Instituto Tecnológico GeoMinero de España
Ministerio de Medio Ambiente

1849 ITGE 1999 150 ANIVERSARIO



ACTAS

XVII JORNADAS de Paleontología

Y SIMPOSIOS DE LOS PROYECTOS PICG 393, 410 Y 421

TOMO I

I. Rábano (Ed.)

SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA

IUGS UNESCO

XV JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

Y SIMPOSIOS DE LOS PROYECTOS PICG 393, 410 y 421

ACTAS

(Tomo I)

I. Rábano (Ed.)
Colección Temas Geológico-Mineros, Vol. 26
Madrid, 1999

F799-11-99

Diseño de portada: Fraile de Tejada

©Edita: Instituto Tecnológico Geominero de España
I.S.B.N.: 84-7840-381-7 (O.C.)
I.S.B.N.: 84-7840-383-3 (Tomo I)
DEPÓSITO LEGAL: M-37.834-1999
NIPO: 320-99-009-6

COMPOSICIÓN: INFORAMA, S.A. Príncipe de Vergara, 210 - 28002 MADRID
IMPRIME: GRAFISTAFF, S.L. Avda. del Jarama, 24 - 28820 COSLADA (Madrid)

XV JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

"HISTORIA DE LA PALEONTOLOGÍA ESPAÑOLA"

Y SIMPOSIOS DE LOS PROYECTOS PICG 393, 410 y 421

Museo Geominero, Madrid, 28 a 30 de octubre de 1999

Organizado por:

Instituto Tecnológico Geominero de España – Museo Geominero

Sociedad Española de Paleontología

Con la colaboración de:

Programa Internacional de Correlación Geológica (IUGS, UNESCO)

Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid

Ministerio de Educación y Cultura
Secretaría de Estado de Educación, Universidades, Investigación y Desarrollo
Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación Científica

Consejo Superior de Investigaciones Científicas

Comunidad Autónoma de Madrid
Consejería de Educación
Dirección General de Investigación
Proyecto 06/0006/98

Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha
Consejería de Cultura
Dirección General de Patrimonio y Museos
Dirección General de Promoción Cultural

Ilmo. Ayuntamiento de Molina de Aragón (Guadalajara)

Comunidad del Real Señorío de Molina y su Tierra

Diputación de Guadalajara

IBERDROLA

COMITÉ DE HONOR

Excma. Sra. Dña. Isabel Tocino Biscarolasaga
Ministra de Medio Ambiente

Excmo. Sr. D. Alberto Ruiz Gallardón
Presidente de la Comunidad Autónoma de Madrid

Ilmo. Sr. D. Emilio Custodio Gimena
Director General del Instituto Tecnológico Geominero de España

Ilmo. Sr. D. Alfonso Maldonado Zamora
Director de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid

Prof. Dr. Pascual Rivas Carrera
Presidente de la Sociedad Española de Paleontología

Prof. Dr. Marcos A. Lamolda Palacios
Presidente del Comité Español para el Programa Internacional de Correlación Geológica. UNESCO

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidenta
Isabel Rábano

Secretario
Alfonso Arribas

Vocales
Ana Rodrigo, Silvia Menéndez, Rafael Lozano, Luis F. Granados

Colaboradores
Iván Moreno, Israel Polonio, Marcial Rueda

Coordinador Sesión Patrimonio Paleontológico
Guillermo Meléndez

Coordinadora Aula Informática
Angeles Sacristán

Colaboradores Aula Informática
Dirección de Planificación y Gestión ITGE
Unidad Sistemas de Información Geográfica

Coordinador Excursión
Antonio Goy

COMITÉ CIENTÍFICO

Dr. Emiliano Aguirre Enríquez (CSIC, Madrid)
Dra. Mª Teresa Alberdi Alonso (CSIC, Madrid)
Dr. Juan Carlos Braga Alarcón (Universidad de Granada)
Dr. Jenaro L. García Alcalde (Universidad de Oviedo)
Dr. José Mª González Donoso (Universidad de Málaga)
Dr. Antonio Goy Goy (Universidad Complutense de Madrid)
Dr. Rodolfo Gozalo Gutiérrez (Universidad de Valencia)
Dr. Juan Carlos Gutiérrez Marco (CSIC, Madrid)
Dr. Eladio Liñán Guijarro (Universidad de Zaragoza)
Dra. Nieves López Martínez (Universidad Complutense de Madrid)
Dr. Jordi Martinell Callicó (Universidad de Barcelona)
Dr. Guillermo Meléndez Hevia (Universidad de Zaragoza)
Dr. Paul Palmqvist Barrena (Universidad de Málaga)
Dr. Luis C. Sánchez de Posada (Universidad de Oviedo)
Dr. José Luis Sanz García (Universidad Autónoma de Madrid)
Dr. Leandro Sequeiros San Román (Universidad de Córdoba)
Dr. Jaime Truyols Santonja (Universidad de Oviedo)
Dra. María F. Valle Hernández (Universidad de Salamanca)
Dr. Roberto H. Wagner (Jardín Botánico de Córdoba)

PRESENTACIÓN

En 1999 se cumple el 150 aniversario de la creación de la *Comisión para la Carta Geológica de Madrid y General del Reino*, precursor del actual Instituto Tecnológico Geominero de España, que en su época impulsó decisivamente el desarrollo de los aspectos científicos y aplicados de la Geología en nuestro país. La Ciencia de la Paleontología no pudo sustraerse a estos avances, contribuyendo desde el principio a los estudios geológicos encomendados al Organismo, en todos sus campos de actividad (cartografía, estratigrafía, yacimientos minerales). En esta labor destacaron notables miembros de la Institución, que forman parte por mérito propio de la historia de la Paleontología española: nos referimos a Casiano de Prado, Lucas Mallada, Florentino Azpeitia, Primitivo Hernández Sampelayo... La actividad de estos ilustres científicos fructificó en una importante colección paleontológica, representativa de todos los periodos geológicos del territorio español, que constituyó el núcleo inicial del Museo Geominero. En éste se expone la muestra más amplia y variada de fósiles españoles, y desde hace pocos años se han reanudado las investigaciones sobre el rico Patrimonio Paleontológico de nuestro país.

La oportunidad que nos brinda la Sociedad Española de Paleontología, designándonos como sede de sus Decimoquintas Jornadas anuales, nos honra al resaltar la vinculación del Instituto Tecnológico Geominero de España con esta Ciencia a lo largo de los 150 años de existencia de nuestra Institución. Como consecuencia de esta efemérides, el tema monográfico de las Jornadas gira en torno a la *Historia de la Paleontología Española*. El éxito de las mismas queda patente por el número y calidad de las contribuciones científicas reunidas en el presente volumen, al que se añaden otros treinta y cinco trabajos consagrados al desarrollo del Programa Internacional de Correlación Geológica de la UNESCO. Estos dan cuenta de las investigaciones paleontológicas realizadas en siete países europeos y americanos, en torno a tres simposios de otros tantos proyectos internacionales, donde la participación española lidera grupos de trabajo auspiciados por la Comisión Española de Cooperación con la UNESCO del Ministerio de Asuntos Exteriores.

Para el Instituto Tecnológico Geominero de España es una satisfacción constatar la enorme vitalidad científica de la Paleontología española a través del éxito de estas Jornadas anuales, así como las importantes aplicaciones que esta Ciencia ha venido aportando y reporta al progreso de la Geología en España.

Emilio Custodio Gimena

Director General del Instituto Tecnológico Geominero de España

ÍNDICE

TOMO I

Conferencia
F. Pelayo
Los orígenes de la Paleontología en España ____ 3

Conferencia
X. Martínez-Delclós, A. Arillo, V. Ortuño y E. Peñalver
El ámbar del Cretácico Inferior de Peñacerrada (Álava, España) ____ 13

TEMA MONOGRÁFICO: HISTORIA DE LA PALEONTOLOGÍA ESPAÑOLA

Ponencia
R. Gozalo
La Paleontología española en la Universidad y centros asociados en el periodo 1849-1936 ____ 21

Ponencia
J. Truyols
La Paleontología española en el Cuerpo de Minas durante el siglo XIX ____ 30

Ponencia
L. Sequeiros
La epistemología oculta de los paleontólogos. Los fósiles "bajo el crisol de Bacon" ____ 36

L. Alcalá
Cincuenta años de referencias paleontológicas en la revista Teruel (Instituto de Estudios Turolenses, CSIC) ____ 44

F. Álvarez
Colle, *notas sobre un yacimiento clásico en el Devónico cantábrico (NO de España)* ____ 48

F. Álvarez
El registro paleontológico de Colle (Sabero, NE de León, España) ____ 54

R.M. Álvarez Halcón
El concepto de especie *en la obra del paleontólogo Florentino Azpeitia Moros (1859-1934)* ____ 60

E. Barrón, A. Arillo y C. Diéguez
El Mioceno Superior de la Cuenca de la Cerdaña (Pirineos orientales) ____ 63

E. Cabezas Olmo
La obra científica de D. Lucas Mallada y Pueyo en su contexto histórico-social ____ 70

A. Calonge García, J. García Sánchez y B. Ruiz Zapata
Historia de la enseñanza de la Paleontología en la Universidad de Alcalá ____ 74

M.A. Cuesta y J. Morales
Paleontología de mamíferos terciarios en Castilla y León: desarrollo histórico y estado actual ____ 78

E. Liñán y R. Gozalo
Historia del conocimiento paleontológico del yacimiento de Murero, Cámbrico Inferior alto-Cámbrico Medio (provincia de Zaragoza) ____ 83

A. Montero, L. Sequeiros, L. y S. Cano
Las colectas de fósiles de Fernando López de Cárdenas en Montoro (Córdoba) en el último tercio del siglo XVIII ____ 89

J. Moreno-Pérez
La Paleontología en los Congresos organizados por la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias durante el periodo 1908-1934 ____ 92

A. I. Ortega Martínez, J.M. Carretero Díaz, J.L. Arsuaga Ferreras y M.A. Martín Merino
Antecedentes históricos de las intervenciones en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca (Burgos) ____ 95

B. Pérez, P. García, I. de Miguel, J. Morales y D. Soria
El yacimiento de Layna (Soria) ____ 99

D. Pesquero, B. Sánchez, S. Fraile, L. Alcalá y C. Martín Escorza
Eduardo Hernández-Pacheco: la Paleontología de vertebrados de principios de siglo ____ 101

I. Rábano y J.C. Gutiérrez-Marco
La "Sinopsis" paleontológica de Lucas Mallada: fechas de publicación y otros aspectos editoriales ____ 103

J.I. Ruiz-Omeñaca y X. Pereda-Suberbiola
Un documento inédito de Royo y Gómez sobre los dinosaurios de Levante ____ 111

L. Sequeiros y A. Montero
Historia del conocimiento de los yacimientos paleontológicos del Jurásico de Cabra (Subbética cordobesa) ____ 113

A. Sánchez Marco
Para la historia de la paleornitología en España ____ 117

M. Truyols-Massoni
Quince años de la Sociedad Española de Paleontología: Primer análisis estadístico ____ 118

J. Usera y C. Alberola
La obra científica y de divulgación de Guillermo Colom Casasnovas (1900-1993) ____ 123

J. Vilella
125 años del Museo Geológico del Seminario de Barcelona (1874-1999) ____ 127

TEMA LIBRE

F.G. Aceñolaza y G.F. Aceñolaza
Germán Burmeister, un científico de dos mundos ____ 131

M. Aguilar, J.M. Bernaus y E. Caus
Lepidorbitoides*: un género en que basar la correlación transatlántica durante el Cretácico Superior* ____ 135

L. Alegret y M. Aurell
Análisis de las comunidades de rudistas del Cretácico superior en el Prepirineo aragonés ____ 137

L. Alegret, E. Molina y D. Peryt
Evolución de las asociaciones de microforaminíferos bentónicos en el límite Cretácico/Terciario de Aïn Settara, Tunicia ____ 142

A . Andrade Olalla
Historia paleogeográfica de la vegetación de Gredos a través de los datos aportados por la Palinología ____ 147

M. Antón, G. López y G. Santamaría
Observaciones preliminares sobre la locomoción de los carnívoros del Mioceno Inferior del yacimiento de Salinas de Añana (Álava) ____ 151

I. Arenillas
Evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Ben Gurion (Israel) ____ 156

I. Arenillas, J.A. Arz y E. Molina
Extinción y evolución de foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario de Tunicia ____ 162

C. Arias
Pliensbachian Ostracoda of the Préjano section, Sierra de los Cameros (Cordillera Ibérica, Spain) ____ 167

A. Arribas y P. Palmqvist
El modelo de actividad de Pachycrocuta *en Venta Micena: Implicación de los hiénidos en el registro paleomastológico plio-pleistoceno español* ____ 173

R. Bao, L. Santos y M.F. Sánchez-Goñi
Registro micropaleontológico de los cambios naturales y antrópicos (500 años BP-presente) en un ecosistema de lagoon (Doniños, NO Península Ibérica) ____ 182

E. Barrón, A.C. Azerêdo, M.C. Cabral, M. Ramalho y R. Pereira
Palinomorfos del Jurásico de Pedrógao (Portugal). Descripción y comparación con otros elementos micropaleontológicos y sedimentológicos ____ 186

J.M. Bernaus
Los foraminíferos orbitoliniformes: clasificación y problemática ____ 192

C. Brime, S. García-López, F. Bastida, M.L. Valín, J. Sanz-López y J. Aller
Análisis de la variación del índice de alteración del color de los conodontos (CAI) en el sector NW de la Zona Cantábrica ____ 196

M.L. Canales y C. Herrero
Asociaciones de foraminíferos del Toarciense superior y Aaleniense en la sección de Moyuela (Zaragoza) ____ 199

A. Calonge García, J. García Sánchez y M.T. Bercial Sanz
Datos bioestratigráficos sobre las formaciones cenomanienses de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (España) ____ 201

E. Cerdeño y B. Sánchez
Tendencias evolutivas de Alicornops simorrense *(Rhinocerotidae) en el Mioceno medio y superior de España* ____ 204

J.O. Chiesa, E.N. Strasser, G.C. Tognelli, J.L. Prado y C. Kaufmann
El registro de mamíferos cuaternarios de la Región Interserrana de San Luis, Argentina ____ 207

P. Cózar y S. Rodríguez
Nueva clasificación de la familia Archaediscidae (foraminíferos) ____ 212

G. Delvene, I. Pérez-Urresti y J. Ramajo
Bivalvos del Jurásico Medio y Superior en el afloramiento Tía Chula (Oliete, Cadena Ibérica Nororiental) ____ 219

M.E. Dies, R. Gozalo y E. Liñán
Presencia de Kingaspis campbelli *(King 1923) (Trilobita) en el Bilbiliense (Cámbrico Inferior) de Murero (Zaragoza)* ____ 223

R. Domènech, C.M. da Silva, M. Cachao y J. Martinell
Una megasuperficie bioerosionada en Oura (Albufeira): Implicaciones para la evolución sedimentaria del Mioceno de Algarve (S de Portugal) ____ 226

C. Ferràndez-Cañadell
New orbitoidiform foraminifers from the Paleocene of Pakistan ____ 231

J. Gallemí, A.B. Smith, C.H. Jeffery, G. Ernst y P. Ward
Equínidos del tránsito Cretácico-Terciario en el norte de España ____ 233

D. García-Bellido Capdevila
Datos preliminares sobre los poríferos fósiles de Demués (Carbonífero de Asturias) ____ 234

M.D. Gil Cid y P. Domínguez Alonso
Eocrinoides del Cámbrico español y el origen del pedúnculo en pelmatozoos ____ 236

J.C. Gutiérrez-Marco
Algunos ejemplos inusuales de nematulario en graptolitos silúricos del noreste de España ____ 239

J. Guillem y J. Usera
Nota sobre algunos "microforaminíferos" del marjal de Torreblanca (Castellón, España) ____ 244

M. Leira
Observaciones morfológicas y estratigráficas en diatomeas centrales del género Aulacoseira *Thwaites en los sedimentos holocenos de la Laguna Grande (Serra de Queixa, Galicia, NO Península Ibérica)* ____ 248

G. López y M. Soler
La zona de Platyceramus uduloplicatus *en el Santoniense (Cretácico Superior) del norte de España* ____ 253

F. López González, M. Vila Taboada y A. Grandal d'Anglade
Presencia de Bison priscus *en Galicia (NO de la Península Ibérica)* ____ 258

A. Márquez-Aliaga, L. Márquez, S. Ros y A. Goy
Aspectos tafonómicos de bivalvos del Triásico Medio de Calasparra (Murcia) ____ 260

A. Márquez-Aliaga, J.I. Valenzuela-Ríos y P. Plasencia
Nuevos datos sobre Pseudofurnishius *(Conodonta, Triásico) en España* ____ 262

C. Martín-Closas
El trofismo del lago de Las Hoyas (Cretácico inferior, Cordillera Ibérica) ____ 265

M. Martín Sánchez, P. López García y J.A. López Sáez
Aproximación palinológica a la evolución de la vegetación del Cáucaso y del nivel del Mar Caspio durante el Holoceno reciente ____ 269

A.V. Mazo, J.F. Jordá, J. Van der Made, E. Herráez e I. Armenteros
Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). Aportaciones a la bioestratigrafía del Aragoniense del sector SW de la Cuenca del Duero ____ 274

F. Muñiz y E. Mayoral
Nueva pista fósil del Mioceno superior en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España) ____ 276

E. Ortiz Jaureguizar, G. Cladera y A. Giallombardo
Relaciones de similitud entre las faunas del lapso Cretácico Superior-Paleoceno Superior en América del Sur ____ 280

P. Palmqvist, A. Arribas y R. Arrebola
La descodificación de la información tafonómica como un mecanismo para recuperar la información paleobiológica encriptada en el registro fósil: el ejemplo de Venta Micena ____ 284

P. Palmqvist, D.R. Gröcke, A. Arribas y B. Martínez-Navarro
Análisis biogeoquímico y paleosinecológico de la asociación de macromamíferos del Pleistoceno Inferior de Venta Micena (Orce, Granada) ____ 290

J.A. Pérez-Claros, P. Palmqvist y F. Olóriz
Sobre la estimación de la dimensión fractal de las suturas de los cefalópodos ammonoideos: una propuesta metodológica ____ 295

N. Perilli
Early-Middle Toarcian calcareous nannofossil biostratigraphy of some sections from the Basque Cantabrian and Iberian Range areas ____ 305

N. Perilli & L.V. Duarte
Preliminary calcareous nannofossil biostratigraphy of the lower-middle Toarcian depositional sequences of the Lusitanian Basin ____ 308

H. Rezqui, J. Usera, M. Boutakiout et M. Labraimi
Distribution et adaptation morphofunctionelle chez les Uvigerinidae (foraminiféres bentiques) de la côte atlantique marocaine entre Agadir et Tarfaya ____ 311

J. Rodríguez-Lázaro, M. Martín Rubio, F. Robles, P. Anadón, R. Utrilla, A. Vázquez e I. Soulié-Märsche
Ostrácodos, moluscos y carofíceas del lago Caicedo de Yuso/Arreo (Alava): análisis preliminar e interés paleolimnológico ____ 316

M. Rodríguez-Martínez, I. Moreno-González, S. Rodríguez, R. Mas y P. Cózar
Comparación entre los montículos viseenses de la Casa de la Calera y los de un sector de la Sierra de la Estrella (Área del Guadiato, Córdoba) ____ 322

R. Royo-Torres, J.I. Canudo y J.I. Ruiz-Omeñaca
Nueva descripción del pubis de Aragosaurus ischiaticus *Sanz, Buscalioni, Casanovas y Santafé, 1987 (Dinosauria, Sauropoda) del Hauteriviense superior (Cretácico Inferior) en Galve (Teruel)* ____ 325

A. Ruiz Bustos
Secuencias de Referencia en arvicólidos ____ 331

A. Ruiz Bustos
Morphologic sequence and phylogeny of Quaternary arvicolids ____ 335

L. Santos, J.R. Vidal Romaní y G. Jalut
Evolución reciente de la vegetación (2.700 años BP-presente) en la Sierra de Queixa (Galicia, NO de la Península Ibérica) ____ 339

L.M. Sender, R. Gozalo, E. Liñán, M.E. Dies y E. Martín
Trilobites del Cámbrico Medio de Monforte de Moyuela (Teruel) ____ 344

J. Sendra, P. Montoya y M. Belinchón
Un cráneo de sirenio en el Plioceno de Pilar de la Horadada (Alicante, España) ____ 350

J. Sendra, F. Muñiz y E. Mayoral
Primeros datos sobre misticetos (Mammalia, Cetacea, Balaenopteridae) en el Plioceno inferior de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva) ____ 356

J. Usera y A.M. Blázquez
Aplicación del método de rarefacción (Sanders, 1968) para determinar el número mínimo representativo de foraminíferos fósiles en diferentes paleoambientes en la albufera cuaternaria de Elche-Santa Pola (Alicante, España) ____ 362

TOMO II

PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO

D.J. Álvarez Laó
Recuperación y estudio de la colección de vertebrados del Area de Paleontología de la Universidad de Oviedo ____ 371

J.A. Andrés, J.A. Arz, E. Liñán y M.T. Rico
El Yacimiento de Murero como Bien de Interés Cultural (B.I.C.) ____ 373

A. Arribas, R.P. Lozano, S. Menéndez, I. Moreno, I. Polonio e I. Rábano
Un nuevo yacimiento paleoictiológico en el Mioceno Superior del sureste de España (Cañada Guerrero, Hellín, Albacete): Potencial paleontológico y riesgos para su estudio y conservación ____ 377

M.C. Carapito
Retrospectiva dos estudos referentes ao Caloviano-Oxfordiano do Cabo Mondego, sector setentrional da Bacia Lusitaniana, Portugal ____ 380

A. Casasús, A. Grauges y R. Martínez
Patrimonio Paleontológico del Municipio de Josa (provincia de Teruel). Yacimientos del Cretácico Inferior ____ 384

V. Etayo, H. Astibia y M. Arbizu
Algunas consideraciones sobre la Paleontología en Navarra ____ 386

J. Gallemí
La colección general de Paleontología (Invertebrados) del Museo de Geología de Barcelona ____ 388

A. García-Forner, B. Gil, J. Guillem, M.A. Maroto y A. Márquez-Aliaga
Recuperación de la colección de fósiles donada a la Universitat de València por el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid ____ 389

E. Liñán, J.A. Andrés, E. Martín y R. Gozalo
La puesta en valor de los yacimientos paleontológicos marinos. El caso de Murero ____ 394

R.P. Lozano, A. Rodrigo e I. Rábano
Fósiles en las colecciones históricas de rocas del Museo Geominero. I. Cataluña y Galicia ____ 399

R.P. Lozano, A. Rodrigo e I. Rábano
Fósiles en las colecciones históricas de rocas del Museo Geominero. II. Aragón ____ 404

M.A. Mancheño Jiménez
Introducción al Patrimonio Paleontológico de Murcia. El primer Museo Paleontológico de la región ____ 409

A. Márquez-Aliaga, A. García-Forner, C. Martínez y J.A. Villena
"Colección Icnofósiles" del Museo de Geología de la Universidad de Valencia ____ 413

G. Martínez e I. Rábano
La colección de nautiloideos jurásicos del Museo Geominero (ITGE, Madrid) ____ 415

A. Nogués y J.M. Pons
La Colección de Paleontología de la Universidad Autónoma de Barcelona ____ 424

A. Perejón, E. Moreno-Eiris y S. Menéndez
Las colecciones de arqueociatos españoles en los Museos ____ 426

D. Pesquero, B. Sánchez y L. Alcalá
Valoración patrimonial de los yacimientos pliocenos de la provincia de Albacete (España) ____ 432

J. Romero Rodríguez
Perspectivas de conservación de los materiales pliocenos del litoral de la provincia de Málaga ____ 437

M.A. Salinas Jaques
Medidas para la protección de los fondos del Museo Paleontológico adoptadas por el Consejo Municipal de Valencia durante la Guerra Civil española (1936-1939) ____ 439

E.J. Sánchez Ferris, R. Santamaría, P. Montoya, R. Momparler, A. Cañizares, G. Barcelón, P. Gosálvez, J. Guillem, M.D. Marín y A. Dolz
Movilización y restauración de fondos paleontológicos para su instalación en el nuevo Museo de Ciencias Naturales de Valencia ____ 442

J. Sendra
El Museo Paleontológico de Rojales: un importante paso para el estudio, conservación y divulgación del patrimonio de la Comarca del Bajo Segura (Alicante) ____ 447

C. Sinusía, J.I. Lorenzo y E. Liñán
Las colecciones del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza ____ 451

R.H. Wagner y A. Montero
La futura exposición del Museo Paleobotánico de Córdoba ____ 453

AULA INFORMÁTICA

J.L. Arsuaga
Restitución tridimensional de imágenes tomográficas de fósiles ____ 459

J.E. Caracuel, J. Cardenal y J. Delgado
Aplicaciones fotogramétricas digitales al análisis morfométrico de restos fósiles ____ 460

C. Martín Escorza, L. Alcalá y M.D. Pesquero
Representación en 3D de un yacimiento paleontológico. Caso del Neógeno del Cerro de la Garita (Concud, Teruel) ____ 462

M.V. Pardo
Comunidades Virtuales de Usuarios y Paleontología. La CVU PALEÓPOLIS de RedIRIS ____ 466

A. Pardo, C. Gonzalvo y L.E. Arlegui
El Hipertexto en Paleontología: herramienta de consulta científica y docente (I) ____ 469

A. Pardo, C. Gonzalvo y L.E. Arlegui
El Hipertexto en Paleontología: herramienta de consulta científica y docente (II) ____ 475

L.E. Requeta Loza
Obtención y análisis de imágenes en tres dimensiones de huellas de dinosaurio ____ 481

A. Sacristán
Publicación y acceso a la información científica en la era digital ____ 484

SIMPOSIO PROYECTO PICG 393

G. Álvarez, P. Busquets y J. Franquès
Diversidad, composiciòn y estructura de un arrecife coralino del Bartoniense de la Cuenca del Ebro (extremo nororiental). Cuantificación de la diversidad coralina ____ 491

C. Ferràndez-Cañadell
Discocyclina javana *(Discocyclinidae, Foramnifera) en el Bartoniense Superior de la Cuenca de Igualada: Implicaciones bioestratigráficas y biogeográficas* ____ 495

C. Ferràndez-Cañadell y X. Cazañas Díaz
Chapmanina *y* Ferayina *en el Paleógeno de Cuba* ____ 497

C. Gonzalvo y E. Molina
Implicaciones cronoestratigráficas de los foraminíferos planctónicos en el tránsito Eoceno Medio-Eoceno Superior ____ 500

C. Martín-Closas y J. Serra-Kiel
Correlación entre macroforaminíferos y carofitas del Eoceno medio ____ 504

J. Romero
El límite Eoceno medio-Eoceno superior en la Cuenca de Igualada (NE de España) ____ 507

J. Romero y E. Caus
Repartición paleoambiental de los macroforaminíferos: el Eoceno medio superior de la Cuenca de Igualada (NE de España) ____ 510

A. Travé, J. Serra-Kiel & C. Ferràndez-Cañadell
Litho-biostratigraphy of the Bartonian in the Igualada area (South-Pyrenean Basin) ____ 513

SIMPOSIO PROYECTO PICG 410

G.L. Albanesi, S.B. Esteban y C.R. Barnes
Conodontes del intervalo del límite Cámbrico-Ordovícico en la Formación Volcancito, Sistema de Famatina, Argentina ____ 521

M. Arbizu, I. Méndez-Bedia, C. Aramburu, I. Rábano y J.C. Gutiérrez-Marco
Diversidad taxonómica de Invertebrados en el Ordovícico Medio del noroeste de España ____ 527

P. Budil y R. Mikulas
Associations of body-fossils and ichnofossils from the Letná Formation (Ordovician, Berounian) in the north-eastern part of the Prague Basin, Czech Republic ____ 533

H.M. Couto y J.C. Gutiérrez-Marco
Notas sobre algunos Diploporita (Echinodermata) de la Formación Valongo (Ordovícico Medio, Portugal) ____ 541

H.M. Couto, J.C. Gutiérrez-Marco y G. Roger
Níveis fosfatados com lingulídeos do Arenigiano (Ordovícico) do Anticlinal de Valongo (Portugal) ____ 546

M. Escribano Ródenas, D. Gil Cid, P. Domínguez Alonso y E. Silván Pobes
Importancia taxonómica de las zonas orales de los cistoideos diplopóridos ____ 549

S.C. Finney y S.H. Peralta
Análisis de correlación del Arenigiano-Llanvirniano de la Precordillera del Oeste de Argentina, e Ibexiano-Whiterockiano de la Great Basin de Norteamérica ____ 552

W. Hammann, D.A.T. Harper y E. Villas
Los braquiópodos de la fauna de Foliomena *y sus trilobites asociados en el Ordovícico tardío de Cerdeña* ____ 556

J.C. Gutiérrez-Marco y G.F. Aceñolaza
Calix inornatus *(Meléndez, 1958) (Echinodermata, Diploporita, Ordovícico): morfología de la región oral de la teca y revisión bioestratigráfica* ____ 557

J.C. Gutiérrez-Marco, S.N. Yanev y V.V. Sachanski
Braquiópodos inarticulados del Ordovícico Inferior de la Unidad Ranovac-Vlasina ("Supragethicum") y paleobiogeografía de las unidades tectónicas balcánicas de Serbia oriental (Yugoslavia) ____ 566

V.V. Sachanski y J.C. Gutiérrez-Marco
Nuevos hallazgos de graptolitos en el Ordovícico de Bulgaria ____ 575

G.N. Sarmiento y J.C. Gutiérrez-Marco
Microfósiles ordovícicos en olistolitos carboníferos de la cuenca del Guadiato, Adamuz (Córdoba) ____ 580

M.F. Tortello y G.F. Aceñolaza
Trilobites agnóstidos del Ordovícico basal en la localidad de Purmamarca, Provincia de Jujuy, Argentina ____ 585

SIMPOSIO PROYECTO PICG 421

H. Botella y J.I. Valenzuela-Ríos
Evolución morfológica de Leonodus *Mader en el Devónico Inferior: sus implicaciones en el origen de los xenacántidos (Elasmobranchii, Pisces)* ____ 591

R. Escribano Balín y M. Molleda
Semiventana tectónica en el área de la Abadía de Lebanza (Palencia, N. de España) ____ 592

E. Fernández-Martínez, Y. Plusquellec, B. Mistiaen y F. Tourneur
Crenulipora *Le Maître, 1956 (Tabulata, Devónico): Revisión del material original y estado actual de conocimientos* ____ 594

J.L. García-Alcalde Fernández
Braquiópodos hercínicos del Eifeliense superior (Devónico Medio) del Dominio Palentino (N de España) ____ 599

C. González Álvarez y J.L. Suárez Andrés
Primeros datos sobre algunos briozoos del Moscoviense Superior de la Zona Cantábrica ____ 605

J.C. Gutiérrez-Marco, E. Ferrer, M. Robardet y J. Roqué Bernal
Graptolitos multiramosos del Devónico de las Cadenas Costeras Catalanas (noreste de España) ____ 610

J.C. Gutiérrez-Marco, J. Roqué Bernal, M. Robardet y R. Ibáñez Sotillos
Graptolitos de la Biozona de Coronograptus cyphus *(Rhuddaniense: Silúrico inferior) en el área del Montseny (Cadenas Costeras Catalanas, noreste de España)* ____ 618

M.V. Pardo Alonso
Un fósil "nuevo" y poco conocido: "Histerolites" chillonensis, *de la colección del Museo Geominero (Madrid, España)* ____ 623

J.M. Piçarra, J. Le Menn, Z. Pereira, R. Gourvennec, J.T. Oliveira & M. Robardet
Novos dados sobre o Devónico inferior de Barrancos (Zona de Ossa Morena, Portugal) ____ 628

J. Roqué
La Biozona ascensus-acuminatus *en el Silúrico de las Cadenas Costeras Catalanas (NE de España)* ____ 632

J. Sanz-López, J.I. Valenzuela-Ríos, S. García-López, I. Gil Peña y A. Robador
Nota preliminar sobre la estratigrafía y el contenido en conodontos del Prídoli-Lochkoviense inferior en la unidad de els Castells (Pirineo central) ____ 638

J.L. Suárez Andrés
Nuevos datos sobre los briozoos devónicos de la Zona Cantábrica ____ 643

J.L. Suárez Andrés
Parasitismo en briozoos del Devónico de la Zona Cantábrica ____ 647

J.I. Valenzuela-Ríos, P. Carls y H. Botella
Conodontos, braquiópodos y restos de peces del Devónico Inferior de Nigüella (Cordillera Ibérica) ____ 651

EXCURSIÓN

A. Goy y A. Rodrigo (con la colaboración de J. Bernad, M.J. Comas y F. García Joral)
Tras las huellas de Torrubia (1698-1761) por el Señorío de Molina ____ 655

APÉNDICE

F. Pelayo
El orden natural y los gigantes. La Gigantologia Spagnola Vendicata *(1760) de José Torrubia* ____ 685

RELACIÓN DE PARTICIPANTES ____ 717

ÍNDICE DE AUTORES ____ 727

Conferencias

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Los orígenes de la Paleontología en España

F. Pelayo
Instituto de Historia de la Ciencia y Documentación López Piñero. C.S.I.C.-Universidad de Valencia

Introducción

Aunque en la enseñanza impartida en las academias y escuelas de minería de finales del siglo XVIII se contemplaba la identificación de los fósiles, con una evidente finalidad aplicada, la institucionalización de la Paleontología en Europa occidental data de los años centrales del siglo XIX. Durante ese período, poco tiempo después de que Henri Ducrotay de Blainville (1777-1850) propusiera en 1822 el término *Paléontologie*[1], ya se habían establecido la docencia de esta ciencia, entre otros sitios, en la *École des Mines* y en el *Muséum National d'Histoire Naturelle* de París, y en la Escuela de Ingenieros de Minas y en la Universidad Central, en este último caso, como asignatura de doctorado impartida junto con la Geología en el Museo de Ciencias Naturales de Madrid.

A pesar de esta relativamente reciente institucionalización de la disciplina, lo que está muy claro es que el interés por los restos orgánicos fósiles puede remontarse a la Prehistoria[2]. En un trabajo ya clásico, Oakley discutió el posible, y en algunos casos evidente, uso folclórico de los fósiles a lo largo del tiempo, desde el Paleolítico y el Neolítico hasta el siglo XX[3]. Así, conchas de lamelibranquios y gasterópodos y dientes fósiles de escualos, perforados para ser insertados en colgantes; huesos de mamuts utilizados por cazadores prehistóricos para la construcción de cabañas; equinoideos fósiles usados para entierros ceremoniales en túmulos de la edad del Bronce; fósiles machacados y convertidos en polvo para uso medicinal, como los obtenidos por Von Koenigswald en boticas chinas; utilización de fósiles, como amuletos o como objetos usados en juegos infantiles, etc., son algunas de las aplicaciones populares de los restos petrificados enumeradas por Oakley.

De todas formas, esta evidente curiosidad popular histórica por las petrificaciones no puede ocultar el papel que estos restos, hallados al realizar alguna excavación o que quedaban desenterrados debido a alteraciones naturales de los terrenos, han desempeñado desde un punto de vista científico, para desvelar la historia de la Tierra y de la vida. En efecto, si los fósiles de invertebrados, fundamentalmente los malacológicos, fueron las muestras utilizadas para discutir sobre cuestiones geológicas, como la antigua distribución de tierras y agua, y constituyeron las principales pruebas para explicar o apoyar la posibilidad de supuestos fenómenos del pasado, como el diluvio universal, la paleontología de vertebrados se centró por lo general en la determinación de los enormes restos óseos, atribuidos a antiguos gigantes[4].

Los antecedentes de la Paleontología en España

Prescindiendo de las alusiones a los ejemplares malacológicos petrificados, considerados por autores del ámbito geográfico hispano, como Paulo Orosio (siglo V) e Isidoro de Sevilla (560-636), restos que probaban una antigua inundación general, las primeras referencias a ejemplares fósiles en España son las citas de los cronistas de Indias de los siglos XVI y XVII sobre huesos de "gigantes". Estas descripciones de los enormes restos óseos hallados en los dominios coloniales de América aportaron nuevos argumentos a la ya por entonces antigua cuestión sobre la hipotética existencia en el pasado de los gigantes.

Si hasta el siglo XVI la discusión en torno a esta cuestión se apoyó exclusivamente en los autores clásicos y en la Biblia, desde comienzos de esta centuria nuevas fuentes de información vinieron en apoyo de los partidarios de los gigantes. En las noticias que llegaron del Nuevo Mundo, recogidas en las obras de los cronistas de Indias españoles se mencionaba la presencia de un pueblo que habitaba en el estrecho de Magallanes, los patagones[5], descritos por viajeros y marinos europeos como de estatura gigantesca[6]. Paralelamente, estos relatos sobre los gigantes patagones eran confirmados por el hallazgo en América de enormes huesos, que las leyendas indígenas consideraban pertenecientes a una antigua raza de gigan-

[1] LAURENT, G. (1987) *Paléontologie et évolution en France 1800-1860*, Paris, Editions du C.T.H.S., págs. 254-255. Laurent sostiene que de Blainville creó el término "Paléontologie" en un artículo del *Journal de Physique*, t. 94, pág. LIV.

[2] Cf. CAILLEUX, A. (1964) *Historia de la Geología*, Buenos Aires, EUDEBA, págs. 9-10.

[3] OAKLEY, K. (1965) "Folklore of Fossils" *Antiquity*, XXXXIX, págs. 9-16 y 117-125. También puede consultarse OAKLEY, K. (1975) "Decorative and simbolic uses of vertebrate fossils" *Pitt Rives Mus. Occ. Pap. Techn.*, 12, págs. 1-60.

[4] Puede consultarse CEARD, J. (1978) "La querelle des géants et la jeunesse du monde" *The Journal of Medieval and Renaissance Studies*, 8, págs. 37-76 y SCHNAPPER, A. (1986) "Persistance des géants" *Annales ESC*, 40, nº 1, págs. 177-200.

[5] Los primeros escritores de Indias que en el siglo XVI relataron el encuentro de Magallanes con los gigantes patagones fueron Gonzalo Fernández de Oviedo (1478-1557) en su *Historia General y Natural* de las Indias (Sevilla, 1535, Parte segunda, lib. 20, cap. I) y Francisco López de Gomara (1510-1560) en *La historia general de las Indias y el Nuevo Mundo* (Zaragoza, 1554, cap. 92). Ambos, en líneas generales, coincidieron en la narración del primer encuentro de los europeos con los gigantes patagones.

[6] La descripción de los supuestos gigantes patagones se recogerá en las obras de viajeros europeos de finales del siglo XVI y comienzos del XVII, como Pedro Sarmiento de Gamboa (1580), Thomas Cavendish (1592), Oliviar van Noort (1598), Sebald de Weert (1598), Leonardo de Argensola (1609) y Joris van Spilberghen (1614). Puede verse a este respecto el apéndice de la 2ª edición en castellano, traducida por Casimiro Gómez Ortega, del *Viaje del Comandante Byron alrededor del mundo*, Madrid, 1769.

tes. Las mitologías de muchos pueblos americanas recogían la llegada en balsas por el mar de un pueblo de gran estatura, que había convivido antiguamente con sus antepasados. Según estas tradiciones, los gigantes fueron exterminados por un fuego divino debido a sus prácticas "contra-natura". Esto sirvió de argumento para que los enormes huesos que se encontraban, en realidad restos de grandes vertebrados extinguidos, se atribuyeran a dichos gigantes.

Los cronistas de Indias y los huesos de gigantes americanos

Aunque, según el historiador de Castilla e Indias en tiempos de Felipe II, Agustín de Zárate, parece haber sido el capitán Juan de Olmos, excavando en el valle de Puerto Viejo en el Perú en 1543, el primero en encontrar huesos que los indios atribuían a antiguos gigantes[7], la primera mención escrita de restos fósiles de gran tamaño entre los cronistas de Indias correspondió a Pedro Cieza de León (1518-1560), en el año 1553[8]. Después de narrar el mito indígena sobre los gigantes que habían llegado en balsas y desembarcado en la Punta o cabo de Santa Elena, sostenía que las pruebas de la antigua existencia de éstos eran los grandes huesos que se encontraban en los virreinato del Perú y de Nueva España, y de los cuales había oído hablar a otros españoles[9].

Hallazgos de enormes restos fósiles en el virreinato de Nueva España, fueron citados por el protomédico de Felipe II, Francisco Hernández (1517-1587)[10]. Enviado a Nueva España por el monarca en la primera expedición científica que recorrió el continente americano (1570-1577), refirió el hallazgo de huesos de gigantes, algunos de los cuales habían sido enviados a la metrópoli y otros se encontraban en poder de los virreyes, que los exhibían como objetos prodigiosos. Hernández no descartaba que los gigantes hubieran sido autóctonos de la región donde se encontraban sus huesos y que hubieran sido destruidos por otro pueblo[11]. Esta posibilidad, que explicaba la desaparición del antiguo pueblo de gigantes y que sólo se encontraran sus huesos, fue recogida también por José de Acosta (1540-1600)[12], jesuita que llegó al Nuevo Mundo en 1572 y en donde permaneció alrededor de quince años. A su regreso a la península, Acosta escribió su *Historia natural y moral de las Indias* (Sevilla, 1590), obra traducida al latín y a los idiomas europeos más extendidos, lo que aseguró su amplia difusión por todo el viejo continente.

En relación al origen de los indios americanos, Acosta pensaba que habían podido llegar al continente cruzando el océano. Comentó que tal vez en el pasado hubieran llegado al Perú hombres cuyas embarcaciones hubieran sido arrastradas hasta las costas por los vientos, tal como recogían algunas tradiciones de los indígenas. En éstos relatos se decía que los huesos de gigantes que se encontraban en Manta y en Puerto Viejo correspondían a los integrantes de un pueblo de enorme estatura, que habían venido por el mar, habían combatido contra los naturales de la región, construido grandes edificios y que, por sus pecados "contra-natura", habían sido abrasados por un fuego divino.

Asimismo, Acosta narraba como las relaciones de los indígenas recogían las luchas entre los tlascaltecas y los pobladores gigantes de Sierra Nevada. Los tlascaltecas, decía Acosta, tendieron una celada a los gigantes, invitándolos a un banquete y aprovecharon para exterminarlos cuando éstos estaban en mitad de la borrachera. Acosta aseguraba que este relato no era una fábula de los indios, pues en la actualidad aún se encontraban huesos de hombres de gran estatura[13].

En las obras de escritores de Indias de principios del siglo XVII, como Antonio de Herrera (1559-1625), Diego de Avalós y Figueroa, Gregorio García (1560-1627), el Inca García Laso de la Vega (1539-1616) y Juan de Torquemada, se pueden encontrar referencias a supuestos huesos de gigantes americanos.

El interés que despertó en España durante las primeras décadas del siglo XVII el debate sobre los gigantes americanos, se reflejó en las obras de Juan de Solórzano Pereira (1575-1655), del Consejo Real de Indias, y Antonio de León Pinelo (1596-1660), Oidor de la casa de Contratación de Indias en Sevilla, quienes recogieron una larga lista de autores que habían mencionado el hallazgo de huesos de gigantes en Europa y América.

Una referencia tardía del siglo XVII sobre la existencia de los gigantes americanos se debe a Francisco Antonio Fuentes y Guzmán (1642-1699)[14], quien mencionó la presencia de huesos de gigantes en la región chiquimulteca de Guatemala, hallados al realizar una de las primeras excavaciones paleontológica en el Nuevo Mundo[15].

---

[7] ZÁRATE, A. (1555) *Historia del descubrimiento y conquista del Perú*, Anvers, lib. I, cap. V.

[8] CIEZA DE LEÓN, P. (1553) *La crónica del Perú*, Sevilla, cap. LII.

[9] *Ibidem*, pág. 183: Y yo he oído a españoles que han visto un pedazo de muela que juzgaban que a estar entera pesara más de media libra carnicera y también que habían visto otro pedazo del hueso de una canilla, que es cosa admirable de contar cuan grande era, lo cual hace testigo haber pasado."
"... En este año de 1550 oí yo contar, estando en la ciudad de los Reyes, que... se hallaron ciertos huesos en ella de hombres tan grandes como lo de estos gigantes...también he oído...que en un antiquísimo sepulcro se hallaron en la ciudad de México o en otra parte de aquel Reino ciertos huesos de gigantes..."

[10] HERNÁNDEZ, F. (1651) *Historia animalium Novae Hispanae*, Roma.

[11] HERNÁNDEZ (1651) *op. cit.*, trat. 1, cap. 32.

[12] ACOSTA, J. (1590) *Historia natural y moral de las Indias*, Sevilla, lib. I, cap. 19.

[13] ACOSTA (1590) *op. cit.*, lib. 7, cap. 3. Edición consultada F.C.E., México, 1979, pág. 323.

[14] FUENTES Y GUZMÁN, F. (1690) *Recordación florida, discurso historial, natural, material... del reino de Goathemala*, lib. IV, cap. XII.

[15] FUENTES Y GUZMÁN (1690) *op. cit.*, lib. IV, cap. XII. Edición consultada B.A.E., Madrid, 1972, pág. 156.

Las primeras opiniones sobre los fósiles en España

La primera mitad del siglo XVII no fue en España un período en el que destacasen las aportaciones al conocimiento biológico, geológico ni científico en general. Los especialistas en este campo han comentado como la comunidad científica española desarrolló durante el primer tercio del siglo una actividad que fue una prolongación de la renacentista, mientras que en los años centrales se limitó a introducir algunos conceptos modernos que rectificaban determinados saberes tradicionales[16].

Rastreando entre las obras publicadas en este período se pueden encontrar autores que se interesaron por la historia natural. Entre ellos puede citarse a Alvaro Alonso Barba y a Juan Eusebio Nieremberg, quienes en sus trabajos discutieron del proceso de petrificación que tenía lugar en la naturaleza

La opinión sobre dicho proceso de Alvaro Alonso Barba (1569?-1662)[17] se recoge en su *Arte de los metales* (1640). En esta obra, traducida a varios idiomas y que alcanzó una importante difusión en toda Europa, Barba trató fundamentalmente las técnicas mineras empleadas en la América española para la obtención de metales preciosos.

Al abordar en su libro la generación de las piedras, Barba atribuía su origen a la acción de cierta "virtud activa", difícil de determinar, que podía estar constituida por una mezcla de tierra y agua, denominándose jugo o lodo, según que predominara en la mezcla el agua o la tierra respectivamente. Decía que al impregnar el jugo petrífico una materia porosa, ésta se podía convertir en piedra, como había ocurrido en diversos lugares con árboles enteros, con partes y huesos de animales, o con los restos de gigantes de Tarija (Bolivia), que se habían transformado en durísimos pedernales[18]. Sin embargo, Barba opinaba que no todas las piedras que representaban animales, plantas o sus partes debían su origen a la acción de un jugo petrífico sobre algún organismo. Se encontraban cierto tipo de conchas pétreas en algunos parajes muy del interior de tierra firme, por lo que no se podía pensar que el mar hubiese inundado en algún tiempo dicha región. Tampoco el hallazgo de piedras con figuras de sapos, mariposas y otras formas extraordinarias podía ser explicado, según él, por la petrificación de los restos orgánicos correspondientes. Aunque Barba no ofrecía una explicación alternativa a estos fenómenos, dejaba implícita su opinión de que eran piedras con formas parecidas a las de seres vivos[19].

En los mismos años se enmarca la opinión del proceso de petrificación de organismos emitida por el jesuita Juan Eusebio Nieremberg (1595-1658)[20]. Formado en el Colegio Imperial de Madrid y en las Universidades de Alcalá de Henares y Salamanca, Nieremberg fue profesor de historia natural en los Estudios Reales de Madrid, en los cuales publicó diversas obras de divulgación sobre ciencias naturales, que alcanzaron varias ediciones entre 1630 y 1649.

En la *Curiosa y Oculta Filosofia* (1643), al tratar sobre la naturaleza de las petrificaciones semejantes a organismos, rebatía la opinión de aquellos autores que atribuían a los astros la capacidad de engendrar en la tierra piedras y minerales con formas de seres vivos. En cuanto a su origen, Nieremberg pensaba que las piedras con formas de huesos de animales y hombres, y en particular las llamadas "glosopetras", no se habían producido al caer un rayo en la tierra, sino que eran verdaderos huesos. En el caso concreto de las "glosopetras", eran dientes de escualos que debido a fenómenos geológicos habían quedado sepultados en lugares alejados del mar. A diferencia de Barba, él sostenía que en el pasado se habían dado cambios en la distribución de tierras y mares, alternándose ambos elementos en algunas regiones del mundo. Entre las causas de estos cambios Nieremberg consideraba la acción de los terremotos, cuyos efectos alteraban la disposición del mar y la tierra.

Además, Nieremberg recordaba que toda la Tierra había estado cubierta por el mar durante el diluvio universal, por tanto, como recogía Ovidio, los peces que se encontraban en el interior de la tierra podían ser restos de los ejemplares ahogados durante la inundación[21]. De esta forma, el jesuita español parecía tomar partido por la hipótesis diluvialista de los fósiles. Sin embargo, Nieremberg limitó sus ideas geomorfológicas y no profundizó en las consecuencias que hubiera podido tener para el modelado de la superficie terrestre la acción impetuosa de las aguas diluviales. Un compatriota contemporáneo más heterodoxo, José Antonio González de Salas, sí lo planteó, desarrollando así una concepción diluviana de la historia de la Tierra que tendría mucho éxito en Occidente durante tres siglos.

El diluvio, fenómeno de alteración y cambio geológico

Hubo que esperar hasta la llamada "revolución científica" del siglo XVII para que el origen de los fósiles se relacionara de forma directa con las inestabilidades históricas sufridas por la corteza terrestre. Durante este siglo y el siguiente, los estudiosos de la naturaleza, filósofos y teólogos, se plantearon explicaciones del origen y la historia de la Tierra. La emisión de hipótesis geológicas

[16] Cfr. LÓPEZ PIÑERO, J.M. (1969) *La introducción de la ciencia moderna en España*, Barcelona, Ariel, pág. 23.

[17] Sobre A. Barba puede consultarse LÓPEZ PIÑERO, J. M. et al. (1983) *Diccionario histórico de la ciencia moderna en España*, Barcelona, Península, vol. I, págs. 97-100.

[18] *Ibidem*, pág. 23.

[19] *Ibidem*, págs. 30-31.

[20] Sobre Nieremberg puede consultarse el trabajo de LONGINOS NAVAS publicado en *Linneo en España. Homenaje a Linneo en su segundo centenario 1707-1907*, Sociedad Aragonesa de Ciencias Naturales, Zaragoza, 1907, págs. 98-107. También puede verse LÓPEZ PIÑERO (1983) *op. cit.*, vol II, págs. 110-111.

[21] *Ibidem*, pág. 244.

mecanicistas o racionales, se realizó ajustándose de una manera ortodoxa a los relatos bíblicos de la creación y el diluvio. En torno a este último fenómeno, el diluvio universal, giraron una serie de teorías de la Tierra, muy difundidas durante el siglo XVIII, de las que se desprendía una hipótesis diluviana del origen de los fósiles. Esta explicación diluviana de la historia de la Tierra y de la vida fue durante casi dos siglos, el más importante punto de referencia al que tuvieron que acudir todos los naturalistas europeos que se interesaron por los estudios geohistóricos y paleontológicos.

Las raíces del diluvialismo geológico del XVII se encuentran en una disertación[22] escrita a mediados de siglo por el español José Antonio González de Salas (1588- 1651). Filólogo próximo al neoestoicismo[23], González de Salas fue el autor que atribuyó por primera vez al diluvio una acción decisiva en el modelado del relieve terrestre. En la traducción realizada por González de Salas del *Compendio Geographico i Historico de el Orbe Antiguo...* (1644) de Pomponio Mela, sostuvo que, tras el diluvio, la Tierra emergida al retirarse las aguas era diferente de la que apareció en el tercer día de la Creación[24]. La traducción al latín de su disertación, *De Duplici viventium terra dissertatio paradoxica* (Leiden, 1650) tuvo una gran repercusión en el extranjero, siendo comentada y refutada por diversos autores.

Puede concluirse, por tanto, que los autores españoles que abordaron cuestiones paleontológicas en torno a los años cuarenta del siglo XVII, lo hicieron, al igual que sus contemporáneos europeos, basándose en las ideas expuestas por los clásicos. Ejemplo de esto fue la descripción del mecanismo de petrificación recogida en las obras de Barba y Nieremberg. En paralelo, este último autor se mantuvo dentro de la ortodoxia católica al referirse a los procesos geológicos que habían tenido lugar en el pasado. Por el contrario, la radical importancia dada por González de Salas al diluvio universal, fenómeno al que atribuyó el nuevo modelado de la superficie terrestre, cambiando el primitivo relieve surgido tras la Creación, abriría una vía, principalmente en la Europa protestante, que conduciría a la emisión de las diversas teorías diluvianas de la Tierra.

La Paleontología entre los "novatores" españoles

La primera fase de la renovación de la ciencia moderna española, en la que se inició la ruptura entre los saberes tradicionales y las nuevas corrientes científicas europeas, tuvo lugar en las últimas décadas del reinado de Carlos II[25]. En este proceso fue clave la labor realizada por el movimiento "novator", grupo constituido por médicos, matemáticos, geógrafos, astrónomos..., cuyas tertulias recibieron el apoyo y la protección de determinados nobles. Entre los integrantes de estos "novatores" se encontraron algunos autores, como José Zaragoza (1627-1679)[26] y su discípulo José Vicente Olmo (1611-1696). En ellos se pueden encontrar el mismo esquema catastrofista de la historia de la Tierra planteado por sus predecesores españoles, basado en algunas ideas geológicas de los clásicos y en concepciones de la Biblia. Sin embargo, integrarían estas convicciones a través de la obra del jesuita alemán Athanasius Kircher (1602-1680), quien, desarrollando el esquema de forma más sistemática, tuvo el mérito de redactar su síntesis dentro del dogma católico[27].

Las ideas de Kircher, con el respaldo de la ortodoxia, ejercieron una gran influencia en todo el mundo europeo católico. En el caso particular de España, esta influencia se vio favorecida porque Kircher mantuvo una relación epistolar con diversos autores, como Juan Caramuel (1606-1682) y José Zaragoza[28]. La repercusión de la obra de Kircher se reflejó en los trabajos del citado Zaragoza, así como de componentes del movimiento "novator" de finales del siglo XVII, como Olmo[29].

La Paleontología en España durante el siglo XVIII

La influencia de las concepciones geológicas de Kircher también puede encontrarse en algunos eruditos españoles de comienzos del XVIII[30] relacionados con el movimiento renovador, como Tomás Vicente Tosca

[22] GONZÁLEZ DE SALAS, J.A. (1650) *De duplici viventium terra dissertatio paradoxica*, Lugduni Batavorum.

[23] Sobre J. A. González de Salas puede verse LÓPEZ RUEDA, J. (1975) "Joseph Antonio González de Salas, un filólogo clásico amigo de Quevedo" en *Tres grandes humanistas españoles*, Madrid, págs. 37-62 y CAPEL, H. (1985) *La física sagrada*, Barcelona, Serbal, págs. 85-94.

[24] GONZÁLEZ DE SALAS, J.A. "Dissertación de la Tierra descubierta i cubierta de las aguas" en POMPONIO MELA *Compendio Geographico i Historico de el Orbe antiguo...*, Madrid, 1644, (2ª edición de 1780) págs. 14-61. La cita en la página 16.

[25] La introducción de la ciencia moderna en España durante las últimas décadas del siglo XVII y el papel desempeñado por el movimiento "novator" ha sido estudiado por J. M. López Piñero. En este sentido puede consultarse LÓPEZ PIÑERO, J.M. (1969) *La introducción de la ciencia moderna en España*, Barcelona, Ariel y LÓPEZ PIÑERO, J.M. (1993) "Juan de Cabriada y el movimiento novator de finales del siglo XVII. Reconsideraciones después de treinta años" *Asclepio*, XLV, págs. 3-53.

[26] Sobre J. Zaragoza puede verse NAVARRO BROTONS, V. (1996) "Las ciencias en la España del siglo XVII: el cultivo de las disciplinas físico-matemáticas" *Arbor*, CLIII, págs. 197-252.

[27] En relación a las ideas de Kircher pueden consultarse CAPEL, H. (1985) *Op. cit.*, así como el monográfico de SIERRA VALENTI, E. (1981) "El geocosmos de Kircher. Una cosmovisión científica del siglo XVIII" *Geo-Crítica*, nº 33-34, Barcelona.

[28] Cfr. CEÑAL, R. (1953) "Juan Caramuel. Su epistolario con Atanasio Kircher, S.J." *Revista de Filosofía*, nº 44, págs. 101-147.

[29] En este sentido puede verse OLMO, J.V. (1681) *Nueva descipcion del Orbe de la Tierra*, Valencia, pág. 42.

[30] La influencia de Kircher en el movimiento "novator" ha sido estudiada por CAPEL, H. (1982) "Organicismo, fuego interior y terremotos en la ciencia española del siglo XVIII", Barcelona, *Geo-Crítica*, págs. 19-28.

(1651-1723) y Juan Bautista Berni (1705-1738), o en el trabajo manuscrito de 1737, "Singularidades de la Historia Natural del Principado de Cataluña"[31], atribuido al Dr. Tomas Clarasid. Pero estas referencias tardías del primer tercio del siglo XVIII a las concepciones kircherianas eran anticuadas y la mayoría de los naturalistas europeos coincidían en estas fechas en que la interpretación de los fósiles tenía que llevarse a cabo en el marco de una explicación que abarcara el origen e historia de la Tierra, de manera que se pudieran integrar todos los datos geológicos. Este fue el caso de los naturalistas franceses que formaron parte de la *Académie Royale des Sciences* de París. Las memorias de esta institución científica recogieron el debate sobre el hallazgo de plantas y organismos marinos fósiles, polémica que se extendió a otras publicaciones de la época.

Las buenas relaciones políticas que se establecieron entre Francia y España a raíz de la subida al trono en 1700 de Felipe V, posibilitaron un marco que facilitó los contactos entre naturalistas y la difusión de las ciencias naturales del país vecino en nuestra península. En este sentido, los trabajos sobre fósiles aparecidos en las publicaciones francesas, desempeñaron un papel decisivo a la hora de difundir en España, fundamentalmente a través de la obra de Feijóo, los conocimientos paleontológicos galos de principios del siglo XVIII.

Las ideas paleontológicas de B.J. Feijóo

En su voluminosa obra, recogida en el *Teatro Crítico Universal* (1726-1740) y en *Cartas Eruditas y Curiosas* (1742-1760), Benito Jerónimo Feijóo (1676-1764), polígrafo y divulgador científico español, discutió varias cuestiones de geología y paleontología[32].

Feijóo inició en España durante el siglo XVIII la polémica sobre la existencia de los gigantes. En una serie de artículos sobre la antigüedad y decadencia del mundo (1726) y acerca de las tradiciones populares (1733)[33], rebatía la supuesta existencia de los gigantes. Sin embargo, curiosamente, Feijóo en dichos artículos se limitaba a rechazar las citas de los clásicos sobre la cuestión, obviando las recogidas por los escritores de Indias españoles, que, como ya hemos visto, mencionaban descubrimientos de huesos de gigantes en América.

Las hipótesis de Feijóo sobre el origen de los fósiles

La primera aproximación de Feijóo al problema de la inestabilidad histórica de la corteza terrestre se encuentra en su disertación "Solución del gran problema histórico sobre la población de América, y revoluciones del orbe terráqueo". En este artículo comentaba que las conchas y peces petrificados probaban que los lugares donde se hallaban habían estado cubiertos por el mar. Éste se había retirado con posterioridad, ya fuera porque dichas regiones se elevaran sobre el nivel antiguo o bien porque otras se hundieran y hacia ellas fluyeron las aguas del mar[34]. Feijóo comentaba que, aunque explicar el hallazgo en tierra de organismos marinos fósiles mediante el diluvio era la interpretación que a primera vista parecía la más fácil y la más natural, él encontraba serias objeciones en esta suposición.

Con posterioridad, en su disertación "Peregrinaciones de la naturaleza" (1736)[35], Feijóo volvió a discutir el problema de la naturaleza y el origen de los fósiles. Aún aceptando que las diversas interpretaciones que se habían emitido pudieran ser ciertas en parte, Feijóo expuso sus ideas para solucionar el problema del origen de los fósiles marinos en los montes. Partía del supuesto del crecimiento de las piedras, de manera que bajo el mar podría haberse formado una gran roca que posteriormente habría ido creciendo de forma continuada, terminando por originar una montaña. Algunos de los organismos que habitaban la zona del mar por la que fue creciendo la montaña había podido quedar encerrados entre sus concavidades y subir hasta la superficie. Allí, pues, habían quedado peces y moluscos en los pozos y lagos de la montaña que se había formado en las profundidades marinas. Al desecarse tales depresiones los organismos habrían muerto y después se habrían petrificado. La segunda posibilidad era el que grandes masas de tierra, o alguna parte de una montaña, podían haberse precipitado sobre las cavidades de ríos subterráneos, haciendo la fuerza del golpe que subieran peces y moluscos a la altura de la montaña que quedó en pie. A continuación habría actuado el jugo "lapidífico" sobre ellos[36].

Feijóo no compartía la opinión de las grandes inundaciones marinas sugeridas por los académicos de París, para explicar que los peces petrificados hallados en Europa pertenecían a especies exóticas. La posibilidad de que en el pasado hubiesen tenido lugar tales fenómenos era para él mera suposición, sin base alguna. En su opinión, exceptuando el diluvio de Deucalión, que afectó sólo a la región de Tesalia, el único fenómeno capaz de provocar "esas grandes transmutaciones de peces, plantas y huesos de brutos" era el diluvio universal[37].

De todas formas, según Feijóo, ni la inundación causada por el diluvio ni cualquier otra, ofrecía base suficiente para resolver el problema. Podía aceptar que

[31] Biblioteca Nacional de Madrid (B.N.M.), Ms. 9927=Ee87.

[32] Sobre la obra científica de Feijóo puede consultarse PÉREZ, N. (1947) "El P. Feijóo y las ciencias naturales" *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 41, págs. 119-174, 287-338, 469-514 y 599-644.

[33] FEIJÓO, B. J. (1726) "Senectud del Mundo" *Teatro Crítico Universal*, t. I, Madrid, págs. 34-35; "Regla matematica de la fe humana", *Ibidem*, 1733, t. V, págs. 18-21 y "Tradiciones populares", *Ibidem*, 1733, t. V, págs. 430-433.

[34] FEIJÓO, B. J. (1733) *Teatro Crítico Universal*, t. V, Disc. XV, apartado XII.

[35] Publicada en *Teatro Crítico Universal*, t. VII, Disc. 2º, 1736.

[36] *Ibidem*, apartado X, pág. 360.

[37] *Ibidem*, apartado XI, pág. 361.

dichas inundaciones hubieran depositado en tierra conchas y peces y aún que hubiesen transportado plantas exóticas a Europa. Pero éstas, tras un viaje tan largo en el espacio y en el tiempo, al ser depositadas debían encontrarse casi destrozadas, enrolladas y hechas un ovilllo, por lo que difícilmente hubieran podido moldear en el fango sus formas. Tampoco el diluvio podía ser el causante del transporte desde el sur de los grandes huesos hallados en regiones septentrionales, principalmente en Siberia, donde, como sostenían algunos, se habían hallado también esqueletos completos[38]. Respecto a esta cuestión, pensaba que los enormes huesos pertenecían a elefantes que habían habitado en las regiones donde se encontraban sus restos. Esto implicaba aceptar un cambio climático, que resolvía suponiendo que la disminución de la temperatura en Siberia había tenido lugar al apagarse los "fuegos subterráneos" que calentaban las regiones septentrionales. El enfriamiento, y también la acción del hombre, habría podido provocar la extinción de los elefantes en Siberia[39].

Siguiendo esta idea, Feijóo en sus trabajos, incidiría en su creencia de que los fósiles eran organismos que habían vivido en el pasado en los lugares donde se encontraban. Así, sugería que los moldes petrificados, que pertenecían a especies de plantas que en la actualidad eran exóticas, en el pasado habían sido autóctonas, y lo mismo, decía, se podía aplicar a los ejemplares fósiles de animales, fueran restos de peces, de conchas o de huesos, o incluso de sus impresiones, que aparecían grabadas en tierra.

El benedictino no fue un naturalista que saliera al campo para recolectar fósiles, sino un clérigo erudito que se planteó divulgar las que él consideraba modernas corrientes científicas. Hasta cierto punto esto fue cierto. Si exceptuamos las referencias a autores más tradicionales, como Kircher, sus fuentes fundamentales fueron memorias de naturalistas franceses de primera línea, que eran contemporáneos suyos. Lo que Feijóo encontró en esas obras fue una amplia variedad de concepciones paleontológicas que, desde un punto de vista estrictamente científico, no estaba capacitado para valorar. El problema era que caía en el mismo error metodológico que criticaba en su obra: la especulación desde el gabinete. Sin realizar trabajos de campo que incluyeran la recolección, observación, análisis y comparación de ejemplares fósiles era difícil que se pudiera emitir una interpretación correcta del origen de las petrificaciones. Y fue esta falta de trabajos prácticos la principal crítica que, con mucha razón, recibiría de sus oponentes.

La hipótesis diluviana de los fósiles en España

El diluvio universal fue durante el siglo XVIII el punto de referencia geológico necesario para todos los naturalistas interesados en explicar el pasado de la Tierra y de la vida sobre ella. Con este fenómeno podían explicarse conjuntamente el modelado histórico del relieve terrestre y el registro de invertebrados marinos fósiles, pero también servía para resolver el problema del hallazgo de grandes mamíferos exóticos, en regiones climáticas distintas de su hábitat natural.

Tal y como aparecía en el Génesis, el relato del diluvio universal exponía en síntesis que la Tierra había sido inundada por las aguas que procedían de las cataratas del cielo y de las fuentes del abismo. Al ser una exposición tan ambigua no es de extrañar que en torno al diluvio surgieran discrepancias en cuestiones relativas a su universalidad, salinidad etc., que dieron lugar a algunas polémicas[40] principalmente entre teólogos estudiosos de la exégesis bíblica. Se discutía si todos los peces, tanto de agua dulce como los marinos, habían sobrevivido. Esto era una consecuencia del debate sobre la salinidad de las aguas del diluvio, o dicho de otra manera, sobre la procedencia de las mismas. Si venían de las "fuentes del abismo" - el relato bíblico no aclaraba nada sobre donde se encontraban estas "fuentes" - o de lluvias intensas, el agua tenía que ser dulce, pero al caer en mares y océanos éstos se habrían desbordado y cubierto las tierras, mezclándose entonces las aguas saladas y dulces.

Tantos problemas provocaron que algunos autores terminaran remitiendo al carácter milagroso del diluvio, con lo cual pretendían zanjar definitivamente la cuestión, pero lo que hacían era complicarla aún más, ya que se entraba en un nuevo debate: si la catástrofe diluviana había sido o no un fenómeno natural.

Esta polémica sobre el carácter milagroso o natural del diluvio estuvo muy ligada a la influencia que la ortodoxia religiosa ejerció sobre los naturalistas que discutieron esta interpretación. En general, se puede hablar de dos situaciones distintas, según que los autores pertenecieran al ámbito protestante o católico. Mientras que los primeros, en Gran Bretaña, Suiza o los estados protestantes alemanes, no tuvieron ningún reparo en buscar una explicación racional del relato bíblico, los católicos, al no poder efectuar una interpretación libre de las Escrituras, fueron por lo general más prudentes y tendieron a explicar el diluvio como un milagro.

En España, a partir de las décadas centrales del XVIII, la hipótesis diluviana de los fósiles fue la inter-

[38] *Ibidem*, apartado XI, pág. 261.
[39] *Ibidem*, apartado XIII, págs. 363-364.
[40] Cfr. BLIGNY, M. (1973) "Il mito del diluvio universale nella coscienza europea del seicento" *Rivista Storica Italiana*, LXXXV, (1), págs. 47-63; Para el debate sobre el diluvio en Europa durante el siglo XVIII puede verse ELLENBERGER, F. (1978) "Le dilemme des montagnes au XVIII[ème] siècle: vers une réhabilitation des diluvianistes?" *Revue d'Histoire des Sciences*, XXXI, págs. 43-52 y RAPPAPORT, R. (1982) "Geology and Ortodoxy: the case of Noah's fload in Eighteenth-Century thought" *The British Journal for the History of Science*, XI, págs. 1-18.

pretación más extendida entre los ilustrados españoles, ya fueran médicos, como Andrés Piquer (1711-1772); marinos, como Antonio de Ulloa (1716-1795)[41] o clérigos, como Antonio José Rodríguez (1703-1777), autor de *El Philoteo en conversaciones del tiempo* (1776)[42].

Esta adhesión generalizada a la hipótesis diluviana de los fósiles en España no iba a estar reñida con una crítica a las teorías cosmogónicas diluvialistas. El argumento era que éstos autores protestantes interpretaban libremente las escrituras y no se ajustaban a la letra del Génesis. No hay nada de extraño en esto, si se piensa en el control que la ortodoxia católica ejercía sobre las obras que se ocupaban del tema, en las que se debía manifestar un claro intento de armonizar los datos paleontológicos con el texto bíblico de la vulgata.

Resultado de esta amplia aceptación de la hipótesis diluviana fue la publicación del primer tratado de paleontología redactado en España, el *Aparato para la Historia Natural Española* (1754) de José Torrubia, obra cumbre del diluvialismo hispano.

La obra paleontológica de José Torrubia (1698-1761)

José Torrubia nació en la ciudad de Granada en 1698. Profesó en la orden franciscana muy joven, en 1713, partiendo como misionero hacia Filipinas siete años después. A partir de las observaciones realizadas a lo largo de sus viajes por tres continentes, Asia, América y Europa, y de los materiales recopilados en ellos, Torrubia escribió la obra titulada *Aparato para la Historia Natural Española. Tomo Primero. Contiene muchas Dissertaciones Physicas, especialmente sobre el Diluvio. Resuelve el gran problema de la Transmigracion de Cuerpos Marinos, y su Petrificacion en los mas altos Montes de España, donde recientemente se han descubierto* (Madrid, 1754), sin duda, el primer tratado de paleontología escrito en España.

El *Aparato...* de Torrubia está dividido en tres partes. La primera mitad del libro, que abarca los primeros XV capítulos, la dedicó Torrubia a comentar el hallazgo de fósiles, tanto en la península como en los dominios coloniales españoles de América y Filipinas, así como a sostener el carácter orgánico de tales petrificaciones. Esta parte incluye el famoso capítulo X sobre los huesos de gigantes. La segunda mitad, a su vez, se subdivide en dos apartados; en el primero, que ocupa los capítulos XVI a XXVIII, Torrubia se ocupa de discutir acerca del origen de los fósiles españoles, rebatiendo las diferentes hipótesis que habían sido recogidas en España por Feijóo, mientras que la parte final de la obra, capítulos XXIX a XXXV, se ocupa de la defensa de la hipótesis diluvialista de los fósiles.

Los huesos humanos petrificados de Concud sirvieron de excusa a Torrubia para discutir en el capítulo X del *Aparato...* la "gigantología española", en respuesta a los artículos de Feijóo sobre este tema. Torrubia iba a sostener la existencia de gigantes apoyándose en los grandes huesos fósiles encontrados en América. Sus argumentos en favor de los gigantes en lo fundamental se basaron, no en datos paleontológicos o anatómicos, sino en argumentos lingüísticos, en las relaciones históricas de los pueblos indígenas americanos, en las citas de las Sagradas Escrituras y, sobre todo, en las de los escritores de Indias españoles. Al mismo tiempo criticaba las posturas del médico irlandés Hans Sloane (1660-1753) y del anticuario francés Nicolás Mahudel (1673-1747), partidarios de que los grandes huesos pertenecían a elefantes, ballenas y grandes cetáceos.

Tras rebatir las diferentes opiniones recogidas por Feijóo sobre el origen de los fósiles marinos en tierra, Torrubia expuso la suya:

> "Estos cuerpos marinos, y los que se hallan en sitios, que no fueron antiguos senos del mar, montaron sobre la tierra en tiempos del Diluvio. El efecto es universal, y es menester atribuirlo a una cierta causa de su naturaleza. Así se resuelve el problema sin violencia, sin ficciones, sin supuestos y sin milagros"[43].

Las ideas paleontológicas que Torrubia fueron conocidas entre los naturalistas europeos de la época. En primer lugar porque esta obra fue reseñada tras su publicación en varias revistas de crítica literaria francesas, tales como el *Journal Étranger*, *Observations sur la Physique, l'Histoire Naturelle et la Peinture* y *Mélanges d'Histoire Naturelle*; e inglesas, como *The Monthly Review*[44].

Además, el capítulo donde Torrubia discutió sobre la existencia de los gigantes, fue traducido al italiano y al francés y la primera parte del *Aparato...* al alemán. En Nápoles, la disertación de Torrubia sobre los gigantes fue rebatida por un autor italiano. La polémica se recogió en un tomo en italiano: *La Gigantología spagnola vendicata* (Nápoles, 1760).

---

[41] Cfr. ULLOA, A. (1772) *Noticias Americanas*, Madrid, 1772, especialmente el capítulo "Entretenimiento XVI. Tratase de los Fosiles, y particularmente de las petrificaciones", págs. 286-304.

[42] Véase ORDAZ, J. (1984) "La opinión del P. Antonio José Rodríguez sobre las "teorías de la Tierra" *Actas del III Congreso de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias*, San Sebastián, págs. 367-380.

[43] TORRUBIA, J. (1754) *Aparato para la Historia Natural Española*, Madrid pág. 150.

[44] "Apparat pour L'Histoire Naturelle d'Espagne" *Journal Etranger*, novembre 1755, págs. 89-114; "Lettre du P. Joseph Torrubia, Garde des Archives & Chroniqueur Général de l'Ordre de S. Francois, au sujet de la Gigantologie Espagnole, inserée dans son Apparat de l'Histoire Naturelle des Possessions d'Espagne, à M***. Traduction de l'Original manuscrit, publiée por la remiere fois" *Ibidem*, janvier 1760, págs. 144-178 y "Gigantologie Espagnole, ou Dissertation sur l'Existence des Géans de l'Amérique Méridionale" *Ibidem*, nov. 1760, págs. 51-79; *The Monthly Review*, vol. 16, 1757, págs. 151-152; *Observations sur la Physique, l'Histoire Naturelle et la Peinture*, [publicada por Jacques Gautier Dagoty (1717-1785)], Paris, 1755, págs. 171-173 y *Mélanges d'Histoire Naturelle*, t. II, 1765, págs. 319-337.

El rechazo a la hipótesis diluviana de los fósiles en España

La explicación diluviana de los fósiles fue perdiendo fuerza y partidarios en España con el paso de los años y así, a finales de siglo, lo habitual fue discutir el origen de las petrificaciones desde puntos de vista cercanos a concepciones actualistas, es decir, que los fósiles eran restos orgánicos, principalmente malacológicos, depositados por el mar. Tales fueron los casos del irlandés William Bowles (1705-1780) y de Antonio José Cavanilles (1745-1804).

Bowles, en su *Introducción a la historia natural y a la geografía física de España* (Madrid, 1775), mencionó, al igual que lo habían hecho Feijóo y Torrubia y lo haría después Ignacio de Asso (1742-1814)[45], los huesos petrificados de Concud (Teruel)[46]. Bowles realizó una descripción del terreno donde se hallaban los huesos, en la que tuvo en cuenta aspectos geográficos y estratigráficos.

Por su parte, Cavanilles, naturalista ilustrado valenciano, en sus *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reino de Valencia* (Madrid, 1795-1797), discutió sobre el origen de los fósiles[47]. Para él, las conchas fósiles no debían ser atribuidas a la acción del diluvio. Esta catástrofe, aseguraba, no podía explicar la presencia de un número tan elevado de conchas, todas de la misma familia, en posición horizontal, rellenas en su interior de la misma materia que las cubría y ocupando un gran espesor del sedimento estratigráfico donde se encontraban[48]. Cavanilles pensaba que la causa del hallazgo de conchas fósiles era que los montes donde se encontraban se habían formado dentro del mar y éste, tras retirarse, había depositado las conchas. Se oponía Cavanilles al diluvialismo como posible explicación del modelado de la superficie terrestre y atribuía a la acción de las aguas del mar los accidentes geográficos actuales.

Pero el rechazo a la hipótesis diluviana de los fósiles también se dio desde las posiciones que consideraban a las petrificaciones parecidas a seres vivos, o a alguna de sus partes, como meras formaciones inorgánicas o minerales. Estos fueron los casos del canónigo de Tarazona, Vicente Calvo y Julián (1738-1872), y del capitán de caballería Ignacio de Soto y Araújo, que apareció como epílogo de su traducción de los *Elementos Físico-Químicos de la Análisis General de las Aguas* (Madrid, 1794), del químico sueco Torben Bergman.

La difusión en España de las diferentes ideas paleontológicas fue posible gracias, en parte, al *Memorial Literario Instructivo y Curioso de Madrid*. Según sus editoriales, el objetivo de este periódico era manifestar los progresos que en ciencias y artes se habían alcanzado en España durante el período ilustrado. Se publicaron varios artículos con las más variadas opiniones sobre el origen y la naturaleza de los fósiles. Se aprecia una falta de criterios científicos por parte de la redacción a la hora de evaluar los artículos y noticias a publicar. Si la intención del *Memorial* era la difusión de los modernos conocimientos, al menos en paleontología, no supieron seleccionar las nuevas tendencias.

Entre los artículos publicados en el *Memorial* cabe destacar el titulado "Sobre algunas raras petrificaciones y sobre la importancia de la Historia Natural" (1790)[49], en el que su autor, Pedro Díaz de Valdés (1740-1807), miembro de la Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, discutía sobre el origen de las petrificaciones marinas. En 1795 y 1796, en el *Memorial Literario...* se publicaron una serie de artículos que correspondían a la traducción de una obra paleontológica del naturalista suizo Élie Bertrand, *Mémoires sur la structure intérieure de la Terre* (Zurich, 1752)[50]. Un último artículo paleontológico recogido en las páginas del *Memorial...* fue el hallazgo de un pez fósil en América. La noticia fue comunicada al *Memorial...* en 1789, por Francisco González Laguna, colaborador en Lima de la expedición botánica al Virreinato del Perú y Chile (1777-1815)[51]. Años más tarde, la descripción más detallada del pez fósil y del afloramiento donde se encontraba fue publicada en el *Memorial* por el protagonista del hallazgo: el botánico Juan José Tafalla.

La Paleontología en el Real Gabinete de Historia Natural

Tras la apertura en Madrid del Real Gabinete de Historia Natural en 1776, fue Fernando López de Cárdenas (1719-1786)[52] quien proporcionó las más importantes

[45] ASSO, I.J. (1784) *Introductio in Oryctographiam et Zoologiam Aragoniae*. En la página 42 menciona los huesos humanos petrificados de Concud.

[46] BOWLES, W. (1775) *Introducción a la historia natural y a la geografía física de España*, Madrid, págs. 210-215: "Singular depósito de huesos humanos, y de animales domésticos de Concud en Aragón".

[47] Sobre las ideas geomorfológicas de Cavanilles puede verse MATEU BELLES, J.F. (1980) "Teorías geomorfológicas europeas en las *Observaciones* de Cavanilles (1795-1797)" *I Congreso de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias*, Madrid, págs. 267-287.

[48] CAVANILLES, A.J. (1795-1797) *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reino de Valencia*, Madrid, t. I, págs. 75-76.

[49] *Ibidem*, mayo 1790, págs. 121-134 y junio 1790, págs. 195-211 y 247-259.

[50] *Memorial Literario...* t. VIII, junio 1795, págs. 386-414; *Ibidem*, t. XII, mayo 1796, págs. 184-203 y 225-253 e *Ibidem*, t. XIV, octubre 1796, págs. 34-78.

[51] "HISTORIA NATURAL. Relación de un Icthiolito o pez petrificado, encontrado en las inmediaciones de Acary, el año pasado de 1788, comunicado por el R.P.M. Francisco González Laguna." *Memorial Literario...*, noviembre 1789, págs. 349-352.

[52] Cfr. BARREIRO, A.J. (1920) "La Historia Natural en España durante el último tercio del siglo XVIII" *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias. Congreso de Bilbao*, t. II, Conferencias, págs. 31-55 y VALVERDE MADRID, J. (1986) "En el centenario del ilustre prieguense López de Cárdenas" *Adarve*, nº 255, 15 diciembre 1986, pág. 19.

remesas de materiales paleontológicos a dicha institución. López de Cárdenas era cura de Montoro (Córdoba), miembro de la Academia de Buenas Letras de Sevilla y correspondiente de la Real Academia de la Historia. A partir de las informaciones conservadas en estas cartas, y de la correspondencia que López de Cárdenas envió al Gabinete de Madrid, dirigida a Pedro Franco Dávila, primer director de la institución, y a los Secretarios de Estado Grimaldi y Floridablanca, se pueden seguir las salidas al campo para recolectar que realizó el naturalista cordobés durante varios años.

En 1776 López de Cárdenas remitió al Gabinete una primera colección de ejemplares de fósiles que tenía pensado enviar a la Real Academia de la Historia y a la de Buenas Letras de Sevilla. A partir de este primer envío y hasta mayo de 1785, mantuvo una correspondencia constante con el Gabinete, enviando sucesivas remesas de fósiles, piedras, maderas, plantas y otros objetos de su parroquia y alrededores.

La primera remesa, enviada el 10 de agosto de 1776, estaba compuesta por 63 ejemplares de petrificaciones. Iba acompañada de una memoria donde describía y disertaba sobre las muestras que mandaba[53]. Tras un intercambio de cartas con Dávila, Cárdenas envió la segunda remesa de fósiles, 40 ejemplares, el 21 de octubre de 1777, junto con su correspondiente memoria[54].

Entre 1778 y 1782, López de Cárdenas envió al Gabinete varias remesas de ejemplares vegetales y animales[55]. En julio de 1783, envió al Gabinete la tercera remesa de fósiles, formada por 46 ejemplares[56]. Esta tercera memoria es una síntesis de las ideas expuestas en las dos anteriores: el origen diluviano de los fósiles marinos, la descomposición de los invertebrados petrificados por su exposición a sales y nitros, su transformación en tierra e impresión en las piedras, la formación de los moldes al petrificarse, etc.

La Paleontología de vertebrados en el Real Gabinete: el Megatherium

La polémica sobre los gigantes americanos continuó en España durante la segunda mitad del XVIII, debido a los continuos restos óseos fosilizados que se encontraban en las posesiones coloniales. Desde la fundación del Real Gabinete de Historia Natural de Madrid, esta institución fue la encargada, primero, de dictar las normas para la recolección y forma de envío de los objetos singulares pertenecientes a cualquiera de los tres reinos de la naturaleza, y, segundo, de la conservación y estudio de las colecciones zoológicas, paleontológicas y mineralógicas remitidas desde todos los rincones de la geografía española y de los dominios americanos.

Entre los numerosos envíos llegados al Gabinete desde América se encontraron huesos de gigantes. Pueden mencionarse los huesos (extremidades de fémur y tibia, vértebra dorsal, dos parietales, parte del occipital, cuatro muelas, calcáneo y cabeza de húmero) recogidos en el llamado "campo de gigantes", cerca de Santa Fé de Bogotá. Fueron remitidos desde Cartagena de Indias en 1789 por el virrey Francisco Gil y Lemos, con una memoria[57] en la que discutía sobre la existencia de los gigantes. Por el contenido de dicha memoria parece que el debate en los últimos años del siglo XVIII ya se decantaba hacia los partidarios de considerar los enormes huesos fósiles como pertenecientes a vertebrados de grandes dimensiones, como elefantes o ballenas.

Otro envío desde América al Gabinete de Historia Natural de Madrid de "huesos de gigantes"[58] fue realizado en 1794 por Alejandro Malaspina (1754-1810), durante su expedición alrededor del mundo.

Por su parte, el esqueleto del megaterio fue descubierto a comienzos de 1787 en las orillas del río Luján, cerca de Buenos Aires. Las primeras noticias de su hallazgo procedieron del dominico Manuel de Torres (1750-ca. 1819), quien envió al virrey gobernador del Rio de la Plata, marqués de Loreto, dos muelas del animal encontrado[59]. Los huesos fósiles se enviaron a Buenos Aires donde se montó el esqueleto entre varias personas, una de ellas José Joaquín Araujo[60], y donde fue dibujado por el coronel Custodio de Sa y Faria[61]. Posteriormente los restos se dispusieron en siete cajones y, junto con el dibujo del esqueleto completo y de los diferentes huesos, fueron enviados al año siguiente a la metrópoli, llegando a Madrid en septiembre de 1788[62].

---

[53] CALATAYUD, M. A. (1987) *Catálogo de documentos del Real Gabinete de Historia Natural (1752-1786)*, Madrid, referencia 318: "Relación y examen de las piezas de Historia Natural, que en primera remesa dirige Dn. Fernando Joseph López de Cardenas Academico de las Reales Academias de Historia de Madrid y de Buenas Letras de Sevilla, Cura parroco de la villa de Montoro, Diocesis de Cordoba a el Excmo. Sr. Marqués de Grimaldi primer ministro de el Consejo de Estado y Secretario de su Magestad, a fin de que se coloquen en el Real Gavinete. Pertenece a el Reyno Mineral o Fosil"

[54] *Ibidem*, referencia nº 465: "Continuacion de el examen Historico phisico de la Naturaleza en los testaceos, petrificaciones y Fosiles de algunas partes de Andalucia, en que se confirman los sisthemas del ante[cedente]. Segunda Remesa, que destina para el Real Gavinete y la dirige a el Excmo. Sr. Conde de Floridablanca primer Ministro y Secretario de Estado de su Mag. Dn. Fernando Joseph López de Cardenas Cura de la villa de Montoro, Diócesis de Cordoba y Academico de las Reales Academias de Historia de Madrid y de Buenas Letras de Sevilla. Año de 1777".

[55] Véase BARREIROS, A. (1920) *op. cit.*, págs. 41-50.

[56] CALATAYUD (1987) *op. cit.*, referencia nº 738: Memoria de Fernando López de Cárdenas, fechada en Montoro el 20 de julio de 1783.

[57] A.G.I., Indiferente General 4, Leg. 1545.

[58] A.M.N.C.N., Leg. nº 1, Carpeta 2ª, año 1790.

[59] "El Padre Fray Manuel de Torres" *Revista de la Biblioteca Pública de Buenos Aires*, t. VI, 1882, pág. 443. También puede verse FURLONG, G. (1948) *Naturalistas argentinos durante la dominación hispánica*, Buenos Aires, págs. 339-340, donde indica que la comunicación original se encuentra en la Biblioteca Nacional de Buenos Aires, Ms. 5070.

[60] "El Padre Fray Manuel de Torres", *Ibidem*, pág. 442, donde se cita a Juan María Gutiérrez que publicó este dato en el *Museo Americano*.

[61] PALCOS, A. "El extraordinario hallazgo paleontológico de 1787" *La Prensa*, Buenos Aires, 11 de junio de 1944.

[62] "El Padre...", *Ibidem*, págs. 447-448.

Una vez en Madrid, los huesos fueron enviados al Real Gabinete de Historia Natural. Allí el esqueleto pasó a manos de Juan Bautista Bru (1740-1799)[63], "pintor y disecador" del Gabinete. Bru además de encargarse de prepararlo y montarlo, realizó veintidós dibujos del esqueleto y de huesos sueltos[64], que hizo grabar en cinco planchas.

Entre los diversos curiosos y aficionados que visitaron en la última década del XVIII el Real Gabinete de Madrid, principalmente para observar sus ricas colecciones americanas, se encontraron algunos naturalistas que quedaron impresionados ante el ejemplar del esqueleto del animal desconocido enviado desde América. Uno de ellos fue el danés P.C. Albildgaard, quien pudo admirar el esqueleto durante su estancia en la capital española, a finales del mes de diciembre de 1793[65]. Publicó tres años después un folleto de catorce páginas sobre el gran esqueleto del animal americano, acompañado de una plancha con dos figuras grabadas[66].

Más importante para la historia de la paleontología de vertebrados fue el paso por el Gabinete en el año 1795 del francés Phillipe-Rose Roume. Representante del gobierno francés en Santo Domingo, observó el esqueleto y obtuvo algunas pruebas de las planchas de Bru, que envió, junto con algunas notas, al *Institut de France*[67]. Georges Cuvier (1769-1832) fue el encargado de examinar el envío y el elevar el correspondiente informe[68]. Cuvier lo determinó como de la clase de los mamíferos, perteneciente a la familia de los cuadrúpedos no ungulados o edentados, estableciendo un nuevo género situado entre los perezosos y los armadillos: *Megatherium*, cuya especie podía ser denominada "fósil"[69]. En la primera nota publicada sobre el megaterio[70], Cuvier lo identificó como *Megatherium* especie *Americanum*.

El artículo de Cuvier sobre el megaterio circuló entre la comunidad científica de la época. Llegó a poder del ingeniero español José Garriga, quien decidió publicar la descripción y las planchas de Bru junto a la traducción del artículo de Cuvier. El resultado fue la obra *Descripción del esqueleto de un quadrúpedo muy corpulento y raro, que se conserva en el Real Gabinete de Historia Natural de Madrid* (Madrid, 1796).

Bibliografía

Capel, H. 1985. *La física sagrada.* Serbal, Barcelona.

López Piñero, J.M. y Glick, T.F. 1993. *El Megaterio de Bru y el presidente Jefferson. Una relación insospechada en los albores de la Paleontología.* Cuadernos Valencianos de Historia de la Medicina y de la Ciencia, XLII.

Montero, A. y Diéguez, C. 1995. El interés por la Paleontología en el siglo XVIII: análisis del catálogo de la colección Franco Dávila. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural,* (Secc. Geol.), **90**, 87-94.

Montero, A. y Diéguez, C. 1996. Las ideas sobre el origen de los fósiles de Fernando López de Cárdenas (1717-1787), colector del Real Gabinete de Historia Natural de Madrid en la segunda mitad del siglo XVIII En: A. Perejón et al. (Eds.) *XII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural,* Madrid, 518-521.

Montero, A. y Diéguez, C. 1998. La Paleontología en el Real Gabinete de Historia Natural de Madrid en los siglos XVIII y XIX (1771-1895). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural,* (Secc. Geol.), **94**, 139-148.

Pelayo, F. 1994. El mito de los gigantes americanos. En: M.C. Bénassy et al. (Coords.) *Nouveau Monde et renoveau de l'Histoire Naturelle*, Paris, 161-181.

Pelayo, F. 1994. *El Aparato para la Historia Natural española* de José Torrubia (1698-1761): Diluvismo, gigantes y la naturaleza de los fósiles, en el pensamiento español del siglo XVIII. En: J. Torrubia, *Aparato para la Historia Natural española* (edición facsímil), Madrid, Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.-Universidad Complutense), 1994, 3-45.

Pelayo, F. 1996. *Del Diluvio al Megaterio. Los orígenes de la Paleontología española.* C.S.I.C., Madrid.

Sequeiros, L. 1998. La paleontología española nació en nuestra tierra: el franciscano José Torrubia (1698-1761) y los fósiles de Aragón. Naturaleza Aragonesa, **Diciembre**, 14-21.

Sequeiros, L. 1998. El franciscano José Torrubia (1698-1761). Entre los fósiles, el Diluvio Universal y los gigantes. *Proyección*, **45**, 39-50.

Sequeiros, L. 1998. José Torrubia y su aportación al método científico en Paleontología. *Geogaceta*, **24**, 287-289.

[63] Sobre Juan Bautista Bru y el montaje del megaterio pueden consultarse LÓPEZ PIÑERO, J.M. (1988) "Juan Bautista Bru (1740-1799) and the Description of the Genus *Megatherium*" *Journal of the History of Biology*, 21, págs. 147-163 y "Juan Bautista Bru y la difusión por Cuvier de su obra paleontológica" *Arbor*, t. CXXXIV, págs. 79-99.

[64] LÓPEZ PIÑERO (1989) *op. cit.*, pág. 89.

[65] HOFFSTETTER, R. (1959) "Les roles respectives de Bru, Cuvier et Garriga dans les premières études concernant *Megatherium*" *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 31, págs. 536-545. Hoffstetter comenta que Albigaard tuvo la ocasión de estudiar el esqueleto entre los días 20 de diciembre de 1793 y 9 de enero de 1794.

[66] ALBIGAARD, P.C. (1796) *Kort Beretning om det Kongelige Naturalcabinet i Madrid, med en Beskrivelse over et gigantsk Skelet af et nyt ubekiendt Dyr, som er opgravbet i Peru og bevares i dette Museum*, Kiobenhavn.

[67] Séance du 11 Germinal an IV [31 de marzo de 1796].

[68] Séance du 21 Germinal an IV [10 abril de 1796] "Examen d'un squelette d'un très grand quadrupède sous terre dans le Paraguay et conservé dans le Muséum de Madrid", memoria leída por Cuvier.

[69] Bibliothèque du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris (BNMN), Ms. 634.

[70] CUVIER, G. (an IV) [1796] "Notice sur le squelette d'une très-grande espèce de quadrupède inconnue jusqu'à présent, trouvé au Paraguay, et déposé au Cabinet d'Histoire Naturelle de Madrid" *Magasin Encyclopédique ou Journal des Sciences, des Lettres et des Arts*, t. I, nº 3, pags. 303-310, 2 pl. Fue recogida en el *The Monthly Magazine and British Register for 1796,* vol. II, septiembre de 1796, págs. 637-638.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

El ámbar del Cretácico Inferior de Peñacerrada (Álava, España)

X. Martínez-Delclòs[1], A. Arillo[2], V. Ortuño[3] y E. Peñalver[4]

[1] Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Fac. Geologia, Univ. Barcelona, 08028 Barcelona. E-mail: delclos@geo.ub.es
[2] Departamento de Biología Animal I (Entomología), Fac. Biología, Univ. Complutense, 28040 Madrid. E-mail: aarillo@teleline.es
[3] Departamento de Biología Animal. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares, Madrid. E-mail: ildotre@mad.servicom.es
[4] Departament de Geologia, Fac. Ciències Biològiques, Univ. València, 46100 Burjassot, València. E-mail: penalver@uv.es

El ámbar es una resina fósil producto de procesos metabólicos y de defensa de algunos árboles, principalmente coníferas y leguminosas. Estas resinas, en contacto con la atmósfera, se endurecen en un lento proceso de polimerización, transformación que será mayor cuanto más tiempo haya transcurrido desde la producción original de la resina. La conservación de organismos en su interior, alejados de todo contacto con los medios oxidantes, es excelente, preservándose estructuras y caracteres que permiten su comparación con las especies actuales.

En el presente artículo utilizaremos el término ámbar para referirnos a esta resina fósil, siendo conscientes de la amplia terminología utilizada en la literatura, según su afinidad botánica, edad, compuestos orgánicos, etc. (Vavra, 1993).

La presencia de insectos en ámbar del Cretácico Inferior de la Sierra de Cantabria es de reciente conocimiento, habiéndose convertido en poco tiempo en uno de los yacimientos más importantes del mundo en cuanto al número de ejemplares y diversidad. Además, son muy escasos los yacimientos de ámbar del Cretácico Inferior a nivel mundial (Alonso *et al.*, en prensa), el conjunto está únicamente constituido además por: Jezzine y Baabda (Líbano), Wadi Zerka (Jordania), Isla de Wight (UK) y Golling (Austria).

En nuestro país ya se conocían yacimientos de compresión del Cretácico Inferior con insectos, pero el registro fósil que aparece en el ámbar es completamente diferente, generalmente corresponde a especímenes de pequeño tamaño, cuya preservación no es fácil en los yacimientos de compresión. La circunstancia anterior nos va a permitir obtener una visión mucho más completa y real de la entomodiversidad que existió durante el Cretácico Inferior. Este periodo representa un momento muy importante en la diversificación de los insectos a causa de la radiación de las angiospermas y de la extinción de numerosos grupos antiguos.

Marco geológico

Los yacimientos de ámbar de Álava se localizan en la zona central de la vertiente norte de la Sierra de Cantabria, a unos 30 Km al sur de Vitoria-Gasteiz, en los alrededores de Peñacerrada, por lo que se les ha denominado Peñacerrada-1 y Peñacerrada-2. Los depósitos que contienen el ámbar están constituidos por materiales terrígenos -lutitas y arenas feldespáticas de grano medio, con mucha materia orgánica y azufre- que se depositaron en una llanura deltaica, lugar donde, durante el Albiense Superior–Aptiense Medio, se desarrollaron pequeñas cuencas parálicas y se formaron niveles importantes de carbón. La zona se presenta muy tectonizada a causa de la compresión alpina durante el Terciario, por lo que es muy difícil relacionar niveles estratigráficos incluso muy próximos. La Fm. Nograro, en la cual se ha localizado la totalidad del ámbar, se encuentra situada entre la Fm. Montoria (Valanginiense-Barremiense) y la Fm. Arenas de Utrillas (Albiense Superior, en esta zona), no obstante, en algunos lugares, los niveles más modernos de la Fm. Nograro pasan lateralmente a la Fm. Arenas de Utrillas. Es posible que los depósitos que contienen el ámbar representen momentos de desbordamiento o rotura de canales y consecuente sedimentación de los terrígenos y de las masas de resina (densidad actual del ámbar 1,01-1,07), o bien pueden corresponder a depósitos de bahías marginales. La presencia de dinoflagelados entre los terrígenos hace muy probable que existiese un contacto con el mar.

Origen del ámbar

El grupo de plantas productor de la resina que dio origen al ámbar de Peñacerrada se ha sugerido a partir de la composición molecular de dicho ámbar, según análisis del Dr. Grimalt (Alonso *et al.*, en prensa). Algunos de sus compuestos más abundantes lo relacionan con las coniferales, como los kauranos que lo emplazan próximo al género *Agathis* (Araucariaceae). La ausencia de algunos compuestos orgánicos separan este ámbar de los producidos por Podocarpaceae, Burseraceae, Cupressaceae, Dipterocarpaceae y de *Hymenaea*. Si bien presenta ciertas afinidades con el ámbar del Báltico - de origen araucariáceo-, los compuestos que se detectan en ambos son diferentes: el de Peñacerrada muestra subproductos del ámbar báltico y quizá las diferencias observadas obedecen principalmente a un mayor grado de maduración del primero.

La interpretación del origen araucariáceo para el ámbar de Peñacerrada, viene corroborado por la elevada presencia de polen de inaperturados, relacionados con Araucariaceae, según análisis del Dr. Barrón (Alonso *et al.*, en prensa). El estudio palinológico, realizado en la matriz que contiene el ámbar, muestra un elevado número de esporas de briófitas y pteridófitas, así como de granos de inaperturados, bisacados, circunsulcados, monosulcados y polisulcados no tectados y tricolpados tectados, asignados a Coniferophyta, Cycadoideophyta, Gnetophyta y Spermatophyta. La asociación palinológica limita la edad de los yacimientos al Albiense Medio.

Inclusiones en el ámbar

Es conocido que cualquier yacimiento de ámbar con inclusiones ha preservado los caracteres de los organismos de manera excelente y, evidentemente, los de Peñacerrada no son una excepción. Éstos han suministrado en poco tiempo un elevado número de inclusiones biológicas (aprox. 2.000) que principalmente corresponden a artrópodos, todos ellos de muy pequeño tamaño, entre los que destacan los Hexapoda. Otros artrópodos presentes en estos yacimientos son los Crustacea y los Chelicerata. De los primeros han aparecido ejemplares atribuibles a los Malacostraca, concretamente individuos de Amphipoda e Isopoda (Oniscoidea). Entre los Chelicerata se han reconocido ácaros pertenecientes al orden Actinotrichida, habiéndose hallado varios Actinedida y un Oribatida (que se describirá en breve como nueva especie, género y familia). También hay un escaso número de ejemplares de Araneida, alguno de ellos representante de nuevas familias (Wunderlich, com. pers.)

No es extraño encontrar acumulaciones de materia orgánica que bien podrían corresponder a heces de artrópodos o a posibles puestas.

Las inclusiones biológicas no artropodianas observadas son: restos vegetales (criptógamas y hojas indeterminables) y varios ejemplares de plumones y fragmentos de coberteras de aves o de dinosaurios avianos.

Entre los Hexapoda, además de los Diptera e Hymenoptera, órdenes numéricamente mejor representados, también están presentes otros once órdenes: Collembola, Thysanura, Orthoptera, Blattodea, Psocoptera, Thysanoptera, Hemiptera, Neuroptera, Trichoptera, Lepidoptera y Coleoptera, que en su conjunto ofrecen un panorama extraordinariamente diverso. Siguiendo la propuesta de clasificación de Hennig (1953), tanto los Entognatha como los Ectognatha están presentes en el ámbar alavés. Entre los primeros solamente se han encontrado inclusiones de Collembola. Los Ectognatha (Insecta *s.str.*) que conservan caracteres más primitivos son los Thysanura *s.l.*, dicho grupo está presente en este yacimiento únicamente con dos especímenes. Los demás órdenes de ectognatos, de la misma forma que los Diptera e Hymenoptera, aportan ejemplares pertenecientes a diferentes especies, todas ellas aladas, circunstancia esta última que, originalmente, propició la aproximación hacia la resina que más tarde se transformó en ámbar.

Entre los insectos "ortopteroideos" se han conservado ejemplares de Orthoptera (fragmentarios). La agrupación de los "blatoideos" aporta varios Blattodea (adultos, juveniles y apéndices desmembrados). Entre los insectos "psocopteroides", se muestran extraordinariamente representados los adultos y las ninfas del orden Psocoptera, que tras su estudio han revelado interesantes novedades taxonómicas, sistemáticas y filogenéticas. El estudio de un amplio número de individuos del grupo Psocatropetae ha concluido con el establecimiento de una nueva especie, un nuevo género y una nueva familia. El grado de conservación ha permitido estudiar y valorar, entre otros, detalles morfológicos y anatómicos del aparato bucal, de la terminalia, de la microsetación alar y de la espermateca. Esta nueva familia está íntimamente relacionada con Prionoglaridae y Psyllipsocidae, cuyas especies son en la actualidad cavernícolas y típicas de ambientes crípticos. Su estrecha relación filogenética apoyaría la hipótesis que conecta el origen de los paleotroglobios con la desaparición de los bosques tropicales de principios del Terciario; los nuevos ambientes nemorales terciarios y los medios subterráneos heredaron parte de la pequeña entomofauna del Mesozoico. Otros Psocoptera conservados pertenecen al grupo de los Atropetae, en concreto a la subfamilia fósil Empherinae. Dos inclusiones pertenecen a una nueva especie y un nuevo género, y otras dos a otra nueva especie (se encuentran en estudio y pendientes de asignación genérica).

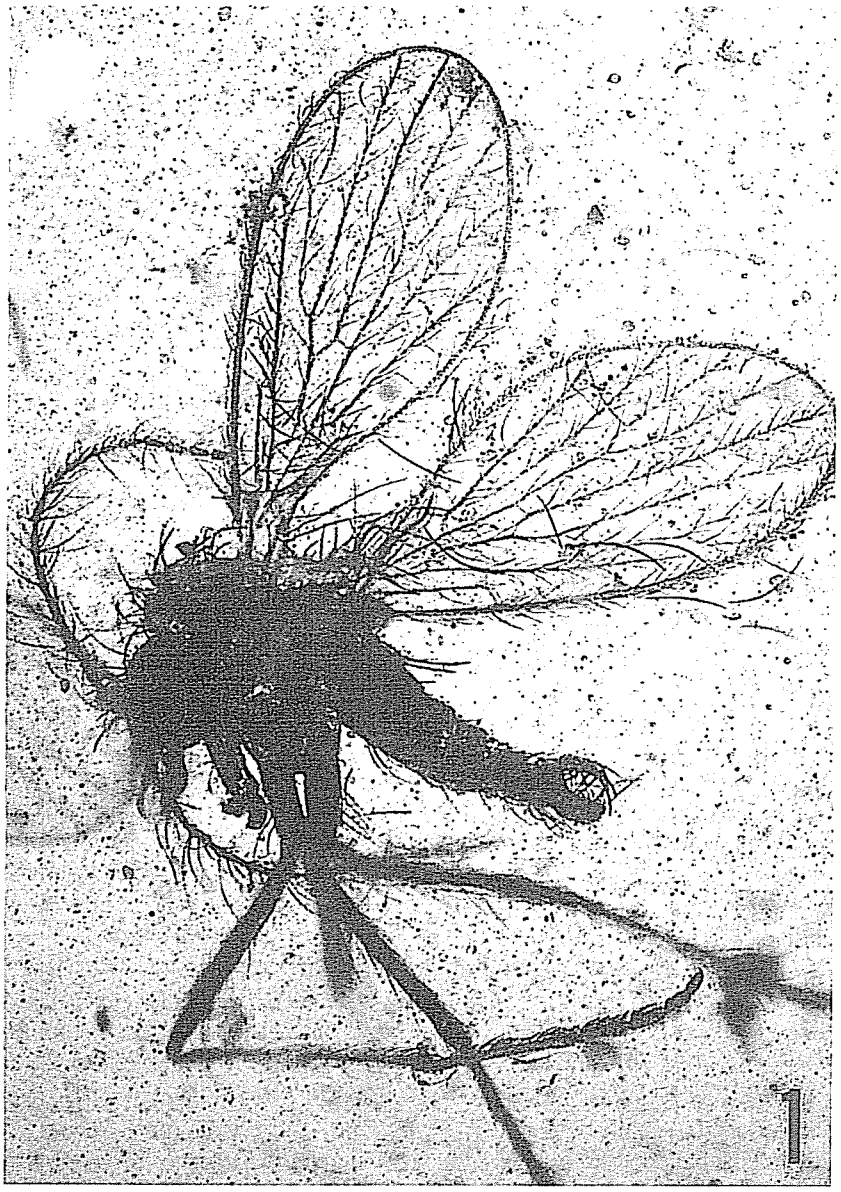
Entre los insectos "hemipteroides" se han reconocido pequeños ejemplares de los órdenes Hemiptera (homópteros y heterópteros, concretamente Geocorisae) y Thysanoptera.

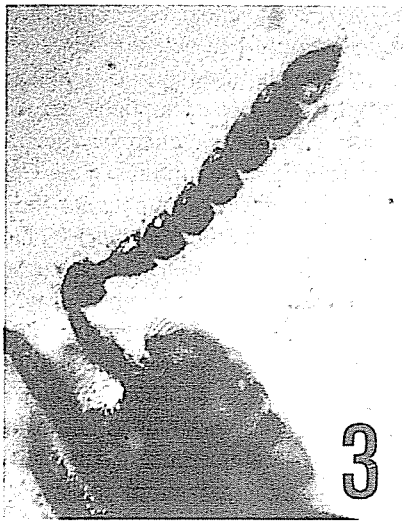
Se han hallado solamente dos pequeños especímenes de insectos "neuropteroides" (Neuroptera *s.l.*), cuyo grado de conservación es excepcional. Está bien representado el orden Coleoptera que aporta numerosos ejemplares; se ha documentado la presencia del suborden Polyphaga, con dos interesantes inclusiones de la superfamilia Staphylinoidea, y una inclusión asignable a Elateroidea. Las demás inclusiones están, por el momento, sin ubicar en uno u otro grupo, debido a que ofrecen cierta dificultad de estudio al encontrarse parcialmente envueltas por una nube de aspecto mucilaginoso.

Los órdenes de insectos "mecopteroideos" presentes en este ámbar son Lepidoptera y algún fragmento alar posiblemente de Trichoptera. Los Lepidoptera presentes pertenecen todos a la familia Micropterygidae, de extraordinario interés desde el punto de vista filogenético por incluir a los representantes más arcaicos de este orden (con mandíbulas), próximos a los Trichoptera. Todos los ejemplares corresponden a la misma especie, mostrando ciertas peculiaridades en la venación alar, características que los aproximan a los géneros cretácicos *Parasabatinca* Whalley, 1978 y *Undopterix* Skalski, 1979.

El orden de insectos más ampliamente representado dentro del ámbar de Peñacerrada es Diptera (alrededor del 50% de las bioinclusiones), siendo abundantes tanto los Nematocera como los Brachycera. De los primeros se cuenta con cuatro ejemplares de Tipulomorpha, posiblemente de la familia Limoniidae, que al menos represen-

Lámina 1. Ejemplares de insectos fósiles del ámbar Albiense (Cretácico Inferior) de Peñacerrada, colección del Museo de Ciencias Naturales de Álava. 1) ejemplar de díptero de la familia Phlebotomidae (Psychodoidea), 2) dos especímenes han quedado fosilizados juntos, el de mayor tamaño corresponde a un díptero de la familia Mycetophilidae y el pequeño a una avispa parásita de la familia Megaspilidae, 3) cabeza de *Aposerphites* sp. (Hymenoptera: Serphitidae) mostrando la antena, 4) ejemplar de himenóptero de la familia Orussidae y 5) una avispa parásita, en vista ventral, de la familia Scelionidae, uno de los grupos más abundantes en este ámbar, muestra conservada la delicada pilosidad alar.


1


3


4


2


5

tan tres formas diferentes, y son las inclusiones completas de mayor tamaño encontradas. Entre los demás Nematocera se han obtenido representantes de las familias Mycetophilidae (un sólo ejemplar; ver lám. 1, fig. 2), Keroplatidae (dos ejemplares que corresponden a dos formas distintas), numerosos Sciaridae (posiblemente evidenciando varias formas) y un Cecidomyiidae. Entre los Psychodoidea se han obtenido individuos de las familias Psychodidae (un ejemplar) y Phlebotomidae (numerosos ejemplares pertenecientes a dos formas; ver lám. 1, fig. 1). Otra familia ampliamente representada es la de los Chironomidae (posiblemente también con varias formas distintas), en cambio son escasos los Scatopsidae (dos ejemplares) y los Anisopodidae (un ejemplar). Los únicos Nematocera ya estudiados son los Ceratopogonidae (Szadziewski & Arillo, 1998). Se ha descrito, a partir de un único ejemplar, la nueva especie *Protoculicoides skalskii*, perteneciente a un género que ya era conocido del ámbar libanés. Como principal característica indicaremos el extraordinario desarrollo de su probóscide, relacionado con su régimen hematófago (posiblemente fue un parásito de dinosaurios). La otra nueva especie descrita es *Archiaustroconops alavensis*, perteneciente a un género ya conocido de los ámbares canadiense y libanés.

Entre los Brachycera existe también una amplia diversidad. Han aparecido dos ejemplares que representan dos formas diferentes de Tabanomorpha, posiblemente asignables a Rhagionidae. Otro ejemplar de gran tamaño, pero al que lamentablemente le falta la cabeza, podría estar relacionado con los Therevidae.

Sin duda los Brachycera mejor representados son los Empidoidea, habiéndose descrito un género y especie nuevos perteneciente a la familia Hybotidae (Waters & Arillo, en prensa). Existe un amplio grupo de ejemplares que han sido asignados provisionalmente a los Microphoridae, por su parecido con el género *Microphorites* Hennig, 1971 del ámbar libanés. Asimismo, hay una tercera forma de Empidoidea, con al menos cuatro ejemplares, que aún no se ha podido asignar a ninguna familia, pero que recuerda al género *Chimeromyia* Grimaldi & Cumming, 1999, del ámbar libanés.

Pertenecientes a la familia Lonchopteridae existen varios ejemplares que aún no han sido estudiados, al igual que un ejemplar perteneciente a los Phoridae, similar al género *Prioriphora* McAlpine & Martin, 1966, que ya era conocido en los ámbares de Canadá, Siberia y Nueva Jersey.

Los Hymenoptera son el segundo orden de insectos más numeroso, con unos 200 ejemplares, en su mayoría formas parásitas. Entre las inclusiones destacamos un individuo de Symphyta perteneciente a la familia Anaxyelidae (primera cita de Symphyta en ámbares cretácicos), estando todo el resto constituido por individuos pertenecientes a los Apocrita. Entre éstos destaca la agrupación Parasitica como la más extensamente representada con 9 familias: Trigonalyidae, Braconidae, Evaniidae, Orussidae, Serphitidae, Megaspilidae (lám. 1, fig. 2), Scelionidae, Stigmaphronidae y "Mymarommatidae". De la otra agrupación, Aculeata, hay representadas 3 familias: Sphecidae, Bethylidae y Chrysididae, esta última la más abundante con 7 ejemplares.

El conjunto está dominado por los individuos de la familia Scelionidae (Diaprioidea), que cuenta con al menos cinco formas diferentes y que constituye más de los dos tercios del total de himenópteros encontrados (lám. 1, fig. 5). Nunca superan los 1,5 mm de longitud y presentan un tórax muy esculturizado, antenas con 13-14 artejos y un patrón alar extremadamente variable. Esta familia de himenópteros es muy común en todas las asociaciones de insectos encontradas en ámbares del Cretácico.

Entre los Parasitica existen dos familias exclusivas del Cretácico: Serphitidae y Ştigmaphronidae. De los tres géneros conocidos de Serphitidae dos han sido hallados en Peñacerrada, *Serphites* y *Aposerphites* (lám. 1, fig. 3).

Muchos representantes de estas familias de himenópteros son importantes desde el punto de vista filogenético ya que aparecen en un momento importante de la diversificación del grupo - todas las familias de Apocrita citadas aparecen en el Cretácico Inferior -. Como ejemplo citar el caso de los ejemplares de megaspílidos, que presentan caracteres alares primitivos con respecto a los actuales, como puede ser la presencia de una celda costal abierta, carácter no observado antes en ningún representante de la familia; o el "mimaromátido" que, aparte de caracteres autapomórficos, presenta otros que actualmente permiten diferenciar Mymaridae de Mymarommatidae (ambas familias aparecen en el Cretácico Superior); podría tratarse del grupo hermano de ambas familias.

De las familias Orussidae (lám. 1, fig. 4) y Evaniidae los ejemplares aparecidos son los representantes más antiguos que se conocen. Hasta el momento, los Orussidae más antiguos eran del Cretácico Superior de Siberia y los Evaniidae del ámbar Oligoceno del Báltico.

El ámbar nos permite admirar algunas veces la etología de los organismos que contiene, difícilmente observables en yacimientos de compresión. Entre los ejemplos hallados en este ámbar destacan dos ácaros (posiblemente Erythraeidae) parasitando a un díptero Chironomidae y a un Microphoridae respectivamente, y un díptero Keroplatidae siendo parasitado por un himenóptero de la familia Stigmaphronidae.

Como ejemplo de un acto fisiológico registrado, inducido por la agonía del insecto al quedar preso en la resina, mencionaremos el del himenóptero "mimaromátido", nombrado anteriormente, en el cual se observa una eyaculación *post-mortem*, la más antigua conocida.

Para finalizar propondríamos un símil entre el ámbar y una película de cine, en la que cada inclusión fuera un fotograma. Muchos de estos fotogramas se han perdido, pero con los que se van recuperando se intenta no sólo reconocer a los personajes de la película, que podríamos titular *Guanghi en el Cabo de los Mosquitos,* sino que también se intenta reconstruir algunos momentos de la relación entre algunos de sus personajes.

Bibliografía

Alonso, J., Arillo, A., Barrón, E., Corral, J.C., Grimalt, J., López, R., Martínez-Delclòs, X., Ortuño, V., Peñalver, E. & Trincao, P.R. en prensa. A New Fossil Resin with Biological Inclusions in Lower Cretaceous deposits from the Sierra de Cantabria (Álava, Northern Spain, Basque-Cantabrian Basin). *Journal of Paleontology.*

Hennig, W. 1953. Kritische Bemerkungen zum phylogenetischen System der Insekten? *Beiträge zur Entomologie*, **3**, 1-85, Sonderheft.

Szadziewski, R. & Arillo, A. 1998. Biting midges (Diptera: Ceratopogonidae) from the Lower Cretaceous amber from Álava, Spain. *Polish Journal of Entomology*, **67**, 291-298.

Vavra, N. 1993. Chemical Characterization of Fossil Resins ("Amber") - A critical review of Methods, Problems and Possibilities: Determination of Mineral Species, Botanical Sources and Geographical Attribution. *Abhandlung der (Österreichischen) Geologischen Bundesanstalt*, A, **49**, 147-157.

Waters & Arillo, A. en prensa. A new Hybotidae (Diptera, Empidoidea) from Lower Cretaceous amber of Álava (Spain). *Studia Dipterologica*, **6** (1).

Tema Monográfico: Historia de la Paleontología Española

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La Paleontología española en la Universidad y centros asociados en el periodo 1849-1936

R. Gozalo
Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjassot

Introducción

Esta ponencia complementa a la que en estas mismas Jornadas ha sido presentada por el Prof. Truyols, sobre la Paleontología en el Cuerpo de Ingenieros de Minas. Por lo tanto aquí nos vamos a centrar en la Paleontología realizada desde la Universidad, y haremos hincapié en dos aspectos: enseñanza e investigación.

Previamente hay que hacer algunas aclaraciones respecto al título elegido para esta ponencia. La primera es que el concepto de Universidad que tenemos en la actualidad es bastante distinto al que existía en el siglo pasado; así dice Truyols (1988: 49): "El papel creativo que hoy tiene asignado la Universidad es un hecho relativamente reciente. Algo muy distinto a lo que sucedía en el siglo pasado con una Universidad carente de pulso, limitada a la estricta transmisión de conocimientos, la mayor parte de las veces obsoletos, más que a la investigación o creación científica, para la que no existían cauces adecuados ni estímulos". Otro aspecto totalmente diferente respecto a la actualidad era que las escuelas de ingenieros y los titulados por ellas no pertenecían a la Universidad, sino que formaban parte de distintos cuerpos de la administración, y hasta la Ley sobre la Ordenación de las Enseñanzas Técnicas de 20 de Julio de 1957, las carreras técnicas no se integraron como parte de la Universidad española (ver López Azcona, 1979). También hay que decir que la única Universidad de la metrópoli donde se impartía la Licenciatura en Ciencias Naturales en el siglo pasado era Madrid, y no fue hasta 1910 que esta licenciatura se pudo cursar también en Barcelona; aún así, en la primera mitad de este siglo no había una asignatura de Paleontología.

Como centro asociado en esta época, sólo existe el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid; durante este periodo se impartió en él la mayor parte de la docencia de Ciencias Naturales y, además, funcionó como centro de investigación (ver Barreiro, 1992). De todos modos también se podría considerar la labor de los catedráticos de Historia Natural que impartían las asignaturas de los cursos comunes de la Facultad de Ciencias, pero que no vamos a estudiar por que alargaría en demasía esta ponencia.

Por último, también queremos justificar el periodo que abarca esta ponencia: 1849-1936. El año inicial, 1849, se ha escogido porque en Noviembre de ese año se inició el viaje de formación de Juan Vilanova y Piera (1821-1893), auspiciado por el entonces director del Museo de Ciencias Naturales, Mariano de la Paz y Graells (1809-1898). Durante cuatro años Vilanova viajó por Europa occidental para estudiar Geología y Paleontología con los especialistas de la época, preparándose para la Cátedra de Geología y Paleontología de la Universidad Central; ésta fue creada en 1852 y ocupada por Vilanova en 1854 (Gozalo, 1993; Pelayo, 1995). Además, 1849 fue también el año de la creación de la Comisión del Mapa Geológico de España, hecho que desde Fernández de Castro (1874) y Mallada (1897) ha sido considerado como uno de los momentos claves de la historia de la Geología y Paleontología españolas. La fecha de 1936, por desgracia es obvia, ya que el inicio de la Guerra Civil supuso una fuerte ruptura en la Ciencia española.

La Paleontología en los planes de estudio de la Universidad en España

La información referente a los planes de estudio utilizada en este capítulo, está fundamentalmente extractada de los trabajos de Baratas y Fernández (1992), Baratas (1997) y Pelayo (manuscrito).

La asignatura de Geología y Paleontología aparece por primera vez en el plan Pidal de 1845; era una asignatura que se debía cursar para obtener el grado de doctor en Ciencias, que otorgaba la Facultad de Filosofía. De todos modos, esta asignatura no se impartió hasta 1854, año en que ocupó Vilanova la cátedra de Geología y Paleontología de la Universidad Central. Con el Plan Moyano de 1857 se crea la Facultad de Ciencias, organizándola en tres secciones; en él la asignatura Geología y Paleontología continuó siendo de doctorado, dentro del plan de estudios de la sección de Ciencias Naturales.

Durante la Primera República se modificó el plan de estudios, según decreto de 2 de Junio de 1873, y aparecieron separadas por primera vez la Paleontología, como una asignatura optativa, y la Geología, como obligatoria en la sección de Ciencias Naturales. Este desdoblamiento conllevó la aparición de las cátedras de Geología y Paleontología, haciéndose cargo Vilanova de esta última, que ocupó desde 1874 hasta 1893; fue por tanto el primer Catedrático de Paleontología de la Universidad española, aunque no el primero en explicar esta asignatura, que ya se impartía en la Escuela de Minas, lo que originó una agria disputa con el ingeniero Justo Egozcue y Cía (1833-1900), tal y como ha señalado Sequeiros (1989, 1991). La Cátedra de Geología fue ocupada por José Solano y Eulate (1841-1912), discípulo de Vilanova, quien ganó la plaza en 1877. Un hecho reseñable es que a los exámenes para esta cátedra se presentó Salvador Calderón Arana (1851-1911), quien por manifestar por escrito que no acataba la circular de Orovio del 26 de Febrero de 1875 (ver más adelante), no vió admitida su solicitud. Un aspecto a destacar dentro de este plan de estudios era que también aparecían como asignaturas optativas Zoografía de Vertebrados vivos y fósiles, Zoografía de Articulados vivos y fósiles y Zoografía de Moluscos y Zoofitos vivos y fósiles, por lo que debemos pensar que la Paleontología sería

fundamentalmente de tipo estratigráfico. Esta reforma, tras la Restauración no llegó a ponerse totalmente en marcha, y se volvió básicamente al esquema del plan Moyano, si bien manteniendo la separación entre las asignaturas de Geología y Paleontología.

En 1880 se publicó otro decreto en el que se modifican los planes de estudio de la Facultad de Ciencias y su sección de Naturales. En este caso hay que hacer notar que en cuarto curso, junto a la Geología, aparecen las tres Zoografías comentadas en el párrafo anterior, mientras que la Paleontología Estratigráfica aparece como asignatura de doctorado.

Un hecho notorio fue que la Sociedad Española de Historia Natural, en su sesión del 13 de Enero de 1886, hizo una propuesta para la reforma de la enseñanza de las Ciencias Naturales en España que envió al Ministro de Fomento. En esta propuesta la Paleontología (sin adjetivos) permanecía como asignatura de doctorado y las Zoografías perdían la coletilla de "vivos y fósiles". De todos modos, quizás lo más destacado de esta propuesta fue la visión moderna de los naturalistas sobre dos cuestiones: la primera hacía referencia al Museo de Ciencias Naturales, y proponían que fuera un centro independiente, con personal propio y dedicado exclusivamente a la investigación científica; y la segunda, la manera de obtener la licenciatura y el doctorado en Ciencias, para lo que textualmente proponen: "Para aspirar á los grados de licenciado ó doctor deben exigirse, de confomidad con lo que se practica en todo el mundo científico, trabajos propios de investigación, en vez de los exámenes y discursos de fórmulas que hoy se acostumbran; medida que lleva consigo necesariamente la mejora de los laboratorios mineralógicos, botánicos y zoológicos del Museo,...".

Aunque la propuesta anterior no se tuvo en cuenta, García Alix en 1900, siendo Ministro de Instrucción Pública, tuvo conocimiento de la misma, y pidió a Ignacio Bolívar (1850-1944) la elaboración de un proyecto para la reforma de la Facultad de Ciencias y del Museo. El proyecto presentado por Bolívar fue aceptado casi sin modificaciones (Anónimo, 1921) por el Consejo de Instrucción Pública, del que éste era miembro desde 1888, y fue publicado mediante Real Decreto de 4 de Agosto de 1900 y Real Orden de 28 de Septiembre de 1900. Una de las modificaciones más notables fue la organización de la Facultad de Ciencias en cuatro secciones. Pero para nosotros el hecho más importante, por desgracia, fue que la Paleontología desapareció como asignatura, siendo sustituida por una Geografía y Geología Dinámica, mientras que la Geología pasó a denominarse Geología Geognóstica y Estratigráfica. Las primeras cátedras de Paleontología que se crearon con posterioridad a este hecho fueron las de Madrid y Barcelona, en 1949, ocupadas por Bermudo Meléndez (1890-1962) y José Ramón Bataller (1912-1998) respectivamente (Truyols, 1989; Meléndez, 1994).

Una de las cuestiones que están todavía por explicar son los motivos de la desaparición de la asignatura de Paleontología en la sección de Naturales, máxime cuando uno de los firmantes de la propuesta de 1886, Ignacio Bolívar, fue el redactor del proyecto de 1900. Un aspecto bastante evidente es que en 1886 Vilanova era un personaje activo y respetado, por lo que no parece pausible que nadie intentara transformar la cátedra que él ocupaba, aunque hubiera tenido problemas con los científicos más progresistas, como por ejemplo la polémica sobre la autenticidad de las pinturas de Altamira (Gozalo, 1993). Vilanova murió en 1893 y fue sustituido por Francisco Vidal y Careta (1860-1923), quien ideológicamente era conservador y claramente antievolucionista; obtuvo la plaza de Madrid por traslado, ya que era Catedrático de Paleontología Estratigráfica en La Habana, y en 1900 pasó a ocupar la cátedra de Geografía y Geología Dinámica que sustituyó a la de Paleontología. El hecho claro es que Bolívar patrocinó está transformación, ahora bien los motivos que le impulsaron a ello están todavía por estudiar.

Desde esta perspectiva la docencia de Paleontología en la Universidad española desapareció hasta después de la Guerra Civil; sin embargo las investigaciones paleontológicas se mantuvieron dentro del Museo de Ciencias Naturales como veremos más adelante.

Otra cuestión relacionada con la Paleontología en el mundo universitario también se produjo en los años 20, cuando los estudios sobre Prehistoria, que se impartían normalmente en la Facultad de Ciencias pasaron a la de Filosofía y Letras. Desde el comienzo, los estudios prehistóricos y, sobre todo, los relacionados con el hombre fósil, se habían realizado en España por ingenieros y naturalistas, como Casiano de Prado (1797-1866) o Vilanova, y como dice Moure (1996b: 30): "La investigación y docencia en las "primeras edades" estaba pues circunscrita a los Museos y Facultades de Ciencias"; lo mismo nos indica la existencia de la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas dentro de la Junta de Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas.

Un personaje clave en esta cuestión fue el austríaco Hugo Obermaier (1877-1946), quien luego se nacionalizaría español (ver Moure, 1996b). Su investigación se centro fundamentalmente en temas prehistóricos, desarrollando una importante labor en España (ver Moure, 1996a), primero como miembro del *Institut de Paléontologie Humaine* y después como profesor agregado a la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas, durante la 1ª Guerra Mundial; pero sus relaciones con la Comisión y más concretamente con su inmediato superior, Eduardo Hernández-Pacheco (1872-1965), fueron deteriorándose, y una vez finalizada la guerra fue cesado en su puesto, quedando en condiciones bastantes precarias. De todos modos, contaba con amigos influyentes como Jacobo Fitz-James Stuart, Duque de Alba y presidente de la Academia de la Historia, quien parece ser que medió para que le concedieran una cátedra universitaria, ya que el nombramiento directo de Catedrático de Universidad entre personalidades de reconocido prestigio estaba previsto por la ley Moyano de 1857. Pero la cuestión académica fue compleja y estuvo a punto de generar

un conflicto de competencias entre las facultades de Filosofía y Letras, que estaba dispuesta a dotar la cátedra, y de Ciencias, que no la quería y consideraba estos estudios dentro de su campo de actividad. Ante esta controversia, el 15 de Enero de 1922 el Ministerio de Instrucción Pública recabó informes al Real Consejo de Instrucción Pública y a la Real Academia de la Historia, y una ratificación de la Facultad de Filosofía y Letras en su aceptación de la Cátedra para Obermaier. La ratificación por parte de esta última tiene un matiz importante, ya que la Cátedra no sería de Prehistoria sino de Historia Primitiva del Hombre, su nombre definitivo, y de este modo se cerró el conflicto con la Facultad de Ciencias que pensaba que la Prehistoria debía figurar entre sus enseñanzas.

Los Programas de Paleontología de Vilanova, y Vidal y Careta

Para hacernos una idea cabal del tipo de Paleontología que se enseñó en la Universidad española en el siglo pasado, vamos a utilizar los programas establecidos por Vilanova y por Vidal y Careta, los dos catedráticos que impartieron esta asignatura hasta su desaparición en 1900.

Vilanova, al hacerse cargo de la asignatura de Paleontología estratigráfica, hizo público su programa, primero ante la SEHN en 1876, y luego, con ligeras modificaciones, en su *Lección inaugural de Paleontología* en 1878. Comienza definiendo la Paleontología como "la ciencia que trata de los séres orgánicos antiguos", y la subdivide en Paleofitología y Paleozoología, luego definió fósiles como "séres orgánicos que vivieron en otros tiempos en la superficie terrestre".

Los problemas que plantea y resuelve la Paleontología los agrupa en dos conjuntos. El primero hace referencia a las características y el desarrollo de los seres vivos sobre la Tierra, que según sus propias palabras sería (Vilanova, 1876: 51): "la unidad de plan que presidió la creación de los reinos orgánicos y sus ulteriores desarrollos", lo que permite resolver algunos de los problemas que plantea la historia de la Tierra: "las estrechas relaciones que existen entre los séres orgánicos y las condiciones biológicas del globo, ... , que caracterizan las épocas llamadas terrestres". En segundo lugar le interesan "las leyes que rigieron y aún gobiernan hoy la materia orgánica toda, y á esclarecer cuando ménos, cómo y cuándo ocurrió la misteriosa transformación de la materia mineral en orgánica, sea bajo el soplo divino del Creador como creemos, ó por la acción de las leyes generales de la materia al encontrarse en condiciones favorables para la realización de este grandioso acontecimiento como suponen otros". Como se puede colegir de lo dicho, Vilanova se muestra como un creacionista convencido.

Desde otro punto de vista, la Paleontología era para él el "natural y verdadero" complemento de la Botánica y Zoología; plantea la necesidad del conocimiento sobre la distribución actual de los organismos y el por qué de la misma (neontología), para poder extrapolarlo al estudio de los fósiles, para lo que hace referencia "al estudio de las causas llamadas actuales", de las que dice "con mayor motivo puede esto asegurarse en Paleontología, para la cual los séres vivos actuales son tan sólo los últimos eslabones de una cadena ó série no interrumpida que arranca del comienzo de la vida y se continúa hoy". Estos planteamientos son los que permiten incluir a Vilanova en el grupo de catastrofistas-actualistas, como hace Pelayo (1984).

A partir de aquí planteó los pasos a seguir en el desarrollo del programa (Vilanova, 1876: 53): "procedemos de lo conocido á lo desconocido; de lo fácil de conocer y estudiar, á lo difícil de inquirir, método que aconsejan el buen sentido y autoridades respetables, entre las cuales nos complacemos en contar al eminente Ampère". Una vez expresadas sus ideas de como debería ser la docencia y el programa, presentó una tabla resumen de la organización de la asignatura, ver figura 1.

	PUNTOS DE VISTA		OBJETOS DE CADA PARTE
Paleontología especulativa o fitozoológica	1º Autópico.– 1.ª parte	Neontología	Trata de la vida actual.
	2º Criptorístico.– 2.ª parte	Paleontología	Trata de la vida de otros tiempos.
	3º Troponómico.– 3.º parte	Ontonomía	Trata de las leyes de la vida.
	4º Criptológico.– 4.ª parte	Ontogenia	Trata del orígen y desenvolvimiento de la vida.
Paleontología aplicada o estratigráfica	1.ª parte	Estratigrafía	Trata de todos los accidentes de los terrenos de sedimento.
	2.ª parte	Clasificación de terrenos	Trata de los de sedimento.
	3.ª parte	Fauna y flora fósil	Trata de las plantas y animales fósiles de cada terreno.
	4.ª parte	Fauna y flora fósil española	Trata de los fósiles españoles más característicos de cada terreno

Figura 1. Cuadro resumen presentado por Vilanova para la Paleontología en su Programa (1876: 56): "..., he aquí el cuadro que sintetiza nuestro modo de considerar la Paleontología".

Dentro del conjunto que denominó Paleontología especulativa, la última parte, denominada ontogenia (Vilanova, 1876: 59-60): "se destinara a exponer y discutir ámpliamente todo lo relativo al orígen y desarrollo de la vida en el globo, y al exámen de las diferentes causas que han determinado la desaparición de las Faunas y Floras", con lo que se estará en disposición de analizar las diversas teorías sobre el origen de la vida (Vilanova, 1876: 54): "La generacion espontánea, autogonía ó plasmagonía, experimentos y argumentaciones en pró y en contra; exposicion de los diferentes medios de que se vale la naturaleza para multiplicar los séres; exámen detenido de la teoría evolucionista y trasformista; aparicion de las diferentes faunas y floras, y por último, el orígen en el órden físico del hombre, y desenvolvimiento de sus distintas razas."

En cuanto a la Paleontología aplicada o estratigráfica, tras comentar las cuestiones básicas en las que debe sustentarse su estudio, plantea las premisas sobre las que fundamentalmente trabaja (Vilanova, 1876: 55-56): "De este estudio comparativo entre lo orgánico y lo inorgánico terrestre, el primer corolario que se desprende es el poder determinar la relacion estrecha que debe existir entre el estado físico del globo en sus numerosas épocas y la índole especial que en cada una de ellas ofrecia la vida; y por consiguiente, precisar tambien la influencia que aquellas causas físicas hubieron necesariamente de ejercer sobre los séres vivos, tan necesitados entónces como ahora del principio de adaptación al medio y condiciones en que se desarrollaron. Conviene, sin embargo, no olvidar que la condicion indispensable para que dicha accion se ejerza, es que los séres sobre los cuales actúa, existan, y que no es lo mismo influir sobre séres orgánicos ya existentes haciéndolos variar más o ménos profundamente, que crearlos ó hacerlos aparece de nuevo".

Podemos decir que el programa de Vilanova, como él mismo reconoce, sigue fundamentalmente los trabajos franceses, y demuestra un conocimiento de las nuevas teorías que se están desarrollando en Europa, que comenta desde un punto de vista científico. Ahora bien, se muestra crítico con ellas y siempre mantiene una postura creacionista-fijista respecto a las especies fósiles.

Por otro lado podemos analizar el programa presentado por Francisco Vidal y Careta en su oposición a la Cátedra de Paleontología Estratigráfica de la Universidad de La Habana, convocada por Real Orden de 23 de Agosto de 1883, siguiendo la documentación de la misma (Archivo General de Indias. AHN/ULTRAMAR, 124, EXP. 5). Vidal fue el único candidato, era licenciado y doctor en Medicina por la Universidad de Barcelona, con nota de sobresaliente, y posteriormente obtuvo la licenciatura y el doctorado en Ciencias (sección de Naturales), con nota de aprobado, por la Universidad Central.

Uno de los temas que resulta curioso es el tribunal, formado por siete miembros: el presidente, D. Manuel Merelo, consejero de Instruccion pública, y seis vocales, Juan Vilanova y Piera y José Solano Eulate, catedráticos de la Universidad Central, Lucas Mallada y José Maureta, catedráticos de la Escuela de Minas, Federico Botella, inspector general y vocal de la Junta Superior Facultativa de Minas, y José Macpherson, que como dicen los oficios es "autor de obras referentes á la Ciencia que es objeto de la oposición". La oposición fue celebrada en Madrid durante los meses de Octubre y Diciembre de 1884, con resultado de cinco votos en pro y dos en contra.

El programa que presenta el opositor tiene un planteamiento idéntico al de Vilanova, y de él se pueden destacar algunas de las definiciones que contiene: "La Paleontologia es ciencia y arte: como ciencia, estudia la zoología y botánica de los tiempos pasados, como arte, es de una importancia inmensa su estudio para el geologo, pues solo el conocimiento de los fósiles de un terreno permite asignar con certeza la época á la cual este pertenece. Aquella constituye la Paleontologia propiamente dicha, esta la estratigráfica". "En verdad que la organización de hoy está regida bajo un mismo plan que la de ayer y prontamente porqué es asi, debemos estudiar los fósiles, las medallas de las épocas geologicas, formando cuerpo aparte, pues los seres de otros tiempos nos aclararan el origen de las especies; nos harán ver el encadenamiento que tienen con los de hoy; nos probarán que la naturaleza antes de decidirse por un tipo determinado, parece que se complace en esbozarlo, en delinearlo, hasta acabar con el representante perfecto; ellos nos facilitarán el conocimiento de si el encadenamiento de las especies constituye séries ó una série única...". ", de la Paleontologia arte ó sea de la estratigrafica, como sintesis ó coronamiento del analisis anterior, no teniendo otro objeto sino la aplicacion de los conocimientos paleontologicos al esclarecimiento de la historia de la tierra."

El programa lo subdivide en tres partes que son: "1ª Neontologia, de la que tan solo expongo como he indicado antes, las condiciones de existencia y distribucion geografica de los seres vivos. 2ª Paleontologia propiamente dicha, que trata de la historia de los fósiles, origen de las especies (Ontogenia) y de su sucesion en las epocas geologicas (Ontonomia). 3ª Paleontologia estratigráfica, ó sea la aplicacion de los conocimientos paleontologicos al esclarecimiento de la historia de la tierra."

Un detalle curioso es que todos los autores citados en el programa y las lecciones del mismo son franceses, a excepción del propio Vilanova. El temario que presentó consistía en 76 lecciones, que podemos desglosar:

Lección 1- Concepto de Paleontología, uno de los apartados dice "Plan único que ha presidido en la creacion orgánica". Lecciones 2 a 9- Neontologia. Lecciones 10 a 51- Paleontologia propiamente dicha, donde se da la definición de fósil, y se explican los cinco tipos de organismos: Protozoos, Radiados, Moluscos, Artículados, Vertebrados, y una lección para Aparición del Hombre. Lección 52- Ontogenia. Lecciones 53 y 54- Ontonomia (al hablar de la aparición de las especies cita las teorías de Brown). Lecciones 55 y 56- Leyes paleontológicas de Pictet. Lecciones 57 a 76- Paleontologia estratigrafica (la última dedicada a los periodos prehistóricos).

Como ya se ha dicho, el programa es muy similar al

de Vilanova y, en principio, podemos enclavar a Vidal y Careta como un creacionista y catastrofista-actualista. Ahora bien, en los programas que editó siendo ya catedrático en Madrid (Vidal y Careta, 1895, 1902), se muestra con un talante mucho más conservador y claramente antievolucionista.

La investigación paleontológica en la Universidad

Vamos a dividir El periodo aquí analizado en tres etapas (1849-1873, 1873-1910, 1910-1936), siguiendo las diversas propuestas que se han realizado para analizar los estudios geológicos, y paleontológicos en España; la división utilizada es la propuesta por Gozalo (en prensa). A la hora de describir la investigación paleontológica en España hemos utilizado como trabajos básicos Sequeiros (1984, 1988, 1989), Truyols (1988, 1989) y Pelayo (1984, 1988, 1996, 1998a, 1998b), aunque para algunas cuestiones puntuales se han utilizado otras aportaciones que se citarán en su momento.

1849-1873

Una primera visión de cómo fue la investigación paleontológica en esta época, la podemos obtener revisando la bibliografía citada por Mallada (1892) al elaborar su *Catálogo*; en él se citan 82 trabajos publicados durante este periodo, de los cuales un 50% están realizados por autores extranjeros, un 40% por ingenieros de minas y sólo un 10% se debe a naturalistas españoles.

La investigación paleontológica publicada por estos naturalistas se limita casi en exclusiva a la obra de Vilanova, cuyos trabajos suponen un 7,5%, y que llevó a cabo desde su puesto de catedrático de la Universidad Central y del Museo de Ciencias Naturales. Al analizar las citas de Vilanova, vemos que conviven notas muy breves, junto con trabajos donde se abordan estudios de geología regional de grandes áreas (Castellón, Teruel, Valencia), y que están relacionados con su actividad como vocal de la Comisión del Mapa Geológico de España.

Otro aspecto que no se recoge a través del *Catálogo* de Mallada fue la aparición de los primeros trabajos sobre Prehistoria y el hombre fósil, que fueron desarrollados en un primer momento por Casiano de Prado, y que luego tuvieron su máximo difusor en Vilanova, quien siempre los expuso desde su compromiso cristiano y sus ideas concordistas con la Biblia.

Uno de los hechos que más van a marcar el desarrollo de las Ciencias Naturales en la siguiente etapa fue que, tras la Revolución de 1868, se promulgó la ley de Libertad de Enseñanza del 21 de Octubre de 1868, que suponía la libertad de cátedra y la desaparición de la censura. Esto hizo que por primera vez se comentaran en España las ideas de Darwin, lo que originó un debate fundamentalmente ideológico, que se desarrollará a lo largo del último tercio del siglo XIX y principios del XX. Desde la Paleontología Vilanova (1869), fue el primero en negar la evolución desde un punto de vista científico, siguiendo las ideas del antropólogo francés Quatrefages (1810-1892). Sin embargo, paradójicamente, la primera exposición imparcial *in extenso* de la obra de Darwin (1809-1882) en España se la debemos a Francisco Tubino (1833-1988), quien la escribió en las primeras setenta páginas del tomo 1° de la *La Creación* de 1872, enciclopedia de Historia Natural dirigida por Vilanova (Gozalo y Salavert, 1995).

Al final de este periodo tiene lugar un hecho básico para la historia de las Ciencias Naturales en España: la creación de la Sociedad Española de Historia Natural (SEHN) en 1871, lo que supone la aparición por primera vez en España de una sociedad de naturalistas sin soporte institucional. Para una aproximación a la historia de esta Sociedad puede verse Anónimo (1985) y Gomis (1998).

1873-1910

En esta etapa podemos decir que la polémica entre creacionistas y transformistas, que había comenzado en el periodo anterior, tuvo su momento álgido con un importante debate ideológico, aunque por desgracia sin demasiado contenido científico, en general. Un hecho que marcó esta disputa fue el Decreto de 26 de Febrero de 1875, debido al ministro Orovio, que suspendía la libertad de cátedra e impedía la explicación de cualquier teoría contraria al dogma católico en las aulas; en referencia a este problema, Hérnandez-Pacheco (1912: 409), se expresaba de esta manera tan contundente: "...y nombrado ministro de Fomento Orovio, que, al frente de la instrucción pública, representaba la mayor intolerancia en las ideas políticas y religiosas". Varios profesores se negaron a acatar esta orden y fueron separados de sus cátedras, exiliados e incluso algunos encarcelados; entre los naturalistas encontramos a Augusto González de Linares (1845-1904) y Laureano Calderón y Arana (1847-1894), a quienes se unió Salvador, el hermano de éste, que era catedrático del Instituto de las Palmas de Gran Canaria. Muchos de estos profesores crearon la Institución Libre de Enseñanza (ILE; ver Cacho Viu, 1962), que se gestó en Cádiz, donde habían sido exiliados algunos de ellos, y donde Francisco Giner de los Ríos (1839-1915) conoció a José Macpherson (1839-1902), manteniendo una gran amistad desde entonces; además Macpherson dio un importante apoyo al nacimiento de esta institución (Hernández-Pacheco, 1927a; Alastrue, 1968), que tenía carácter progresista y en la que se aceptaron las ideas de Darwin, que fue nombrado socio de honor. La ILE además desarrolló una labor pedagógica de primera línea, dentro de la que destaca la realización de excursiones para el estudio de las Ciencias Naturales (Ordaz, 1984). También realizó labores de divulgación, a través de conferencias y con la publicación de su *Boletín*, lo que permitió a sus miembros exponer sus ideas favorables a la evolución.

La SEHN constituye, desde el primer momento, el foro principal donde los naturalistas españoles informaban, comentaban y discutían sobre los nuevos descubrimientos e ideas. Por ello, en ella se desarrollaron varias polémicas, algunas de ellas relacionadas con la Paleontología (Pelayo, 1998a), en las que participaron varios de sus miembros que podemos separar en dos grupos de ideologías bastante contrastadas: un grupo conservador en el que destacan Vilanova y Solano, catedráticos de Universidad, el ingeniero de minas Federico Botella y Hornos (1822-1899) y el científico *amateur* José Joaquín Landerer (1841-1922); y otro grupo menos compacto pero de carácter más liberal y cercano a la ILE, con los catedráticos Salvador Calderón y Francisco Quiroga Rodríguez (1853-1894) y el también científico *amateur* Macpherson.

Las primeras referencias al darwinismo dentro de la Sociedad son claramente contrarias, y se deben sobre todo a Vilanova y a Landerer, aunque este último con posterioridad mantuvo posturas menos intransigentes (ver Gozalo y Navarro, 1996). Vilanova, quien siempre se manifestó como católico convencido y propugnó por un concordismo entre Ciencia y Biblia, mantuvo posturas creacionistas y fijistas; ahora bien, consideró a Darwin como un gran científico a quien tenía en gran estima. Aunque no estuviera de acuerdo con su teoría de la evolución, pensaba que como teoría científica había que rebatirla desde este campo. Así por ejemplo, en las *Actas* de la SEHN publicó una nota (Vilanova, 1874) sobre el *Eozoon canadense*, criticando las entelequias evolucionistas que se estaban elaborando en función de la interpretación orgánica de esta estructura, que era considerada por los darwinistas como el organismo más antiguo y aurora de la vida, pero para Vilanova era simplemente una estructura inorgánica de origen serpentínico. Hemos de decir que su elección fue totalmente acertada, ya que el origen inorgánico del *Eozoon canadense* fue posteriormente aceptado por toda la comunidad científica (Gozalo, 1993; Pelayo, 1998a).

En el grupo opuesto tenemos sobre todo a Salvador Calderón, que aunque en su largo periplo como investigador destacó en temas tan diferentes como la Mineralogía, Petrología o Tectónica, también realizó una importante labor paleontológica. Primero fue catedrático de Historia Natural de la Universidad de Sevilla desde 1884 y, posteriormentese, catedrático de Mineralogía y Botánica de la Universidad de Madrid, a la que se trasladó en 1895; donde más tarde acumularía la Cátedra de Mineralogía descriptiva. Hay dos aspectos que merece la pena destacar en su labor docente e investigadora, el primero es que como profesor de la ILE, y luego como catedrático, realizó siempre numerosas excursiones con sus estudiantes, lo que le permitía explicar las materias geológicas en el ambiente más adecuado, y además conocer con mucho detalle los alrededores de los centros donde trabajaba. Esta faceta enlaza con la siguiente, ya que Calderón fue uno de los primeros geólogos españoles que realizó una labor de campo sistemática en las regiones que estudia, analizándola desde todos los puntos de vista posibles; sirvan como ej. sus investigaciones sobre las Islas Canarias, Nicaragua, Andalucía o Madrid, por enumerar en orden las regiones a las que le condujeron sus distintos trabajos (Hernández-Pacheco, 1912).

Como paleontólogo destacan sus trabajos sobre los fósiles de vertebrados españoles, y sobre todo su *Enumeración* de 1876, sin olvidarnos de sus estudios sobre microfósiles de Andalucía. Desde el punto de vista teórico era un evolucionista convencido; tal como el mismo expresa (Calderón, 1884: 231): "la creación de especies por el triunfo de ciertas variedades y la desaparición de otras en la lucha por la existencia, es un principio sentado por Darwin". Más adelande aceptaría las ideas neolamarckistas postuladas por Edward Drinker Cope (1840-1897) tal y como señala Pelayo (1998a).

1910-1936

Todos los historiadores de la Ciencia española están de acuerdo en que la creación en 1907 de la Junta de Ampliación de Estudios y de Investigaciones Científicas (JAE) fue un factor clave en el desarrollo de la Universidad española (Trillas *et al.*, 1987). En 1910 se creó el Instituto Nacional de Ciencias Físico-Naturales, en el que se integró, entre otras instituciones, el Museo de Ciencias Naturales de Madrid. Junto con la dotación de becas para estancias en el extranjero, uno de los factores más relevantes fue la organización de trabajos de investigación, cursos de ampliación y laboratorios, que permitió un desarrollo experimental más continuado. Y hemos de estar de acuerdo con lo que dice Pelayo (1998b: 254): "A pesar de la ausencia en la Universidad de la Paleontología como asignatura ..., los naturalistas españoles de las primeras décadas del siglo XX continuaron realizando estudios en el campo de esta disciplina científica".

Aunque Hernández-Pacheco había comenzado su andadura en la etapa anterior, fue a partir de obtener la Cátedra de Geología Geognóstica y Estratigráfica en 1910, sustituyendo a Solano, cuando su labor como investigador y organizador lo convierten en uno de los personajes centrales de la Geología y Paleontología de esta época. En ese mismo año es nombrado Jefe de la Sección de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid, y en 1911 fue uno de los profesores designados para dirigir trabajos de investigación por la JAE. Posteriormente propuso la creación de una Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas, idea que fue acogida por el Marqués de Cerralbo (Anónimo, 1954), creándose esta comisión en 1912, bajo la dirección del citado marqués, siendo Hernández-Pacheco Jefe de Trabajos de la Comisión y Director de las Publicaciones de la misma.

Como dice Pelayo (1998b: 255): "El establecimiento de la Comisión tuvo lugar en un contexto histórico y político muy sensibilizado con los descubrimientos y protección del patrimonio prehistórico y arqueológico español", lo que hizo que el mayor caudal de investigación y de

publicaciones se centrara en dos cuestiones principales: el estudio de los materiales cenozoicos continentales y sus faunas (véase en este volumen Cuesta y Morales, y Pesquero *et al.*) y los estudios relacionados con la Prehistoria. Otro aspecto que destaca Moure (1996b: 25-28), es que la labor de investigación desarrollada por el *Institut de Paléontologie Humaine* en España lo habían convertido en la única institución dedicada a la investigación de la Prehistoria española durante la primera década de este siglo; lo que suscitó suspicacias dentro de la comunidad científica española. De todos modos, en la primera etapa de la Comisión existió una colaboración e intercambio de información bastante fluida entre ambas instituciones, y sería posteriormente cuando las críticas de algunos miembros del *Institut* a algunos trabajos de la Comisión, junto con las tensas relaciones entre Obermaier y Hernández-Pacheco, suscitarían el desencuentro.

Un cambio importante en la línea de investigación de Hernández-Pacheco se empezó a producir a partir de 1923, cuando acumuló la cátedra de Geografía, a la jubilación de Vidal y Careta; cada vez más se interesó por los aspectos geográficos y tectónicos y dejó en manos de sus discípulos José Royo Gómez (1895-1961) y su hijo Francisco Hernández-Pacheco (1899-1976), la labor de tipo más paleontológico. Un ejemplo de este cambio nos lo ofrece la posterior reorganización de la Comisión, que pasó a denominarse Comisión de Investigaciones Geográficas, Geológicas y Prehistóricas.

El ya citado Royo Gómez fue otro personaje básico de este periodo. Desde su etapa de estudiante de Ciencias Naturales comenzó a colaborar con el Museo Nacional de Ciencias Naturales, fundamentalmente bajo la dirección de Eduardo Hernández-Pacheco. En 1916 fue estudiante becario de la JAE en el Museo; toda su labor científica y docente se desarrolló fundamentalmente en esta institución, en la que fue encargado de los "Cursos de Ampliación" de Geología desde 1916 y cuando se creó la plaza de profesor en 1922 también la ocupó él (Sos Baynat, 1962; Glick, 1995). En 1930 el Museo Nacional de Ciencias Naturales creó la sección especial de Paleontología, siendo nombrado Royo jefe de la misma.

La labor paleontológica y geológica de Royo en España ha sido puesta en valor en diferentes trabajos (Sos Baynat, 1962; Glick, 1995) y recientemente con motivo del centenario de su muerte en un homenaje de la Sociedad Geológica Española (Jiménez, 1996; Martín y Alcalá, 1996; Sanz, 1996; Robles, 1996; García del Cura y Ordoñez, 1996; Alcalá y Alcalá, 1996), por lo que aquí sólo vamos a comentar su labor en el Museo desde que fue nombrado jefe de la sección de Paleontología en la que como dice Sos (1962: 153): "Royo se enfrentó con la gran tarea de tener que ordenar todo aquel inmenso material y darle aires nuevos. ... , vio realizado todo el largo programa planteado: se hizo una revista completa de todos los ejemplares fósiles; fueron provistos de sus etiquetas; se ficharon desde puntos de vista distintos (por especies, por edad geológica, por localidad, etc.); se registraron las obras existentes en los laboratorios de Paleontología; se hizo un gran archivo infotográfico de las más importantes especies." Como vemos por este texto, Royo realizó una labor ímproba con las colecciones paleontológicas, de acuerdo con los sistemas y técnicas que había conocido en los diversos Museos que habia visitado durante sus viajes por Europa, becado por la JAE (Montero, 1996).

Un aspecto que no hemos abordado hasta el momento ni en Hernández-Pacheco ni en Royo, es su postura respecto a la evolución; hay que partir de que ambos eran ardientes evolucionistas y de ideas progresistas. Hernández-Pacheco, con una formación geológica muy profunda, también tuvo gran interés por temas paleontológicos; sus comentarios más explícitos sobre la evolución los encontramos en un tratado general publicado en 1927, donde por ejemplo escribe (Hernández-Pacheco, 1927b: 517): "Los Vertebrados es el grupo en que mejor se ha seguido la evolución de las formas a través de los tiempos" o "En los Vertebrados se sigue su transformación y evolución a través de las edades geológicas, mejor que en ningún otro tipo animal", que nos muestra sus ideas claramente favorables a la evolución. Más adelante, cuando habla de las adaptaciones de los mamíferos dice (*op. cit.*: 545): "Los Mamíferos, a partir de esta forma hipotética insectívora y terrestre arborícola, con patas acondicionadas a la vez para trepar y para marchar, radiarían por adaptaciones a otros medios ambientes, hasta adquirir en el transcurso de los tiempos geológicos, diversos tipos morfológicos y locomotores,...", un autor que es citado en el texto y del que se toman varios de los esquemas evolutivos es Henry Fairfield Osborn (1857-1935), por lo que podemos suponer que estaría al menos, en parte, de acuerdo con este autor, que fue el primero en utilizar el concepto de "radiación adaptativa" y uno de los mayores defensores de la ortogénesis (Bowler, 1983).

Royo, al igual que su maestro, tenía una gran experiencia en geología, y en toda su obra se puede observar la interrelación de esta con la Paleontología. Además de los trabajos sistemáticos, desde el punto de vista teórico pensaba que el objetivo de la Paleontología era establecer la filogenia evolutiva de los distintos grupos, trabajando en colaboración con zoólogos, botánicos y otros especialistas. Como dice Glick (1995) estaba convencido de la ley biogenética (la ontogenia recapitula la filogenia) y creía que el estudio de los fósiles lo confirmaba; así decía: "encontrando en estados adultos organizaciones que en los seres actuales no se ven más que en el embrión". Otro aspecto que le interesaba sobremanera era los distintos ritmos de evolución, bien del mismo grupo, que en ciertos momentos evoluciona muy lentamente y en otros periodos lo hace rápidamente, apareciendo ramas de un mismo tronco, o bien entre distintos grupos con formas que habían permanecido estables durante mucho tiempo y otras con una evolución muy rápida. En algunos artículos muestra su reconocimiento a la obra de Theillard de Chardin (1881-1955) sobre las faunas terciarias de Asia y a sus comentarios de los ritmos evolutivos de estas faunas (Royo, 1927, 1928).

Conclusiones

La Paleontología en la Universidad española en el periodo de 1849 a 1936, sólo aparece como asignatura de doctorado entre los años 1854 y 1900; una primera etapa junto a la Geología, y a partir de 1874 separada de ésta. Los catedráticos que se encargaron de su docencia fueron Vilanova (1954-1893) y Vidal y Careta (1884-1900); posteriormente el cambio de estudios de las Ciencias Naturales propugnado por Ignacio Bolívar en 1900, sustituyó esta asignatura por la de Geografía Física y Geodinámica. Los dos catedráticos de la asignatura mantuvieron posturas de tipo creacionista y claramente antievolucionista, aunque la postura crítica de Vilanova se planteó de un modo mucho más científico.

En cuanto a la investigación a lo largo de este periodo, podemos decir que en la primera etapa (1849-1873) el autor más activo fue Vilanova, con una investigación de tipo regional importante, a la que se añade una amplia labor de información puntual de distintos yacimientos, sin un estudio regional completo. En la 2ª etapa (1873-1910), además de la continuación de la actividad de Vilanova, destaca la actuación de Salvador Calderón, que fue uno de los primeros autores que realizó trabajos regionales que se abordaban de una manera global; también en este periodo hay que destacar que fue el momento álgido de la polémica evolucionista. La 3ª etapa (1910-1936), está marcada por la influencia de la JAE, y los máximos representantes en la Universidad Central fueron Eduardo Hernández-Pacheco y Royo Gómez, siendo ambos partidarios de la evolución; desde el punto de vista de la investigación, plantearon el estudio de problemas geológicos concretos, localizados tanto regionalmente como temáticamente.

Agradecimientos

El autor quiere agradecer al Dr. Francisco Pelayo por su ayuda en la obtención de la información sobre la oposición de Vidal y Careta, así como por sus comentarios sobre algunos de los temas tratados en esta ponencia. También quiere agradecer a los Dres. Liñán, Pardo y Robles, sus acertados comentarios al manuscrito.

Bibliografía

Alastrué, E. 1968. *La personalidad y la obra de Macpherson (1839-1902).* Discurso apertura de curso de la Universidad de Sevilla, 44 pp.

Alcalá, B. y Alcalá, L. 1996. Paleontología castellonense explorada por José Royo Gómez. *Geogaceta*, **19**, 177-180.

Anónimo. 1921. *Ignacio Bolívar y las Ciencias Naturales en España.* Imprenta Clásica Española, 183 pp. [edic. facsímil con presentación y apéndice de Alberto Gomis, C.S.I.C., Estudios sobre la Ciencia, **4**, XV+209 pp., 1988].

Anónimo. 1954. Sucinta biografía del profesor Eduardo Hernández-Pacheco. Lista bibliográfica de los trabajos del profesor Eduardo Hernández-Pacheco. *Real Sociedad Española de Historia Natural. Homenaje a Eduardo Hernández-Pacheco*, 7-34.

Anónimo. 1985. *Real Sociedad Española de Historia Natural. Sumario (con síntesis histórica).* Real Sociedad Española de Historia Natural, 39 pp.

Baratas, L. A. 1997. *Introducción y desarrollo de la Biología experimental en España entre 1868 y 1936.* Cuadernos Galileo de Historia de la Ciencia, C.S.I.C., **17**, 317 pp.

Baratas, L. A. y Fernández, J. 1992. La enseñanza universitaria de las ciencias naturales durante la restauración y su reforma en los primeros años del siglo XX. *Llull*, **15** (28), 7-34.

Barreiro, A. J. 1992. *El museo nacional de Ciencias naturales (1771-1935).* Museo Nacional de Ciencias Naturales - Ed. Doce Calles. Theatrum Naturae, 509 pp.

Bowler, P. J. 1983. *The Eclipse of Darwinism.* The John Hopskins University Press. [traduc. Faci Lacasta, J.: *EL eclipse del darwinismo. Teorías evolucionistas antidarwinistas en las décadas en torno a 1900.* Ed. Labor, 286 pp.]

Cacho Viu, V. 1962. *La institución Libre de Enseñanza. I. Origenes y etapa universitaria (1860-1881).* Ed. Rialp.

Calderón, S. 1876. Enumeración de los vertebrados fósiles de España. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, **5**, 423-443.

Calderón, S. 1884. Una idea sobre la renovación geológica de las faunas. *Boletín de la Institución Libre de Enseñanza*, **8**, 231-232.

Cuesta, M. A. y Morales, J. 1999. Paleontología de mamíferos terciarios en Castilla y León: Desarrollo histórico y estado actual. *Temas Geológicos y Mineros*, este volumen.

Fernández de Castro, M. 1874. Notas para un estudio bibliográfico sobre los orígenes y estado actual del Mapa Geológico de España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **1**, 1-152, 309-320.

García del Cura, M. A. y Ordóñez, S. 1996. José Royo Gómez y el conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental ibérico (cuencas del Duero y Tajo). *Geogaceta*, **19**, 174-176.

Glick, T. F. 1995. Josep Royo i Gómez. Castelló de la Plana, 1895 - Caracas, 1961. La paleontologia a dos continents. In: Camarasa, J.M. i Roca Rosell, A. (dirs.), *Ciència i Tècnica als Països Catalans: una aproximació biogràfica*, **2**, 1277-1304.

Gomis, A. 1998. Desarrollo institucional de la Real Sociedad Española de Historia Natural. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **1**, 2ª época, 5-46.

Gozalo, R. 1993. Biografía de Juan Vilanova y Piera. En: *Homenaje a Juan Vilanova y Piera*, Valencia, 25-27 de Noviembre de 1993, 11-83.

Gozalo, R. en prensa. Propuesta de periodización para la geología y paleontología españolas. *Actes de les V Trobades d'Història de la Ciència i de la Tècnica als Països Catalans.*

Gozalo, R. y Navarro, V. 1996 José Joaquín Landerer (1841-1922): entre creacionismo y transformismo. *Geogaceta*, **19**, 185-186.

Gozalo, R. i Salavert, V. L. 1995. Joan Vilanova i Piera. València, 1821 - Madrid, 1893. Geóleg, paleontóleg i prehistoriador. In: Camarasa, J.M. i Roca, A. (dirs.), *Ciència i Tècnica als Països Catalans: una aproximació biogràfica*, **1**, 287-313.

Hernández-Pacheco, E. 1912. El profesor D. Salvador Calderón y Arana y su labor científica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **11**, 405-445.

Hernández-Pacheco, E. 1927a. El geólogo gaditano D. José de Macpherson y su influjo en la Ciencia. *Asociación Española para el Progreso de la Ciencia. Congreso de Cádiz*, **1**, 75-92.

Hernández-Pacheco, E. 1927b. Geología Histórica (Paleontología). En *Historia Natural. Vida de los animales y plantas, tomo IV, Geología.* Publcación Instituto Gallach de librería y ediciones, Barcelona, 449-563.

Jiménez, E. 1996. José Royo Gómez y la Paleoquenología. *Geogaceta*, **19**, 161-162.

López de Azcona, J.M. 1979. La enseñanza de la Minería en el Mundo Hispánico (noticias históricas). Capitulo IX. Madrid (1849-1957). *Boletín Geológico y Minero*, **90** (2), 192-234.

Mallada, L. 1892. Catálogo General de las especies fósiles encontradas en España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **18**, 1-253.

Mallada, L. 1897. *Progresos de la Geología española durante el siglo XIX*. Discurso de ingreso en la Academia de Ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid, 89 pp.

Martín, C. y Alcalá, L. 1996. Estructura y tectónica de la Sierra de Altomira en los trabajos de Royo Gómez. *Geogaceta*, **19**, 163-166.

Meléndez, G. 1994. D. Bermudo Meléndez: Una semblanza desde dentro. *Coloquios de Paleontología*, **46**, 11-30.

Montero, A. 1996. J. Royo Gómez y sus viajes europeos pensionado por la Junta para Ampliación de Estudios. *Geogaceta*, **19**, 183-184

Moure, A. (ed.). 1996a. *"El Hombre fósil" 80 años después. Volumen conmemorativo del 50 aniversario de la muerte de Hugo Obermaier*. Universidad de Cantabria - Fundación Marcelino Botín - Institute for Prehistoric Investigations, 505 pp.

Moure, A. 1996b. Hugo Obermaier, la institucionalización de las investigaciones y la integración de los estudios de Prehistoria en la Universidad española. En: Moure, A. (ed.):*"El Hombre fósil" 80 años después. Volumen conmemorativo del 50 aniversario de la muerte de Hugo Obermaier*. Universidad de Cantabria - Fundación Marcelino Botín - Institute for Prehistoric Investigations, 17-50

Ordaz, J. 1984. La enseñanza de las Ciencias Geológicas en la primera época de la Institución Libre de Enseñanza. *I Congreso Español de Geología*, **4**, 553-559.

Pelayo, F. 1984. Catastrofismo y actualismo en España. *Llull*, **7** (12), 47-68.

Pelayo, F. 1988. Ciencia y Religión en España en el siglo XIX. *Asclepio*, **40** (2), 187-208.

Pelayo, F. 1995. Un capítulo en la creación de la Cátedra de Geología y Paleontología de la Universidad Central: La formación científica de Juan Vilanova en Europa. *Llull*, **18** (35), 493-516.

Pelayo, F. 1996. Creacionismo y evolucionismo en el siglo XIX: las repercusiones del Darwinismo en la comunidad científica española. *Anales del Seminario de Historia de la Filosofía*, **13**, 263-284.

Pelayo, F. 1998a. Las polémicas sobre las teorías paleontológicas en la Real Sociedad Española de Historia Natural. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **1**, 2ª época, 205-219.

Pelayo, F. 1998b. La Real Sociedad Española de Historia Natural y la consolidación de la Geología, la Paleontología y la Prehistoria en España (1900-1936). *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **1**, 2ª época, 251-258.

Pelayo, F. Manuscrito. *La institucionalización de las Ciencias Geológicas en España*. 16 pp.

Pesquero, D., Sánchez, B., Fraile, S., Alcalá, L. y Martín, C. 1999. Eduardo Hernández-Pacheco: La Paleontología de vertebrados de principio de siglo. *Temas Geológicos y Mineros*, este volumen.

Robles, F. 1996. Royo Gómez y los estudios de Malacología contiental española. *Geogaceta*, **19**, 169-171.

Royo Gómez, J. 1927. La paleontología y la evolución de las especies. *Conferencias y Reseñas Científicas de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **2**, 189-205.

Royo Gómez, J. 1928. La lentitud de la evolución en las faunas continentales de mamíferos. *Conferencias y Reseñas Científicas de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **3**, 73-75.

Sanz, J. L. 1996. José Royo Gómez y los dinosaurios españoles. *Geogaceta*, **19**, 167-168.

Sequeiros, L. 1984. Producción científica paleontológica española en el siglo XIX: impacto de la modernidad. *II Congreso de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias*, *2*, 453-468.

Sequeiros, L. 1988. Desarrollo histórico de la Paleontología en España en el siglo XIX. En: *Historia de la Paleontología*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 31-43.

Sequeiros, L. 1989. La Paleontología en España en el siglo XIX. *Llull*, **12** (22), 151-180.

Sequeiros, L. 1991. Dos paradigmas paleontológicos en la ciencia española del siglo XIX. El enfrentamiento entre Egozcue y Juan Vilanova y Piera. *Actas V Congreso de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias y de las Técnicas*, **2**, 929-942.

Sociedad Española de Historia Natural. 1886. Exposición de bases para la reforma de la enseñanza de las Ciencias Naturales. *Actas de la Sociedad Española de Historia Natural*, **15**, 3-13.

Sos Baynat, V. 1962. José Royo Gómez (1895-1961). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, **60**, 151-175.

Trillas, E., Laporta, F. J., Ruiz Miguel, A., Zapatero, V., Solana, J. y Rodríguez de Lecea, T.. 1987. La junta de ampliación de estudios. *Arbor*, 493, 97 pp.

Truyols, J. 1988. Desarrollo histórico de la Paleontología contemporánea en España. En: *Historia de la Paleontología*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 45-68.

Truyols, J. 1989. *La Geologia catalana entre l'oficialitat i la iniciativa privada*. Actes Universitaris, 1, 64 pp.

Truyols, J. 1999. La Paleontología española en el Cuerpo de Minas en el siglo XIX. *Temas Geológicos y Mineros*, este volumen.

Vidal y Careta, F. 1895. *Curso de Paleontología Estratigráfica*. Establecimiento Tipolitográfico de J. Palacios, Madrid.

Vidal y Careta, F. 1902. *Programa-resumen de Geología Dinámica*. Est. tip. de la Viuda é Hijos de Tello, Madrid.

Vilanova, J. 1869. Origen y antigüedad del Hombre. *Boletín-Revista de la Universidad de Madrid*, **1**, 233-247, 449-462, 641-663.

Vilanova, J. (dir.). 1872. *La Creación. Historia Natural, escrita por una sociedad de Naturalistas y publicada bajo la dirección de Juan Vilanova y Piera. Tomo I, Mamíferos*. Montaner y Simón, CCCXXV + X + 549 pp.

Vilanova, J. 1874. La estructura de las rocas serpentínicas y el *Eozoon Canadense*. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, **3**, 261-266

Vilanova, J. 1876. Programa de Paleontología. *Actas de la Sociedad Española de Historia Natural*, **5**, 50-64.

Vilanova, J. 1878. *Lección inaugural de Paleontología. Por el Catedrático de la asignatura Dr. D. Juan Vilanova, el 3 de Octubre de 1878, en el Gabinete de Historia natural*. Imprenta de Astor Hermanos, 29 pp.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La Paleontología española en el cuerpo de minas durante el siglo XIX

J. Truyols Santonja
Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005-Oviedo

El Real Cuerpo Facultativo de Minas fue creado en España por decreto del 21 de septiembre de 1833, siguiendo la normativa fijada por la Ley de Minas de 1825. Su inspirador, Fausto de Elhuyar, había fallecido unos meses antes, por lo que el decreto lleva la firma de su sucesor, el asturiano Timoteo Alvarez de Veriña. La misión del cuerpo se refería básicamente al gobierno y funcionamiento de los establecimientos mineros, pero también al reconocimiento geognóstico de las demarcaciones correspondientes a cada distrito. Fue de este modo como se iniciaron los primeros estudios geológicos del país, paralelamente a los que, con igual finalidad económica, llevaban a cabo ingenieros extranjeros al servicio de otras empresas mineras.

Los miembros que componían el Cuerpo de Minas habían realizado sus estudios en la Escuela de Almadén, creada en 1777, pero varios de ellos habían ampliado además sus conocimientos en la prestigiosa Academia de Freiberg, asistiendo a los cursos que impartían en ella el famoso mineralogista Abraham Werner y sus discípulos. Cuando en 1835 se creó en Madrid la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, que vino a sustituir la de Almadén, ésta funcionó a partir de entonces solamente como escuela práctica para la formación de capataces. La euforia que en aquellos años adquirió la exploración de minas en el territorio peninsular (Mallada hablaba más tarde de la época como el período del "furor minero") fue causa del desarrollo que adquirieron las nuevas enseñanzas en el país.

La Paleontología en la Escuela de Minas

El reglamento establecido en 1836 en la Escuela, determinaba que las enseñanzas a impartir debían desarrollarse a lo largo de tres cursos teórico-prácticos, entre los cuales figuraban en el segundo, junto a otras materias, la Geognosia, el nombre obsoleto con el que se conocía todavía la Geología. A lo largo del siglo, desde la inauguración oficial de la Escuela, se sucedieron numerosos cambios en los planes de estudio de la carrera a medida que los progresos científicos lo demandaban, pero también cuando se producían cambios políticos en el país. Entre las diversas materias que fueron introduciéndose ya en los primeros años por Real Orden de 9 de noviembre de 1845 figura la Paleontología. Pero aun antes de la creación de la Escuela, cuando todavía se discutía sí era conveniente o no transferirla de Almadén a la capital, algunos de los informes emitidos oficialmente a este propósito por antiguos pensionados a la Academia de Freiberg, manifestaban ya la conveniencia de dar cabida a la Paleontología (la Petrefactología, como solía todavía denominarse) en el futuro plan de enseñanza. Así Gómez Pardo indicaba en 1834 que a su modo de ver entre las enseñanzas a impartir debían figurar, junto a la Geognosia las nociones más necesarias de la Petrefactología. Y Sáinz de Baranda exponía asimismo que "de Geognosia, con sus ramas auxiliares, la Petrefactología y la Historia de la Creación no existen cátedras en España y son de la mayor necesidad del minero".

Estas recomendaciones fueron aceptadas por la superioridad, si no inmediatamente sí al cabo de algunos años de funcionamiento de la Escuela, y así en 1845, se encargó al profesor de Mineralogía y Geognosia del centro, Rafael Amar de la Torre, la docencia de dicha enseñanza. Seguramente Amar debía poseer ya una cierta inclinación hacia la Paleontología, por cuanto él mismo, extraoficialmente y de manera voluntaria, según cuentan sus contemporáneos, venía impartiendo algunas lecciones sobre la materia desde 1840. Durante cinco años, Amar siguió encargado de su docencia, hasta que por ascenso a Inspector General del cuerpo, se vio obligado reglamentariamente a cesar como profesor de la Escuela en 1850.

A lo largo de los dieciséis años que transcurrieron entre este momento y 1866, se sucedieron en la docencia de la Paleontología en la Escuela, Felipe Naranjo, Policarpo Cía y Matías Menéndez de Luarca. Todos ellos eran ingenieros de Minas y los dos primeros, al igual que Amar de la Torre, procedían de la Escuela de Almadén. Esta circunstancia determinaba alguna carencia en su formación académica, ya que no figuraba todavía en aquel centro la enseñanza de la Paleontología, problema que evidentemente exigía en ellos un esfuerzo personal al tener que adquirir por su cuenta los conocimientos indispensables para poder desempeñar de manera decorosa su cometido. Fue necesario apelar a los textos extranjeros que comenzaban a circular sobre la materia y adaptarlos a sus necesidades: la "*Lethaea geognostica*" de Bronn, el "*Traité de Paléontologie*" de Pictet y el "*Cours elémentaire de Paléontologie*" de D'Orbigny, entre otros.

Aunque el conocimiento científico de los fósiles, su naturaleza y significado, se habían alcanzado plenamente en el siglo anterior, su utilización como herramienta práctica al servicio de la datación de los terrenos no se produjo sino hasta las primeras décadas del XIV, con Smith, Cuvier, Brongniart y otros. Pero en España, tras la guerra de la Independencia y los problemas políticos en los años que siguieron, los contactos científicos con el exterior se habían prácticamente interrumpido, y en consecuencia, este conocimiento de las posibilidades de aplicación práctica de los fósiles llegaba con bastante retraso. Precisamente este aspecto de la Paleontología, más que el referido a las cuestiones teóricas en torno al mundo de los fósiles, era el que más debía interesar por su carácter aplicado a los futuros ingenieros y por ello, en el reglamento de la Escuela de 1849 se exponía claramente en que debía consistir su ense-

ñanza. El propio Felipe Naranjo, encargado de su docencia entre 1849 y 1859, exponía a sus alumnos que "el tratar la ciencia en toda su extensión no es ni puede ser el objeto de los ingenieros de Minas", significando con ello que la docencia paleontológica en la Escuela debía ceñirse exclusivamente a sus aplicaciones prácticas (opinión que, sin embargo, no era compartida por una figura tan destacada en la ingeniería de minas como era Daniel de Cortázar, medio siglo después). En consecuencia pues, las aportaciones paleontológicas que debían esperarse de los ingenieros de Minas quedaban casi exclusivamente reducidas, desde este punto de vista, a su empleo como elementos auxiliares de los trabajos geológicos.

Conocemos poco de cómo se desarrollaba esa enseñanza que efectuaban los profesores encargados de la docencia de la Paleontología en la Escuela. El material disponible para las prácticas procedía en su mayor parte de adquisiciones de la Escuela o de donaciones por parte de empresas mineras, ya que las salidas organizadas al campo de carácter geológico, en las que hubieran podido recolectarse ejemplares fósiles, eran muy escasas a lo largo de toda la carrera. Por lo que se refiere a las clases teóricas, algún manuscrito conservado de los apuntes tomados por alumnos de la primera época, permite hacerse una idea de lo que debían ser las explicaciones de Amar de la Torre, sin duda inspiradas en la conocida obra de Pictet. De sus sucesores inmediatos todavía tenemos menos datos, a no ser a través de algunos comentarios de sus contemporáneos o de los que fueron discípulos suyos. Así es como nos han llegado noticias de que Menéndez de Luarca llegó a clasificar y ordenar una colección paleontológica de varios miles de ejemplares y de que fue proverbial su abnegada entrega en la tarea de mostrar los fósiles con sus características, de manera individualizada a cada uno de sus alumnos.

En cambio, es bastante más lo que sabemos de los ingenieros que cubrieron la docencia paleontológica en el último tercio de siglo, tras el prematuro fallecimiento de Ménendez de Luarca. Fueron figuras de mayor relevancia, cuyo nombre merece ser destacado: Justo Egozcue (encargado de la docencia entre los años 1866 y 1879), Lucas Mallada (entre 1879 y 1892) y Florentino Azpeitia (a partir de 1896). Por su destacada actuación en el ámbito docente y las aportaciones científicas que llevaron a cabo a lo largo de su vida, los tres fueron distinguidos con el nombramiento de Académicos de la Real de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de España. Egozcue fue autor (véase sin embargo más adelante) de un Tratado de Paleontología y tradujo varios trabajos importantes de autores extranjeros sobre Geología de España. Mallada (ocioso es decirlo) fue precisamente la gran figura de la Paleontología en el siglo pasado, autor de importantes obras de recopilación, como la "Sinopsis" y el "Catálogo" de las especies reconocidas en España y de numerosas aportaciones personales al conocimiento de la Paleontología del país. Azpeitia tuvo obra propia de interés, pero prácticamente toda ella fue realizada más tarde, en el primer tercio de nuestro siglo.

La Paleontología en la Comisión del Mapa Geológico

En 1849 se creó en España la Comisión del Mapa Geológico. Desde mucho antes, la mayor parte de los países de Europa occidental poseían editado el mapa geológico de su territorio, como instrumento eficaz para cualquier estudio de carácter aplicado, en relación con la minería, la hidrogeología, la agronomía o la ejecución de obras públicas. En España en cambio, todavía a mediados de siglo no se disponía de ninguna representación geológica del país en áreas de una cierta extensión. Por ello, consciente de esta carencia, el Director General de Minas, Rafael Cabanillas, propuso la creación de una comisión encargada de llevar a cabo la magna obra, siguiendo el plan que fue denominado "de elevación de las partes al todo", es decir, llegar al objetivo a base de obtener previamente y a la misma escala el mapa de cada una de las provincias. El Real Decreto de 20 de julio de aquel año, siendo Ministro de Comercio, Instrucción y Obras Públicas, Juan Bravo Murillo, la Gaceta de Madrid anunciaba la constitución de la que se llamó (con denominación imperfecta, como decía Mallada) Comisión para formar la Carta geológica de Madrid y la general del Reino, que pronto pasó a ser conocida más abreviadamente como Comisión del Mapa Geológico. Este organismo, con una trayectoria compleja y con considerables dificultades económicas, logró sin embargo llevar a cabo su cometido en poco menos de medio siglo, al finalizar el mapa a escala 1:400.000. La presidencia, asignada inicialmente a ingenieros militares (el coronel Fermín de Arteta y el general Francisco de Luján), pasó luego a manos de expertos geólogos (Schulz, Maestre, etc.). La creación de la Comisión dio origen a una gran producción bibliográfica sobre Geología de España. En esta obra se centró lo principal de las realizaciones científicas del cuerpo de Minas en el siglo XIX. Anteriormente los ingenieros habían ya publicado estudios e informes locales, aparecidos en órganos oficiales de la época (de escasa duración): los Anales de Minas, el Boletín Oficial de Minas, etc. Pero la creación de la Comisión del Mapa constituyó la gran oportunidad para que pudiesen poner a prueba sus conocimientos geológicos en áreas de una cierta extensión, los ingenieros de Minas, puesto que a ellos básicamente estaba encomendada por ley esta misión.

En una primera étapa (que duró hasta 1859) se establecieron dentro de la Comisión varias secciones, que iniciaron la exploración de amplias zonas, no solamente de la provincia de Madrid, intentando su reconocimiento geológico. De este modo lograron obtener los bosquejos cartográficos de varias provincias de la zona central de España, que aparecieron en las memorias anuales de la Comisión. A una de dichas secciones, la llamada geológico-paleontológica, se debe lo fundamental de esta obra. Sin embargo, el personal que la componía era muy reducido y el presupuesto asignado totalmente insuficiente, por lo que en 1859, al crearse la Junta superior de Esta-

dística, los equipos de trabajo que la constituían se integraron funcionalmente a ella como "brigadas geológicas". En esta etapa que duró otros diez años (hasta 1869), se publicaron en extenso varias de las memorias de los trabajos efectuados anteriormente, no siempre a cargo de la Junta (las de Casiano de Prado, Guillermo Schulz, Amalio Maestre, Juan Vilanova, etc.). Pero en 1870, agotadas las posibilidades de seguir actuando desde la Junta, fue restablecida la Comisión, que reestructurada en 1873 por Fernández de Castro, logró a lo largo de una nueva etapa de veintidós años, finalizar los trabajos de la formación del Mapa. Las investigaciones realizadas se publicaban en las Memorias de la Comisión, pero numerosos trabajos locales requirieron una nueva publicación, el Boletín de la Comisión. En ellas, en una publicación privada, la Revista Minera, y en alguna extranjera (singularmente en el Boletín de la Sociedad Geológica de Francia) se condensa lo que fue la producción científica de la Comisión.

El reconocimiento geológico que efectuaba la Comisión comportó el descubrimiento de la insospechada riqueza paleontológica que abrigaba el subsuelo del país. De esta manera, los ingenieros de la Comisión tuvieron la oportunidad de poder comprobar sobre el terreno el interés práctico que el hallazgo de los fósiles poseía para determinar la edad de las series estratigráficas. De todos modos, en los inicios de su actuación las aportaciones paleontológicas que se realizaban eran más bien escasas y las conclusiones obtenidas con ellas no siempre eran fiables del todo. Solo más adelante las citas nominales de fósiles empezaron a menudear en los trabajos de los ingenieros, acompañadas a veces incluso de descripciones morfológicas y de comparaciones taxonómicas. En el progreso de estas aplicaciones tuvo seguramente una influencia importante la presencia en España del geólogo francés Edouard de Verneuil. Este personaje, que procedía de la Escuela de Minas de Paris, poseía en la época una amplia experiencia paleontológica, adquirida especialmente en el conocimiento de la fauna paleozoica, tras haber realizado estudios sobre la misma en Francia, Gran Bretaña, Alemania y Rusia. La relación mantenida con el ingeniero Adrien Paillette, que trabajaba durante aquel tiempo en la dirección técnica de algunas minas de carbón del norte de España, cristalizó en la publicación de un documentado estudio sobre la fauna devónica de Asturias, con descripciones y figuración del material descubierto. Y el ejemplo de este trabajo, publicado en Francia, fue causa de que varios ingenieros de la Comisión, singularmente Casiano de Prado, estableciesen contacto con él, incitándole al estudio de materiales de diversos yacimientos españoles descubiertos por ellos. Esta relación constituyó el punto de partida desde entonces de la frecuente presencia de Verneuil en España. A lo largo de más de veinte años, desde 1844, este geólogo estuvo recorriendo todo el país, practicamente cada verano, recolectando y estudiando cantidades considerables de fósiles de todos los terrenos, pero especialmente del Paleozoico y del Cretácico. Seguramente, más que los conocimientos prácticos adquiridos por los ingenieros de la Comisión a lo largo de su carrera, fueron el ejemplo y el estímulo de los trabajos de Verneuil, lo que despertó el interés suyo hacia el empleo de los fósiles para sus estudios estratigráficos. Prado, el más beneficiado con estos contactos, pero también Fernández de Castro, Mallada, y de manera indirecta Ezquerra del Bayo, reconocieron cumplidamente el papel desempeñado por Verneuil en el progreso y desarrollo de la Paleontología española desde mediados de siglo, y un autor moderno como Bataller, pretende incluso que la influencia de Verneuil entre los ingenieros venía a representar "la creación de una escuela paleontológica de la que puede considerarse él como su primer profesor".

Las aportaciones paleontológicas propias debidas a los ingenieros de Minas se hicieron cada vez más frecuentes a partir de entonces. Mientras Amalio Maestre en 1845 en su reconocimiento geológico de Aragón y Cataluña todavía se limitaba a mencionar citas genéricas de los fósiles que localizaba, otra cosa es lo que empezaba a suceder con otros autores. Así, Casiano de Prado, que había comenzado a colaborar en la misma época con Verneuil en sus investigaciones sobre el Paleozoico español, logró en los años subsiguientes descubrir varios de los elementos de la famosa "fauna primordial" de Bohemia en los Montes de Toledo y la Cordillera Cantábrica, que fueron estudiados por aquél en conexión con Joachim Barrande. Pero ya desde 1854 fueron exclusivamente de él las determinaciones de especies fósiles del Ordovícico y del Silúrico del norte de la Península, y en 1864 en su gran memoria sobre la provincia de Madrid describió por su cuenta numerosos elementos faunísticos del Ordovícico, Cretácico y Terciario.

Más adelante, durante la tercera etapa de la vida de la Comisión, fueron varios los ingenieros que contribuyeron con sus descubrimientos a enriquecer el patrimonio paleontológico del país. En la mayoria de las memorias provinciales figuran con frecuencia listas de fósiles obtenidos durante el proceso de reconocimiento geológico. Destacan, por ejemplo, en la de Zaragoza (1873) algunas formas nuevas del Paleozoico Inferior citadas por Martín Donayre, en las de Cuenca (1875) y Valladolid (1877), del Mesozoico y Terciario por Cortázar, en la de Huelva (1887), del Carbonífero y del Plioceno por Gonzalo y Tarín, por citar solamente algunas de las más destacadas. Pero por encima de todas están las importantes contribuciones efectuadas por Luis Mariano Vidal y por Lucas Mallada.

En sus estudios sobre la provincia de Lérida (1874, 1875) y de Gerona (1886), Vidal describió y figuró más de 50 especies del Cretácico Superior, así como otras del Jurásico y del Terciario, si bien su aportación paleontológica más conocida, la que se produjo con la exploración de la caliza litográfica del Montsec, no se dió a conocer sino hasta las dos primeras décadas del siglo actual. Por lo que se refiere a Mallada, autor de varias memorias provinciales en las que figura especialmente la de Huesca (1878), logró reunir en ella una lista de hasta 374 espe-

cies fósiles, la mayoria de ellas del Mesozoico y del Terciario, y seguramente debe sospecharse la mano suya en muchas de las determinaciones paleontológicas de sus colegas de la Comisión. Como es además sabido, Mallada, que se acusaba a sí mismo de haber sido excesivamente aficionado a los trabajos de recapitulación, preparó la "Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España" (1875-1887), obra en cinco entregas y abundantes láminas, con el objetivo confesado de que sirviera como instrumento útil para los geólogos españoles. Pero la obra se interrumpió ante el cúmulo de dificultades que se presentaban para concluirla y fue sustituida unos años después por el "Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España" (1892), con finalidad distinta ya que constituyó en cambio un importante documento bibliográfico para consulta de paleontólogos y de historiadores de esta ciencia. Sin llegar a considerar su figura como el fundador de la Paleontología española, que no lo fue, sí es una de las personalidades más descollantes de esa ciencia en nuestro país y constituye un punto de referencia fundamental en el desarrollo histórico de la misma.

Los trabajos de levantamiento del Mapa permitieron que se enriqueciera notablemente el registro paleontológico español. Es verdad que las contribuciones debidas a los ingenieros de Minas representaron solo una parte, aunque fundamental, para el conocimiento de la fauna fósil del país (mucho menos para el conocimiento de la flora fósil), pero junto a ellas se producían otras aportaciones, aun prescindiendo de las que efectuaban investigadores extranjeros, Desde mediados de siglo, un número creciente de naturalistas, formados especialmente en la Universidad madrileña (en 1836 la Universidad de Alcalá se había trasladado definitivamente a Madrid, y en 1837, la de Cervera había pasado también a Barcelona), realizaban también investigaciones paleontológicas, y Juan Vilanova y Piera, catedrático de Geología y Paleontología de la Universidad de Madrid desde 1852 había participado incluso, aun sin ser ingeniero de Minas, en la obra de levantamientos geológicos provinciales de la Comisión (Teruel, Castellón). Todavía habría que añadir la actuación del Museo de Geología del Seminario de Barcelona, con Jaime Almera y colaboradores, que durante el último cuarto de siglo contribuyó notablemente a incrementar el registro paleontológico con aportaciones del Terciario de Cataluña.

Como resultado de los trabajos de unos y otros, el número de especies fósiles que iban reconociéndose se fue elevando de manera considerable. En 1853, cuando Verneuil ya había iniciado su participación en la tarea de exploración geológica de nuestro territorio, Joaquin Ezquerra del Bayo, con motivo de la publicación de su "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica de España", insertó un listado de las especies fósiles de España conocidas hasta entonces. En el mismo figuraban citados hasta 456 taxones (90 del Paleozoico, o "terrenos antiguos de sedimento", 161 del Jurásico, 131 del Cretácico, 45 del Terciario marino y 29 del Terciario lacustre y el Cuaternario). Cuarenta años después (1892), Mallada publicaba su "Catálogo", y en él la cifra total de formas conocidas se elevaba ya a 4.058 especies (18 del Cámbrico, 162 del Ordovícico y el Silúrico, 253 del Devónico, 325 del Carbonífero, 45 del Trias, 629 del Jurásico, 451 del Cretácico, 475 del Terciario inferior, 889 del Terciario superior y 116 del Cuaternario). Proporcionalmente el mayor incremento corresponde a los progresos efectuados en el Paleozoico, poco conocido todavía en los tiempos de Ezquerra, y en el Terciario. Sequeiros (1982), que ha efectuado una cuantificación de las publicaciones contenidas en el elenco de Mallada, señala que de las 303 citas bibliográficas existentes, el 58% son obras de autores españoles y el 42% de extranjeros, cifra esta última indicativa de la existencia de un grado relativamente elevado de "colonización científica", que ha llegado a nuestros días. Resultaría también interesante examinar el número total de taxones citados por primera vez por autores españoles, lo que podría medir quizá el grado de conocimiento que éstos poseían entonces de los distintos grupos de organismos fósiles.

Participación en la polémica evolucionista

La utilización de los fósiles como elementos auxiliares en la investigación geológica permitió a los ingenieros de minas contribuir en buena medida a la formación del registro paleontológico español. Pero aunque ésta era la consideración ordinaria con la que fueron tratados los fósiles, ello no debía ser obstáculo para que pudiesen manifestar también un interés hacia otros aspectos de su estudio. Podemos preguntarnos si en torno a los fósiles se habían planteado entre ellos algunas cuestiones de fondo relativas a su interpretación como organismos del pasado o a su papel testimonial como eslabones de la historia de la Vida. En una época de profundos debates científicos, ¿tuvieron alguna participación los ingenieros de Minas? ¿Recibieron también el "impacto de la modernidad" del que habla Sequeiros?

En 1859, Darwin publicaba "El origen de las especies" y, como es bien sabido, la aparición de esta obra desencadenó en todas partes una gran polémica sobre el evolucionismo, que se prolongó durante más de tres cuartos de siglo. Las nuevas ideas encontraron en España numerosos defensores entre los naturalistas que surgieron de la reestructuración de la Universidad española. Varios de ellos estuvieron relacionados más adelante con la Institución Libre de Enseñanza, nacida con motivo de la situación creada por el envío de la famosa circular de Orovio de 1875. Frente a ellos, otros científicos adoptaron actitudes menos favorables, la de los que poseían una visión totalmente contraria a las nuevas ideas y la de los que mantenían una postura ecléctica, menos comprometida.

En la polémica entre partidarios y detractores del darwinismo participaron también numerosas figuras procedentes de diversos ámbitos, no necesariamente implica-

dos de manera directa como lo eran biólogos y médicos, con la cuestión disputada. Curiosamente los ingenieros de Minas, a pesar de que por sus conocimientos paleontológicos podían incluirse entre los directamente implicados, apenas si se manifestaron en intervenciones de cierta relevancia en estos debates, con algunas excepciones. Esta relativa abstención procedía seguramente del carácter subordinado de la Paleontología a los estudios geológicos, según hemos indicado, lo que les alejaba del nudo de la cuestión.

Puede ser ilustrativa a este respecto la posición adoptada, por ejemplo, por Justo Egozcue, profesor de Geología y Paleontología de la Escuela a lo largo de los años. Se trata la suya de una figura interesante dentro del cuerpo de Minas, cuyo nombre va asociado a la conocida disputa que mantuvo con Vilanova y Piera a propósito de la prioridad en la fecha de inicio de las enseñanzas de la Paleontología en España, tal como lo refieren Sequeiros en 1988 y Gozalo en 1993. Para Egozcue la Paleontología era "el auxiliar natural de toda investigación geológica en las rocas sedimentarias", pero debía interpretarse "como una ampliación de la Historia Natural de los seres vivos", si bien en su contenido hay además elementos suministrados por la Geología, lo que determina al fin que no pueda ser considerada como una ciencia independiente.

En 1868 había aparecido publicado un "Tratado de Paleontología" en el que no figuraba nombre de autor. Se trataba de un libro de texto para los alumnos de la Escuela de Minas, lo que confirmaba el subtítulo "Escuela Especial de Ingenieros de Minas". Verosimilmente el autor del libro, sin que ello constase explicitamente, era Egozcue, cuyas iniciales en una viñeta ("E y C", de Egozcue y Cia) figuraban, sin embargo, en la primera página. Sequeiros (1989), que acepta la autoría de Egozcue para ese libro, supone que la impresión del mismo corrió a cargo de los propios alumnos. En esta obra, que con toda seguridad se ajustaba a lo que estaba reglamentado en la Escuela, no figura en su contenido de casi 500 páginas ninguna alusión a las teorias evolutivas, ciñéndose solo a aquellos aspectos que más directamente debían interesar a los profesionales: fosilización, sistemática, fósiles guía y su reconocimiento, etc.

Sin embargo, con el paso de los años y su experiencia docente, Egozcue debió meditar sobre la conveniencia de incluir en el programa de la materia algunas cuestiones biológicas y hasta una exposición básica de las ideas darwinianas. Por ello, en el Anuario de la Escuela de 1878, comenta el programa de la asignatura que desarrollaba, y en él contiene ya con una cierta extensión una parte sobre "La especie en general, origen de los seres y principales leyes que han presidido las renovaciones orgánicas". Y ello lo justifica por el deseo de no privar el alumnado del conocimiento de los importantes temas que estaban debatiéndose en aquellos años y "no condenar -son sus palabras- a los profesores de la Escuela a un mutismo absoluto ante los grandes problemas científicos que hoy se agitan en el mundo de la inteligencia". De esta manera, Egozcue rompía con la tradición docente en la Escuela de limitar los conocimientos paleontológicos a lo estrictamente aplicado para los trabajos de Geología.

¿Cuál era su postura personal ante los grandes problemas científicos que mencionaba?. El pensamiento biológico de Egozcue, por lo menos al que llegó durante la última etapa de su vida (falleció el 1900), queda recogido en su discurso de ingreso en la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, pronunciado en 1893. en el que se refería al concepto de especie y sus límites naturales. El tema, de carácter puramente biológico, resulta curioso vistos los antecedentes mencionados. Quizá lo escogió deliberadamente con la meditada intención de no querer dejar exclusivamente en manos de los naturalistas, con los que ya había tenido roces, el desarrollo de estas cuestiones. Egozcue mostraba en el discurso estar en posesión de un conocimiento amplio del tema, al discutir el sentido de la variabilidad intraespecífica en los organismos y la dificultad que representa para la posible delimitación de la especie paleontológica. Aunque reconocía que la causa de la formación de razas se debía a la herencia, la hibridación de las mismas resulta incapaz de originar especies nuevas, que en caso de hacerlo, según decía, "pudieran considerar realizadas las aspiraciones de los transformistas". Por este motivo, aun mostrándose respetuoso hacia el pensamiento de Darwin, adoptaba una actitud contraria respecto al transformismo.

Entre los ingenieros de Minas, la postura de Egozcue no debía ser seguramente compartida por todos. En la misma sesión académica en la que Egozcue leyó su discurso de ingreso, se produjo una situación curiosa. Daniel de Cortázar, una figura importante del cuerpo de Minas, le dio la réplica con un discurso de contestación en el que manifestaba opiniones que contrastaban netamente con las suyas, sin ajustarse a la norma no escrita que quiere que en este tipo de actos se ensalce la personalidad del recipiendario y la importancia de su labor. Las ideas que exponía Cortázar eran precisamente opuestas a las que Egozcue había desarrollado sobre el mismo tema. Pero ello sin acrimonia ni ánimo de polémica. Tras dar cuenta del largo proceso histórico seguido por el mundo viviente desde los tiempos remotos, hizo hincapié en los cambios morfológicos que experimentarían los organismos en su fase embrionaria. Estos cambios no serían lentos ni graduales sino mediante saltos de amplitud variable, que la herencia perpetuaría. Cortázar vendría a ser pues un mutacionista antes de tiempo. El defendía un transformismo hasta cierto punto moderado, considerando que el verdadero fundamento del cambio evolutivo residía precisamente, contra lo que pensaba Egozcue, en la variabilidad de la especie, provocada por los cambios del medio.

He ahí pues que nos ha sido dado contemplar como a finales del siglo pasado y a lo largo de un mismo acto académico, dos destacados ingenieros de Minas, contra lo que podía esperarse, olvidándose por un momento del papel meramente auxiliar de la Paleontología al que la sometían por exigencias de los planes de estudio, hicieron gala de unos insospechados conocimientos biológi-

cos al exponer puntos de vista contrapuestos sobre el trascendental proceso que ha determinado los cambios de los organismos a lo largo de su historia.

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento a Leandro Sequeiros por haberme facilitado datos importantes para la preparación de este texto.

Bibliografía seleccionada

Bataller, J.R. 1950. La Paleontología en el Instituto Geológico. *Libro Jubilar (1849-1949) del Instituto Geológico y Minero de España*, **1**, 173-233.

Cortázar, D. de 1893. Discurso del Excmo. Sr. Daniel de Cortázar. *Discursos Real Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, Impr. L. Aguado, 101-134

Egozcue, J. ? 1868. *Tratado de Paleontología. Escuela Especial de Ingenieros de Minas*, Impr. F. Hernández, 484 pp.

Egozcue, J. 1878. Geología y Paleontología. En "*Anuario de la Escuela especial de Minas*", 349-364. Madrid, 804 pp.

Egozcue, J. 1893. El concepto de especie y sus límites naturales. *Discursos Real Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, Impr. L. Aguado, 1-98.

Ezquerra del Bayo, J. 1850-57. Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península. Fósiles orgánicos (3ª p.: 161-184). *Memorias Real Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 1.

Fernández de Castro, M. 1874. Notas para un estudio bibliográfico sobre los orígenes y estado actual del Mapa Geológico de España. *Boletín Comisión del Mapa Geológico de España*, **1**, 17-168.

Gozalo, R. 1993. Juan Vilanova y Piera (pp. 11-103). En: "*Homenaje a Juan Vilanova y Piera*". Impr. Provincial de Valencia.

Hernández Sampelayo, P. y Ríos García, J.Mª. 1948. Ahora hace cien años.... (Ojeada retrospectiva). *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, **60**, I-LXXIII.

López de Azcona, J.Ml. y Meseguer Pardo, J. 1964. Contribución a la historia de la Geología y Minería españolas. *Instituto Geológico y Minero de España*, 107-149.

Maffei, E. 1877. *Centenario de la Escuela de Minas de España (1777-1877)*, Madrid, 300 pp.

Mallada, L. 1893. Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España. *Boletín Comisión del Mapa Geológico de España*, **18** 1-253.

Mallada, L. 1897. Los progresos de la Geología en España durante el siglo XIX. *Discursos Real Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Madrid. Impr. L. Aguado, 1-66.

Sequeiros, L. 1982. Producción paleontológica española en el siglo XIX: impacto de la modernidad. *Actas V Congreso Sociedad Española Historia de las Ciencias (Jaca, 1982)*, II 453-468.

Sequeiros, L. 1988. La enseñanza de la Paleontología en el siglo XIX: ¿modernidad o tradición? *Henares*, **1** 83-87.

Sequeiros, L. 1989. La Paleontología española en el siglo XIX. *Llull*, **12** 151-180.

Sequeiros, L. 1989. Dos paradigmas paleontológicos en la ciencia española del siglo XIX: el enfrentamiento entre Egozcue y Vilanova y Piera. *Actas V Congreso Sociedad Española Historia de las Ciencias y Técnicas (Murcia, 1989)*, 930-942.

Sequeiros, L. 1992. Daniel de Cortázar (1884-1927): un evolucionista muy particular. En "Paleontología y Sociedad". *Sociedad Española de Paleontología y Departamento de Paleontología y Estratigrafía de la Universidad de Granada*, 173-181.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La epistemología oculta de los paleontólogos. Los fósiles "bajo el crisol de Bacon"

L. Sequeiros
INHIGEO (Comisión de Historia de la Geología de la UNESCO). Editor del Boletín de Historia de la Geología de España (SGE)
Paseo de Cartuja 35, 18012 Granada. E-mail: jesetea@teleline.es

Introducción

En 1754 se publica el *Aparato para la Historia Natural Española* de José Torrubia, uno de los libros más característicos de los orígenes de la paleontología española (Capel, 1985; Pelayo, 1994, 1996; Sequeiros, 1998b). En el prólogo, página 2, se puede leer:

> "..Para sacarlas a la luz (estas ideas sobre los fósiles), me he determinado a ponerlas en forma de Aparato: después de ello les dará método y colocación el que en adelante escriba nuestra Historia. En mis obras hallará para hacerlo las dos partes en que se divide la Ciencia. Hallará la *narrativa* en términos, que no tenga que desear, y grandes apoyos de la *inductiva*, en que tendrá menos que hacer si llega a salir a (la) luz el *Método Analítico* del Caballero Baillou, cuyo compendio ya se nos hizo en el primer tomo de las Memorias Eruditas de la Compañía Columbaria de Florencia. Una cosa aseguro, y es que mi *Aparato* está purgado en el crisol de Bacon..."

Este texto plantea muchas preguntas al paleontólogo: ¿es el método inductivo el único y el mejor método para la paleontología? ¿Qué limitaciones tiene el inductivismo? Y más globalmente: ¿cuál es la fundamentación epistemológica[1] "oculta" (no explicitada) de la producción científica paleontológica en España? ¿Qué interés puede tener una reflexión filosófica sobre el propio quehacer científico?

La ocasión para esta propuesta no es solamente el hecho de que este año las XV Jornadas de Paleontología ponen un énfasis especial en la Historia de la Paleontología española. Para el autor de este trabajo hay otro motivo personal: hace ahora 25 años, en 1974, defendía su tesis doctoral (Sequeiros, 1974). Con la perspectiva de 25 años, durante los cuales ha dedicado una parte a la historia y a la filosofía de la ciencia (y de la paleontología en concreto) puede tener una opinión sobre qué "epistemología oculta" existía en su trabajo.

Esta apreciación personal se puede extender a otras muchas tesis y trabajos publicados por los paleontólogos tanto españoles como en todo el mundo.)Es ese procedimiento científico correcto?. Así, por ejemplo, se puede leer en los objetivos de la tesis "rasgos" inductivistas: "El objetivo primordial es un más exacto conocimiento de las Cordilleras Béticas en relación con la Paleobiogeografía del Mediterráneo". Resalto las palabras "conocimiento" y "exacto".

Hay una ***"epistemología oculta"*** (un modo inconsciente de organizar la investigación) según la cual la verdad científica es evidente por sí misma a partir de la observación. Esto supone que la "metodología" se reduce a la exposición de las estrategias de trabajo en el campo y en el laboratorio[2]: que todo consiste en caminar, observar, picar y obtener información que estudiada dará conocimientos seguros por sí mismos. Además se supone que la ciencia avanza cuando hay más información (muchos trabajos se denominan "nuevos datos..."). Este inductivismo vulgar está presente también en el análisis del valor que se le otorgan a los estudios previos: de modo más o menos consciente se supone que la ciencia (y la paleontología) avanza sobre los conocimientos anteriores, como un proceso acumulativo de "descubrir" (de Renzi, 1981).

Sin embargo, hoy hay que tener en cuenta que en no pocas ocasiones, el inductivismo puede ser un obstáculo para el avance en la formalización del conocimiento científico. Con la perspectiva de un cuarto de siglo, y con el trasfondo de los avances existentes hoy en teoría de la ciencia, en filosofía de la ciencia y en epistemología, se pueden establecer algunos puntos para la reflexión y el debate.

La *"epistemología oculta"* de los paleontólogos y los diferentes modelos epistemológicos

El concepto de *"epistemología oculta"* (Bachelard, 1938; Porlán *et al.*, 1988; Porlán, 1993; García Cruz, 1998) tiene hoy mucha interés en filosofía y en didáctica de las ciencias. Se entiende como tal el conjunto de representaciones de la realidad y del trabajo científico que puede ser un obstáculo para la construcción de una verdadera ciencia. Estos "obstáculos epistemológicos" son formas de pensar sobre el procedimiento científico, que en muchos casos retardan o desfiguran el progreso del conocimiento científico. Con frecuencia, esos obstáculos son mecanismos intuitivos no claramente explicitados. Por ello reciben el nombre de "ocultos".

---

[1] Para profundizar en los significados de la palabra "método" y "epistemología", se puede consultar Sequeiros, L. (1992) Estatuto epistemológico de la Tafonomía. *Rev. Esp. de Paleontología*, vol. 7 (1) pp.80-86. Sequeiros, L. (1993) Sobre el uso (y abuso) de la palabra "epistemología". *Alminar*, Deleg. Educ. y Ciencia, Córdoba, n 1 25, pp.30-33. Para el método y la epistemología de la Paleontología, ver de Renzi (1981).

[2] La moderna filosofía de la ciencia (como veremos) diferencia entre epistemología (como teoría del conocimiento científico que fundamenta un método o procedimiento de producción de conocimientos sobre la vida del pasado) y las estrategias concretas, tácticas y recursos en los procesos de investigación.

Los historiadores de la ciencia coinciden en afirmar que la llamada ciencia moderna hunde sus raíces en Francis Bacon (1561-1626) y Galileo (1564-1642). El *Novum Organun* (Bacon, 1620) intenta sustituir el viejo método aristotélico (apriorístico y deductivo) por una nueva racionalidad (el de la observación e inducción): "consultar a la Naturaleza" -clama Bacon. Por otra parte, Galileo se considera el fundador del método experimental en sus *Discorsi* (1630): "el libro de la naturaleza está escrito en el lenguaje de las matemáticas".

Desde ellos se han desarrollado dos vías de acceso científico al conocimiento de la realidad: el **empirismo** (cuyo exponente es David **Hume** que cree que los sentidos son la única vía fiable para llegar a la verdad), y el **racionalismo** (capitaneado por **Descartes**, con fe ciega en la razón y desconfianza en la capacidad de los sentidos para acceder al conocimiento cierto) (Losee, 1979; Sequeiros, 1999). En los años 30 la figura es **Karl Popper** (uno de los filósofos más influyentes) los llamados "hijos rebeldes" van imponiendo una nueva epistemología (Pope y Scott, 1988; Estany, 1990). En el mundo científico actual, los investigadores han optado por una metodología de investigación mixta que, de modo general, toma elementos de Popper y de muchos de los postpopperianos como Kuhn y Lakatos principalmente. El método ***hipotético-deductivo*** ha sustituido al viejo método inductivista.

Toda esta larga introducción pretende sensibilizar a la comunidad científica de los paleontólogos sobre la importancia de una adecuada formación epistemológica, necesaria no solo para la investigación sino también para la enseñanza de la paleontología (Astolfi, 1994; Bachelard, 1938; Fourez, 1993; García Cruz, 1998; Giordan y Vecchi, 1988; Mellado y Carracedo, 1993; Porlán, 1993; Porlán, García y Cañal, 1988). Esta formación epistemológica no puede separarse de una reflexión sobre la historia de la ciencia, y en particular sobre la historia de la paleontología (Vernet, 1976; Ellenberger, 1994; Sequeiros, 1992,1999). Conocer críticamente estas tradiciones filosóficas puede ser una via para avanzar en la construcción consciente de una metodología para la investigación paleontológica más coherente con la comunidad científica (de Renzi, 1981).

La ciencia "bajo el crisol de Bacon": el inductivismo

El desarrollo histórica de la Paleontología muestra que ésta se inicia dentro del marco filosófico de la tradición inductivista (Capel, 1985; Pelayo, 1994, 1996; Sequeiros, 1999). El desarrollo del método científico ***inductivo y experimental*** se debe a Francis Bacon[3]. En su *Novum Organum* (1620), como alternativa al *Organon* aristotélico, critica el método deductivo de Aristóteles como tautológico. A los ojos de los fundadores de la *Royal Society*, Bacon es el gran profeta de una nueva metodología científica.

El punto de partida de la crítica de Bacon al método tradicional es este: para "conocer" realmente la realidad hay que situarse ante la naturaleza como un niño. De este modo, el observador se desprende de los que llama ***ídolos*** (creencias, convicciones inconscientes, actitudes y valores que impiden conocer la verdad tal como es). Para Bacon la filosofía de Aristóteles es un ídolo del **teatro** (está atravesado de dogmas de la filosofía). A Bacon le preocupa cómo "desalojar" los elementos filosóficos del pensamiento racional sobre la naturaleza.

Bacon parte de una hipótesis para él evidente: existen **leyes** impresas por Dios en la naturaleza. La labor del científico es descubrir esas **leyes**. Newton acepta este principio. Tras estos principios, hay que **experimentar**: modificar factores de un proceso para ver si las leyes son invariantes. Para la filosofía baconiana, el verdadero conocimiento, la filosofía natural, parte siempre de observaciones. El verdadero método de la nueva filosofía es el **empirismo** (*empiría*- experimento). La observación de la naturaleza es el objeto de la Historia Natural. Pero las observaciones se relacionan entre sí, y se correlacionan (estas forman la Física). De estas correlaciones se llega a formular las conclusiones generales. Como botón de muestra, este texto de Bacon refleja bien su pensamiento:

> "Trataron las ciencias los empíricos y los dogmáticos. Los empíricos, a la manera de hormigas: sólo recogen y utilizan. Los racionalistas (los que reflexionan) parecen arañas que fabrican telas con la propia sustancia. La abeja sigue el camino intermedio: acopia sus materiales libando en las flores del jardín y del campo, pero los transforma y digiere mediante su propio poder" (*Novum Organum*, parte II, c. XCV, pág 153).

Los "baconianos", Torrubia y el método científico de las ciencias naturales

Suelen denominarse como "baconianos" a aquellos filósofos de la naturaleza que utilizan profusamente el método experimental. Parece ser que el único baconiano completo fue **Robert Boyle Mariotte** (conocido por sus estudios sobre los gases). Boyle tuvo gran influjo sobre el pensamiento de Newton. En España, en el campo de la Paleontología aparece un naturalista que cree fervientemente en el nuevo método experimental de Bacon: José Torrubia. Su figura es paradigmática del proceder del paleontólogo en su trabajo. De algún modo, el trabajo posterior de los paleontólogos (excesivamente fieles a la neutralidad de la observación) es trubutario de Torrubia. Con anterioridad, diversos autores (Solé Sabarís, 1983; Capel, 1985; Pelayo, 1994, 1996; Sequeiros, Berjillos y otros, 1996; Gutiérrez Marco et al., 1997; Sequeiros, 1998a, 1998b) han resaltado el papel de Torrubia en la

[3] Para una visión general de F. Bacon, ver G. Reale y D. Antiseri (1988) *Historia del pensamiento filosófico y científico.* Herder, Barcelona, vol.II,282-303.

introducción de las ideas de Bacon en las Ciencias Naturales. El punto de partida que establece Torrubia para afirmar la posibilidad de la filosofía natural enlaza con los clásicos, desde Galileo a Boyle y Newton: la naturaleza tiene una regularidad en sus fenómenos:

> "Es la Naturaleza en sus leyes siempre uniforme, y su potencia inmutable.(...) Los verdaderos Philosophos no andan con rodeos: procuran atentamente descubrir lo cierto por los caminos más simples, uniformes, perpetuos y naturales, infiriendo de los phenómenos las leyes de la Naturaleza, y por estas mismas leyes sus phenómenos". (Torrubia, 1754, pág.3)

Asentado esta hipótesis, Torrubia apuesta decididamente por el método experimental que está presente a lo largo de todo su escrito.

> "Conténtome, y me utilizo, con las lecciones que me da la naturaleza, estudiándola continuamente en ella misma. Gran libro es el que he manejado en más de veinte mil leguas que he andado, y siempre ocupado en la observación reflexiva, y repetida en sus obras, atendiéndolas con los nuevos instrumentos, y haciendo continuamente (pro mea tenuitate) experimentos de Mechánica, por Optica y Anathomía" (Torrubia, 1754, páginas 2 y 3).

El texto siguiente es también muy explícito y describe las fuentes de su metodología (Torrubia, 1754, prólogo, página 2):

> "..Para sacarlas a la luz (estas ideas sobre los fósiles), me he determinado a ponerlas en forma de Aparato: después de ello les dará método y colocación el que en adelante escriba nuestra Historia. En mis obras hallará para hacerlo las dos partes en que se divide la Ciencia. Hallará la narrativa en términos, que no tenga que desear, y grandes apoyos de la inductiva, en que tendrá menos que hacer si llega a salir a (la) luz el Método Analítico del Caballero BAILLOU, cuyo compendio ya se nos hizo en el primer tomo de las Memorias Eruditas de la Compañía Columbaria de Florencia. Una cosa aseguro, y es que mi Aparato está purgado en el crisol de Bacon..."

A pie de página, Torrubia cita el trabajo de Baillou sobre la Piedras Preciosas, publicado en las Memorias Eruditas de la Compañía Columbaria de Florencia. Sobre la figura y la obra de Baillou, no es abundante la información. La *Biographie Universelle* (edición de 1811) dedica un amplio espacio a Guillermo de Baillou (1538-1616). El *Dictionaire de Biographie Française* de Prèvost y d´Amat, de 1948, le llama Baillou y también Baillon, médico y profesor de la Universidad de París, sus trabajos sobre anatomía. Sobre todo, colaboró a desterrar la práctica de la medicina árabe y a restaurar la de observación, más racional y científica. La lectura del trabajo citado más arriba, referente a la geología, sin duda fascinó a Torrubia en su estancia en Italia, configurando en su mente una visión moderna y experimental de hacer ciencia.

La herencia epistemológica de la tradición inductivista baconiana de Torrubia está, con frecuencia, presente en la *"epistemología oculta"* de muchos paleontólogos españoles. Pero la filosofía de la ciencia ha avanzado más. En el siglo XIX encontramos dos figuras que, dentro del inductivismo, influirán sobre Charles Lyell (Losee, 1979; Sequeiros, 1997, 1998c).

Las nuevas teorías sobre el procedimiento científico en geología y paleontología: John Herschel y William Whewell.

John Herschel (1792-1871), publicó *A Preliminary Discourse on the Study of Natural Philosophy* (1830). Su análisis del papel de las hipótesis, teorías y experimentos en ciencia influyeron en Whewell, John S.Mill, el geólogo Charles Lyell y el naturalista Charles Darwin, entre otros. William Whewell (1794-1866), se graduó en Trinity College (Cambridge) donde fue nombrado profesor de mineralogía (1828), profesor de filosofía moral (1838) y Vicerrector (1842). Llevó a cabo estudios sobre cometas. Acabó su *History of the Inductive Sciences* en 1837, y basó su *Philosophy of the inductive Sciences* (1840) en los resultados de este análisis histórico. También tiene contactos con Lyell.

El método de Herschel

Sobre el pensamiento de la geología moderna (Lyell, Darwin) influyen poderosamente las ideas de John Herschel. En su *Discurso preliminar* (1830) opinaba cautelosamente sobre cómo debía ser la buena ciencia. Reconocía que las teorías científicas sirven generalmente para dos funciones: describen cómo es el mundo natural y explican cómo ha llegado a ser de ese modo. El camino hacia ese fin era la búsqueda de las causas verdaderas ("verae causae") que se derivan de nuestra experiencia (Losee, 1979; Young, D, 1998; Sequeiros, 1999; Cabezas Olmo, E. (inédito)

Después de la publicación del *Discurso preliminar*, Herschel se comprometió a la tarea de cartografiar los cielos del Hemisferio Sur observados desde el Cabo de Buena Esperanza. Desde allí escribió en 1836 a Lyell para respaldar los puntos de vista presentados en los *Principles of Geology* como un buen ejemplo en la búsqueda de las causas verdaderas.

La teoría del método científico de John Herschel (1792-1871)

El *Preliminary Discourse on Natural Philosophy* (1830) fué la obra más vasta y equilibrada sobre filosofía de la ciencia de su época. Hijo del astrónomo William Herschel dedicó su vida a la Física. Sus escritos sobre el método científico se distinguieron por sus cuidadosos análisis de descubrimiento recientes en física, astronomía, geología y química.

Herschel escribe en su *Preliminary discourse on the*

Study of Natural Philosophy (1830) que las causas newtonianas "no eran meras hipótesis de la mente". Más tarde, y refiriéndose al campo específico de la geología, Herschel insistió que al explicar cualquier fenómeno geológico, debemos "verificar que existen realmente esas causas y, además, que son eficaces a la hora de producir fenómenos similares".

Una de las contribuciones importantes de Herschel a la filosofía de la ciencia es la distinción entre **"contexto de descubrimiento"** y **"contexto de justificación"** (Losee, 1979, Sequeiros, 1999): El *Contexto de descubrimiento* se refiere a los elementos extracientíficos que intervienen en la ciencia. Aunque respetaba las opiniones de Bacon sobre investigación científica, Herschel es consciente de que muchos descubrimientos científicos importantes no se ajustan al patrón baconiano. Hay elementos sociológicos, económicos, religiosos etc que intervienen.

El *Contexto de justificación* hace referencia a los procedimientos de la ciencia para validar las afirmaciones. Son métodos internos de la ciencia. Herschel subraya que el acuerdo con las observaciones es el criterio más importante para la aceptabilidad de las leyes y teorías científicas. Además, insistió en que algunos "casos confirmatorios" son de mayor significación que otros. Por esa razón, Herschel mantiene que hay dos caminos distintos por los que el científico puede pasar de las observaciones a las leyes y teorías: por aplicación de esquemas inductivos específicos y por formulación de hipótesis. En esquema:

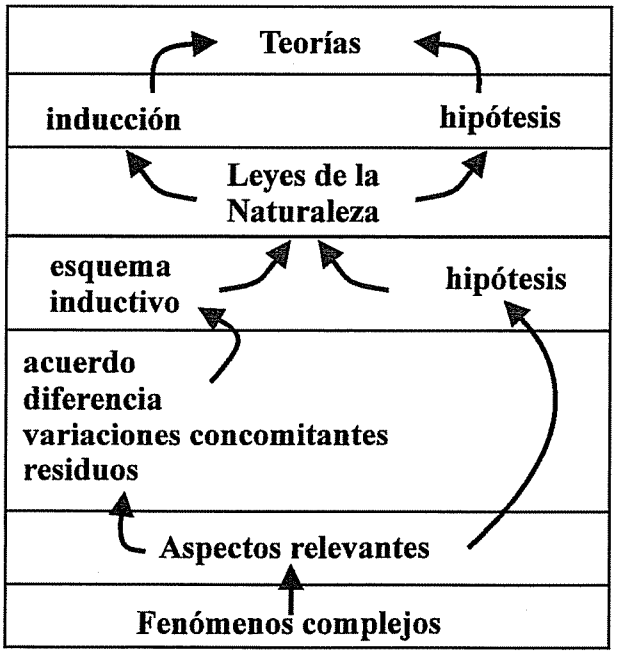


Figura 1. Patrón de descubrimiento de Herschel (Losee, 1979, p.124).

William Whewell

Whewell era otro científico de Cambridge muy competente y familiarizado con las ideas de Lyell. Escribe sobre historia de las ciencias. Estaba convencido de que la Mecánica Newtoniana era la ciencia perfecta que podía servir de modelo a todas las otras ciencias, incluyendo a la geología, por su exactitud, formalización y capacidad predictiva (Sequeiros, 1997).

William Whewell, contemporáneo de Herschel, y colega de Lyell, buscó la base para su filosofía de la ciencia en la exploración de la **historia de las ciencias**. Propone examinar el proceso real de "descubrimiento" en las distintas ciencias con el fin de ver si se ponían de manifiesto algunos patrones (los "patrones de descubrimiento" de que hablarán después).

Whewell concibe la ciencia como un historia de progreso en los descubrimientos de hechos e ideas, y tomó la polaridad de hecho e idea como principio metodológico básico para la interpretación de la historia de la ciencia.

Whewell habla algunas veces de "hechos" como de informes de nuestra experiencia perceptiva de objetos individuales. Pero el "hecho" hay que considerarlo de forma más amplia, como una porción de conocimiento que forma la materia prima para la formulación de leyes y teorías. Desde este punto de vista, las leyes de Kepler son "hechos" sobre los que teorizó Newton. En este sentido, no hay sino una diferencia relativa entre "hecho" y "teoría": si una teoría se incorpora dentro de otra teoría, se convierte en "hecho" por derecho propio.

Tanto Herschel como Whewell influyeron mucho sobre la epistemología oculta de Charles Lyell.

La metodología científica de Charles Lyell y Charles Darwin

En 1830 Charles Lyell (1797-1875) publicó el primer volumen de sus *Principles of Geology* que fue el libro más influyente durante el siglo XIX. Lyell era colega y amigo del filósofo John Herschel. Este, en su *Discurso preliminar sobre el Estudio de la Filosofía de la Naturaleza* (1831) parte de la regularidad de los procesos naturales que remiten a la existencia de unas leyes de la naturaleza que no pueden ser transgredidas. En una clara línea newtoniana, concluía que la labor del "científico" era describir y explicar esas leyes naturales buscando las *"verdaderas causas"* (la racionalidad inscrita en los procesos naturales). Lyell sigue fielmente en los *Principia* los argumentos de Herschel (Sequeiros, 1997, 1998c, 1999).

Pero el eslabón más débil de la cadena epistemológica de Lyell es el sentido filosófico y científico del principio del *equilibrio continuo* aplicado a los procesos geológicos. En esto perdió el apoyo de amigos como Scrope, que pensaba que Lyell había ido demasiado lejos. Scrope reconocía que la continuidad de las leyes naturales no se rompe por el hecho de aceptar que la Tierra "ha pasado a

través de numerosos estados progresivos de existencia". Lyell siempre negó esta posibilidad.

Esta situación provocó grandes polémicas en la Inglaterra de los años 1840, y propició muchas investigaciones sobre el terreno para ahondar en el conocimiento hacia el pasado de la vida. Las deseos de llegar a conocer lo que llamaba la "fauna primordial", parecía ser el argumento que podría zanjar el problema. Si hay una fauna primordial, origen de toda la demás, ello mostraría la progresividad de la vida a lo largo del tiempo geológico. En los inicios de la década de 1840, los hallazgos fósiles habian permitido establecer una secuencia estratigráfica bastante detallada. La metodología que está presente en la obra de Lyell pasó al procedimiento de Darwin que se apoya de forma más o menos consciente en la misma epistemología.

Lyell (Cabezas Olmo, inédito) mostró en diferentes textos la inviabilidad de las metodologías groseramente inductivistas de la *Royal Society* y de la *Geological Society of London.* Opta por introducir el principio newtoniano de causa primera (Dios, la *vera causa*) que garantiza el funcionamiento de las causas segundas (procesos, leyes, uniformidad) como sostén epistemológico de su teoría uniformitarista:

> "El filósofo se ha convencido de la uniformidad constante de las causas segundas y, guiado por la confianza en este principio, determina la posibilidad de los relatos que le han sido transmitidos de sucesos pasados..." (*Principia,* 1830-1833, 116).

De este modo, Lyell elimina causas extracientíficas (como acudir a milagros e intervenciones directas de Dios en la naturaleza) y por otra parte, deja constancia de su fe en que las leyes naturales, así como los acontecimientos del pasado geológico, habían tenido lugar de una manera uniforme y habían incidido en los mismos procesos que los actuales.

> "Al adoptar esta proposición, Lyell consiguió enraizar a la Geología con una epistemología de corte empirista, la cual se constituiría, con el paso del tiempo, en hábito común de todos los geólogos a la hora de hacer inferencias del pasado al presente y viceversa" (Laudan, 1982, citado por Cabezas Olmo, inédito).

Lyell tuvo el acierto de situar a la Geología en aquella parte de la Filosofía Natural que se ocupa de las causas de las cosas (causalismo), bien distinta de aquella parte de la Filosofía Natural que explica los fines de las cosas (teleologismo) (un vocablo acuñado por Christian Wolff (1728). El método científico de Lyell influyó de modo decisivo en Darwin, para el cual la geología le lleva a la concepción biológica más amplia de la evolución biológica.

El llamado inductivismo ingenuo de los paleontólogos

El desarrollo de la epistemología en el trabajo de los geólogos y de los paleontólogos españoles del siglo XIX sigue pautas complejas (Solé Sabarís, 1984). En 1825 se introduce la enseñanza de la Geognosia en la Escuela de Almadén, y esta no llega a Madrid hasta 1836 de la mano de Amar de la Torre, utilizando una metodología claramente inductivista.

En ese mismo año de 1836 apareció en el diario *El Español* (Cabezas Olmo, inédito) un artículo en el que se exponían algunas ideas sobre la constitución geológica de España y se aludía al método de Lyell, excluyente de fenómenos catastróficos. Años más tarde, el ingeniero de minas Joaquín Ezquerra del Bayo llegó a conocer en profundidad el pensamiento de Lyell, erigiendose en defensor del actualismo. En 1847 tradujo al castellano, con adiciones sobre los terrenos de España, los *Elementos de Geología* de Lyell. Amar de la Torre lo utilizó ya en el curso 1847-1848, y se convirtió, hacia 1852, en libro de texto en manos de Ramón Pellico y Paniagua (1809-1876).

En 1849 (hace ahora 150 años) y prolongándose hasta 1858, trabajó la *Comisión del Mapa Geológico,* creada bajo Isabel II. Cuenta con cuatro figuras de primera fila: Francisco de Luxán, Schultz, Casiano de Prado y Amalio Maestre. Un texto de hace siglo y medio, definiendo los objetivos del *Mapa* son expresivos. Decía el Real Decreto de 1849, firmado por Bravo Murillo: El Mapa *"deberá abrazar los estudios que en geografía, meteorología, geognosia, mineralogía, botánica, zoología y paleontología exige la descripción completa de un país extenso".*

Un objetivo "descriptivo" muy propio de una epistemología inductivista. Entre 1858 y 1870, se reestructura la Comisión y se suceden los trabajos dentro de la *Brigada Geológica de la Junta General de Estadística.* Desde 1870 a 1910 se trabaja, bajo el mismo paradigma, recuperándose el nombre de *Comisión del Mapa Geológico de España,* tanto en la etapa progresista de Amadeo de Saboya y José Echegaray como Ministro de Fomento, como en la primera república y los años revueltos de final de siglo. Son los tiempos más gloriosos, los de Mallada, Cortázar, Fernández de Castro, Gonzalo y Tarín, etc.

Mientras en España se defendía la postura actualista y gradualista de Lyell, en Francia se propugnaba el catastrofismo no actualista de Georges Cuvier. Seguidores del sistema catastrofista en Francia fueron geólogos prestigiosos como Elie de Beaumont o Alcide Dessalines d´Orbigny, en Suiza, Louis Agassiz y en Gran Bretaña, Murchison, Buckland y Sedgwick. Como tales, al llegar las ideas darwinistas se mostraron abierta y beligerantemente hostiles a las mismas.

Para estos grandes paleontólogos, la reflexión sobre el método científico era secundario. El trabajo en geología y paleontología era evidente: la realidad natural se hacía visible y solo había que "descubrirla".

La mayor parte de los paleontólogos se han (y también, nos hemos) movido dentro del paradigma del inductivismo ingenuo, según el cual el conocimiento **científico** es conocimiento probado. Han aceptado como un principio inalterable el uniformitarimo en todas sus

dimensiones, deducido de la convicción de la regularidad y constancia en el espacio y en el tiempo de los procesos naturales. Esto es lo que permite el estudio de los procesos causales de regularidad, la inferencia de leyes naturales y la posibilidad de predicción. Las teorías científicas se derivan, de algún modo riguroso, de los **hechos** de la **experiencia** adquiridos mediante la **observación** y la **experimentación**. La ciencia es una estructura asentada sobre hechos.

En la tarea investigadora en paleontología durante los siglos XIX y XX, esta tradición epistemológica está muy arraigada. Y se manifiesta también en la "epistemología oculta" de la tesis doctoral del autor de este trabajo (Sequeiros, 1974):

1. La "ciencia es objetiva": los sentidos no nos engañan y la observación es la base de la ciencia. Todo conocimiento científico comienza por la observación: hay que "consultar a la Naturaleza".La experiencia sensible es la fuente del conocimiento. Solo los "datos" dan **certeza.**
2. La naturaleza tiene unas regularidades que son observables y permiten establecer leyes generales suponiendo que se den ciertas condiciones. En paleontología, cuantos más datos se tenga mayor nivel de certeza científica se posee.
3. La Ciencia siempre **avanza**, porque siempre "descubre" más cosas nuevas. Creen en el **progreso** indefinido de la Ciencia.
4. El inductivismo es consciente de que la observación bien hecha es neutra.Los sentidos nos dan evidencias de realidad. La inducción supone la objetividad de las observaciones, y que todas las variables están controladas, de modo que no hay posibilidad de probabilidad. Los hechos son seguros. Los inductivistas han fracasado al intentar construir la Ciencia como un conjunto de enunciados que se pueden establecer como ***verdaderos*** a partir de una evidencia dada.

En el siglo XX el positivismo se presenta de una manera más compleja y formalizada. Uno de los intentos es el del **Neopositivismo.** Por los años 1926-1928 un grupo de intelectuales centroeuropeos inician un proceso de gran trascendencia. Entre las dos guerras mundiales existe un intento de armonizar las dos grandes tradiciones de la ciencia: la del racionalismo cartesiano y la del empirismo inglés. Esta nueva tradición de teóricos de la ciencia sostienen esta tesis:

"sólo los enunciados de la matemática y de la lógica y los de las ciencias empíricas pueden tener pleno sentido. Los enunciados que se salen de este ámbito (como los de la filosofía y la teología) deben ser conceptualizados de antemano como absurdos, sin sentido".

Esta tesis fundamenta esta tradición y su enunciado se debe a **Ludwig Wittgenstein** (1889-1951), vienés, hijo de un industrial, ingeniero aeronáutico. Luego estudia matemáticas en Cambridge, entabla amistad con Bertrand Russell. Soldado voluntario en la 10 Guerra Mundial, prisionero de los italianos. En esa época redacta su trabajo más importante: el *Tractatus logico-philosophicus* (terminado en 1918, publicado en 1912[4] (Losee, 1979, Estany, 1990).

Los "nuevos inductivistas" más sofisticados, los actos creativos, los más nuevos e importantes de los cuales exigen genio e implican la intervención de la psicología individual de los científicos, se resisten al análisis lógico. Como ya se ha señalado, en la construcción y comprobación de las teorías desempeña una función importante el método hipotético-deductivo.

Los intentos de superación del inductivismo vulgar: Popper, el método hipotético-deductivo y los postpopperianos

Desde las mismas filas Neopositivistas surge por los años 30 una corriente crítica hacia la posibilidad de un conocimiento objetivo y sin prejuicios. En cierto modo, se recuperar la fuerza del *contexto de justificación* tan ardientemente defendido por Herschel. Popper (y mucho más los postpopperianos) es consciente de algo importante: ***"todo enunciado observacional supone una teoría"***. Existe, pues una *"epistemología oculta"*, una visión del mundo, una visión de lo que es la ciencia, de lo que es el método científico que están influyendo en los resultados del programa de investigación.

La alternativa estriba en concebir la ciencia como una actividad social (hecha por sres humanos) fruto de su racionalidad. Su objetivo estriba en la resolución de problemas. Esta consiste en formular hipótesis acerca de la posible solución y comprobar si esas hipótesis están de acuerdo con los datos disponibles. Esta estrutura lógica implica que nunca puede demostrarse estrictamente la verdad de las hipótesis mediante el método hipotético-deductivo, mientras que, por el contrario, es posible encontar su falsedad (Sequeiros, 1981; Estany, 1990).

Diversas posturas dentro del mismo paradigma pueden ser de ayuda a los paleontólogos a la hora de elaborar sus propias estrategias de investigación y de evaluar los resultados de lo conseguido hasta el momento. Desde el punto de vista de la historia de la ciencia, será bueno repasar tres figuras claves en el desarrollo de una nueva epistemología:

Karl Raimund Popper (1902-1994)

Popper estudió en el Instituto Pedagógico de Viena, de tipo Neopositivista. Doctor en 1928. En 1935 emigra a Inglaterra. 1937, emigra a Nueva Zelanda. En 1949, vuelve a Inglaterra. Profesor en la London School of Economy. *La lógica de la Investigación científica* (Popper, 1934) marca su distancia con el Neopisitivismo domi-

[4] Edición bilingüe de Enrique Tierno Galván,1973, Alianza Universidad.

nante en el Círculo de Viena (Sequeiros, 1999). Popper ataca la postura de Wittgenstein y del *Círculo de Viena* en dos puntos:

a) decir que la metafísica es un "pseudoproblema sin sentido" es más un deseo que una demostración. Para los Neopositivistas, las Ciencias Sociales no son "ciencia".
b) el principio de ***verificación*** (Neopositivista) cae en el cientismo que no tiene salida, ya que las bases de la ciencia no son verificables. La verificación implica "comprobar" todos los casos posibles, lo cual nunca es posible.

Popper apuesta por un RACIONALISMO CRITICO o criticismo racional. Ataca, tanto el racionalismo de **Descartes** (por antiinductivista) como el Empirismo de **Hume**.En el comienzo del saber sólo hay **conjeturas**, modelos, hipótesis, teorías siempre sometidas a revisión. Es la tesis central de *El Desarrollo del conocimiento científico: Conjeturas y refutaciones* (Popper, 1962) y obras posteriores.

Los "hijos rebeldes" de Popper

Hay una serie de filósofos de la ciencia que, desde la aceptación de racionalismo crítico (no dogmático, no cientista) de Popper han hecho evolucionar su pensamiento. Sus obras se publican entre 1960 y 1975. Tenerlos en cuenta es esencial hoy. Se plantean ¿qué es el conocimiento científico? ¿cómo cambia y se construye el conocimiento científico? ¿progresa la ciencia? ¿cuál es el método de la ciencia? (Estany, 1990, Sequeiros, 1999)

Los argumentos contra las ideas "falsacionistas" más esgrimidos por los críticos se fundamentan en la historia de las Ciencias. Es posible encontrar afirmaciones observacionales que fueron generalmente aceptadas en una época y que se consideraron incompatibles con la Teoría. no obstante, estas teorías no fueron rechazadas y esto fue una suerte para la ciencia. Tal sucedió con el copernicanismo.

El punto débil del falsacionismo: ¿cómo se producen los **cambios** científicos? Hay dos grupos diferentes: los que postulan un cambio científico histórico en la ciencia de modo revolucionario (**Kuhn, Feyerabend**), y los que proponen un cambio científico histórico de modo gradual y constante, bien inspirado en la lógica darwiniana (**Stephen Toulmin**) o en los programas de investigación (**Lakatos**) o la resolución de problemas (**Larry Laudan**).

Thomas Samuel Kuhn (1922-1996)

Pensamiento de Kuhn[5]: Discrepa con Popper a partir de esta afirmación: *"ningún proceso histórico descubierto hasta ahora por el estudio del desarrollo científico se parece en nada al estereotipo metodológico de la demostración de la falsedad por medio de la comparación directa con la naturaleza"* (contra el principio de falsación). Por tanto, las teorías científicas decididamente nuevas no nacen por **verificación** (como decían los positivistas e inductivistas), ni por **falsación** (como dice Popper) sino por **sustitución** (sumamente penosa y compleja en cada caso, con elementos psicológicos y sociológicos) del modelo explicativo (matriz disciplinar, **paradigma**) antes vigente por otro nuevo.

A este proceso de las ciencias de la naturaleza, que no es simplemente irracional, pero tampoco totalmente racional, se llama "**cambio de paradigma**".

Imre Lakatos (1922-1974)

Un concepto clave, muy importante hoy en la epistemología es el lakatosiano **programa de investigación**: una estructura que sirve de guía a la futura investigación, tanto en sentido positivo como negativo (Lakatos, 1978; Lakatos y Musgrave, 1987). La **ciencia progresa** expansionando o modificando el cinturón protector, añadiendo nuevas hipótesis. "Solo de una serie de teorías - o un programa de investigación - y no de una teoría aislada, puede decirse que sea científica o acientífica".

Conclusión: Los modelos epistemológicos actuales

De todo lo dicho, se pueden deducir algunas conclusiones operativas para un debate en el seno de la comunidad científica de paleontólogos:

1. La primera es que todo científico (y por ello también los paleontólogos) mantenemos consciente o inconscientemente una determinada concepción de lo que es el conocimiento científico, lo que es el método científico. lo que es la "verdad" científica, cuáles son los procesos del cambio científico y si la ciencia implica siempre un progreso en el conocimiento.
2. Por lo general, a falta de estudios más profundos, los paleontólogos solemos mantener un método inductivista más que hipotético deductivo. Tal vez sea por la tradición científica que llevamos tras de nosotros. o por la estructura más lógica del inductivismo (la epistemología del sentido común).
3. No hay duda de que el inductivismo "funciona" como método científico (al menos hasta un determinado nivel). Con el método inductivo los paleontólogos hemos llegado a un buen nivel de desarrollo en la obtención de información del registro fósil.

[5] Para profundizar más en la epistemología postpopperiana, ver Echeverría, J. (1989) *Introducción a la Metodología de la Ciencia. La Filosofía de la Ciencia en el siglo XX.*. Barcanova, Barcelona, 322 pp. Estany, A. (1990) *Modelos de cambio científico*. Edit.Crítica, Barcelona, 233 pp. Un comentario tras su muerte, puede encontrarse en Jesús Mosterín, *Las revoluciones científicas*. EL PAIS, julio 1996.

4. Pero, como hemos intentado mostrar, el inductivismo tiene sus limitaciones y llega un momento en que puede representar un obstáculo en el avance y construcción de nuevas ideas.
5. Por todo ello, al final de este trabajo se proponen dos recomendaciones al grupo de paleontólogos:
   a) Sería conveniente incorporar en la formación inicial y en la formación del Tercer Ciclo de disciplinas de historia, filosofía y de metodología de las ciencias (y por ello de la paleontología).
   b) También tiene importacia la autoformación de los paleontólogos en ejercicio en materias relacionadas asímismo con la historia, filosofía y metodología de las ciencias (y por ello de la paleontología).

Bibliografía

Astolfi, J.-P. 1994. El trabajo didáctico de los obstáculos, en el corazón de los aprendizajes científicos. *Enseñanza de las Ciencias,* Barcelona, **12** (2), 206-216.

Bacon, R. 1620, 1985. *Novum Organum. La Gran Restauración.* Alianza Editorial, Madrid (varias ediciones).

Bachelard, G. 1938. *La formation de l'esprit scientifique.* Vrin, París. (trad. española, 1993 (19 edic.) *La formación del espíritu científico. Contribución a un psicoanálisis del conocimiento objetivo.* Siglo XXI, Barcelona, 301 pp.)

Cabezas Olmo, E. (inédito) *Gradualismo y Catastrofismo.* (título provisional). Tesis doctoral.

Capel, H. 1985. *La Física Sagrada. Creencias religiosas y teorías científicas en los orígenes de la geomorfología española.* Ediciones del Serbal, Barcelona, 223 pp.

de Renzi, M. 1981. Some philosophical questions about palaeontology and their practical consequences. *(Concept and Method ib Palaeontology). Acta Geologica Hispanica,* CSIC, Barcelona, **16** (1-2), 7-23.

Ellenberger, F. 1994. *Histoire de la Géologie.* 2, Edit. Lavoisier, Paris, 328 pp.

Fourez, G. 1993. *La construcción del conocimiento científico.* Narcea, Madrid, 208 pp.

García Cruz, C.M. 1998. De los obstáculos epistemológicos a los conceptos estructurantes: una aproximación a la enseñanza-aprendizaje de la geología. *Enseñanza de las Ciencias,* Barcelona, **16** (2) 323-330.

Giordan, A. y Vecchi, G.de 1988. *Los orígenes del saber. De las concepciones personales a los conceptos científicos.* Diada edit., Sevilla.

Gutiérrez Marco, J.C., Rábano, I. y Bombin, M. 1997. "Piedras Geodes" y nódulos silúricos en el Aparato para la Historia Natural Española (1754) de José Torrubia. *Geogaceta,* **21**, 135-138.

Kuhn, T.S. 1992. *La Estructura de las Revoluciones Científicas.* Fondo de Cultura Económica, México, nl 198, 319 pp. (la primera edición inglesa es de 1962).

Lakatos, I. 1978, 1993. *La metodología de los programas de investigación.* Alianza Universidad, 315 pp.

Lakatos, I. y Musgrave, A.edit. 1987. *La crítica y el desarrollo del conocimiento científico.* Grijalbo, Barcelona. (La edición inglesa es de 1970).

Laudan, L. 1982. The Role of methodology in Lyell´s Science. *Studies in History and Philosophy of Science,* **13(3)**, 215-249.

Losee, J. 1979. *Introducción histórica a la filosofía de la ciencia.* Alianza Univers.,233 pp.

Mellado, V. y Carracedo, D. 1993. Contribuciones de la filosofía de la ciencia a la didáctica de las ciencias. *Enseñanza de las Ciencias,* Barcelona, **3**(3), 331-340.

Pelayo, F. 1994. El Aparato para la Historia Natural Española de José Torrubia (1698-1761): diluvismo, gigantes y la naturaleza de los fósiles en el pensamiento español del siglo XVIII. In: Edición facsímil del *Aparato para la Historia Natural española,* J. Torrubia, 3-45.

Pelayo, F. 1996. *Del Diluvio al Megaterio. Los orígenes de la Paleontología en España.* Cuadernos Galileo de Historia de la Ciencia, **16**, CSIC, Madrid, 310 pp.

Pope, M.L. y Scott, E.E. 1988. La epistemología y la práctica de los profesores. En: Porlán, García y Cañal, edit. pp.174-192.

Popper, K. R. 1934. (1963 español) *La Lógica de la Investigación Científica.* Tecnos.

Popper, K.R. 1962. (1967 españ) *El Desarrollo del conocimiento científico: Conjeturas y refutaciones.* Tecnos.

Porlán, R. 1993. *Constructivismo y Escuela. Hacia un modelo de enseñanza-aprendizaje basado en la investigación.* Diada Editora, Sevilla, serie Fundamentos, 194 pp.

Porlán, R., García, J.E. y Cañal, P. (compiladores) 1988. *Constructivismo y Enseñanza de las Ciencias.* Diada editoras, Sevilla, 203 pp.

Sequeiros, L. 1970. Geología y paleontología del borde sur de la Sierra de Cabra (Córdoba). *Tesis de Licenciatura,* Universidad de Granada, 126 pp.

Sequeiros, L. 1974. *Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el Sector Central de las Cordilleras Béticas.* Tesis Doctoral, Universidad de Granada, dos volúmenes, 567 pp.

Sequeiros, L. 1981. El método de los paradigmas de Kuhn interpela a las Ciencias Geológicas: notas para una geología sin dogmas. *Actas del I Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geologia,* Madrid, oct.1980, Edit.Univ.Complut., 437-444.

Sequeiros, L. 1992. Estatuto epistemológico de la Tafonomía . *Revista Española de Paleontología,* **7** (1), 80-86.

Sequeiros, L. 1997. Charles Lyell (1797-1875) y el conflicto entre la nueva geología y la religión. *Proyección,* Granada, **185,** 127-138.

Sequeiros, L. 1998a. El franciscano granadino José Torrubia (1698-1761): entre los fósiles, el Diluvio Universal y los Gigantes. *Proyección,* Granada, **188**, 39-50.

Sequeiros, L. 1998b. José Torrubia y su aportación al método científico en paleontología. *Actas 24 Sesión Científica de la Sociedad Geológica de España, Zaragoza. Geogaceta,* Madrid, **24**, 129-131.

Sequeiros, L. 1998c. *El geólogo Charles Lyell (1797-1875), entre la Biblia y el darwinismo.*En: Molina, E.y otros, editores: *Evolucionismo y Racionalismo,* Institución Fernando el Católico Universidad de Zaragoza, 393-408.

Sequeiros, L. 1999. *Filosofía de la Naturaleza y Filosofía de la Ciencias. Material de apoyo.* (multicopiado), Facultad de Teología de Granada, 107 + 97 pp.

Sequeiros, L., Berjillos, P. Linares, A., Goy, A., Diéguez, Olóriz, F., Sandoval, J. 1996. Historia del conocimiento de los Ammonites del Jurásico de España: I. Los tiempos de José Torrubia (1754). In: Comunicaciones del IV Congreso Geológico de España, (Edit. J. F.García Hidalgo Pallarés y J. Temiño Vela). *Geogaceta,* **20** (6), 1413-1414.

Solé Sabarís, Ll. 1984. Raíces de la geología española. *Mundo Científico,* Barcelona, **9**, 1018- 1032.

Torrubia, J. 1754. *Aparato para la Historia Natural española.* Imprenta de los herederos de D. Agustín Gordejuela, Madrid, 1754, 204 + índices, 14 láminas. (Edición facsímil, Sociedad Española de Paleontología, 1994. Contiene una introducción y una parte de la traducción alemana y las láminas, editada en 1773).

Vernet, J. 1976. *Historia de la Ciencia española.* Instituto de España, Madrid, 193-194, 250.

Young, D. 1998. *El descubrimiento de la evolución.* Ediciones del Serbal, Barcelona, 294 pp.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Cincuenta años de referencias paleontológicas en la revista Teruel (Instituto de Estudios Turolenses, CSIC)

L. Alcalá
Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid

Introducción

En 1998, el Instituto de Estudios Turolenses (IET) de la Diputación Provincial de Teruel y adscrito al Consejo Superior de Investigaciones Científicas, celebró el cincuenta aniversario de su fundación. En el año de presentación de esta comunicación, 1999, se cumplen cincuenta años de la publicación del primer número de la revista Teruel (órgano oficial de la institución) y, asimismo, del primer artículo publicado en dicha revista que hace referencia a la Paleontología. En una introducción general a los estudios geológicos previos realizados en la provincia de Teruel, Oriol Riba describió especialmente el caso del yacimiento de Concud que "de por sí merecería capítulo aparte, tan grande es la riqueza en mamíferos fósiles que contiene y tantos han sido los investigadores nacionales y extranjeros que los han visitado y han descrito sus descubrimientos, cuya importancia le permite figurar entre los de más renombre universal" (Riba, 1949, **2**, p. 11). Este artículo bibliográfico recoge un capítulo específico de referencias paleontológicas (pp. 50 a 58) con una lista bastante completa, como lo demuestra que incluye, incluso, el artículo de Miguel Crusafont en el que se describiría la especie *Canis cipio*, que se publicó con fecha posterior (1950). El artículo de Riba incluye un índice de autores y dos esquemas acerca de las áreas cartografiadas geológicamente dentro del marco provincial.

Como se comprobará a continuación, la Paleontología ha tenido una presencia constante en la historia de la revista Teruel, donde se han publicado numerosos artículos que reflejan la importancia paleontológica de la provincia; asimismo, el interés de los diversos responsables de la publicación en la solicitud de artículos para la revista a quienes desarrollaban las investigaciones. En los últimos años, los artículos suelen tener su origen en la presentación de resultados de los estudios realizados como consecuencia de la concesión de ayudas a la investigación por parte del propio IET en sus concursos anuales.

Vertebrados neógenos

Fuera del ámbito de los artículos principales, en una miscelánea denominada Información Cultural, Crusafont y Villalta (1955, **14**) presentaron una reseña de la campañas realizadas en los yacimientos de Concud y Los Mansuetos durante 1955 con el apoyo del Instituto de Estudios Turolenses, así como de otra llevada a cabo en Calatayud-Villafeliche. En ella, se presentan los nuevos yacimientos de Los Mansuetos, Rambla de Valdecebro (El Arquillo) y Peña del Macho. Los estudios preliminares destacan la información obtenida acerca de micromamíferos del *Pontiense superior* (Turoliense medio de Los Mansuetos) y la variedad de especies del género *Hipparion* en España, cuatro de ellas reconocidas en yacimientos de Teruel. Cabe destacar las fotografías de cuatro yacimientos realizadas por Jaime Truyols, recientemente homenajeado por la Sociedad Española de Paleontología.

Erdbrink (1960, **23**) relató las excavaciones y exploraciones geológicas realizadas por estudiantes de Paleontología de la Universidad de Utrecht durante 1957 y 1958 bajo la guía y supervisión de la Sección de Paleontología del Museo de Sabadell. En este trabajo reconoce y describe la serie roja y la serie blanca del Terciario de la Fosa de Teruel. La primera estima que tiene una edad Mioceno inferior o medio, mientras que la presencia de *Hipparion* en la serie blanca le permite proponer una edad "vallesiense-pikermiense (antiguo pontiense", que considera Plioceno. Presenta algunas fotografías, entre ellas una muestra de la brecha que aflora en el Cerro de la Garita, que Crusafont denominó *noli me tangere*.

"El yacimiento de Concud, y la fauna terciaria de la cuenca de Teruel" (Sanz, 1961, **25**) es un trabajo que valió un premio de la Excma. Diputación Provincial en el certamen literario de Teruel de 1957. Este documentado recorrido histórico sobre el estudio de los yacimientos de Concud adolece, sin embargo, de una insuficiente explicitación de ciertas fuentes originales.

En 1962 se da por primera vez la circunstancia de que un mismo número contenga dos artículos de Paleontología, también centrados en los vertebrados neógenos. En el primero de ellos, Crusafont (1962, **27**) estudió nuevos materiales de úrsido de Concud facilitados por Rafael Adrover, el autor del segundo artículo. Estos le permitieron rectificar una atribución anterior para clasificarlo como *Indarctos atticus adroveri*, nueva subespecie. El estreno paleontológico de Rafael Adrover como autor se produjo al comunicar el hallazgo de restos de mastodonte en las arcillas rojas de Teruel (Adrover, 1962, **27**), consideradas estériles con anterioridad. Fueron depositados en el Instituto Geológico y Minero de España y clasificados como *Mastodon (Tetralophodon) longirostris* por Indalecio Quintero. En el mismo artículo, notificó el hallazgo del nuevo yacimiento de Las Pedrizas, próximo a los clásicos de Concud y de su misma edad, en el que señaló por primera vez el registro en la zona de restos de *Deinotherium*. Un año después, Adrover (1963, **29**) presentó una extensa recopilación de los datos referentes a yacimientos de vertebrados terciarios de Teruel, con especial interés en los que presentaban riqueza de micromamíferos. La información de cada uno de los yacimientos suele presentar la fecha de descubrimiento

(muchos de ellos por parte del Hno. Basilio Angel), descripciones acerca de su situación y su contenido faunístico. Se nota la influencia de Miguel Crusafont en los trabajos realizados tanto por Rafael Adrover como por Basilio Angel. En total, se presenta información de casi cuarenta puntos fosilíferos, así como interesantes ilustraciones fotográficas de algunos yacimientos. Este artículo fue reeditado en facsímil el año 1988, con motivo del homenaje a Rafael Adrover celebrado ese año en Sabadell y Teruel.

Un fragmento de defensa y la mitad de un M_3 encontrado en una terraza de la barriada de San Cristóbal permitieron a Esteras y Aguirre (1964, **32**) detectar la presencia del elefante de estepa (*Parelephas trogontherii*) por primera vez con estratigrafía conocida en el sistema Ibérico. En el mismo número, Adrover (1964, **32**) relató extensamente el hallazgo de los fósiles de hipopótamo presentados como los más antiguos del mundo, procedentes de El Arquillo. El mismo estilo de crónica lo repitió para dar a conocer dos nuevas especies de mustélido publicadas por Germaine Petter a partir de materiales que él le remitió (Adrover, 1966, **35**). Una vez más, en colaboración con Crusafont, participó en la reseña de un trabajo ya editado (en "ciclostilo"): el hallazgo de un diente de mamífero mesozoico en Galve, para el que habían propuesto su inclusión en los drioléstidos con la nueva denominación *Parendotherium herreroi*; destaca en esta nota el "recado" -evidentemente, de Crusafont- hacia el profesor Kühne acerca de las normas que debía seguir para continuar sus estudios en España (Crusafont y Adrover, 1966, **35**). Kühne, apercibido, se explicó unas páginas más adelante, argumentando los motivos por los cuales consideraba la "invasión de España por geólogos europeos" como un suceso deseable en su conjunto (Kühne, 1966, **35**).

El estudio de las raíces de 2.376 molares del cricétido *Ruscinomys schaubi*, procedentes de Los Mansuetos, permitió a Adrover (1969, **42**) estudiar su variabilidad, detectando un progresivo incremento del número de raíces en el M^1 y su regresión en los M^3 y M_3, fundamentalmente.

Resulta curioso el trabajo de Adrover *et al.* (1973, **49-50**), cuyo objetivo era reconocer si un presunto nuevo yacimiento en el Rincón de Ademuz coincidía con el descrito por Dupuy de Lôme y Fernández de Caleya (Mas del Olmo) a principios de siglo. Tras comprobar que no era el mismo, finalizan la nota señalando que pudieron consultar el trabajo original (que les habría evitado el esfuerzo realizado) después de la visita. Es uno de los pocos artículos paleontológicos en los que el yacimiento estudiado no pertenece a la provincia, si bien está incluido en la estructura geológica de la Fosa de Teruel.

Adrover y Esteras (1974, **51**), describen restos de *Hipparion*, mastodonte y rinoceronte de las arcillas rojas de Teruel y proponen una edad vallesiense para el techo de las mismas. Los carnívoros del yacimiento de La Calera II (Canidae indet cf. *Nyctereutes*, *Hyaena donnezani*, Felidae indet. cf. *Felis (Lynx) issiodorensis*, *Machairodus* sp.) fueron descritos por Adrover *et al.* (1976, **55-56**), proponiendo una edad en torno al límite Mio-Plioceno para la asociación. El registro conjunto de los félidos *Machairodus-Paramachairodus*, conocido desde los yacimientos de Eppelsheim hasta los de Pikermi y Maragha, se documenta en Concud por Morales y Soria (1977, **57-58**) que, asimismo, citan la presencia de Metailurini indet. cf. *Dinofelis* y cambian la determinación específica del gran félido de Concud a *Machairodus giganteus*. En una adaptación de los resultados de su Tesis Doctoral, Alberdi (1978, **60**) presenta las especies de *Hipparion* procedentes de los principales yacimientos turolenses, así como propuestas de su origen y filogenia, ecología y bioestratigrafía (estableciendo una biozonación para el Turoliense en relación con las unidades MN). El siguiente artículo paleontológico corresponde al estudio de los mastodontes de Teruel (Mazo, 1981, **65**), pertenecientes a las especies *Tetralophodon longirostris*, cf. *Anancus arvernensis* y *Zygolophodon turicensis*. El significado bioestratigráfico del género *Hipparion* fue retomado por Alberdi y Morales (1981, **66**); utilizaron datos de yacimientos de toda España, aunque predominan los de Teruel (un tercio del total). En el mismo número, Adrover (1981, **66**) sintetiza datos generales de los trabajos que realizaba en yacimientos de vertebrados de Teruel, completando su artículo de 1963. El año siguiente, se comunica el hallazgo de dos nuevos yacimientos de mamíferos neógenos (Adrover *et al.*, 1982, **67**); uno de ellos, La Roma 2 proporcionó, con posterioridad, importantes hallazgos, como el bóvido *Aragoral mudejar*, del que es la localidad tipo.

El estudio de los micromamíferos de la Cueva del Coscojar (Mora de Rubielos) permite a Gil (1985, **73**) interpretar el ecosistema del entorno como una extensión de praderas relacionadas con cursos de agua de baja energía y con inserciones de amplias zonas boscosas. El área estaría sometida a una influencia mixta de clima atlántico y mediterráneo.

Un amplio trabajo de Geología centrado en la Unidad inferior neógena del valle medio del río Mijares (Paricio, 1985, **74**) incluye un capítulo paleontológico en el que se notifican los yacimientos de micromamíferos de Arroyo de Tamborero y Los Calpes 1 (Castellón), y de Fuente del Molino y La Cerrada 4 (San Agustín, Teruel). Sólamente los dos primeros muestran resultados de algún valor, indicando edades entre el Aragoniense superior y el Vallesiense.

En 1988, cada número de la revista Teruel se desdobla en dos volúmenes: I, dedicado a Ciencias de la Tierra; II, dedicado a Humanidades. En el primero se publicaron dos artículos de Paleontología, ambos sobre micromamíferos. Adrover *et al.* (1988, **79/I**) presentaron un extenso trabajo sobre los roedores del Plioceno (MN 14, MN 15a y MN 16b) de Teruel. Además de las extensas descripciones, incluyendo 116 dibujos de molares, se documenta por primera vez la coexistencia de dos especies distintas de *Ruscinomys*, la presencia de ocho especies de

múridos en un mismo yacimiento y se describen tres nuevas especies: *Occitanomys alcalai, Ruscinomys gilvosi* y *Paraethomys abaigari*. En el otro, el estudio de los roedores de la Cueva de los Toros (Cantavieja) permite deducir a Gil (1988, **79/I**) que corresponden a las primeras fases de la glaciación würmiense (Pleistoceno superior).

Un único trabajo se refiere a representantes de nuestro orden desde una aproximación paleoantropológica (ya que son numerosos los que abarcan sus manifestaciones culturales). En él se recopila la bibliografía de necrópolis de la provincia desde el Neolítico a la Edad del Bronce y se estudian restos humanos de más de 35 individuos depositados en el Museo Provincial de Teruel (Lorenzo, 1989-1990, **80-81/I**).

Vertebrados mesozoicos

Los dinosaurios aparecieron por primera vez en la revista el año 1958, cuando Fernández Galiano (1958, **20**) invocó una información periodística publicada en el diario local Lucha para relatar como se interesó, en calidad de Jefe de la Sección de Ciencias Naturales del IET, en el aviso del hallazgo transmitido por el Sr. Herrero. Tras desplazarse a Galve, en compañía de Purificación Atrián, visitó el yacimiento de "Corral de la Maca" en donde reconoció algunas vértebras de *Iguanodon*, así como otros dos yacimientos más. En la breve nota publicada como resultado del reconocimiento realizado, atribuyó a los hallazgos una importancia considerable.

Uno de los artículos paleontológicos más clásicos de esta revista se titula "Los dos dinosaurios de Galve" (Lapparent, 1960, **24**); se trata del primero que reúne la estructura de un artículo de investigación. Incluye una descripción geológica sucinta del sinclinal de Galve y de los tres yacimientos ya visitados por Fernández Galiano. Durante su visita al Museo Provincial, Lapparent encontró mezclados los fósiles de las dos localidades más relevantes (La Maca y Las Zabacheras) y, después de separarlos, reconoció bastantes vértebras y huesos de la pelvis de un *Iguanodon* procedente de La Maca, y diversos restos esqueléticos de un gran saurópodo procedente de Las Zabacheras; todos ellos fueron siglados de acuerdo con su identificación. Lapparent ya intuyó que el saurópodo pertenecía a un género no descrito, así como notó la presencia de un enorme pubis (mucho tiempo después este material sirvió para la definición del nuevo género *Aragosaurus*). En la parte final del artículo, además, notificó el hallazgo de un diente de *Megalosaurus* en Mora de Rubielos.

Diversos dinosaurios y cocodrilos de Galve fueron descritos y clasificados por Buscalioni y Sanz (1984, **71**). Reconocieron Megalosauridae indet., cf. *Hypsilophodon* sp., *Iguanodon bernissartensis* (dinosaurios) y Goniopholididae indet., Bernissartidae indet., cf. *Theriosuchus* sp. (cocodrilos). Una curiosa errata en los pies de láminas confiere a los dientes dimensiones kilométricas.

Invertebrados y paleobotánica

Un extenso trabajo sobre el Mesozoico de la Sierra de Albarracín fue presentado por Knut Hinkelbein (1969, **41**), "Pepe el alemán" para los vecinos de Royuela. Aunque fundamentalmente estratigráfico, presenta numerosos datos paleontológicos del

Muschelkalk de Royuela, así como listados de invertebrados jurásicos procedentes de diversos afloramientos, tomados de la bibliografía. Incluye vistosas láminas de ammonites jurásicos.

En 1983 se publicó un número monográfico de Ciencias de la Tierra, pionero de la división temática que se produjo cinco años más tarde. En él, Meléndez y Brochwicz-Lewinski (1983, **69**) estudian la sucesión estratigráfica del tránsito Calloviense-Oxfordiense en la Cordillera Ibérica (incluyendo las localidades turolenses de Ventas de San Pedro, Pozuel del Campo y Moscardón), manifestando la existencia de una discontinuidad estratigráfica en el límite entre ambos pisos y de una posible laguna en el límite Oxfordiense inferior-medio.Presentan las decripciones resumidas de los ammonites más representativos del Oxfordiense inferior y más frecuentes en los cortes estudiados. En la sección informativa del mismo número se resumen resultados de dos proyectos de investigación sobre ammonites del Jurásico superior (también se encuentra otra reseña semejante en el número **71**, 1984).

Los resultados de una revisión de la malacofauna neógena de Teruel, con un listado de distribución de 36 especies en 13 yacimientos se presenta en Albesa *et al.* (1991, **82/I**). La especie actual *Truncatellina callicratis* se cita por primera vez en el Plioceno inferior. Las especies mayoritariamente representadas son acuáticas. Las asociaciones de Santa Bárbara, El Arquillo, La Gloria 4 y Concud Pueblo son objeto de un análisis de las condiciones paleoambientales en que se originaron.

Posiblemente el artículo paleontológico más completo publicado en la revista Teruel es el de los insectos fósiles del Mioceno de Rubielos de Mora (Peñalver, 1992-1996, **83-84/I**). Incluye el estudio sistemático de 820 restos fósiles procedentes del yacimiento Río Rubielos 2, entre los que cabe destacar el hallazgo de géneros desconocidos en el registro mundial o muy raros (como *Trioza, Goniozus* o *Glyptopendites*); también se cita por primera vez un fósil de *Sciara* en la Península Ibérica. Además aporta datos tafonómicos y paleoecológicos.

Una de las pocas contribuciones que incluye datos paleobotánicos es la de Menéndez Amor y Esteras (1963, **30**), artículo en el que clasifican el contenido micropaleontológico (excepto vertebrados) de Los Aljezares de Teruel: gasterópodos (*Limnea cucuronensis, Hydrobia dubia, Pisidium ezquerrai, Helix* aff. *vilanovai* y *Planorbis tiollieri*), caráceas (*Chara molassica*), ostrácodos (*Ilyocypris gibba* y *Candona neglecta*), así como también los macrorrestos vegetales (*Acer loetum* var. *pliocenicum, Acer pyrenaicum* y *Acer angustilobum*). Los mismos autores publicaron el estudio de la turbera de "Los

Ojos del Tremedal", atribuyendo -con reservas- el origen de la formación de la capa turbosa al Tardiglaciar, basándose en la presencia de altos porcentajes de *Selaginella* y el escaso registro de *Thalictrum alpinum* en niveles más altos (Menéndez Amor y Esteras, 1965, **34**).

El contenido polínico de dos yacimientos miocenos de Rubielos de Mora (Río Rubielos y Alto de la Venta) y de uno de Libros (Libros-carretera), constituye el último artículo publicado hasta el momento sobre Paleontología en la revista Teruel (Alcalá, 1997, **85/I**). Las muestras indican la existencia de un clima cálido y húmedo y de una vegetación predominantemente boscosa.

Conclusiones

La Paleontología constituye uno de los temas habitualmente tratados en la revista Teruel. La mayor parte de los artículos se refiere al Neógeno, fundamentalmente a sus mamíferos. Destacan también los estudios de vertebrados del mesozoico de Galve. En la revista Teruel se han presentado numerosos yacimientos paleontológicos nuevos y se han descrito tres especies de micromamíferos (*Occitanomys alcalai, Ruscinomys gilvosi* y *Paraethomys abaigari*) y una subespecie de macromamífero (*Indarctos atticus adroveri*). Además de una presencia continuada de Rafael Adrover, el origen de los autores ha variado desde una primera etapa miscelánea, con cierta presencia de Miguel Crusafont, hacia un predominio del equipo del Museo Nacional de Ciencias Naturales -finales de la década de los setenta y comienzos de los años ochenta- y, finalmente, de los autores que obtuvieron ayudas para la investigación del Instituto de Estudios Turolenses, de adscripción diversa.

Bibliografía

La inclusión de las casi cuarenta referencias paleontológicas publicadas en la revista Teruel excede el espacio disponible. Para facilitar su localización, en el texto se han señalado en negrita los números de la revista en los que han sido publicadas. Las referencias completas de todos los artículos se encuentran en:

Ferrer, M.J. 1998. *Catálogo de Publicaciones del Instituto de Estudios Turolenses y Centros Adscritos (1949-1997). Indices de autores, onomástico, toponímico y temático.* Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 241 pp. (ISBN: 84-86982-80-4).

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Colle, notas sobre un yacimiento clásico en el Devónico Cantábrico (NO de España)

F. Álvarez
Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo, España
E-mail: fernando@asturias.geol.uniovi.es

Historia sucinta de los estudios geológicos del Devónico leonés

La riqueza en minerales, de cobre, hierro, oro, plomo... de las montañas del norte de León, es bien conocida de antiguo. Espectaculares son, por ejemplo, las explotaciones de oro, a cielo abierto, que los romanos realizaron intensamente desde la mitad del siglo I hasta comienzos del siglo III en el NO de León. Pero las primeras observaciones mostrando un interés geológico, no meramente económico o técnico, se producen en el siglo XIX. La geología, que como tal ciencia moderna e independiente se había establecido en el ultimo tercio del siglo XVIII, sufrió un fuerte estancamiento en las dos primeras décadas del siglo pasado. Es en la década de los 30, y debido al desarrollo del sistema capitalista, cuando la ciencia en general y la geología en particular, renace como soporte de la técnica y de la actividad productiva produciéndose una gran actividad de reconocimiento y explotación en diversas concesiones mineras. A mediados del siglo diecinueve, se producen dos hechos de gran importancia en el avance del conocimiento geológico en España. Uno en el campo de la enseñanza, como fue la traducción al castellano, por Ezquerra del Bayo, de los '*Elements of Geology*' del entonces ya famoso geólogo escocés Charles Lyell (véase Ordaz, 1976) y sus nuevas ideas geológicas. El otro, de índole práctica, la creación en 1849 de la '*Comisión para formar la Carta Geológica de Madrid y general del Reino*'. Fue entonces, cuando las que podríamos llamar *primeras generaciones* de geólogos españoles (véanse Truyols & Marcos, 1978; Ordaz, 1978; Meléndez, 1998), junto con algunos extranjeros, publicaron diversas notas y monografías, generalmente con carácter marcadamente regional, en las cuales la geología y la paleontología estratigráfica iban parejas, descubriéndose muchos yacimientos de fósiles que en la actualidad son considerados como '***clásicos***'.

De gran interés, desde diversos puntos de vista, debe considerarse el reconocimiento geológico realizado por el geólogo santiagués Casiano de Prado y Valle, director de la '*Sección de Geología y Paleontología*' de la Comisión para formar la Carta Geológica del Reino, en las explotaciones mineras de hulla y de hierro situadas en la ribera derecha del río Esla, en el valle de Sabero (NE de León) así como en los terrenos colindantes (Prado, 1848, 1850). Aunque el objetivo principal de este estudio era el de '*fijar la posición verdadera*' de las capas de hulla, su extensión, sus accidentes y su importancia, facilitó la localización de excelentes yacimientos de fósiles en los alrededores del citado valle. Una parte importante de estos fósiles fue estudiada en detalle por Philippe Edouard Pouillieter de Verneuil en 1850. Este trabajo, junto con el realizado en colaboración con Adolphe d'Archiac en 1845 acerca de la fauna encontrada en Ferroñes (Asturias), constituye el punto de arranque del posterior estudio paleontológico del Devónico Cantábrico y sirvió para precisar la edad de las capas calcáreas que '*acompañaban*' a los carbones de Sabero (León), Ferroñes y Arnao (Asturias) si bien no llegaron a resolver la controversia acerca de la edad, devónica o carbonífera, de los propios carbones (véanse Paillette, 1845; Verneuil & Archiac, 1845; Prado, 1848, 1850; Verneuil, 1850). Como asegura Comte (1959: 24; véase también Fernández de Castro, 1874) '*les deux monographies de Verneuil marquent une date dans l'histoire de nos connaissances paléontologiques du Dévonien, car c'est dans ces mémoires que se trouvent décrites pour la première fois bon nombre d'espèces aujourd'hui classiques et d'un usage courant en stratigraphie en raison de leur large répartition*'.

En la segunda mitad del siglo XIX, Lucas Mallada, uno de los más activos miembros de la entonces llamada '*Comisión del Mapa Geológico de España*' dirigida a la sazón por Manuel Fernández de Castro, realizó una ingente labor de recopilación de los conocimientos paleontológicos del Reino, primero con su '*Sinopsis*' (1875) y luego con su '*Catálogo*' (1892). Entre las especies catalogadas figuran, como es natural, aquellas que habían sido descritas por Verneuil en sus monografías sobre Ferroñes y Sabero.

En el intervalo 1845-1936, y aparte de la labor de recopilación realizada por Mallada (1875, 1895-1911, 1903), apenas se producen aportaciones nuevas al conocimiento paleontológico del Devónico Inferior entre Boñar y Sabero. Barrois centra su trabajo esencialmente en la vertiente asturiana (1882), proporcionando pocos datos nuevos sobre el norte de León (e.g. 1878, 1879), Oehlert (1897) se limita a estudiar los fósiles de otra área (Santa Lucía), y Revilla (1906) se centra en el estudio de las riquezas mineras de León.

En 1934, Delépine propuso a Pierre Comte la realización de una tesis doctoral en el Norte de España que tuviera por tema el '*estudio de la estratigrafía de los terrenos antecarboníferos de Asturias y de León*'. El amplio y a la vez minucioso trabajo realizado por Comte cristalizó en diversos trabajos dedicados a un mejor conocimiento del Devónico de León, y de toda la Zona Cantábrica (1934, 1936a, b, c, d, 1938, 1939a, b). La labor investigadora de Comte se vio interrumpida por la guerra civil española y posteriormente paralizada por la segunda guerra mundial. Comte tuvo que retrasar la presentación de su tesis, en Lille, hasta 1946, siendo publicada finalmente en 1959, como un volumen de las Memorias del Instituto Geológico y Minero de España. De esta forma, la enorme la cantidad de datos estratigráficos y paleontológicos proporcionados por Comte,

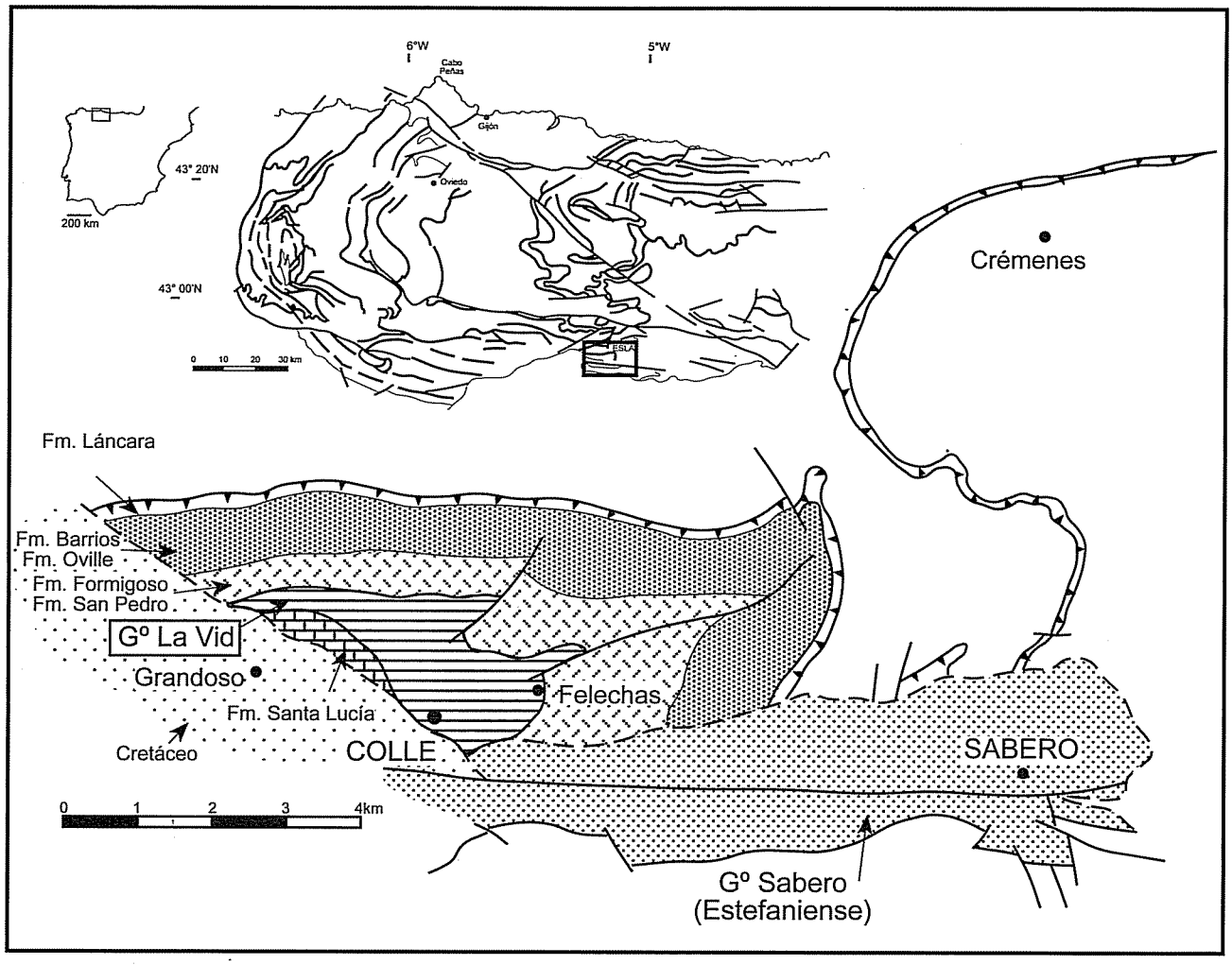


Figura 1. Esquemas de la Zona Cantábrica mostrando la localización de Colle (Oeste de Sabero, León). Cartografía según Alonso, 1989.

así como sus muy útiles correlaciones con otras regiones pudieron adquirir la divulgación que se merecían. Entre sus muchos artículos cabe destacar, por su importancia referida a los **yacimientos clásicos** del Devónico Inferior de la Zona Cantábrica su publicación de 1938 titulada '*Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferroñes (Asturies) et de Sabero (Leon)*' en la que actualiza la clasificación genérica de las especies de Verneuil, crea nuevos géneros como *Pradoia* y *Triathyris*, especies como '*Anathyris*' *alejensis* y designa e ilustra, por primera vez mediante fotografías, los tipos de muchas de las especies descritas por Verneuil sólo (1850) o en colaboración con Archiac (1845).

En los años 50 comienza, lo que podemos considerar como '*período moderno*' en el estudio del Paleozoico Cantábrico. La investigación geológica adquirió un mayor auge en toda la zona gracias a la labor de Llopis en su Instituto de Geología aplicada, en Oviedo; de los componentes de la escuela holandesa de Leiden (De Sitter, Brouwer) y la de los de la escuela alemana de Münster (Lotze) (véase, para una información más detallada, Truyols & Marcos, 1978). En lo que se refiere a la vertiente leonesa de la Cordillera, es muy importante la aportación, en diversos campos, realizada por el grupo de Leiden en los años sesenta (e.g. Breimer, 1962, 1971; Smeenk, 1983 y artículos allí citados). Hacia 1965 se incrementa la contribución de los geólogos de Oviedo al conocimiento de la Zona Cantábrica al producirse una renovación en la entonces Sección de Ciencias Geológicas (hoy Facultad de Geología) y con la aparición del grupo de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Poco después, los estudios paleontológicos recibieron un fuerte impulso desde la llegada a la Cátedra de Paleontología, de la todavía Facultad de Ciencias (Sección de Geológicas) del Profesor Jaime Truyols. Desde 1968, los componentes del Area de Paleontología de Oviedo vienen realizando diversos y ambiciosos programas de investigación paleontológica y biostratigráfica del Paleozoico Cantábrico (véanse referencias citadas en los apartados que siguen, y en el artículo 'El registro paleontológico de Colle' en este mismo volumen).

Prado y el descubrimiento de los yacimientos en torno a Sabero

El reconocimiento geológico realizado por Prado (1850) en las explotaciones mineras de hulla y de hierro situadas en el valle de Sabero (NE de León) y en los

terrenos colindantes, tuvo como consecuencia la localización de numerosos yacimientos de fósiles en el citado valle. Es pues a Casiano de Prado, tal como Verneuil (1850: 50) reconoce, '*à qui on doit la découverte des curieux fossiles de Sabero.*'

Colle versus Sabero

Verneuil, en su '*Note sur les fossiles dévoniens du district de Sabero (Leon)*', describe (1850: 29-50) 21 especies, de las cuales 19 son nuevas y de éstas 12 proceden de '*Sabero*' o '*Colle près de Sabero*'. En la misma 'nota' adjunta una lista de todos los fósiles devónicos (pertenecientes a unas 77 especies, 46 de las cuales corresponden a braquiópodos) que él había estudiado procedentes de Asturias y del Norte de León. En esta lista Verneuil cita 39 especies (15 nuevas) en '*Sabero (León)*' y 8 (3 nuevas) en otras localidades '*près de Sabero*'(Collado de Llama, Aleje, Alejico, Peña de la Venera, Ocejo de la Peña, Peña del Cuervo, Veneros, La Salud y Colle). Según el propio Verneuil (1850: 28), casi todas estas localidades se encuentran en '*la ceinture calcaire du Nord, qui va de Colle à Aleje, ... sans comparison la plus riche*' del distrito de Sabero, entre los ríos Esla y Porma; '*c'est de là que proviennent toutes les espèces qui, sous le rapport paléontologique, font de Sabero une* ***localité remarquable***'. Llegando a afirmar, en la página 29 de dicha '*Nota*', que '*COLLE c'est la plus riche localité du district de Sabero. Avec un grand nombre d'espèces particulières on y trouve la plupart des espèces des localités voisines ...* ***les espèces indiquées sans autre désignation de localité que Sabero provienent de Colle***'. Parece razonable aceptar que la mayoría de los llamados '*fósiles de Sabero*' (Verneuil, 1844, 1850; Mallada, 1875; Bayle, 1878; Bergounioux, 1938; Comte, 1938, 1959 ...) proceden de Colle, pueblo situado al oeste de la localidad minera de Sabero, en la carretera regional LE-3143 de Boñar a Sabero, cerca del eje de una estructura sinclinal muy tendida conocida como Sinclinal de Felechas (Fig. 1), en el alóctono relativo del Manto del Esla (Región de Pliegues y Mantos, en la Unidad de Somiedo-Correcilla) (véanse Prado, 1850; Almela, 1949; Comte, 1959; Rupke & Helmig, 1964 (en Rupke, 1965); Bastida *et al.,* 1976; Alonso, 1989; Alvarez & Brime, 1982; Alvarez, 1990), cubierto discordantemente por materiales estefanienses de la cuenca de Sabero-Gordón. Hoja 104, Boñar, del Mapa Geológico de España (1:50.000).

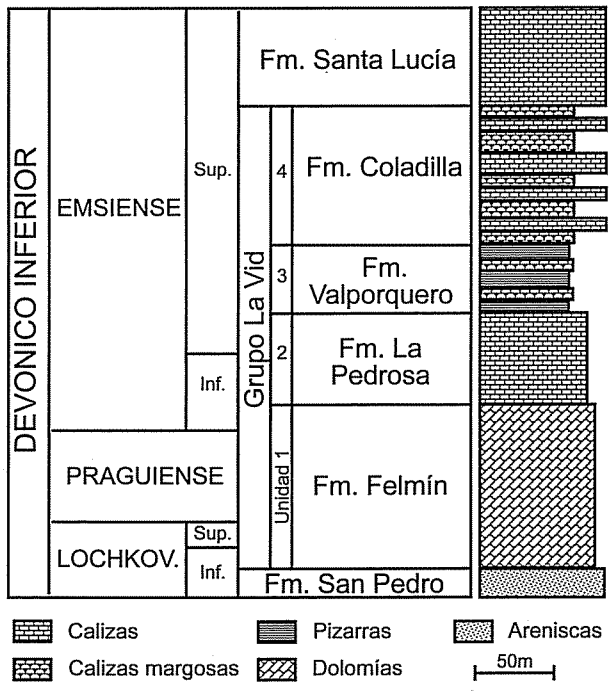


Figura 2. Estratigrafía del Grupo La Vid en la región de Colle (Oeste de Sabero, León)

El Devónico Inferior en el área de Colle

Sobre las Areniscas de San Pedro, que forman los crestones más próximos al Norte del valle de Colle, y con un tránsito gradual, se desarrolla el Grupo La Vid (véanse Comte, 1936a, 1959; Vilas Minondo, 1971; García-Alcalde & Alvarez, 1976; García-Alcalde & Racheboeuf, 1978; García-Alcalde *et al.*, 1979; Vera, 1989; Keller, 1988; Alvarez & Brime, 1990), una serie con claro dominio carbonatado, cuyo espesor total es del orden de 300 m., que comienza con unas dolomías (Fm. Felmín) seguidas, de abajo a arriba, de unas calizas grises en bancos gruesos con intercalaciones de lutitas oscuras (Fm. La Pedrosa), a continuación lutitas pardo-verdosas, astillosas, con algunos lentejones calcáreos intercalados, frecuentemente con carácter biostrómico o intercalaciones delgadas de calizas bioclásticas y margas bioturbadas con corales, braquiópodos, briozoos, etc. (Fm. Valporquero) y finalmente unas calizas bioclásticas encriníticas de tonos rojizos, con margas e intercalaciones de lutitas (Fm. Coladilla). Keller (1988) en su detallado estudio de las facies, sedimentología y paleogeografía del Grupo La Vid, sugiere su división en dos formaciones, Abelgas (que se correspondería aproximadamente con las formaciones Felmín y La Pedrosa, de otros autores) y Esla (que se correspondería aproximadamente con las formaciones Valporquero y Coladilla) subdivididas ambas en varios miembros. Pese a lo interesante que resulta la propuesta de Keller, en el presente artículo se ha optado por seguir las divisiones propuestas por Vera (1988) por ser éstas fácilmente observables en el área de Colle.

¿Puede hablarse propiamente de un 'yacimiento' en Colle?

La inmensa mayoría de los '*fósiles de Sabero*' o fósiles de Colle, provienen de los niveles calcáreos y margo arcillosos de las capas superiores del Grupo La Vid (Fig. 2) que afloran en las colinas situadas al O-NO del pueblo

cuya Iglesia parroquial se asienta sobre la más prominente de las mismas. Al estar muy próximas al eje de una estructura sinclinal muy tendida, el buzamiento de estas capas es muy bajo (unos 20º), apareciendo casi horizontales. Esta horizontalidad, junto con la escasa vegetación, hace que el afloramiento de las mismas no sea 'puntual' o 'limitado' sino que se continúe centenares de metros en dirección NO-SE, '*a todo lo largo de la vertiente derecha del arroyo de Colle y se ocultan bajo un nivel de caliza gris, con abundantes coralarios, que se extiende desde la iglesia de Colle hasta la ermita de la Encarnación, en Grandoso*' (Almela & Revilla, 1950: 4).

Pero, no todos los 'fósiles de Colle' proceden de este tramo superior del Grupo La Vid, es decir del que en los últimos años viene siendo considerado como yacimiento clásico de Colle (e.g. Alvarez, 1984, 1990, Fernández *et al.*, 1998). Algunos, especialmente trilobites y corales, han sido recogidos en otros puntos del valle en las calizas grises en bancos gruesos con intercalaciones de lutitas, que aparecen sobre las dolomías basales, que se extienden hacia el norte y el noroeste del valle de Colle, desde el pueblo de Felechas hasta el de Grandoso (Fig. 2). Dacrioconáridos, braquiópodos y corales han sido citados en diversos puntos en las pizarras astillosas de color marrón verdoso del tramo intermedio. Todos estos fósiles, aunque procedentes de diferentes 'afloramientos' y unidades (Formaciones) dentro del Grupo La Vid, han sido citados o descritos como procedentes de 'Colle' (véase, por ejemplo, 'El registro paleontológico de Colle' en este mismo volumen).

Estudio tafonómico y modelo sedimentario

Según Truyols *et al.* (1984), los tramos inferiores del Grupo La Vid corresponden a sedimentación en un medio litoral y supralitoral. El medio se hace sublitoral en el resto de la sucesión. Las dolomías de la Fm. Felmín parecen corresponder a un ambiente de 'lagoon'-llanura de marea, con facies supra, inter y submareales (véase Keller, 1988). Las calizas de la Fm. La Pedrosa se depositaron bajo unas condiciones de rampa carbonatada somera a ligeramente profunda con influencia de tormentas (véanse Keller, 1988; Vera, 1988). Las pizarras de la Fm. Valporquero corresponden a una sedimentación en aguas tranquilas, pobres en oxígeno, en medio restringido. Se trataría de una rampa fangosa, afectada esporádicamente por tormentas (Vera, 1988). Stel (1975) explica la existencia de delgados bancos calcáreos con fauna, contrastando con la casi absoluta esterilidad de las pizarras subyacentes, por la acción de huracanes y tormentas que al airear fuertemente las aguas, habrían favorecido su colonización a base de larvas de organismos diversos. Este sería el inicio del biostromo que con un espesor máximo de 1 m, aparece interestratificado entre sedimentos pizarrosos y arcillosos en el tramo superior de la Fm Valporquero. Sobre un nivel bioclástico interpretado como un depósito de tormentas se instalaría una fauna pionera constituida por la asociación *Synaptophyllum-Atrypa* (e.g. Soto *et al.*, 1994; Méndez-Bedia *et al.*, 1994). Los tramos finales con calizas encriníticas corresponden ya a un medio de energía relativamente más elevada (Alvarez & Brime, 1982, 1990; Keller, 1988; Alvarez, 1990). El ambiente de sedimentación corresponde a una rampa carbonatada somera (Vera, 1988).

En estas capas superiores (Fm. Coladilla), el grado de conservación, tanto externa como interna, de los ejemplares es en general excelente (véanse Alvarez, 1990; Alvarez & Brime, 1990). El hecho de que aparezcan algunos tallos de crinoideos apenas fracturados, de que no exista separación por tamaños de las conchas de los braquiópodos, que éstas estén en su mayor parte articuladas y enteras (conservando estructuras tan delicadas como son las lamelas y el braquidio) y la ausencia de orientaciones preferentes, nos induce a pensar que el medio en el que estos organismos vivieron era relativamente tranquilo no existiendo un transporte *post-mortem* significativo. Las asociaciones minerales presentes (Alvarez & Brime, 1982) indican un medio relativamente tranquilo de aguas cálidas, bien oxigenadas y próximo a la costa. Las corrientes de fondo junto con los nutrientes disponibles pueden haber sido los factores que controlaron la concentración de individuos en estos puntos (véanse, Valentine, 1971; McCammon, 1973; Calef & Hanckock, 1974; Thayer, 1974; Boucot, 1978; Emig, 1989a, b, entre otros). Ciertas adaptaciones morfológicas de los braquiópodos presentes (aumento de la anchura y complicación del lofóforo, concha relativamente delgada, foramen pequeño, desarrollo de un pliegue medio en unas formas y tendencia a alarse en otras) apoyan también la suposición que vivían en un medio tranquilo sobre fondos blandos (e.g. Alvarez & Taylor, 1987; Alvarez, 1990).

Wallace (1972), en su trabajo sobre las poblaciones devónicas de la Zona Cantábrica, definió en la parte superior de las 'Pizarras de La Vid' la asociación *Anathyris-Pradoia* en la que los braquiópodos dominantes eran '*Anathyris ezquerrai*' (Verneuil & Archiac) y '*Pradoia collettei*' (Verneuil). Esta asociación o comunidad que podría llamarse, por razones taxonómicas, *Plicathyris-Quadriloba* (véanse Alvarez, 1990; Alvarez *et al.*, 1998, 1999) está tipificada por la muestra 25V recogida en Colle (Alvarez, 1990). Esta comunidad, integrada por Boucot (1984) en la Asociación Bentónica 3 (BA 3), comprende un número de especies de braquiópodos relativamente elevado y está, en conjunto, dominada por braquiópodos con braquidio espiralado que parecen haberse adaptado mejor (cf. Fürsich & Hurst, 1974) a substratos blandos en un medio sublitoral, poco profundo, relativamente tranquilo, de salinidad normal y abundante oxígeno y nutrientes, donde existe una gran densidad de individuos (Alvarez & Brime, 1990: fig. 4). El hecho de que la muestra tipo esté dominada por un número reducido de especies (cinco especies constituyen casi el 70% del total de la fauna, véase la tabla 1 en Alvarez & Brime,

1990) concuerda con lo dicho por Boucot (1975) para faunas de aguas tranquilas.

La diversidad específica de esta comunidad, relacionada con la estabilidad del medio (Bretsky & Lorenz, 1970; Sanders, 1968, 1969), ha sido medida por Alvarez (1990; veáse también Alvarez & Brime, 1990) utilizando el índice de Shannon-Weaver (Shannon & Weaver 1949)(H' = 2,14) y el de Buzas & Gibson (1969) (E = 0,37). Estos índices son sólo indicativos ya que valores similares a los aquí obtenidos han sido citados indistintamente en la literatura (cf. McGhee, 1981; Boucot, 1981) tanto para comunidades próximas a la línea de costa como para otras más alejadas de la misma.

La curva obtenida por Alvarez & Brime (1990) utilizando el método de Sanders (1968), es similar a las establecidas por este autor para muestras de diversidad moderada en aguas tropicales poco profundas, e indican una comunidad intermedia entre las predominantemente adaptadas biológicamente y las controladas esencialmente por factores físicos.

Agradecimientos

Al Prof. Jaime Truyols, por sus consejos en la elaboración del trabajo y su lectura crítica final.

Bibliografía

Almela, A. 1949. Estudio geológico de la reserva carbonífera de León. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **62**, 401-486 (y plano de la Zona Reservada por el Estado, 1:50.000 desde La Robla hasta la Provincia de Palencia).

Almela, A. & Revilla, J. 1950. Especies fósiles nuevas del Devoniano de León. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **20**, 45-60.

Alonso, J. L. 1989. Síntesis cartográfica de la región del manto del Esla. *Trabajos de Geología*, **18**, 155-163.

Alvarez, F. 1984. Cambio temporal y variabilidad morfológica en algunos braquiópodos devónicos de la Cordillera Cantábrica (NO de España) pertenecientes al género *Anathyris*. *Trabajos de Geología*, **14**, 121-130.

Alvarez, F. 1990. Devonian athyrid brachiopods from the Cantabrian Zone (NW Spain). *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **11**, 1-311.

Alvarez, F. & Brime, C. 1982. Aportación al conocimiento de las condiciones de formación de algunos depósitos fosilíferos del Devónico Cantábrico. *Trabajos de Geología*, **12**, 153-157.

Alvarez, F. & Brime, C. 1990. Reencuentro con los 'fósiles de Sabero'. *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización, Madrid*, 13-22.

Alvarez, F. & Taylor, F. 1987. Epizoan ecology and interactions in the Devonian of Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 61, 17-31.

Alvarez, F., Rong Jia-yu, & Boucot, A. J. 1998. The classification of athyridid brachiopods. *Journal of Paleontology*, **72**, 827-855.

Alvarez, F., Rong Jia-yu, & Boucot, A. J. 1999. *Quadriloba*, new name for the genus *Tetraloba* Alvarez *et al*, 1998 (Brachiopoda, Athyridida); preoccupied by *Tetraloba* Lee, 1983 (Insecta, Collembola). *Journal of Paleontology*, **73**, 547.

Bastida, F., Marcos, A., Arboleya, M. L. & Méndez, I. 1976. La unidad de Peña Corada y su relación con el Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). *Breviora Geológica Astúrica*, **4**, 49-55.

Barrois, Ch. 1878. Terrain dévonien de la province de León. *Annales Société Géologique du Nord*, **6**, 213.

Barrois, Ch. 1879. Nota acerca del sistema devoniano de la provincia de León. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España*, **8**, 91.

Barrois, Ch. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Memoires Société Géologique du Nord*, **2**(1), 1-630.

Bayle, E.1878. Fossiles principaux des terrains. (*Explication de la carte géologique de la France*), t.IV, Atlas, 1ère partie, édit. Imprimerie Nationales Paris, pls. 1-158.

Bergounioux, F.M. 1938. Crinoïdes du Dévonien de Sabero. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **5**, 66.

Boucot, A. J. 1975. *Evolution and Extinction Rate Controls*. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Oxford, New York, x + 427.

Boucot, A. J. 1978. Community Evolution and Rates of Cladogenesis. *In*: Hecht, M. K., Steare, W.C. & Wallace, B. (eds.), *Evolutionary Biology*, 11, Plenum Publishing Corporation, 545-655.

Boucot, A. J. 1981. *Principles of benthic marine Paleoecology*. Academic Press, New York, 463 pp.

Boucot, A. J. 1984. Old World realm (Rhenish-Bohemian region), shallow-water, Early Devonian brachiopods from the Jauf Formation of Saudi Arabia. *Journal of Paleontology*, 58, 1196-1202.

Breimer, A. 1962. A monograph of Spanish Palaeozoic Crinoidea. *Leidse Geologische Mededelingen*, **27**, 1-190.

Breimer, A. 1971. Nota previa sobre los blastoideos del Devoniano de la Cordillera Cantábrica (España). *Boletín Instituto Geológico Minero España*, **82**(2), 157-171.

Bretsky, P. W. & Lorenz, D. M. 1970. Adaptative response to environmental stability: a unifying concept in Paleoecology. *In: Proceedings of the North American paleontological Convention*, Chicago, 1969, Proceeding El, 522-550. Allen Press, Lawrence, Kansas.

Buzas, M. A. & Gibson, T. G. 1969. Species deiversity: benthonic foraminifera in Westen North Atlantic. Science, 163, 72-75.

Calef, C. E. & Hancock, N. J. 1974. Wenlock and Ludlow marine communities in Wales and the Welsh Borderland. *Palaeontology*, **17**, 779-810.

Comte, P. 1934. Couches intermédiaires entre Silurien et Dévonien dans les Asturies. *Comptes rendus, Académie des Sciences*, **198**, 1-164.

Comte, P. 1936a. La série dévonienne du Léon (Espagne). *Comptes rendus, Académie des Sciences*, **202**, 337-339.

Comte, P. 1936b. Le Dévonien inférieur du Léon (Espagne). *Comptes rendus, Académie des Sciences*, **202**, 771-773.

Comte, P. 1936c. Le Dévonien moyen et supérieur du Léon (Espagne). *Comptes rendus, Académie des Sciences*, **202**, 1.198.

Comte, P. 1936d. Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (Léon, Espagne). *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*,138.

Comte, P. 1938. Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferroñes (Asturies) et de Sabero (Léon). *Annales de Paléontologie*, **27**, 1-49(41-87).

Comte, P. 1939a. La structure du bord Sud de la Cordillère Cantabrique en Léon et les mouvements orogéniques qu'elle révèle. *Comptes rendus, Académie des Sciences*, **208**, 1.008.

Comte, P. 1939b. La tectonique des terrains antéstéphaniens de la Cordillere Cantabrique dans le Nord du Léon. *Comptes rendus, Académie des Sciences*, **208**, 1.660.

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

Emig, C. C. 1989a. Distributional patterns along the Mediterranean continental margin (upper bathyal) using *Gryphus vitreus* (Brachiopoda) densities. *Palaeogeography, Plaeoclimatology, Palaeoecology*, **71**, 253-256.

Emig, C. C. 1989b. Observations préliminaires sur l'envasement de la biocoenose à *Gryphus vitreus* (Brachiopoda), sur la pente continentale du Nord de la Corse (Méditerranée). Origines et conséquences. *Compte Rendu, Académie des Sciences, Paris*, **309**, 337-342.

Ezquerra del Bayo, J. 1847. Traducción al castellano de los '*Principles of Geology, being an atempt to explain the former changes of the Earth's surface by reference to causes now in operation*' de Charles Lyell, 3 vols. London (1830-33).

Fernández, E., Alonso E., Matías, R. & Domingo, J. M. 1998. *Puntos de interés geoeducativo de la Provincia de León*. Gráficas Varona. Salamanca. 166 pp.

Fernández de Castro, M. 1874. Notas para un estudio bibliográfico sobre los orígenes y estado actual del Mapa Geológico de España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **1**, 9-152.

Fürsich, F. T. & Hurst, J. M. 1974. Environmental factors determining the distribution of brachiopods. *Palaeontology*, **17**, 879-900.

García-Alcalde, J. L. & Alvarez, F. 1976. Precisiones taxonómicas sobre algunas especies de braquiópodos de la Colección Verneuil. *Trabajos de Geología*, **8**, 31-57.

García-Alcalde, J. L. & Racheboeuf, P. R. 1978. Noveaux brachiopodes chonetacea du Devonien de la Cordillera Cantabrique (Nord Ouest de l'Espagne). *Geobios*, **11**, 835-865.

García-Alcalde, J. L., Arbizu, M., García-López, S. & Méndez-Bedia, I. (eds.) 1979. Cantabrian Mountains (NW Spain). *Guidebook of the field trip. Meeting of the International Subcommission on Devonian Stratigraphy*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, 1-31.

Keller, M. 1988. Die La Vid Gruppe: Fazies, Palägeographie und synsedimentäre Tektonik im Unterdevon des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Mh.* **4**, 141-164.

McCammon, H. M. 1973. The ecology of *Magellania venosa*, an articulate brachiopod. *Journal of Paleontology*, 47, 266-278.

McGhee, Jr., G. R. 1981. Evolutionary replacement of ecological equivalents in late Devonian benthic marine communities. *Palaeogeography, Plaeoclimatology, Palaeoecology*, **34**, 267-283.

Mallada, L. 1875. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Terreno paleozoico. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **2**, 1-160.

Mallada, L. 1892. Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **18**, 1-253.

Mallada, L. 1895-1911. Explicación del mapa geológico de España, *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, I, II, III, IV y V.

Mallada, L. 1903. Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero (León). *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **18**.

Meléndez, B. 1998. Los Fundadores de la Paleontología Española, p.41-44. *En: Tratado de Paleontología. Tomo I.* Consejo Superior de Invetigaciones Científicas. Colección Textos Universitarios, **29**, i-xx, 1-457.

Méndez-Bedia, I., Soto, F., & Fernández-Martínez, E. 1994. Devonian reef types in the Cantabrian Mountains (NW Spain) and their faunal composition. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **172**, 161-183.

Oehlert, D. & Oehlert, P. 1897. Fossiles dévoniens de Santa Lucia. *Bulletin de la Société Géologique de France, 3ème. sér.*, **24**, 814-875.

Ordaz, J. 1976. The first spanish translation of Lyell's Elements of Geology. *The British Journal for the History of Science*, **9** (2, nº 32), 237-240.

Ordaz, J. 1978. La geología en España en la época de Guillermo Schulz (1800-1877). *Trabajos de Geología*, **10**, 21-35.

Paillette, A. 1845. Recherches sur quelques unes des roches qui constituent la province des Asturies (Espagne). *Extrait du bulletin de la Société Géologique de France, 2e série*, **2**, 439-457.

Prado, C. de 1848. *Descripción de los terrenos de Valdesabero y sus cercanías en las montañas de León*. Madrid.

Prado, C. de 1850. Note gèologique sur les terrains de Sabero et de ses environs dans les montagnes de Leon (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France, 2e série*, **7**, 137-156; *Extrait du bulletin de la Société Géologique de France, 2e série*, **7**, 1-20.

Revilla, J. 1906. *Riqueza minera de la provincia de León*. León.

Rupke, J. 1965. The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologiche Mededelingen*, **32**, 1-74.

Sanders, H. L. 1968. Marine benthic diversity: A comparative study. *American Naturalist*, 102, 243-282.

Sanders, H. L. 1969. Benthic marine diversity and the stability-time hypothesis. *In: Diversity and stability in ecological systems*, Brookhaven Symposium in biology, 2, 71-81.

Shannon, C. E. & Weaver, W. 1949. *The mathematical theory of communication*. University of Illinois Press. Urbana, 328 pp.

Smeenk, Z. 1983. Devonain trilobites of the southern Cantabrian Mountains (Northern Spain) with a systematic description of the Asteropyginae. *Leidse Geologiche Mededelingen*, **52**, 383-511.

Soto, F., Méndez-Bedia, I. & Fernández-Martínez, E. 1994. Construcciones arrecifales del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Revista Española de Paleontología*, **9**, 29-36.

Stel, J. H. 1975. The influence of hurricanes upon the quiet depositional conditions in the Lower Emsian La Vid Shales of Colle (NW-Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **49**, 475-486.

Thayer, C. W. 1974. Marine paleoecology in the Upper Devonian of New York. *Lethaia*, **7**, 121-155.

Truyols, J. & Marcos, A. 1978. La cartografía geológica de Asturias desde Guillermo Schulz a nuestros días. *Trabajos de Geología*, **10**, 7-20.

Truyols, J., Alvarez, F., Arbizu, M. A., García-Alcalde, J. L., García-López, S., Martínez-Chacón, M. L., Méndez-Bedia, I, Méndez-Fernández, C. A., Menéndez, J. R., Sánchez de Posada, L. & Soto, F. 1984. Memoria explicativa de la Hoja número **104** (Boñar) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). *Instituto Geológico y Minero de España.*

Valentine, J. W. 1971. Resource supply and species diversity patterns. *Lethaia*, **4**, 51-61.

Vera de la Puente, C. 1989. Revisión litoestratigráfica y correlación de los Grupos Rañeces y La Vid (Devónico Inferior de la Cuenca Astur-Leonesa). *Trabajos de Geología*, **18**, 53-65.

Vilas Minondo, L. 1971. El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **80**, 169 pp.

Verneuil, E. de 1844. Note sur une nouvelle espèce de *Pentremites.Bulletin de la Société Géologique de France, 2e série*, **1**, 213-215.

Verneuil, E. de 1850. Note sur les fossiles dévoniens du district de Sabero (Leon). *Bulletin de la Société Géologique de France, 2e série*, **7**, 156-186; *Extrait du bulletin de la Société Géologique de France, 2e série*, **7**, 20-50.

Verneuil, E. de & Archiac, A. d' 1845. Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies. *Extrait du bulletin de la Société Géologique de France, 2e série*, **2**, 458-480.

Wallace, P. 1972. Populations and Paleoenvironments in the Devonian of the Cantabrian Cordillera, North Spain. *24th IGC, 1972*, **7**, 121-129.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

El registro paleontológico de Colle (Sabero, NE de León, España)

F. Álvarez
Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo, España
E-mail: fernando@asturias.geol.uniovi.es

En 1849, tentado por el interés taxonómico y de correlación que tenían los fósiles enviados por Prado, Verneuil realizó un corto viaje a las *Montañas Cantábricas*. El material recogido en esta excursión (Verneuil, 1850: 31, 32, 34, 36, 50) junto al enviado por Prado fue utilizado por Verneuil para producir el primer estudio del contenido paleontológico de Colle. Desde entonces, y dada la extraordinaria riqueza fosilífera en especial de las capas superiores (Fm. Coladilla) del Grupo La Vid en esta localidad leonesa, muchos han sido los estudiosos que han caído en la tentación de visitar el yacimiento siendo ya más de un centenar las especie citadas (muchas de las cuales son autóctonas de la Zona Cantábrica) de braquiópodos, blastoideos, corales, crinoideos, briozoos, gasterópodos, bivalvos y otros grupos (e.g. Alvarez & Brime, 1990).

Verneuil (1850), describe y figura tres especies de trilobites: '*Phacops latifrons*', Bronn [= *Phacops saberensis* Morzadec, 1969], '*Crypaeus Calliteles*', Green [= *Pilletina collensis* Arbizu 1979] y *Homalonotus Pradoanus*, Verneuil' [= *Burmeisteria pradoana* (Verneuil, 1850)]. La descripción de '*Homalonotus Pradoanus*, n.sp.' fue realizada por Verneuil (1850: 33) basándose en un tórax incompleto y en un pigidio (Verneuil, 1850: lám. 1, fig. 4a, b) encontrados en '*Colle, près de Sabero*' por Prado, y un pequeño fragmento encontrado por el propio Verneuil en esta misma localidad. Mallada la cita, como procedente de Colle tanto en su '*Sinopsis*' (1875) como en su '*Catálogo*' (1892). Arbizu (1982), tras el descubrimiento en la localidad tipo de un cranidio casi completo y de un pigidio ligeramente deformado, realiza una redescripción de esta especie a la que incluye ya sin ningún tipo de duda (e.g. Tomczykowa, 1975), al disponer de los caracteres del cranidio, en el género *Burmeisteria* Salter, 1865. Morzadec (1970) para su revisión de *Phacops* (*Phacops*) *potieri* Bayle 1878, estudia el material de Verneuil procedente de 'Sabero' y erige con él una nueva especie *Phacops* (*Phacops*) *saberensis*. Arbizu (1979) en su descripción de los Asteropyginae del Devónico cantábrico considera, dada su semejanza en los caracteres del cefalón, que el ejemplar de '*Crypaeus Calliteles*' procedente de Colle, descrito y figurado por Verneuil (1850) debe pertenecer a su nueva especie *Pilletina collensis* Arbizu 1979. Recientemente, Arbizu, *et al.* (1996) advierten, tras el estudio de los numerosos restos de trilobites conservados en la litoteca del Museo Geominero (Madrid), que la mayoría de las muestras aunque llevan la indicación de '*Colle (León)*', fueron recogidas con seguridad en dos puntos diferentes de los alrededores de este pueblo. Uno que está situado sobre el antiguo camino de Colle a Vozmediano, corresponde al yacimiento 31 de Arbizu (1979), equivalente al punto L6 de Smeenk (1983), y constituye la localidad tipo de la especie *Pilletina collensis* Arbizu, 1979. El segundo yacimiento (número 32 de Arbizu, 1979, y localidad L3 de Smeenk, 1983), a media distancia entre Colle y el punto anterior, destaca por la presencia de las especies *Phacops saberensis* Morzadec, 1970, *Burmeisteria pradoana* (Verneuil, 1850) y *Platyscutellum castroi* (Mallada, 1875), tratándose de la localidad tipo donde fueron descritas por vez primera estas tres formas. Smeenk (1983: 431-2), en su localidad L2 situada en la parte inferior del miembro calcáreo (Fm. La Pedrosa) del Grupo La Vid al N-NE de Grandoso, cita *Pseudocryphaeus cossensis* Morzadec, 1970, *Pseudocryphaeus* ? *demoulini* Smeenk 1983, *Pilletina collensis* Arbizu, 1979, *P. (Coniproetus) finitimus* Smeenk 1983, *C. (Coniproetus)* aff. *haetzscheli* Alberti 1967, *Trimerus (Dipleura)* sp. y *Phacops saberensis* Morzadec, 1970. En el mismo nivel estratigráfico pero en una localidad (L3) situada en el antiguo camino de Colle a Vozmediano, Smeenk cita *Pilletina collensis* Arbizu, 1979, *Trimerus (Dipleura)* sp. y *Phacops saberensis* Morzadec, 1970. Finalmente en la parte superior del miembro calcáreo (Fm. La Pedrosa) al N-NE del pueblo de Colle (L6) cita *Treveropyge iberica* Gandl, 1972, *T.* ? *acrifrons* Gandl, 1972, *Kayserops obsoletus* Gandl, 1972, *Delocare rostrata* Arbizu, 1979, *Proetus* (n.sg.) n.sp., *P.* (*Longiproetus*) sp., *C.* (*Cornuproetus*) *chouberti* Smeenk, 1983, *Otarion* aff. *druida* Erben, 1952, *Harpes* sp., *Trimerus* (*Dipleura*) sp., *Burmeisteria pradoana* (Verneuil, 1850), *Phacops saberensis* Morzadec, 1970, *Acastava* n.sp., *Leonaspis* aff. *maura* Alberti, 1969, *Radiaspis* sp., *Platyscutellum* sp., *Kolihapeltis* sp. y '*Scutellum*' sp. 1. Arbizu, *et al.* (1996) realizaron la revisión taxonómica y bioestratigráfica de la mayor parte de los trilobites, depositados en la actualidad en las colecciones del Museo Geominero (Madrid) y que habían sido recogidos en el siglo pasado, durante los trabajos llevados a cabo por los miembros de la antigua Comisión de la Carta Geológica (1849, 1859) y por los componentes de la llamada 'brigada geológica' de la Junta General de Estadística (1859-1868), que relevaron a aquéllos en su cometido. Los citados autores suponen que en la colección del Museo Geominero, además de los fósiles que depositó Prado, debieron ingresar más tarde nuevos ejemplares. Así por ejemplo, de las especies citadas en Colle, Mallada figura un sólo ejemplar de '*Homalonotus pradoanus*' (= *Burmeisteria pradoana*) y en cambio Arbizu *et al.* identificaron 15 ejemplares en la colección actual; y un hecho similar ocurre con el número de ejemplares de '*Dalmanites calliteles*' (= *Pilletina collensis*) y de '*Phacops latifrons*' (= *Phacops saberensis*). En su catalogación Arbizu *et al.* citan 17 ejemplares más o menos completos de *Pilletina collensis* Arbizu, 1979 procedentes del Grupo La Vid (Emsiense Inferior) en Colle, de los cuales ilustran tres (lám. 1, figs. 1-3). De Colle citan también dos cranidios

de *Pilletina* sp.; dos muestras de *Treveropyge iberica* Gandl, 1972 (figuran un pigidio, lám. 1, fig. 10); 15 pigidios de *Kayserops obsoletus* Gandl, 1972 (véase lám. 1, fig. 7) y tres fragmentos de *Kayserops* cf. *obsoletus* Gandl, 1972; un pigidio (lám. 1, fig. 12) de *Delocare dalii* Smeenk, 1983 y otro pigidio y un cranidio incompleto de *Delocare rostrata* Arbizu, 1979; dos cranidios incompletos de *Pseudocryphaeus* sp.; varios ejemplares de *Phacops saberensis* Morzadec, 1970 (lám. 1, fig. 5) y dos pigidios de *Phacops* cf. *saberensis*; varios ejemplares de *Burmeisteria pradoana* Verneuil, 1850 (lám. 2, figs. 7-9); dos cranidios (lám. 2, fig. 3), dos pigidios y un cefalón de *Dipleura fornix* Haas, 1968; unos 32 ejemplares de *Platyscutellum castroi* (Mallada, 1875); un pigidio de *Platyscutellum* cf. *viator* (Barrande, 1852); un cefalón (lám. 2, fig. 1) de *Harpes* sp.; 9 ejemplares de *Leonaspis* cf. *maura* Alberti, 1969 (lám. 2, fig. 10); dos de *Leonaspis* sp. (lám. 2, figs. 2-4); un cranidio de *Cornuproetus* (*Cornuproetus*) cf. *chouberti* Alberti, 1964, y 17 ejemplares de '*Proetus*' sp. Rábano & Arbizu (1999) describen una morfología particular, probablemente debida a la acción de parásitos, en dos pigidios de *Platyscutellum castroi* (Mallada, 1875) del Devónico Inferior de Colle. Uno procedente de la Colección depositada en el Museo Geominero (Madrid) y el otro, figurado por Smeenk (1983: lám. 29, fig. 6) y depositado en el Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie (Leiden, Holanda).

Estos yacimientos con abundantes restos de trilobites (e.g. Arbizu, 1979; Smeenk, 1983) localizados en distintos niveles dentro de la Fm. La Pedrosa, y a los que se les atribuye una edad Emsiense Inferior (García-Alcalde, 1996), no se corresponden con el que viene siendo considerado como '***clásico***' en la parte superior del Grupo La Vid (Fm. Coladilla), el cual ha proporcionado una cantidad más bien discreta de trilobites, y cuya edad relativa es Emsiense Superior (García-Alcalde & Alvarez, 1976; Truyols, *et al.*, 1984).

En 1981, Truyols-Massoni estudia la distribución de los dacrioconáridos en tres secciones del Grupo La Vid, una de ellas realizada en Colle. En esta sección Truyols-Massoni reconoce las biozonas de *-acuaria* (la cual ha sido puesta en evidencia únicamente en Colle) y *-cancellata* (pero no así la de *-zlichovensis*, que sí lo había sido en las secciones de La Vid y de Adrados). *Nowakia acuaria* aparece, según dicha autora, a unos 75 m de la base del Grupo La Vid, en los primeros niveles calcáreos de la Fm. La Pedrosa. Truyols-Massoni comenta que la biozona de *-acuaria* corresponde a la práctica totalidad del Praguiense, si bien la especie zonal aparece ya desde el Lochkoviense. La biozona de *-cancellata* (la más antigua de las correspondientes al Dalejiense, definida en el intervalo de la primera aparición de *N. cancellata* y *N. richteri*), se desarrolla en la Fm. Valporquero. *N. cancellata* aunque aparece sobre todo en lutitas y limolitas, también aparece en los niveles de calizas arcillosas, en ambos casos en estado de moldes. Además de las especies biozonales Truyols-Massoni (1981) cita en '*Colle*' la presencia de *Nowakia* sp., *Viriatellina* sp. en el techo de la Fm. La Pedrosa, y de *Viriatellina hercynica* hacia el techo de la Fm. Valporquero.

En la parte alta de la serie pizarrosa (Fm. Valporquero) aparecen algunos tramos con rugosos como *Barrandeophyllum* cf. *cantabricum* Kullman, *Adradosia barroisi* Birenheide & Soto, y tabulados como *Favosites* aff. *moniellensis* Okentorp, asociados con nautiloideos ortocónicos y gasterópodos (Truyols *et al.*, 1984). Los fósiles, en algunos de estos lentejones calcáreos presentan una diversidad pequeña, siendo las asociaciones de corales muy semejantes a las que Soto (1986) llamó, en áreas próximas, 'Fauna de *Cyathaxonia*' *sensu* Hill (1938-1941)(véanse también Kullmann, 1965; Soto & Kullmann, 1996). Más arriba, por debajo de la iglesia de Colle, en estos niveles del techo de la Fm. Valporquero, en tránsito gradual con la Fm. Coladilla, se desarrollaron algunos niveles biostromales, intercalados con tramos más pizarrosos y margosos que se siguen fácilmente en dirección NO. Estos niveles están constituidos esencialmente por corales rugosos ramificados (*Synaptophyllum* Simpson, 1900) y en proporción menor por favosítidos (*Pachyfavosites* sp.), alveolítidos, aulopóridos y estromatopóridos de gran variabilidad morfológica (*Stromatopora huepschi* (Bargatzky, 1881)) y a veces de gran tamaño y que se conservan en posición de vida (véanse Brouwer, 1964; Sleumer, 1969; Stel, 1975; Soto, 1981, 1982; Soto *et al.*, 1994; Fernández *et al.*, 1995), y ostrácodos (Becker, 1998). *Synaptophyllum multiseptatum* Soto 1981, especie creada con material procedente de Colle, marca, según Soto (1981) el comienzo de la formación de biostromos en el Devónico de la Zona Cantábrica. Esta cita del género *Synaptophyllum* en Colle ha tenido una gran importancia paleogeográfica (véase Soto, 1986) ya que fue la primera cita fuera de América del Norte (Reino E.N.A. de Oliver, 1977) y la realizada en los niveles estratigráficos más antiguos. Por tanto, España, y en concreto Colle, sería el centro de dispersión de dicho género. Por debajo de estos niveles biostromales aparecen abundantes rinconélidos [*Uncinulus pila* (Schnur, 1851) y *Eoglosinotoechia* cf. *sylphidea marocanensis*], y poco por encima de los niveles biostromales aparecen algunas capas constituidas esencialmente por atrípidos y, en algunas localidades al norte del pueblo de Colle, otras con *Combophyllum leonense* Milne-Edwards & Haime y *Hadrophyllum neritae* Soto 1983. Varios ejemplares de esta última especie, cuya localidad tipo, Adrados, está muy próxima a Colle, presentan sus caras orales colonizados por un tabulado pleurodictiforme (Soto, 1983: 103). Hacia la base del tramo superior del Grupo La Vid existe una asociación coralina común a todo el ámbito astur-leonés, compuesta por el citado *Combophyllum leonense*, *Pentaphyllum* (*Oligophyllum*) n.sp. B y *Pleurodictyum* n.sp. (véanse Soto, 1975,1986: 29).

En transito gradual, por encima de las lutitas de la Fm. Valporquero se desarrollaron los niveles calcáreos y margo arcillosos, encriníticas, de tonos rojizos (Fm. Coladilla) de las que provienen la inmensa mayoría de los 'fósiles de Sabero' o fósiles de Colle y que viene siendo

considerado como el yacimiento '***clásico***' de Colle. Estos fósiles pertenecen a los Intervalos Faunísticos 11 y 12, de García-Alcalde (1996), caracterizados por una alta diversidad y un fuerte endemismo (véase Alvarez, 1990).

Con el material que le fue enviado por Prado y con el recogido por él mismo, en estas capas superiores de '*Sabero*' o '*Colle près de Sabero*', Verneuil, en su trabajo seminal de 1850, describe e ilustra 11 **nuevas** especies de las cuales 10 son de braquiópodos ('*Terebratula mucronata*' [= *Triathyris mucronata* (Verneuil, 1850); especie tipo del género], '*Terebratula Bordini*' [= *Cimicinella bordini* (Verneuil, 1850)], '*Terebratula Schulzii*' [= *Cimicinella schulzii* (Verneuil, 1850)], '*Terebratula Collettii*' [= *Quadriloba collettii* (Verneuil, 1850); especie tipo del género], '*Terebratula subferita*' [= *Cooperispira subferita* (Verneuil, 1850); especie tipo del género], '*Terebratula Archiaci*' [= *Meganteris archiaci* (Verneuil, 1850); especie tipo del género], '*Spirifer Paillettii*', '*Spirifer Ezquerra*', '*Spirifer Rojasi*', '*Leptaena Maestreana*') y una de crinoideos ('*Pradocrinus Baylii*' [= *Pradocrinus baylii* (Verneuil, 1850); especie tipo del género]). Verneuil (1850) también describe otras dos especies de braquiópodos ('*Hemithyris Pareti*' [= *Oligoptycherhynchus pareti* (Verneuil, 1850)] y '*Orthis Beaumonti*' [= *Schizophoria vulvaria* (Schlotheim, 1820)]), con material procedente de '*Ferroñes et de Sabero*'. En la p. 25 cita '*Orthis dumontiana* Vern.' [= *Cariniferella dumontiana* (Verneuil, & Archiac, 1845)] en Sabero, aunque cuando la describe (p. 47) dice que es de Aleje. Verneuil (1850: 24-26) cita, pero no describe, otras 22 especies, dos de blastoideos ('*Pentremites Paillettii* Vern.' [= *Pentremitidea pailletti* (Verneuil, 1844); especie tipo del género]) y '*Pentremites Schulzii* Arch. et Vern.' [= *Cryptoschisma schulzii* (Verneuil & Archiac, 1845); especie tipo del género]) y el resto de braquiópodos. Muchos de estos últimos son fácilmente reconocibles en este tramo superior (Fm. Coladilla) e.g. '*Terebratula subconcentrica* Arch. et Vern.' [= *Brimethyris subconcentrica* (Verneuil & Archiac, 1845); especie tipo del género], '*Terebratula Campomanesii* Arch. et Vern.' [= *Hexarhytis campomanesi* (Verneuil & Archiac, 1845)], '*Terebratula ferronesensis* Arch. et Vern.' [= *Hexarhytis ferronesensis* (Verneuil & Archiac, 1845)], '*Terebratula Ezquerra* Arch. et Vern.' [= *Plicathyris ezquerrai* (Verneuil & Archiac, 1845); especie tipo del género], '*Terebratula Hispanica* Arch. et Vern.' [= *Anathyris phalaena* (Phillips, 1841); especie tipo del género], '*Terebratula reticularis* Schlot.' [= *Atrypa reticularis* (Linneo, 1758); especie tipo del género], '*Terebratula Toreno* Arch. et Vern.' [= *Pradoia torenoi* (Verneuil & Archiac, 1845); especie tipo del género], y '*Terebratula Adrieni* Arch. et Vern.' [= *Retzia adrieni* (Verneuil & Archiac, 1845); especie tipo del género] mientras que otros necesitan ser revisados (algunos probablemente no procedan de '*Sabero*' sino de otras localidades más o menos próximas del Devónico del Norte de León) (e.g. '*Pentamerus galeatus* Dalm.', '*Pentamerus globus* Bronn', '*Spirifer Pellico* Arch. et Vern.', '*Spirifer Verneuili* Murch. var.', '*Spirifer cultrijugatus* Roemer', '*Spirifer Bouchardi* Murch.', '*Spirifer heteroclitus* Defr.', '*Orthis striatula* Schlot.', '*Orthis opercularis* Arch. et Vern.' [= *Platyorthis opercularis* (Verneuil & Archiac, 1845)], '*Leptaena Murchisoni*', '*Leptaena depressa* Dalm.', y '*Leptaena Naranjoana* Vern.' [= *Eoteichostrophia naranjoana* (Verneuil, 1850)] que aunque en la lista la cita en '*Sabero*', en la descripción la asocia sólo con Ferroñes (Asturias).

Comte (1938, 1959), García-Alcalde (1971, 1986, y en prensa), Alvarez (1976, 1990), García-Alcalde & Alvarez (1976), Alvarez *et al.* (1998) aportaron diversas precisiones taxonómicas sobre muchas de estas especies así como sobre sus localidades, estrato tipos etc.

Almela & Revilla (1950) recogen, en el Devónico de Colle, diversas especies de corales, equinodermos y braquiópodos, todas citadas con anterioridad. En su relación nominal figuran como especies nuevas un favosítido, un crinoideo, un espiriférido y un atírido de los que solo crean formalmente este último: *Athyris sinerizi*. Esta especie fue posteriormente considerada (Alvarez, 1990) sinónimo subjetivo de '*Terebratula subconcentrica*' Verneuil & Archiac, 1845 [= *Brimethyris subconcentrica* (Verneuil & Archiac, 1845); especie tipo del género].

Otras especies de braquiópodos descritas recientemente con material procedente de Colle (Fm. Coladilla) son: *Leptaenomendax chaconae* García-Alcalde, 1978 (especie tipo del género), *Aesopomun cantabricum* García-Alcalde, 1978 (especie tipo del género), *Plebejochonetes collensis* García-Alcalde & Racheboeuf, 1978, *Pachyplax transversa* Alvarez & Brunton, 1990a (especie tipo del género), y *P. elongata* Alvarez & Brunton, 1990a, *Plicathyris collensis* Alvarez, 1990, y *Hexarhytis bonarensis* Alvarez, 1990 (especie tipo del género). García-Alcalde en un trabajo en prensa, revisa *Cimicinella schulzi* (Verneuil, 1850) y describe un género y dos especies nuevas.

La abundancia de ejemplares de braquiópodos bien conservados presentes en Colle permitió realizar estudios de morfología funcional (e.g. Westbroek *et al.*, 1975, 1980; Alvarez, 1990; Alvarez & Brunton, 1990b), ecología (e.g. García-Alcalde & Martínez-Chacón, 1978; Martínez-Chacón & García-Alcalde, 1978; Alvarez, 1990), estructura y dinámica de poblaciones (e.g. Alvarez, 1984, 1986, 1990) y de la microestructura y el crecimiento de la concha (e.g. Alvarez, 1983, 1990; Brunton & Alvarez, 1989; Alvarez & Brunton, 1990a, b, 1991; Alvarez *et al.*, 1985).

Al igual que ocurre con los braquiópodos, estas capas son de las más ricas tanto en número de ejemplares como de especies de equinodermos del Devónico Inferior español. Verneuil que también fue el primero en publicar (1850) la presencia de crinoideos y blastoideos en Colle, describió e ilustró (p.48-50; lám. 2, fig. 11 a, b, c) *Pradocrinus Baylii* [= *Pradocrinus baylei* Verneuil, 1850] nuevo género dedicado a Casiano de Prado, quien le había enviado los ejemplares, y simplemente citó la presencia de los blastoideos *Pentremites Paillettii* Vern. [= *Pentremitidea pailletti* (Verneuil, 1844)] y *Pentremites*

Schulzii Arch. et Vern. [= *Cryptoschisma schulzii* (Verneuil & Archiac, 1845)]. Breimer (1962), en su monografía sobre los crinoideos paleozoicos de España, redescribe *Pradocrinus baylii* Verneuil, 1850 y designa tipo al ejemplar de mayor tamaño (lám. 4, fig. 11a, b) de los figurados por Verneuil. Este autor cita, en estas capas, 15 [e.g. *Pradocrinus baylei* Verneuil, 1850, *Stamnocrinus intrastigmatus* (Schmidt, 1932), *Trybliocrinus flatheanus* Geinitz, 1867, *Vasocrinus valens* Lyon, 1857, *Cyathocrinites* sp., *Codiacrinus* sp., *Bactrocrinites* sp., *Lasiocrinus* ? sp.] de las 25 especies de crinoideos reconocidas por él en el Emsiense del NO de España (León y Asturias) y describe 5 especies nuevas: *Pyxidocrinus collensis* Breimer, 1962, *Pyxidocrinus latus* Breimer, 1962, *Cantharocrinus minor* Breimer, 1962 (especie tipo del género), *Oenochoacrinus scaber* Breimer, 1962, y *Situlacrinus costatus* Breimer, 1962 (especie tipo del género). Breimer redescribe con gran detalle la única especie conocida del género *Trybliocrinus*, *T. flatheanus* Geinitz, 1867, muy abundante en Arnao (su localidad tipo), en Colle y en el Emsiense Superior de toda la Zona Cantábrica.

Este mismo autor (Breimer, 1971) estudia los restos de blastoideos que tanto abundaron en estas capas margosas de la Fm. Coladilla (véanse también Etheridge & Carpenter, 1882; Bather, 1899), y que se consideran los más importantes del mundo para el Emsiense (Waters, 1990). Breimer (1971) describe *Pentremitidea pailletti* (Verneuil, 1844) (especie tipo del género), *Pentremitidea archiaci* (Etheridge & Carpenter, 1882), *Pentremitidea lusitanica* Etheridge & Carpenter, 1882, *Cryptoschisma schulzii* (Verneuil & Archiac, 1845), y *Pleuroschisma verneuili* (Etheridge & Carpenter, 1882). Bather (1899: 58) cita el holotipo de *Cordyloblastus malladai* (Etheridge & Carpenter, 1883) como procedente del Devónico Inferior de Colle. Pero Breimer después de su revisión, asegura (Breimer, 1971: 52) que aunque de Colle, el holotipo procede más bien de la Fm. Santa Lucía que también aflora en los alrededores de Colle, sobre la Fm. Coladilla del Grupo La Vid. Más confusa parece aún, según el propio Breimer (1971: 54) la procedencia del holotipo de *Cordyloblastus schultzei* Breimer, 1971, citado por Bather (1899) como procedente del Devónico Inferior de Colle y que en cambio parece proceder de la Fm. Portilla (Devónico Medio).

También son abundantes los briozoos como *Fistulipora maculosa* (Hall) y fenestélidos; tabulados ramificados (tamnopóridos), masivos o lamelares, formando con frecuencia (e.g. Vera, 1989) acumulaciones parautóctonas o pequeños biostromos. Schumann (1996) describe y discute el desarrollo y la gran variedad que presentan las colonias de *Fistulipora maculosa* (Hall) en Villayandre, localidad próxima a Crémenes.

Debemos añadir también la presencia de otros grupos, como bivalvos, gasterópodos, o de microfósiles, actualmente en estudio (Truyols *et al.*, 1984) y de palinomorfos (Cramer & Diez de Cramer, 1975, 1978; Diez de Cramer & Cramer, 1978). Cramer (1964) estudia el microplankton (acritarcos y quitinozoos) del Grupo La Vid. Desafortunadamente, sólo precisa la localidad y el nivel estratigráfico del holotipo de sus nuevas especies, y al no proceder ninguno de ellos de Colle resulta imposible saber si alguno de los ejemplares estudiados proceden de esta localidad. En la revisión realizada por Cramer & Diez de Cramer (1978) de los quitinozoos ibéricos estudian muestras procedentes de La Vid en Colle (p. 158, fig. 6; p. 161, tabla 4, localidad nº 15) pero no precisan qué taxones aparecieron en dichas muestras. Otros microfósiles, ampliamente utilizados en el estudio cronoestratigráfico del Grupo La Vid, como son los conodontos (e.g. Grötsch, 1988; Keller & Grötsch, 1990; García-López & Alonso-Menendez, 1994) no han sido mencionados en Colle.

Pese a lo que pueda parecer, y aunque la recogida de ejemplares en estas capas ha sido prácticamente continua desde los tiempos de Casiano de Prado hasta nuestros días, sólo una pequeña parte de estos ejemplares ha sido estudiada con mayor o menor detalle (véase la bibliografía citada a lo largo de este artículo y del previo). La mayoría se encuentra depositada en las colecciones paleontológicas de Institutos, Museos, y Departamentos de Geología (Departamento de Geología de Oviedo; Museo Geominero, Madrid; Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid; Centre des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard-Lyon; The Natural History Museum, Londres; Sedwick Museum, Cambridge; National Museum of Natural History, Washington, D.C.; entre otros) esperando su oportunidad para saltar a las paginas de una revista científica. Otros, desafortunadamente para el avance del conocimiento científico, han ido a parar a colecciones privadas (no siempre de fácil acceso para el estudioso), o a vitrinas o tenderetes de mercado. Estos últimos suelen carecer de cualquier referencia fiable de su procedencia y por tanto pasan a ser simples objetos de mercadería o coleccionismo de 'artefactos' más o menos hermosos.

Agradecimientos

Al Prof. Jaime Truyols, por sus consejos en la elaboración del trabajo y su lectura crítica final, a los compañeros de área por sus artículos y comentarios, y a Covadonga Brime con quien realicé extensas campañas de campo en el área de Colle.

Bibliografía

Almela, A. & Revilla, J. 1950. Especies fósiles nuevas del Devoniano de León. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **20**, 45-60.

Alvarez, F. 1976. *El sistema yugal de los Athyrididae McCoy (Brachiopoda) del Devónico Cantábrico*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Oviedo. 53pp., 23 fig., 9 láms.

Alvarez, F. 1983. Estructura de la concha de los Athyrididae (Brachiopoda) del Devónico de la Cordillera Cantábrica. Nota preliminar. *Trabajos de Geología*, **13**, 93-96.

Alvarez, F. 1984. Cambio temporal y variabilidad morfológica en algu-

nos braquiópodos devónicos de la Cordillera Cantábrica (NO de España) pertenecientes al género *Anathyris*. *Trabajos de Geología*, **14**, 121-130.

Alvarez, F. 1986. Population structure of three species of the genus *Plicathyris* (Brachiopoda: Athyridacea) from the Devonian of the Cantabrian Zone (NW Spain) and their significance. *In* Racheboeuf, P.R. & Emig, C.C. (eds.), Les Brachiopodes fossiles et actuels. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **4**, 167-177.

Alvarez, F. 1990. Devonian athyrid brachiopods from the Cantabrian Zone (NW Spain). *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **11**, 1-311.

Alvarez, F. & Brime, C. 1990. Reencuentro con los 'fósiles de Sabero'. *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización, Madrid*, 13-22.

Alvarez, F. & Brunton, C. H. C. 1990a. *Pachyplax* n.g. (Brachiopoda: Athyridacea) from the Lower Devonian of the Cantabrian Mountains, NW Spain. *Senkenbergiana Lethaea*, **70**, 29-50.

Alvarez, F. & Brunton, C. H. C. 1990b. The shell-structure, growth and functional morphology of some Lower Devonian athyrids from northwest Spain. *Lethaia*, **23**, 117-131.

Alvarez, F. & Brunton, C. H. C. 1991. Shell growth and structure of some athyrids or how to grow fat on regressions. *In*: MacKinnon, D.I., Lee, D. E. & Campbell, J. D. (eds.), *Brachiopods through time*. Balkema, Rotterdam, 155-158.

Alvarez, F., Curry, G. B. & Brime, C. 1985. Contribución al estudio comparativo de la estructura y crecimiento de la concha de braquiópodos actuales y fósiles. *Trabajos de Geología*, **13**, 93-96.

Alvarez, F., Rong Jia-yu, & Boucot, A. J. 1998. The classification of athyridid brachiopods. *Journal of Paleontology*, **72**, 827-855.

Arbizu, M. 1979. Asteropyginae (Trilobita) du Dévonien des Montagnes Cantabriques (Espagne). *Bulletín de la Société Géologique et Mineralogique de Bretagne (C)*, **9** (2), (1977), 59-102.

Arbizu, M. 1982. Trilobites Homalonotinae del Devónico de la Cordillera Cantábrica. *Trabajos de Geología*, **12**, 243-250

Arbizu, M., Rabano, I. & Truyols, J. 1996.Trilobites del Museo Geominero. II Las colecciones antiguas del Devónico de la Cordillera Cantábrica (N. España). *Boletín Geológico y Minero*, **107**, 3-13.

Bather, F. A. 1899. *List of the genera and species of Blastoidea in the British Museum (Natural History)*. Trustees British Museum, London, 70 pp.

Becker, G. 1998. Ostracoda aus der neritischen La Vid-Formation (Unterdevon, Emsium) von N-León (N-Spanien), *Palaeontographica*, **248**, 61-118.

Breimer, A. 1962. A monograph of Spanish Palaeozoic Crinoidea. *Leidse Geologische Mededelingen*, **27**, 1-190.

Breimer, A. 1971. Nota previa sobre los blastoideos del Devoniano de la Cordillera Cantábrica (España). *Boletín Instituto Geológico Minero España*, **82**(2), 157-171.

Brouwer, S. A. 1964. Devonian biostromes and bioherms of the southern Cantabrian Mountins, NW Spain. *In: Developements in Sedimentology, vol. 1. Deltaic and shollow marine deposits*.Elsevier. Amsterdam, 48-53.

Brunton, C. H. C. & Alvarez, F. 1989. The relationship between major lamellae and epithelial regressions in some articulate brachiopods. *Lethaia*, **22**, 247-250.

Cramer, F. H. 1964. Microplankton from three Palaeozoic formations in the province of León, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 30, 253-360.

Cramer, F. H. & Diez de Cramer, M. C. 1975. Earliest Devonian Microspores from the province of Leon, Spain. *Pollen et Spores*, 17, 331-344.

Cramer, F. H. & Diez de Cramer, M. C. 1978. Iberian Chitinozoans.- I. Introduction and Summary of Pre-devonian data. *Palinología*, número extraordinario 1, 149-201.

Comte, P. 1938. Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferroñes (Asturies) et de Sabero (Léon). *Annales de Paléontologie*, **27**, 1-49(41-87).

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

Diez de Cramer, M. C. & Cramer, F. H. 1978. Iberian Chitinozoans.- II. Lower Devonian forms (La Vid Shales and equivalents). *Palinología*, número extraordinario 1, 203-217.

Etheridge, Jr. R. & Carpenter, P. H. 1882. On certain points in the morphology of the Blastoidea, with description of some new genera and species. *Annales & Magazine of Natural History*, **5** (9), 225-246.

Fernández, L. P., Fernández-Martínez, E., Méndez-Bedia, I., Rodríguez, S. & Soto, F. con la colaboración de Falces, S. & García-Ramos J. C. 1995. *Devonian and Carboniferous reefal facies from the Cantabrian Zone (NW Spain)*. VII International Symposium on fossil Cnidaria and Porifera. Field Trip A. Perejón, A. (ed.) 76 pp. Madrid.

García-Alcalde, J.L. 1971. Braquiópodos devónicos de la Cordillera Cantábrica. 1) Estudio del género *Pradoia* Comte, 1938 (Brachiopoda, Athyridacea). *Breviora Geológica Astúrica*, **4**, 49-59.

García-Alcalde, J. L. 1986. Pradoiinae, nouvelle sous-famille de Brachiopodes Athyrididés du Dévonien d'Europe. *In:* Racheboeuf, P.R. & Emig, C.C. (eds.), Les Brachiopodes fossiles et actuels. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **4**, 65-76.

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

García-Alcalde, J. L. (en prensa). Terebratúlidos (braquiópodos) del Emsiense Superior de Colle (Sabero, León, N. de España). *Trabajos de Geología*.

García-Alcalde, J. L. & Alvarez, F. 1976. Precisiones taxonómicas sobre algunas especies de braquiópodos de la Colección Verneuil. *Trabajos de Geología*, **8**, 31-57.

García-Alcalde, J. L. & Martínez-Chacón, M. L. 1978. Cementación en braquiópodos articulados. *Revista de la Facultad de Ciencias*, nº extraordinario, 251-259.

García-Alcalde, J. L. & Racheboeuf, P. R. 1978. Noveaux brachiopodes chonetacea du Devonien de la Cordillera Cantabrique (Nord Ouest de l'Espagne). *Geobios*, **11**, 835-865.

García-López, S. & Alonso-Menéndez, C. 1994. Conodontos del Grupo La Vid, límites Praguiense/Emsiense y Emsiense Inferior/Emsiense Superior, Zona Cantábrica (NO de España). *Revista Española de Micropaleontología*, **26**, 81-97,

Grötsch, J. 1988. Conodonten und Stratigraphie der unterdevonischen La Vid Formation (Kantabrisches Gebirges, NW-Spanien). *Erlanger geologische Abhandlungen*, **115**, 155-198

Hill, D. 1938-1941. A monograph on the Carboniferous rugose corals of Scotland. *Palaeontographical Society Monographs*, 1-213.

Keller, M. & Grötsch, J. 1990. Depositional history and conodont biostratigraphy of the Lower Devonian La Vid Group in the Luna area (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und PaläontologieMh.*, **4**, 141-164.

Kullmann, J. 1965. Rugose Korallen der Cephalopodenfazies und ihre Verbreitung im Devon des südöstlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften und der Literatur in Mainz*, **2**, 1-136.

Mallada, L. 1875. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Terreno paleozoico. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **2**, 1-160.

Mallada, L. 1892. Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **18**, 1-253.

Martínez-Chacón, M. L. & García-Alcalde, J. L. 1978. La génesis del koskinoide en braquiópodos articulados. *Revista de la Facultad de Ciencias*, nº extraordinario, 261-279.

Morzadec, P. 1970. Révision de *Phacops* (*Phacops*) *potieri* Bayle 1878 (Trilobites). *Bulletin de la Société Géologique de France,7*, **9**, (1969), 917-923.

Oliver, W. A. 1977. Biogeography of Late Silurian and Devonian Rugose Corals. *Palaeogeography, Plaeoclimatology, Palaeoecology*, **22**, 85-135.

Rábano, I. & Arbizu, M. 1999. Casos de malformaciones en trilobites de España. *Revista Española de Paleontología, nº extr. Homenaje al Prof. J. Truyols*, 109-113.

Schumann, D. 1966. Wachstum und Morphologie massiver Stöcke der Fistuliporidae (Bryozoa) -erläutert an *Fistulipora maculosa* (Hall, 1874). *Neues Jahrbuch für Geologie und PaläontologieAbhandlungen*, **125**, 103-117.

Sleumer, B. H. G. 1969. Devonian stromatoporoids of the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 44, 1-136.

Smeenk, Z. 1983. Devonain trilobites of the southern Cantabrian Moun-

tains (Northern Spain) with a systematic description of the Asteropyginae. *Leidse Geologiche Mededelingen*, **52**, 383-511.

Soto, F. 1975. Nota previa sobre los Hadrofílidos del Devónico de la Cordillera Cantábrica. *Breviora Geológica Astúrica*, **2**, 27-32.

Soto, F. 1981. *Synaptophyllum* aus dem Unterdevon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Mh.* 1981(**2**), 91-99.

Soto, F. 1982. *Synaptophyllum* (Rugosa) aus dem Unterdevon des Kantabrischen Gebirges (Colle, Prov. León). *Neues Jahrbuch für Geologie und PaläontologieAbhandlungen,* **163** (**2**), 236-238.

Soto, F. 1983. Hadrophyllinae (Coelenterata, Rugosa) del Devónico inferior de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Trabajos Geología*, **13**, 97-112.

Soto, F. 1986. Asociaciones coralinas del Devónico astur-leonés (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trabajos Geología*, **16**, 25-35.

Soto, F., Méndez-Bedia, I. & Fernández-Martínez, E. 1994. Construcciones arrecifales del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Revista Española de Paleontología*, **9**, 29-36.

Soto, F. & Kullmann, J. 1996. Hornförmige Einzelkorallen (Rugosa) vom Typ der 'Cyathaxonia-Fauna' im Unter-Emsium des östlichen Kantabrischen Gebirges, NW-Spanien. *Geobios*, **29**, 651-669.

Stel, J. H. 1975. The influence of hurricanes upon the quiet depositional conditions in the Lower Emsian La Vid Shales of Colle (NW-Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **49**, 475-486.

Tomczykowa, E. (1975). The trilobite subfamily Homalonotinae from the Upper Silurian and Lower Devonian of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, (1) **20**, 3-45.

Truyols, J., Alvarez, F., Arbizu, M. A., García-Alcalde, J. L., García-López, S., Martínez-Chacón, M. L., Méndez-Bedia, I, Méndez-Fernández, C. A., Menéndez, J. R., Sánchez de Posada, L. & Soto, F. 1984. Memoria explicativa de la Hoja número **104** (Boñar) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). *Instituto Geológico y Minero de España.*

Truyols-Massoni, M. 1981. Sobre la fauna de dacrioconáridos del Grupo La Vid (Devónico inferior, Cordillera Cantábrica, NO de España). *Breviora Geológica Astúrica*, **3-4**, 25-30.

Waters, J. A. 1990. The paleobiogeography of the Blastoidea (Echidermata). *In*: McKerrow, W. S. & Scotese, C. R. (eds.), *Palaeozoic Palaeogeography, Geological Society Memoir*, **12**, 339-352.

Vera de la Puente, C. 1989. Revisión litoestratigráfica y correlación de los Grupos Rañeces y La Vid (Devónico Inferior de la Cuenca Astur-Leonesa). *Trabajos de Geología*, **18**, 53-65.

Verneuil, E. de1850. Note sur les fossiles dévoniens du district de Sabero (Leon).*Bulletin de la Société Géologique de France, 2e série*, **7**, 156-186; *Extrait du bulletin de la Société Géologique de France, 2e série*, **7**, 20-50.

Westbroek, P., Neijndorff, F. & Stel, J. H. 1975. Ecology and functional morphology of an uncinulid brachiopod from the Devonian of Spain. *Palaeontology*, **18**, 367-375.

Westbroek, P., Yanagida, J. & Isa Y. 1980. Functional morphology of brachiopod and coral skeletal structures supporting ciliated epithelia. *Paleobiology*, **6**, 313-330.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

El concepto de *especie* en la obra del paleontólogo Florentino Azpeitia Moros (1859-1934)

R. M. Álvarez Halcón
Seminario de Historia de la Ciencia y de la Técnica de Aragón, Dpto. de Ciencias de la Documentación e Historia de la Ciencia, Universidad de Zaragoza, E-50009 Zaragoza

La vida y obra del paleontólogo español Florentino Azpeitia Moros (1859-1934) ha sido recientemente objeto de revisión crítica (Álvarez Halcón, 1997), si bien quedaron pendientes de un estudio más profundo algunos aspectos particularmente interesantes de este científico, entre los que cabe destacar sus ideas y planteamientos en torno al concepto de *especie*.

Florentino Azpeitia Moros fue un ingeniero de minas y destacado naturalista que estudió los minerales, las algas diatomeas, los moluscos y otros grupos de organismos y restos fósiles con exhaustivos análisis bibliográficos y apuntes historiográficos en 22 publicaciones científicas, discutiendo más de 1.600 taxones y citando 56 nuevos para la Ciencia. Fue profesor de paleontología y otras materias en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas (Madrid), estando asimismo agregado al entonces Instituto Geológico y Minero de España. Obtuvo honores y cargos relevantes en diversas instituciones y centros de investigación científicos, entre los que cabe citar su pertenencia a la Sección de Naturales de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Madrid, 1922) y su nombramiento de Profesor Honorario del Museo Nacional de Ciencias Naturales (Madrid, 1929).

A lo largo de su vida, Florentino Azpeitia Moros formó una colección de conchas de moluscos con unos 80.000 ejemplares y otra con más de 5.000 preparaciones microscópicas sistemáticas de diatomeas, actualmente ubicadas en el Museo Nacional de Ciencias Naturales y en el Instituto Tecnológico Geominero de España respectivamente, instituciones donde se encuentran depositados sus manuscritos científicos y los ejemplares de su biblioteca particular.

La figura paleontológica de Florentino Azpeitia Moros no ha sido muy conocida en el ámbito de la historia de la ciencia española debido, entre otras razones, al preponderante interés que han tenido los grandes personajes de la paleontología —y de las ciencias naturales en general— a modo de figuras históricas estandartes o ejemplarizantes, ocupando así una posición más relegada o incluso ignorada aquellos paleontólogos con una dedicación más discreta pero no por ello menos relevante en determinadas facetas o aspectos científicos concretos.

La producción bibliográfica de Florentino Azpeitia Moros estuvo dedicada fundamentalmente al estudio de las algas diatomeas y de los moluscos. La diatomología tuvo en España una gran tradición entre finales del siglo XIX y primer tercio del XX, pareja al desarrollo de las técnicas de microscopía y microfotografía ópticas, constituyendo una primera etapa micropaleontológica con ciertas aplicaciones industriales que quedaron relegadas con la aparición de la microscopía electrónica y la micropaleontología moderna (Molina, 1984). La malacología, todavía en la época de Florentino Azpeitia Moros, se caracterizaba por un marcado interés en la sistemática de los moluscos basada principalmente en el estudio de las conchas en lugar del animal en su conjunto (concha y partes blandas), con un significativo afán coleccionista.

Ambas disciplinas científicas, diatomología y malacología, se cultivan en la actualidad con metodologías y fundamentos teóricos muy distintos de los que se mantuvieron en el primer tercio del siglo XX, época en la que Florentino Azpeitia Moros desarrolló su producción científica, por lo que sus obras tienen hoy en día más bien un interés histórico-científico en lugar de una aplicación directa para la resolución de los problemas actuales en dichas materias. No obstante, sus principales obras diatomológicas y malacológicas poseen también un gran valor como repertorios bibliográficos y sus monografías malacológicas contienen todavía ciertos aspectos de actualidad y vigencia.

Como paleontólogo, Florentino Azpeitia Moros fue un caso atípico en su época por su dedicación simultánea al estudio de las diatomeas y de los moluscos fósiles y vivientes (Truyols, 1988: 48), algo que sin duda tiene origen en su temprano interés por coleccionar conchas de moluscos, lo que le permitió conocer pronto a los naturalistas más célebres de finales del siglo XIX y principios del XX, tanto a los pertenecientes al Cuerpo de Ingenieros de Minas como a los vinculados a la Sociedad Española de Historia Natural y al Museo de Ciencias Naturales. Florentino Azpeitia Moros fue discípulo del paleontólogo Lucas Mallada Pueyo (1841-1921) y continuador de la obra malacológica del Dr. Joaquín González-Hidalgo Rodríguez (1839-1923).

La producción bibliográfica de Florentino Azpeitia Moros es ciertamente irregular, marcada inicialmente por sus estudios diatomológicos en correspondencia con su ininterrumpida labor docente en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas entre 1896 y 1921, cuya principal obra es un estudio presentado con motivo del Congreso de Zaragoza de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, titulado "La Diatomología española en los comienzos del siglo XX" (Azpeitia Moros, 1911); y en los últimos años de su vida por una serie de trabajos monográficos sobre moluscos terrestres y de aguas continentales, destacando los titulados "Monografía de las *Melanopsis* vivientes y fósiles de España" (Azpeitia Moros, 1929) y "Conchas bivalvas de agua dulce de España y Portugal" (Azpeitia Moros, 1933). Además publicó algunos trabajos exclusivamente paleontológicos, entre los que cabe destacar el texto de su discurso de ingreso en la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas

y Naturales titulado "Significado y valor de las especies fósiles, como argumento en Geología, para la clasificación y distinción de los terrenos" (Azpeitia Moros, 1922).

Uno de los aspectos particularmente importantes en la obra de Florentino Azpeitia Moros es su marcada preocupación por el concepto de *especie*, una cuestión de gran importancia en la historia de las ciencias naturales y del pensamiento científico. El concepto de *especie* ha sido históricamente uno de los más polémicos y controvertidos, y a su vez objeto de debates que se mantienen todavía en nuestros días en el seno de la comunidad científica, por lo que su análisis histórico y filosófico está sujeto a interpretaciones y disquisiciones complejas.

Desde una perspectiva histórica, las ideas en torno al concepto de *especie* fluyen entre la especulación y el tratamiento empírico, no exentos ambos de la carga teórica derivada de las distintas tradiciones filosóficas en torno a la ciencia y la intepretación de la *Naturaleza*. Asimismo, el concepto de *especie* ha variado a lo largo de la historia junto con la diversificación de las ramas científicas, por lo que también podemos referirnos a distintas concepciones de la *especie* en función del tratamiento disciplinar desde el que se interprete, ya sea de tipo paleontológico o neontológico. En este sentido, uno de los principales méritos epistemológicos y metodológicos que trajo consigo la *Teoría Sintética de la Evolución*, a mediados del siglo XX, fue precisamente la unificación de la interpretación paleontológica y neontológica en un concepto estrictamente biológico de la *especie*, evitando generalizar ciertas denominaciones reductoras y utilitarias.

La evolución histórica del concepto de *especie* ha sido especialmente controvertida en el ámbito de la paleontología (Meléndez, 1988), básicamente por la dificultad histórica de interpretar de forma racional y con rigor científico el significado de los fósiles (Rudwick, 1987), pero también por la complejidad epistemológica y metodológica que implica interrelacionar adecuadamente los conocimientos geológicos y biológicos sobre la vida del pasado y del presente en un mismo marco teórico-práctico. El estudio del registro fósil, algo que en rigor corresponde a los científicos con formación especializada en paleontología, cualquiera que sea su titulación de origen, proporciona una información imprescindible para interpretar la evolución de los organismos que, afortunadamente, supera en gran medida ya en nuestros días la disociación entre geólogos y biólogos en cuanto a los conocimientos y aplicaciones técnicas en torno al concepto de *especie* se refiere, disociación que estaba todavía presente en el primer tercio del siglo XX. Por esta razón resulta interesante analizar lo que entendía por *especie* uno de los escasos paleontólogos que en España investigaba por igual los organismos del presente y los restos fósiles de organismos del pasado.

Florentino Azpeitia Moros realizó numerosas revisiones críticas de citas bibliográficas de especies y de taxones de otras categorías taxonómicas, con la intención doble de facilitar a los lectores un amplio repertorio de antecedentes bibliográficos y de presentar lo que a su juicio crítico eran taxones válidos. Su concepto de *especie* está por ello disperso a lo largo de toda su obra y de manera explícita en sus introducciones y en su discurso de ingreso en la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, de manera que se expondrá aquí sólo un breve resumen de los principales aspectos a considerar.

En primer lugar, es preciso tener en cuenta que Florentino Azpeitia Moros era fundamentalmente un taxónomo, de formación geológica aplicada a la minería como consecuencia de su paso por la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, de manera que a pesar de su destacado interés por los organismos del presente no llegó a investigar en materias tales como fisiología o anatomía de las partes blandas, por ejemplo; si bien conocía los avances en dichos estudios y para su tarea taxonómica tampoco tuvo necesidad de ir más allá del estudio de las preparaciones microscópicas sistemáticas de diatomeas y del análisis de la morfología de la concha de los moluscos.

Por otro lado, su preocupación por el concepto de *especie* no estuvo relacionada directamente con las clásicas disputas y controversias sobre las teorías geológicas (Hallam, 1985), ni entró en dicha polémica en el contexto de los debates ideológicos de todo tipo producidos en España (Pelayo López, 1991; Sequeiros, 1989). Tampoco tuvo especial interés en discutir aspectos relativos a la evolución de las especies en conexión con el concepto de *especie*, si bien su postura fue claramente darwiniana: apoyaba la idea de la mutación gradual de las especies y tenía la convicción de que era posible encontrar los *eslabones* que permitirían reconstruir la cadena evolutiva de los organismos a lo largo de la historia.

El concepto de *especie* que subyace en la obra de Florentino Azpeitia Moros está claramente condicionado por el sistema de clasificación que empleó en sus obras, basado en una concepción *nominalista* mediante la cual agrupa los distintos individuos objeto de estudio tratando de mostrar las pequeñas gradaciones que existen entre ellos, estableciendo *grupos* y *subgrupos* de *formas* en función de su afinidad morfológica, cada uno de los cuales es equiparable con una especie determinada.

Esta influencia *nominalista* en la concepción de las *clasificaciones* condujo a Florentino Azpeitia Moros a conceder gran importancia a la *paleontología estratigráfica*, aunque siempre sin disociar el concepto de *especie* en una interpretación paleontológica *versus* biológica, sino que expresamente defendió la unidad del concepto de *especie* para organismos y restos fósiles, siendo su distribución espacio-temporal el único criterio de diferenciación entre los mismos tratándose de la misma especie.

Sin embargo, esta misma influencia *nominalista* impidió que en sus obras monográficas sobre diatomeas y moluscos hubiera interpretaciones evolucionistas de la variabilidad intraespecífica, y por ello sus trabajos sobre sistemática se caracterizaron por tener una concepción *tipologista* de la *especie*, que ha sido algo habitual en la sistemática paleontológica durante el siglo XX (Melén-

dez, 1988, 154). En este sentido, las obras de Florentino Azpeitia Moros aportan numerosos y minuciosos detalles morfológicos de los individuos fósiles y recientes objeto de estudio; aunque, como señala (Meléndez, 1988: 154), esta concepción produce una pérdida de la noción de *estructura biológica de la especie* y de la idea de los *procesos evolutivos*, conceptos que no se desarrollaron plenamente en términos generales hasta la consolidación de la *Teoría Sintética de la Evolución*, años más tarde del fallecimiento de Florentino Azpeitia Moros, que se produjo en 1934.

Su concepción *tipologista* de la *especie* no impidió, sin embargo, que Florentino Azpeitia Moros diera el paso cualitativo de evitar aislar la investigación paleontológica de la neontológica, aunque obviamente sus obras no profundizan en los aspectos más biológicos que ya tenían ciertas monografías de otros autores de finales del primer tercio del siglo XX, ya sea debido a la imposibilidad metodológica que tenía en su época o como consecuencia de su formación científica, vinculada a la producción científica propia de finales del siglo XIX y principios del XX. Es por esta razón que resultan totalmente descontextualizadas las interpretaciones ahistóricas del contenido de sus obras, como son algunas críticas recientes en el campo de la malacología que transponen directamente a la actualidad conocimientos y métodos propios del primer tercio del siglo XX, condicionados por las concepciones de la *especie* anteriormente expuestas.

Otro aspecto importante en la obra de Florentino Azpeitia Moros, en relación con el concepto de *especie* y la tarea taxonómica, es su explícita e insistente oposición a la llamada *escuela moderna* o *nueva escuela francesa* de malacología consistente en la descripción de taxones tomando como referencia un mínimo de 3 caracteres constantes de importancia, de manera que el número de especies aumenta de manera explosiva, en contraposición a la escuela que a raíz de la aparición de la anteriormente citada pasó a denominarse *escuela antigua* o *clásica* que defendía la idea de la reunión de taxones de la categoría de especie (correspondiente a un mismo género) en una *especie única*. Florentino Azpeitia Moros, probablemente influido por el malacólogo Joaquín González-Hidalgo, se mantuvo totalmente disconforme a la nueva escuela francesa de malacología, pero no por ello aceptó la intepretación opuesta a ésta, de manera que para él primaba el prudente criterio del taxónomo, partiendo de su propia experiencia y de la contrastación de ésta con los conocimientos de otros autores.

En conclusión, el concepto de *especie* en la obra del paleontólogo Florentino Azpeitia Moros no deja de ser el habitual de la producción paleontológica del primer tercio del siglo XX, aunque con la particularidad de afrontar el estudio simultáneo de los organismos y de los restos fósiles, en buena parte motivado por la estrecha —y en cierto modo excepcional— relación que mantuvo con otros científicos formados en el estudio de los organismos del presente, lo que le proporcionó una concepción de la *especie* en gran medida más aproximada a una concepción biológica de la misma, en lugar de la idea clásica de *ancilla* de la geología que hubiera sido más coherente con su formación en ingeniería de minas, profesión que, por lo demás, apenas desempeñó en su vida profesional.

Bibliografía

Álvarez Halcón, R. M. 1997. Aproximación a la vida y obra del naturalista Florentino Azpeitia Moros (1859-1934). *Llull, Revista de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias y de las Técnicas*, **20**(38), 7-57.

Azpeitia Moros, F. 1908. La Diatomología española en los comienzos del siglo XX. En: Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, *Congreso de Zaragoza*, 4 (Sección 3.ª, Ciencias Naturales, 2.ª parte). Madrid, Imprenta de Eduardo Arias, 1-320, láms. I-XII.

Azpeitia Moros, F. 1922. Discurso del Ilmo. Señor D. Florentino Azpeitia y Moros. Significado y valor de las especies fósiles, como argumento en Geología, para la clasificación y distinción de los terrenos. En: Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, *Discurso leído en el acto de su recepción por el Ilmo. Señor D. Florentino Azpeitia y Moros y contestación del Excmo. Señor D. Daniel de Cortázar el día 19 de febrero de 1922*. Madrid, Imprenta de Estanislao Maestre, 5-62.

Azpeitia Moros, F. 1929. Monografía de las *Melanopsis* vivientes y fósiles de España. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **36**, I-XIX, 1-402, láms. I-XIV.

Azpeitia Moros, F. 1933. Conchas bivalvas de agua dulce de España y Portugal. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **38**(Tomo I), 1-458, y **39**(Tomo II), 459-763, láms. I-XXXVI.

Hallam, A. 1985. *Grandes controversias geológicas*. Labor, Barcelona.

Meléndez, G. 1988. Evolución histórica del concepto de especie en Paleontología. En: *Historia de la Paleontología*. Madrid, Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 141-184.

Molina, E. 1984. Introducción de la Micropaleontología en España. En: M. Hormigón (ed.), *Actas del II Congreso de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias* (Jaca, 27/9-1/10/1982), 2. Zaragoza, Sociedad Española de Historia de las Ciencias, 249-261.

Pelayo López, F. 1991. *Las teorías geológicas y paleontológicas durante el siglo XIX*. Historia de la Ciencia y de la Técnica, **40**. Akal, Madrid.

Rudwick, M. J. S. 1987. *El significado de los fósiles. Episodios de la Historia de la Paleontología*. Hermann Blume, Madrid.

Sequeiros, L. 1989. La Paleontología en España en el siglo XIX. *Llull, Revista de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias y de las Técnicas*, **12**(22), 151-180.

Truyols, J. 1988. Desarrollo histórico de la Paleontología contemporánea en España. En: *Historia de la Paleontología*. Madrid, Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 45-68

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

El Mioceno Superior de la Cuenca de la Cerdaña (Pirineos orientales)

E. Barrón[1], A. Arillo[2] y C. Diéguez[3]

[1] Dpto. Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 – Madrid. E-mail: ebarron@eucmos.sim.ucm.es

[2] Dpto. Biología Animal 1 (Entomología), Facultad de Biología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 – Madrid. E-mail: aarillo@teleline.es

[3] Museo Nacional de Ciencias Naturales - CSIC, José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 – Madrid. E-mail: mcnd187@mncn.csic.es

La comarca de la Cerdaña (Fig. 1) es una región conocida desde el siglo pasado por el contenido fosilífero que presentan sus sedimentos de edad Vallesiense y Turoliense (Mioceno Superior). Durante este tiempo, los Pirineos ya se encontraban constituidos y en la zona se desarrolló un sistema lacustre a causa de un conjunto de factores de tipo tectónico (Cabrera *et al.*, 1988). Las condiciones climáticas que existieron en esta región fueron montanas y templado-cálidas con un índice de precipitaciones elevado. En la comarca se desarrollaron laurisilvas y bosques mixtos de tipo mesofítico y de coníferas.

Desde el punto de vista geológico, se comenzaron a prospectar los materiales de la región de la Cerdaña a mediados del siglo pasado, ya que interesaba la explotación de los lignitos que afloraban en la zona. Fue Lyell (1834) quien señaló por primera vez la antigua presencia de un lago en la región. Posteriormente, Leymerie (1869) levantó en los depósitos lacustres dos secciones estratigráficas, que supuso pliocenas, mencionando en ambas la existencia de restos vegetales que no llegó a describir. En 1885, Déperet et Rérolle realizaron una descripción geológica de la región que completaba la de los trabajos anteriores.

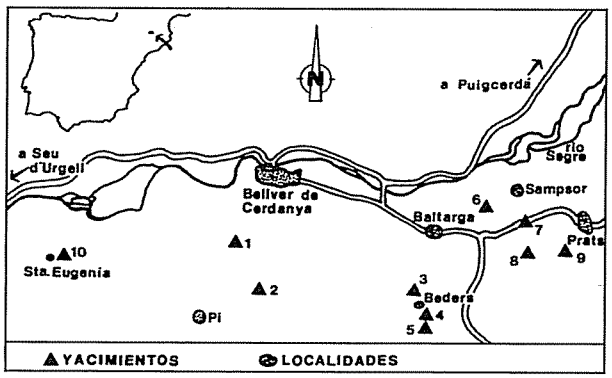


Figura 1. Situación geográfica de la Cerdaña. Se señalan algunos de los afloramientos históricos más conocidos. 1- Barranco de Salanca (=Bellver de Cerdanya). 2- Torrent de Vilella. 3- Camino de Balltarga a Bor (=Baltarga). 4- Beders (=Badés). 5- Torrent de la Bavosa. 6- Mina de Sampsor. 7- Coll de Saig. 8- Sant Salvador. 9- Prats. 10- Santa Eugenia.

A finales de Junio de 1880, Luis Mariano Vidal visitó la Cerdaña. Este Ingeniero de Minas se interesó principalmente, como habían hecho los investigadores anteriores, por la existencia de lignitos (Vidal, 1886). Por esta razón, visitó las minas a cielo abierto de Sanavastre y Prats, y la de Estavar, esta última en la Cerdaña francesa (Gómez-Alba, 1992a). Esta última mina tenía una producción de 1.000 a 1.500 toneladas anuales y surtía de carbón a gran parte de la comarca, incluído Pugcerdá (Gómez-Alba, 1992b). En la actualidad no existe, ya que fue rellenada en la década de los años veinte al decaer su explotación, y ahora está cubierta por prados y cultivos.

Los estudios geológicos de la zona fueron continuados por Astre (1927), Chevalier (1925), Dalloni (1930) y Boissevain (1934). En 1947, Solé Sabarís y Llopis Lladó (1947) publican la memoria explicativa de la hoja de Bellver (escala 1:50.000, hoja n° 216). En los años 50, Suñer (1954), realizó un estudio sedimentológico de los materiales miocenos que afloraban en el NE de la región.

Los estudios geológicos parecen detenerse hasta finales de los años 70. A partir de esta fecha y hasta finales de la década siguiente, hay que destacar las investigaciones geológicas llevadas a cabo por Gourinard (1977), Bech *et al.*(1981), Julià (1984), Pous *et al.*(1986), Roca (1986), Agustí y Roca (1987), De Las Heras *et al.*(1987), Ibáñez (1987), Cabrera *et al.*(1988) y Anadón *et al.*(1989), que abordaron aspectos estratigráficos, sedimentológicos, mineralógicos y tectónicos, y completaron el estudio geológico de la cuenca que se había iniciado en el siglo pasado.

Primeros descubrimientos paleontológicos

El primer trabajo que cita vegetales terciarios en España es el realizado por Areitio y Larrinaga en 1874. Este autor enumeró doce taxones procedentes de afloramientos de Murcia y Valencia. No obstante, el primer trabajo con descripciones taxonómicas y figuraciones que se realizó sobre una flora del Terciario español, fue el de Rérolle (1884-1885): *Études sur les végétaux fossiles de Cerdagne*. Además, este trabajo es el primero que se ocupa de los vegetales fósiles ceretanos. Este autor, con la ayuda de los paleobotánicos G.de Saporta y A.F. Marion, describió 39 especies, doce y dos variedades de ellas por primera vez: *Abies saportana*, *Parrotia gracilis*, *Zelkova subkeaki*, *Fagus pliocenica* Sap. var. *ceretana*, *Quercus hispanica* (Fig. 2, 2), *Alnus occidentalis* (Fig. 2, 7), *Tilia vidali*, *Populus canescens* Sm. (*pliocenica*), *Buxus sempervirens* L. var. *ceretana*, *Acer pyrenaicum* (Fig. 2, 6), Acer *magnini*, *Acer pseudocreticum*, *Acer subrecognitum*, *Trapa ceretana* (Fig. 2, 4) y *Potamogeton orbiculare*. Además, teniendo en cuenta los restos vegetales estudiados, dató por primera vez la edad de los sedimentos lacustres como messinienses.

El primer autor en detectar una gimnosperma de la familia Taxodiaceae en los materiales ceretanos fue Marion (1888) quien describió la especie *Doliostrobus rerollei* a partir de ramas con hojas pertenecientes a la especie *Cryptomeria rhenana* Kilpper y de una escama

seminal que podría pertenecer a una Pinaceae. Este autor relacionó de forma errónea todos estos restos con la familia Araucariaceae.

Gómez-Alba (1992a), tras revisar las libretas de campo de Luis Mariano Vidal, revela que este científico ya había determinado la presencia de materiales del Mioceno antes que Rérolle. Sin embargo, los resultados de sus investigaciones (Vidal, 1886) no fueron dados a conocer hasta un año después de la publicación del paleontólogo francés.

Rérolle (1884-1885) mencionó por primera vez la presencia de restos de mamíferos en la zona, citando en la mina de Estavar los restos de un ejemplar de *Felis* sp., e *Hipparion* sp. en la de Prats. Un año después, Depéret et Rérolle (1886), continuaron el estudio paleontológico de la Cerdaña describiendo restos de mamíferos procedentes de los lignitos de Prats y Estavar que asignaron a las siguientes especies: *Sus major* P. Gervais, *Hipparion gracile* Kaup, *Castor* (*Chalicomys*) jægeri Kaup, *?Ictitherium* sp., *Mastodon* sp. La primera de estas especies se halló en los lignitos de la cuenca de Bellver, la segunda en los de Prats y el resto en los de Estavar. Por último, estos autores describieron por vez primera la variedad *pyrenaïcus* de la especie *Amphicyon major* Lartet recolectada en los lignitos de Estavar. Almera y Bofill (1889) añaden el hallazgo de *Deinotherium bavaricum* y *Mastodon angustidens* en la mina de Estavar.

Estudios paleontológicos durante el siglo XX

Paleobotánicos

Rérolle (1884-1885) nunca expuso la localización de los yacimientos de donde obtuvo los macrorrestos vegetales analizados en su trabajo, aunque suponemos que proceden de los alrededores de la localidad de Bellver de Cerdanya. Estos afloramientos fueron localizados por Villalta y Crusafont (1945), quienes recogieron gran cantidad de material y elevaron a ochenta y una las especies descritas y citadas en la Cerdaña. Los ejemplares estudiados por estos autores están integrados hoy en día en las colecciones del Instituto Tecnológico Geominero de España y el Museu de Geologia de Barcelona (colección J.F. Villalta). Los vegetales recogidos fueron utilizados en la memoria explicatica de la hoja de Bellver realizada por Solé Sabarís y Llopis Lladó (1947).

Posteriormente, la doctora J. Menéndez Amor se hizo cargo del estudio de los restos vegetales del Mioceno ceretano publicando cuatro trabajos (Menéndez Amor, 1948, 1950, 1955, 1958), cuyo objetivo fue su Tesis Doctoral, que se publicó en 1955 con el título: *La depresión ceretana española y sus vegetales fósiles. Característica fitopaleontológica del Neógeno de la Cerdaña española.* Parte del material estudiado por esta autora fue recogido y figurado por Carazo y Viloria (1946), encontrándose todo él formando parte de las colecciones del Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC).

Como resultado de sus investigaciones, la autora mencionada elevó el número de taxones vegetales a ciento sesenta y cinco. Describió dos especies nuevas, una incluida en las algas caroficeas (*Nitella preflexilis*), y otra en el conjunto de las angiospermas (*Viburnum ceretanum*).

Los estudios de macrorrestos vegetales se interrumpieron hasta finales de los años 70 y la primera mitad de los año ochenta. En este intervalo temporal se realizan un conjunto de revisiones realizadas por Álvarez Ramis y Sanz Peciña (1979), Álvarez Ramis *et al.* (1979), Sanz de Siria (1980), Álvarez Ramis (1981), Álvarez Ramis y Golpe-Posse (1981), Álvarez Ramis (1983) y Sanz de Siria (1985). Estos autores trataron de completar el estudio paleobotánico de la zona, obteniendo conclusiones de tipo paleoecológico y paleoclimatológico.

Álvarez Ramis (1981) redujo el número de especies fósiles vegetales de ciento sesenta y cinco a ciento dieciocho, aunque citó treinta y cinco por primera vez en la zona. Además, esta misma autora en un trabajo posterior (Álvarez Ramis, 1983), realizó un análisis porcentual de los grupos taxonómicos (criptógamas, gimnospermas y angiospermas) y de morfologías (superficie de restos foliares y tipo de margen de estos), y, como conclusión, hizo una reconstrucción del paleoambiente de la región.

El primer estudio palinológico de los materiales sedimentarios de la Cerdaña fue llevado a cabo sobre lignitos de las minas de Sampsor y Estavar por Jelgersma (1957), que citó 31 taxones, y expuso que los resultados por él obtenidos coincidían con las investigaciones realizadas sobre faunas de mamíferos, las cuales atribuían los materiales de Estavar al Vindoboniense y los de Sampsor al Pontiense. Este autor lamentó no haber podido tener acceso a un mayor número de muestras de Estavar por haberse suspendido la extracción de lignitos de su mina. Mucho más adelante, Sole de Porta et de Porta (1984) volvieron a analizar de nuevo en el trabajo de Jelgersma, sin profundizar más en el tema.

Los trabajos palinológicos fueron retomados por Bessedik (1985) en su Tesis Doctoral, quien estudió tres niveles de la mina de Sampsor y cinco de la de Sanavastre, reconociendo noventa y ocho taxones. El objetivo de este trabajo fue ampliar la información paleoecológica del Mioceno del NO del Mediterráneo. Este autor data los materiales de las dos minas de lignito como tortonienses.

Con posterioridad, Baltuille *et al.* (1992) realizaron un trabajo palinológico desde un punto de vista bioestratigráfico. Estos autores compararon el contenido palinológico de tres muestras de la cuenca de la Cerdaña con el de varias cuencas neógenas de Turquía, y concluyeron que una de ellas debería relacionarse con una asociación *Akça* (Plioceno) y las otras dos con la asociación *Kizilhisar* (Tortoniense-Messiniense).

Debemos mencionar también la existencia de dos trabajos sobre el contenido diatomológico de los sedimentos

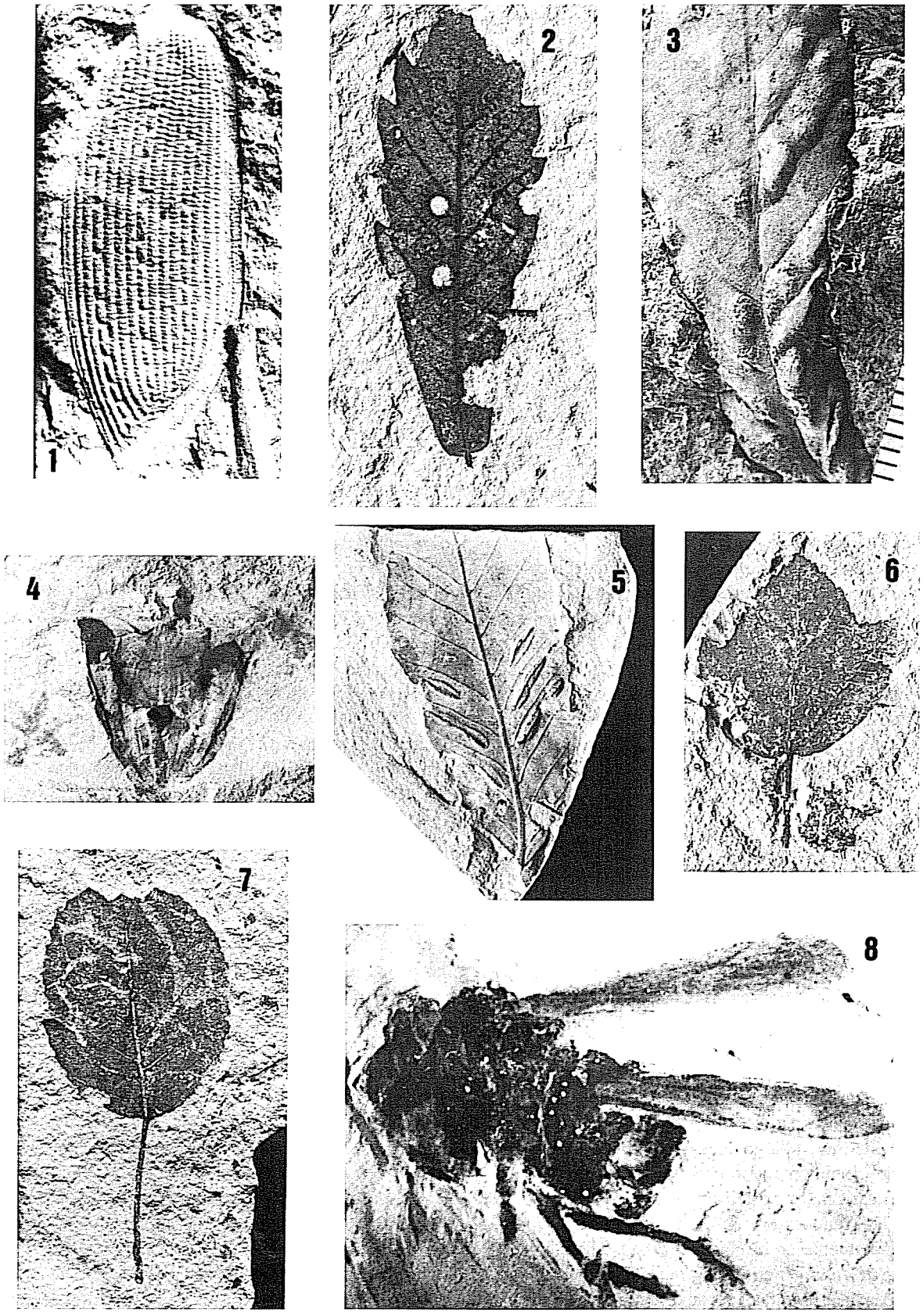


Figura 2. Algunos taxones descritos en la Cerdaña. 1- *Campalita deplanatum* Heer, MGBV-10351, x4. 2- *Quercus hispanica* Rérolle, con agallas de *Neuroterus* sp., MNCNV-3532, x1. 3- *Eriophyes vilarrubiae* Villalta sobre una hoja de *Quercus drymeja* Unger, MGBV-10355, x2,5. 4- *Trapa ceretana* Rérolle, MGM-1085M, x1,5. 5- *Mikiola pontiensis* Villalta sobre una hoja de *Fagus pristina* Saporta, MGBV-10355, x1. 6- *Acer pyrenaicum* Rérolle, MNCNV-6695, x1. 7- *Alnus occidentalis* Rérolle, MNCNV-4371, x1. 8- *Vespula* sp., MNCNVI-20552, x4.

lacustres ceretanos (Rodríguez Mellado y Menéndez Amor, 1948; Margalef, 1957).

Los trabajos paleobotánicos se reinician en la década de los noventa a raíz de la Tesis doctoral de E. Barrón, *Estudio tafonómico y análisis paleoecológico de la macro y microflora miocena de la Cuenca de la Cerdaña*, defendida en la Universidad Complutense de Madrid a principios del año 1996. A raíz de esta Tesis se han publicado un buen número de trabajos sobre el contenido paleobotánico de los afloramientos ceretanos poniendo al día algunos grupos taxonómicos (Barrón, 1992a, 1992b, 1996a, 1996b, 1998; Barrón y Diéguez, 1994), describiendo desde un punto de vista palinológico los perfiles de algunas de las localidades mineras y/o fosilíferas clásicas (Barrón, 1996c, 1997a, 1997b), tratando de datar los materiales fosilíferos a partir de los restos vegetales (Barrón y Diéguez, 1997), y estudiando algunos de los afloramientos más conocidos de forma mixta, considerando los datos aportados por los palinomorfos y por los macrorrestos, para un mejor conocimiento de las condiciones paleoecológicas y paleoambientales que existieron en la región (Barrón, 1999a, 1999b, 1999c).

Entre los macrorrestos estudiados han aparecido restos foliares con señales de infección por insectos (Fig. 2, 2-3, 5) y hongos. Estos han dado lugar a interesantes trabajos acerca de agallas fósiles (Villalta, 1957; Fernández Marrón, 1978; Diéguez *et al.*, 1996).

Finalmente, se han realizado tres trabajos acerca de los procesos tafonómicos que pudieron sufrir los restos vegetales que se conservan en los sedimentos lacustres (Barrón, 1993; Martín Closas, 1995; Barrón, 1996d).

Paleoentomológicos

La presencia de restos fósiles de insectos constituye una de la más notables peculiaridades de los yacimientos fosilíferos de la Cerdaña. Sin embargo su descubrimiento es tardío respecto al de los vertebrados y plantas. El primer trabajo en el que se citan fósiles de insectos es el ya referido de Villalta y Crusafont (1945) en el que, como apéndice al material paleobotánico, incluyen una pequeña reseña de insectos con algunos ejemplares figurados; concretamente citaron los órdenes Hymenoptera (familias Formicidae y Scolidae), Hemiptera (figuran un posible Pentatomidae citado como *Pentatoma*?), Neuroptera y Lepidoptera. Sin embargo, los ejemplares citados como Neuroptera y Lepidoptera no corresponden a estos órdenes siendo estudiados posteriormente por Arillo y Bremond (1992a) quienes los reubican en los órdenes Odonata (concretamente en el género *Lestes*) y Trichoptera (posiblemente en el género *Phryganea*). Este material se encuentra en la actualidad en la colección Villalta del Museu de Geologia de Barcelona.

Más adelante, Carazo y Viloria (1946) tras visitar los afloramientos ceretanos, vuelven a citar la presencia de insectos fósiles, explicando que el material recolectado fue enviado al Museo Nacional de Ciencias Naturales. En la actualidad este material se encuentra perdido.

Años más tarde, Villalta (1957, 1962) publica dos trabajos, el primero sobre agallas y el segundo sobre el orden Coleoptera. En el segundo describe la interesante especie *Calcophora espanoli* (Buprestidae) y cita las familias Carabidae (Fig. 2, 1), Tenebrionidae, Curculionidae y Aphodinidae.

A partir de este momento el estudio de los insectos de la Cerdaña se interrumpe durante tres décadas, reanudándose a principios de los noventa con la publicación de una docena de artículos sobre este tema: Arillo y Bremond (1992a, 1992b), Arillo *et al.* (1992), Nel (1991a, 1991b, 1993), Nel et Paicheler (1993), Nel *et al.* (1994, 1996, 1999), Ortuño y Arillo (1995, 1999).

Hasta la actualidad han sido citados los siguientes órdenes: Odonata, Isoptera, .Hemiptera, Raphidioptera, Coleoptera, Hymenoptera (Fig. 2, 8), Trichoptera y Diptera. Asímismo, Bellver de Cerdanya es la localidad típica de las siguientes especies:

Orden Odonata
Stenolestes hispanicus Nel, 1991
Cerdanyagrion miocenicus Nel, Arillo et Martínez-Delclòs, 1996
Aeshna cerdanica Nel et Martínez-Delclos, 1994
Trithemis pseudodistanti Nel, 1991

Orden Raphidioptera
Miofibla cerdanica Nel, 1993

Orden Coleoptera
Calcophora espanoli Villalta et Crusafont, 1945

Una recopilación de todos los taxones de insectos citados en la Cerdaña puede consultarse en Peñalver *et al.* (1999)

Vertebrados fósiles

A mediados de este siglo Villalta et Crusafont (1947) retoman el estudio de los vertebrados que aparecían en la mina de Estavar, recolectándose un mayor número de restos de mamíferos. Tras su clausura, se realizaron varias revisiones del material paleontológico (Golpe-Posse, 1979; Agustí y Roca, 1987), concluyéndose la siguiente lista taxonómica: *Chalicomis jaegeri* (Kaup), *Amphicyon major pyrenaicus* Depéret et Rérolle, *Progenetta* sp., *Chalicotherium grande* (Lartet), *Dicerorhinus scheleiemarcheri* Kaup, *Tetralophodon longirostris* (Kaup) y *Deinotherium* aff. *laevius* Jourd. (Agustí et Roca, 1987).

Según estos últimos autores, la presencia de *Dicerorhinus scheleiemarcheri* permite la adscripción de Estavar al Vallesiense. El límite superior de los materiales de Estavar viene acotado por la presencia de *Amphicyon major* y *Chalicotherium grande*, que en Cataluña no sobrepasan el Vallesiense superior. Así pues, la localidad de Estavar debe ser adscrita al Vallesiense sin que se pueda especificar su carácter superior o inferior.

En las localidades de Sanavastre, Prats y Sampsor, Santa Eugenia y Llivia también han aparecido restos macroscópicos de vertebrados típicos del Vallesiense. Por ejemplo, fragmentos esqueléticos de *Hipparium primigenium catalaunicum* Pirlot, han sido hallados en Sanavastre, Prats y Sampsor.

Golpe-Posse (1981) atribuye el material descrito por Depéret et Rérolle (1885) como *Sus major*, a la especie *Microstonyx antiquus* Kaup, que permite datar los materiales de la localidad de Santa Eugenia como Vallesiense superior. En Llivia, la presencia de *Euprox dicranocerus* dataría esta localidad como Vallesiense inferior (Agustí y Roca, 1987).

Por último, únicamente se ha estudiado una localidad fosilífera (Can Vilella) desde el punto de vista de su contenido en micromamíferos. Según Agustí y Roca (1987) estos restos de micromamíferos pertenecen a los siguientes taxones: Soricidae indet., *Apodemus gudrunae* Van der Weerd, *Kowalskia* sp., *Epimeriones* aff. *austriacus* Daxner-Höck, *Sminthozapus janossy* Sulimsky, *Muscardinus* aff. *vireti* Mein & Hugueney y *Prolagus michauxi* López.

La situación de Can Vilella en el marco biostratigráfico de Europa puede ser establecida de acuerdo con la presencia de *Apodemus gudrunae*, que permite la adscripción del afloramiento al Turoliense superior, zona MN 13.

Bibliografía

Agustí, J. y Roca, E. 1987. Síntesis bioestratigráfica de la fosa de la Cerdanya (Pirineos orientales). *Estudios geológicos*, **43**, 521-529.

Almera, J. y Bofill, A. 1889. Recientes descubrimientos paleontológicos en Cataluña. *Crónica científica*, **12**, 1-5.

Álvarez Ramis, C. 1981. Paleoclima de las cuencas pontienses del Pirineo catalán. *Anais do II Congreso Latino-Americano de Paleontologia, Porto Alegre.*, 553-564.

Álvarez Ramis, C. 1983. La biometría foliar en la determinación de paleoclimas terciarios. *Libro Jubilar J. M. Ríos. Contribución a Temas generales*, **3**, 137-146.

Álvarez Ramis, C. y Golpe-Posse, J. M. 1981. Sobre la paleobiología de la cuenca de Cerdanya (depresiones pirenaicas). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica).*, **79**, 31-44.

Álvarez Ramis, C. y Sanz Peciña, A. 1979. Determinación del paleoclima de la cuenca miocénica de "la Cerdaña" por el estudio de la morfología foliar. *Real Sociedad Española de Historia Natural, IV Reunión Bienal. Sección Geológica*, Com. n° C-6.

Álvarez Ramis, C., Golpe-Posse, J. M. y Sanz Peciña, A. 1979. Sobre la paleobiología de la cuenca de Cerdanya (depresiones pirenaicas). *Real Sociedad Española de Historia Natural, IV Reunión Bienal. Sección Geológica*, Com. n° C-4.

Anadón, P., Cabrera, L., Julià, R., Roca, E. & Rosell, L. 1989. Lacustrine oil-shale basins in tertiary grabens from N.E. Spain (Western European Rift System). *Palaeontogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, **70**, 7-28.

Areitio y Larrinaga, A. 1874. Enumeración de plantas fósiles españolas. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, **3**, 225-259.

Arillo,, A. y Bremond, C.S. 1992a. Nota sobre la presencia de un Tricóptero y un Odonato en el Mioceno Superior de la depresión Ceretana. *Boletín Geológico y Minero*, **103**(6), 984-988.

Arillo, A. y Bremond, C.S. 1992b. La entomofauna fósil del Mioceno Superior de la depresión Ceretana. Hymenoptera. *Graellsia*, **48**, 99-107.

Arillo, A., Bremond, C.S. y Barrón, E. 1992. La entomofauna fósil del Mioceno superior de la depresión Ceretana. Dipteros. 553-561. *In*: Alemany, A. (ed.), Historia *Natural '91*, Universitat des Illes Balears, Palma de Mallorca.

Astre, G. 1927. Le bassin neogène de Bellver. *Bulletin de la Societé d'Histoire Naturelle de Toulouse.*, **56**, 231-258.

Baltuille, J. M., Becker-Platen, J. D., Benda, L. & Ivanovic Calzaga, Y. 1992. A contribution to the subdivision of the Neogene in Spain using palynology. *Newsletter on Stratigraphy*, **27**(1/2), 41-57.

Barrón, E. 1992a. Presencia de *Fraxinus excelsior* Linné (Oleaceae, Gentianales) en el Mioceno Superior de la Depresión Ceretana. Implicaciones tafonómicas y paleoecológicas. *Revista Española de Paleontología*, **7**(2),101-108.

Barrón, E. 1992b. La presencia del género Acer, L. (Aceraceae, Sapindales, Rosidae) en el Mioceno Superior de la Depresión Ceretana (Lérida). 543-551. *In*: Alemany, A. (ed.), Historia *Natural '91*, Universitat des Illes Balears, Palma de Mallorca.

Barrón, E. 1993. Thaphonomic studies of the plant remains from the Ceretana Basin (Lérida, Spain). *Kaupia*, **2**, 127-132.

Barrón, E. 1996a. Caracterización del género *Acer* L. en el Vallesiense de la Cerdaña (Lérida, España). *Boletín Geológico y Minero*, **107**-1,38-54.

Barrón, E. 1996b. Caracterización de la familia Betulaceae S. F. Gray (Magnoliophyta), en el Vallesiense (Neógeno) de la Cerdanya (Lleida, España). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, **5**,171-211.

Barrón, E. 1996c. Aspectos paleoecológicos de tres afloramientos de facies de abanicos aluviales del Mioceno Superior lacustre de la Cerdaña (España). 19-23. *In*: Ruíz Zapata, B. (ed.), *Estudios palinológicos*. Universidad de Alcalá de Henares.

Barrón, E. 1996d. Sesgos en la distribución de palinomorfos en el registro fósil. Ejemplos del lago mioceno de la Cerdaña (España). 47-54. *In*: Meléndez-Hevia, G., Blasco Sancho, Mª, F. y Pérez Urresti (eds.), *II Reunión de Tafonomía y Fosilización*, Fundación Fernando el Católico, Zaragoza.

Barrón, E. 1997a. Estudio palinológico de la mina de lignito vallesiense de Sanavastre (La Cerdaña, Gerona, España). *Revista Española de Micropaleontología*, **29** (2), 149-167.

Barrón, E. 1997b. Estudio palinológico de la mina de lignito vallesiense de Sampsor (La Cerdaña, Lérida, España). *Revista Española de Paleontología*, **12**(1),91-101.

Barrón, E. 1998. Presencia del género Quercus Linné (Magnoliophyta) en el Vallesiense (Neógeno) de la Cerdaña (Lérida, España). *Boletín Geológico y Minero*, **109**-2, 121-150.

Barrón, E. 1999a. Estudio paleobotánico del afloramiento vallesiense (Neógeno) del torrente de Vilella (La Cerdaña, Lérida, España). Aspectos tafonómico y paleoecológicos. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica), **94**(3-4), 41-61.

Barrón, E. 1999b. Estudio paleobotánico, reconstrucción paleoambiental y aspectos tafonómicos del afloramiento vallesiense de Coll de Saig (La Cerdaña, Lérida, España). *Revista Española de Paleontología*, **N° extraordinario Homenaje al Prof. J. Truyols, junio**, 77-88.

Barrón, E. 1999c. Estudio paleobotánico del afloramiento vallesiense (Neógeno) del barranco de Salanca (La Cerdaña, Lérida, España). Aspectos paleoecológicos. *Anales del Jardín Botánico de Madrid* (in press).

Barrón, E. & Diéguez, C. 1994. Neogene species of the genus *Fagus* L. from La Cerdaña (Lérida, Spain). Taxonomic conclusions and phylogenetic considerations. *Anales del Jardín Botánico de Madrid*, **52**(1), 21-32.

Barrón, E. y Diéguez, C. 1997. Importancia bioestratigráfica de los restos vegetales en el Neógeno. Ejemplo de la cuenca vallesiense de la Cerdaña (España). 53-56. *In*: Calvo, J.P. y Morales, J. (eds.), *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*, Universidad Complutene de Madrid.

Bech, J., Tomàs, X. i Vallejo, V. R. 1981. Dades mineralògiques del jaciment fossilifer de la font del Talló per a l'estudi paleoecològic de la conca miocènica de Bellver. *Treballs della Institució Catalana d'Historia Natural*, **9**, 79-82.

Bessedik, M. 1985. *Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la Palynologie.* Thèse d'État. Académie de Montpellier. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 162 pp.

Boissevain, H. 1934. Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Segre (Pyrenées catalanes). *Bulletin de la Societé d'Histoire Naturelle de Toulouse.*, **66**(1), 33-17.

Cabrera, L., Roca, E. & Santanach, P. 1988. Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (Eastern Pyrenees). *Journal of the Geological Society of London.*, **145**, 261-268.

Carazo, F. y Viloria, J. 1946. Noticias sobre los yacimientos fosilíferos de las margas miocenas del valle de la Cerdaña. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **44**, 575-578.

Chevalier, M. 1925. Note sur les terrains néogènes de la Cerdagne. *Butlletí della Institució Catalana d'Historia Natural*, 2ª ser., **25**(5), 126-138.

Dalloni, M. 1930. Étude géologique des Pyrenées catalanes. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille.*, **26**(2), 1-373.

De Las Heras, X., Grimalt, J. O., Albaigés, J., Julià, R. & Anadón, P. 1987. Origin and diagenesis of the organic matter present in miocene freshwater lacustrine phosphates (Cerdanya Basin, Eastern Pyrenees). *"Advances in organic Geochemistry, 1987". Organic Geochemistry*, 1-21.

Depéret, CH. et Rérolle, L. 1885. Note sur la géologie et sur les mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. *Bulletin de la Societé Géologique de France*, 3ème ser., **13**, 488-506.

Diéguez, M.C., Nieves-Aldrey, J.L. & Barrón, E. 1996. Fossil galls (zoocecids) from the Upper Miocene of La Cerdaña (Lérida, Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **94**, 329-343.

Fernández Marrón, M. T. 1978. Los hongos epifilos del Terciario español: especies determinadas en yacimientos del valle del Alto Segre (Lérida). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **76**, 49-55.

Golpe-Posse, J. M. 1979. Sobre la bioestratigrafía de las cuencas de Cerdanya, s. a., y de la Seu d'Urgell (Depresiones pirenaicas). *Butlletí Informatiu de l'Institut Paleontologic de Sabadell.*, any **11**(1-2), 25-28.

Golpe-Posse, J. M. 1981. Los mamíferos de las cuencas de Cerdanya y Seu d'Urgell (depresiones pirenaicas) y sus yacimientos; Vallesiense Medio-Superior. *Boletín Geológico y Minero*, **92**(2), 25-28.

Gómez-Alba, J. (1992a): *Luis Mariano Vidal (1842-1922). Selección de Obras. Biografía.* Museu de Geologia, Ajuntament de Barcelona (ed.), 178 pp.

Gómez-Alba, J. (1992b): *Catálogo razonado de los yacimientos con vertebrados fósiles de España del Museo de Geología de Barcelona (Historia de la Institución).* Tesis doctoral (inédita), pp. I-XII + 1-595.

Gourinard, Y. 1977. Sur la stratigraphie des dépots néogènes de Cerdagne (Pyrénées-orientales franco-espagnoles). *Bulletin de la Societé d'Histoire Naturelle de Toulouse*, **113**(2), 284-288.

Ibáñez, R. 1987. El jaciment fossiliferde "Coll de Saig" (Cerdanya). *Mineralogistes de Catalunya.*, any VIII, **3**(7),196-201.

Jelgersma, S. 1957. Investigaciones palinológicas de lignitos terciarios procedentes de Cerdaña y del Valle de Arán (Pirineos españoles). *Cursillos y conferencias del Instituto Lucas Mallada.*, **4**, 159-162.

Julià, R. 1984. Síntesis geológica de la Cerdanya (Girona). 95-98. *In*: C.S.I.C. (ed.), *El Borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y Geodinámica de las depresiones neógenas*, Granada.

Leymerie, M. A. 1869. Rècit d'une exploration géologique de la vallée de la Sègre. *Bulletin de la Societé Géologique de France*, **26**(5), 604-666.

Lyell, C. H. 1834. On a freshwater formation containing lignite in Cerdagne in the Pyrenées. *Geological Society*, **10**(2), 21-22.

Margalef, R. 1957. Paleoecología del lago de la Cerdaña. *Publicaciones del Instituto de Biología Aplicada*, **25**, 131-137.

Marion, A. F. 1988. *Doliostrobus stembergii*, nouveau genre de conifères fossiles tertiaires. *Annales des Sciences Géologiques*, **20**(3), 1-17.

Martín-Closas, C. 1995. Plant taphonomy of la Cerdanya Basin (Vallesian, Pyrenees). *Géobios*, **M.S. 18**, 287-298.

Menéndez Amor, J. 1948. Notas preliminares al estudio sobre la flora terciaria de la Cerdaña española. *Las Ciencias*, año 13, nº **4**, 782-787.

Menéndez Amor, J. 1950. Flora fanerogámica del Terciario y su extensión en la Península. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **48**(2), 155-166.

Menéndez Amor, J. 1955. La depresión ceretana española y sus vegetales fósiles. Característica fitopaleontológica del Neógeno de la Cerdaña española. *Memorias de la Real Academia de Ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid, serie Ciencias Naturales*, **18**, 1-344.

Menéndez Amor, J. 1958. Breve estudio crítico sobre la flora neógena de la Cerdaña Ilerdense. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **50**, 133-146.

Nel, A. 1991a. Un nouvel odonate fossile du miocène de Bellver de Cerdana (Espagne) (Odonata, Libellulidae). *Entomologia gallica*, **2**(3), 129-130.

Nel, A. 1991b. Description de quelques Sieblosiidae fossiles nouveaux (Odonata, Zygoptera, Lestoidea). *Nouvelle Revue de Entomologie*, **8**(4), 367-375.

Nel, A. 1993. Nouveaux Raphidioptères fossiles du Cénozoïque de France et d'Espagne (Raphidioptera, Raphidiidae, Inocelliidae). *EPHE, Biologie et Evolution des Insectes.* **6**, 99-108.

Nel, A., Arillo, A. & Martínez-Delclòs, X. 1996. New fossil Odonata (Insecta) from the Upper Miocene of France and Spain. (Anisoptera and Zygoptera). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontogie Abhandlungen,* **199**(2), 167-219.

Nel, A., Martínez-Delclòs, X., Arillo, A. & Peñalver, E. 1999. A review of the Eurasian fossil species of the bee *Apis. Paleontology*, **42**(2), 243-285.

Nel, A., Martínez-Delclòs, X., Escuille, F. et Brisac, P. 1994. Les Aeshnidae fossiles: état actuel des connaissances. (Odonata, Anisoptera). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontogie Abhandlungen,* **194**, 143-186.

Nel, A. et Paicheler, J.C. 1993. Les isoptera fossiles. Etat actuel des connaissances, implications paléoécologiques et paléoclimatologiques. (Insecta, Dictyoptera). *Cahiers de Paléontologie,CNRS*, 102-179.

Ortuño, V.M. y Arillo, A. 1995. La Entomofauna del Mioceno Superior de la depresión ceretana (Lleida, NE de España). Coleópteros I. *Boletín Geológico y Minero*, **106**(5), 407-414.

Ortuño,V.M. y Arillo, A. 1999. Presencia del género *Dicerca* (Coleoptera, Buprestidae) en el Mioceno Superior de la depresión Ceretana (Lleida, EN de España). *Acta Geologica Hispanica* (en prensa).

Peñalver,E., Martínez-Delclòs,X. y Arillo,A. 1999. Yacimientos de insectos fósiles en España. *Revista Española de Paleontología* (en prensa).

Pous, J., Julià, R. & Sole Sugrañes, L. 1986. Cerdanya basin geometry and its implications on the neogene evolution of the Eastern Pyrenees. *Tectonopysics*, **129**, 355-365.

Rérolle, M. L. 1884-1885. Études sur les végétaux fossiles de Cerdagne. *Revue des Sciences Naturelles de Montpellier.*, 3ème ser., **4**, 167-191, 252-298, 368-386.

Roca, E. 1986. *Estudi geologic de la fossa de la Cerdanya.* Tesis de Licenciatura. Dpto. de Geomorfología y Tectónica, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, 109 pp.(Inédita) .

Rodríguez Mellado, M. T. y Menéndez Amor, J. 1948. Microflora fósil de Bellver. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **46**, 69-85.

Sanz de Siria, A. 1980. Plantas miocénicas de Sanavastre (Gerona). Depresión de Cerdaña. *Butlletí Informatiu de l' Institut Paleontologic de Sabadell*, **12**, 45-50.

Sanz de Siria, A. 1985. Datos para el conocimiento de las floras miocénicas de Cataluña. *Paleontologia i Evolució*, **19**, 167-177.

Sole de Porta, N. et De Porta, J. 1984. État actuel des connaissances palynologiques du Tertiaire de l'Espagne. *Revue de Paléobiologie*, **vol. spec.**, 209-219.

Solé Sabarís, L. y Llopis Lladó, N. 1947. *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Explicación de la hoja nº 216. Bellver.* Tip. y lit. Coullaut. Madrid. 109 pp.

Suñer, E. 1954. El Mioceno del extremo NE. de Cerdaña (Prov. de

Gerona). *Memorias y Comunicaciones del Instituto de Geología de Barcelona*, **11**, 75-83.

Vidal, L. M. 1886. Reseña geológica y minera de la Provincia de Gerona. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **13**, 209-284, 291-380.

Villalta, J.F. 1957. Dos zoocecidias fósiles del Mioceno de Cerdaña (prov. de Lérida). *Cursillos y conferencias del Instituto Lucas Mallada*, **4**, 63-64.

Villalta, J.F. 1962. Dos Coleópteros fósiles procedentes de la depresión de Cerdanya (Lérida). *Estudios geológicos*, **18**, 105-109.

Villalta, J.F. y Crusafont, M. 1945. La flora miocénica de la depresión de Bellver. *Ilerda*, **3**(2), 339-353.

Villalta, J.F. et Crusafont, M. 1947. Les gisements de mammifères du Néogène espagnol. *Comptes Rendus Sommaries de la Societé Géologique de France*, 28-30.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La obra científica de D. Lucas Mallada y Pueyo en su contexto histórico-social

E. Cabezas Olmo
C/ Madre María Gallart, 1; 46780 Oliva (Valencia)

Contrariamente a los planteamientos normativos de Karl Popper o Imre Lakatos, algunos filósofos de la ciencia como N.R Hanson, Feyerabend o Thomas S. Kuhn destacaron las complejas interrelaciones que se hallaban entre ciencia y sociedad. Como seres humanos que eran, los científicos aparecían inmersos en una cultura, luchando con todos los curiosos instrumentos de deducción que permite la mente (Gould, 1992), por lo que las adhesiones a un determinado paradigma científico quedaban pautadas por motivos psico-sociales (Kuhn, 1971; 1989).

El presente trabajo va a desarrollarse bajo las directrices de tal visión historicista, lo que conlleva a meditar en qué medida la labor científica de Don Lucas Mallada y Pueyo fue hija de su tiempo, además de ser heredera del punto de vista del Catastrofismo, un sistema geológico anterior.

Los fundamentos de la Revolución Francesa, en verdad, influyeron en la interpretación que dieron a principios del siglo XIX los geólogos continentales (liderados por Georges Cuvier y conocidos como catastrofistas) en torno a la Historia de la Tierra. Esta aparecía a sus ojos como salpicada por paroxismos violentos y cambios disruptivos æTeoría de las Revoluciones del globo (Rudwick, 1967; 1970)æ capaces de conducir, del mismo modo que las revueltas sociales, a una mejora y progreso que, en su caso, hacía referencia al nivel orgánico. Además, esta conclusión estaba sustentada sobre una firme base empírica, puesto que las huellas, o incuestionables evidencias de tales cataclismos, se encontraban en el paso de un estrato a otro (Pelayo, 1984; Cannon, 1960; Telfair, 1991).

Pero en Inglaterra los contemporáneos planteamientos geológicos fueron bien diferentes, por no decir antagónicos. Las tesis contrarrevolucionarias defensoras de la transformación lenta y ordenada de la sociedad mediatizaron la interpretación que los científicos ingleses ofrecieron de la Naturaleza. Edmund Burke[1] se preguntó: ¿acaso no somos los británicos un pueblo libre gracias a la pacífica Segunda Revolución inglesa 1688-1689?; ¿acaso no reside la profunda sabiduría de la Constitución inglesa en su amplísima y sutil armonía de costumbres e instituciones concretas? (Touchard, 1990). De este modo puede quedar explicada la preferencia que mostró la clase liberal-burguesa inglesa por los cambios graduales (Pedrinaci, 1992), así como la apropiación por parte de los geólogos del Uniformitarismo (*Uniformitarianism*). Una noción compleja ramificada en dos aspectos metodológicos y otros dos sustantivos (Gould, 1967), pero que básicamente venía a decir que las tasas de los procesos geológicos se han mantenido y se mantienen constantes (Hooykaas, 1970; De Renzi, 1988). Fue Charles Lyell quien presentó este sistema geológico en *Principles of Geology* (1830-1833) y era obvio que se trataba de una doctrina esencialmente británica que, como dijo Thomas



Figura 1. Lucas Mallada y Pueyo, un ingeniero geólogo regeneracionista (1841-1921).

Henry Huxley[2], "aún hoy, ha hecho comparativamente pocos progresos en el continente europeo" (Huxley, en Pelayo, 1984).

Es evidente, pues, que ambas teorías geológicas estuvieron condicionadas y determinadas por el disímil ambiente socio-político del que procedían, además de subyacer en ellas concepciones distintas del mundo, inclusive de la vida y del hombre. Así pues, para el Catastrofismo, que había surgido en tiempos de la Revolución francesa, la historia de la Tierra habría sido consecuencia de grandes revoluciones geológicas; para el Uniformitarianismo, germinado en tiempos de la imperturbable paz constitucional, aquella habría sido el resultado de peque-

[1]Edmund Burke (1729-1797). El conjunto de su pensamiento quedó expresado con bastante exactitud en su *Reflections on the Revolution in France* (1790), donde rechazó claramente los principios de la Revolución francesa.

[2]Thomas Henry Huxley (1825-1895) En 1845 fue profesor de Historia Natural en la Escuela de minería en Londres. Llevó a cabo importantes investigaciones sobre invertebrados y vertebrados marinos. Desde 1859 realizó trabajos científicos y divulgativos favorables al darwinismo y a la teoría de la evolución.

ñas y ordenadas modificaciones acumuladas a lo largo del tiempo (Pedrinaci, 1992). En consecuencia, si ambas doctrinas surgieron en el seno de divergentes circunstancias socio-políticas responsables del antagonismo que tanto las caracterizó, entonces ¿por qué no hacer extensible este planteamiento a la labor científica de Don Lucas Mallada y Pueyo? ¿por qué no evaluar el peso específico que tuvo el entorno sociológico circundante a la obra de Mallada?

Ciencia y Regeneracionismo

Ciertamente, don Lucas Mallada aunó las facetas científico-técnica y humanista (Ayala-Carcedo, 1991) con tal acierto que le valieron el ingreso en la Real Academia de Ciencia en 1897 (Sequeiros, 1992), ocupando el sillón que, con su muerte, había dejado vacante don Manuel Fernádez de Castro, quien fue Director de la Comisión del Mapa Geológico en la que Mallada estuvo trabajando durante muchos años (Alastrué, 1986).

La Restauración de Cánovas (1875-1923) estuvo inspirada en el ya mencionado sistema constitucional inglés, defensor de la estabilidad y del mantenimiento de las tradiciones. La alternancia pacífica, oligarquía y caciquismo fueron los tres pilares de este periodo. No obstante, Mallada (perteneciente a la generación del 68) diseminó ideas regeneracionistas, incompatibles con las instituciones básicas y *modus operandi* de la Restauración, entre 1880 y 1905. Aunque (para mayor precisión) su último ensayo regeneracionisa apareció el 8 de mayo de 1907, con motivo de una conferencia sobre las Reformas urbanas de Madrid ofrecida en el Instituto de ingenieros civiles (Driever, 1998 & Alastrué, 1983). En verdad nos encontramos ante un gran polígrafo cuya actividad regeneracionista corresponde a un intermedio periodo de productividad intelectual entre la serie de trabajos sobre geología básica (1875-1890) y los de geología aplicada (1902-1914) (Alastrué, 1983; 1986). Ahora bien, tal posición regeneracionista debe quedar claramente deslindada de la generación literaria del 98: "El 98 como crisis es la ruptura de la hegemonía ideológica del bloque oligárquico y no la cota cronológica de una generación literaria todavía mal definida..." (Tuñón, en Abellán, 1996).

Pero ¿cuál era el espiritu predominante del regeneracionismo? En el regeneracionismo había una voluntad de romper con la realidad política española (Tussell, 1991). Su esencia estribaba en apuntar la disconformidad y agravio por el agotamiento del sistema político que representaba la Restauración y todas aquellas adjetivaciones colaterales a la misma (Abellán, 1996), aunque tales protestas carecieron de importancia política directa (Carr, 1984). Joaquín Costa (1846-1911) fue el máximo líder de estas inquietudes quien, como jurista, abogó por la destrucción de las desamortizaciones y otras prácticas de ancestrales sistemas de propiedad comunal. Pero en el caso de Mallada, el pensamiento regeneracionista apareció entrelazado y estrechamente vinculado a su labor científica (Ayala-Carcedo, 1998). Ahora bien ¿dónde encontramos las claves que puedan dar soporte a tal afirmación?

En primer lugar, recordemos que para el regeneracionismo era inseparable de los afanes científicos el poseer un conocimiento adecuado de la geografía de España (Abellán, 1996). La Comisión del Mapa Geológico (fundada en 1870) resultó ser una institución clave a lo largo de toda la vida laboral de Mallada, con dos importantes frutos: la finalización en 1889 del primer Mapa geológico sistemático de España a escala de 1:400.000 (o síntesis cartográfica), así como un escrito complementario: "Explicación del Mapa Geológico de España" (Ayala-Carcedo, 1991). Con un conocimiento más exacto del paisaje se pretendió fomentar el punto de vista nacionalista en detrimento de la excesiva centralización, considerada como una de las causas del desbarajuste administrativo y de la inmoralidad pública que el espíritu regeneracionista tuvo como objetivo combatir (Mallada, 1897).

En segundo lugar, el *Mallada regeneracionista* denunció la desvirtuada visión que los gobiernos anteriores ofrecieron de España, a la que presentaron como una nación rica; de muchos recursos naturales y con un suelo próspero, infecundo solamente en apariencia. Mallada intentó demostrar que la tesis tradicional de España como un país privilegiado era una ficción inadmisible resultante del clima de euforia que provocó la desacertada expansión colonial de tiempos pasados (Abellán, 1996). La patria de Don Quijote adolecía de un defecto coadyuvante del atraso que había sufrido España en casi todas las épocas de su historia respecto al resto de Europa: *la fantasía*. Mallada presenta a ésta como la responsable directa de los males de España, a los que divide entre *remediables e irremediables*, encontrándose entre estos últimos la pobreza de nuestro suelo, la inmoralidad pública, el caciquismo... (Mallada, 1890).

Con una mentalidad positivista, más enraizada en el krausismo que en el punto de vista de Auguste Comte, Mallada diagnosticó los males de la patria necesitados de urgentes aplicaciones terapeúticas, las cuales harían posible la regeneración del país (Abellán, 1996). Fue así como el *Mallada científico* utilizó sus conocimientos geográficos y geológicos para solucionar los males de la patria, de entre los cuales es de nuestro especial interés "la pobreza de nuestro suelo". Mallada habló por primera vez de las limitaciones ambientales de España en una serie de diez artículos publicados en *El Progreso* entre noviembre de 1881 y junio de 1882 conocidos como "Causas físicas y geológicas de la pobreza de nuestro suelo" (Alastrué, 1983 & Driever, 1998). El ingeniero geólogo dio soporte empírico al pesimismo regeneracionista. Un clima destemplado, la sequedad climática, el enorme relieve orográfico y la composición petrológica favorecían la esterilidad o escasa productividad de nuestro suelo. Únicamente el 10% de nuestro suelo hacía suponer que habíamos nacido en un país privilegiado; lo contrario era fruto de sueños fantásticos. Como consecuencia de ello, resultaba imprescindible la reforma agraria que haría posible el inicio de una etapa más positiva

(Mallada, 1882a; 1890). Pero el *Mallada regeneracionista* también diagnosticó un retraso industrial, lo que explica el por qué el *Mallada científico* subrayó la necesidad imperiosa de diseñar un cuadro concienzudo de nuestro subsuelo con el fin de subsanar el retraso de la minería española (Mallada, 1882b).

En definitiva, la decidida actitud de poner sus conocimientos al servicio del progreso de España, aúnados a su talante regeneracionista, hace que podamos decir con entera libertad que en Mallada la faceta científico-técnica aparece perfectamente hilvanada a la humanista (Ayala-Carcedo, 1991). Como en el Catastrofismo o el Uniformitarianismo, el hacer científico de don Lucas Mallada también tuvo como trasfondo un particular ambiente socio-político que, en su caso, resultó ser el regeneracionismo español o costismo.

De Cuvier a Mallada: la necesidad de revoluciones

Georges Cuvier tuvo claro que las causas de las grandes revoluciones geológicas jamás podían ser las causas verdaderas de las que habló Lyell. Para Cuvier "... ninguna causa lenta y todavía menos causas actuantes bajo nuestros ojos podían haber producido efectos súbitos" (Cuvier, 1812). La responsabilidad de los acontecimientos violentos que puntuaban la historia de nuestro planeta recayó en lo que Cuvier denominó causas históricas, a las cuales comparó con las causas de las intrigas y pasiones de los hombres (Hooykaas, 1970).

Primigenias fuerzas físicas violentas fueron responsables directas de la direccionalidad (fundamental e inherente) que dominaba la historia del planeta y que se traducía en climas cada vez más fríos y formas de vida más complejas (Rudwick, 1987). Ahora bien, este planteamiento se hizo extensible al ámbito social porque se subrayó la existencia de una direccionalidad conducente a estadios de mejora y progreso tanto a nivel orgánico como a nivel social. La Historia natural y civil, pues, aparecieron íntimamente ligadas o inseparables, sustantivamente hablando (Outram, 1984),

Mallada conectó con el punto de vista de Cuvier cuando escribió: "En el orden político y social, lo mismo que en el orden físico, no gira el globo, al cabo de muchas vueltas sin esas sacudidas que se llaman revoluciones, separadas unas de otras por épocas tranquilas, a las que cuadra mejor el nombre de evolución. El crecimiento y el desarrollo en los animales, de igual modo que en las plantas, no se efectúan constantemente por evoluciones exentas de sacudidas. Todos están sujetos a paradas de crecimiento o retrocesos en su vida orgánica; y otro tanto se observa en el reino inorgánico (...) Cosas semejantes han ocurrido en la formación de las naciones: guerras exteriores e intestinas, cambios de dinastías, gloriosas conquistas..." (Mallada, 1897).

En opinión de Mallada, y causada por la inmoralidad pública, se hacía urgente la llegada de una catástrofe final. A la liquidación colonial, le seguirá inmediata y fatalmente la de la Península y sin un milagro de la Providencia, es ya inevitable la futura revolución española. Era insoslayable la regeneración del país por todos los medios y todos los elementos de fuerza disponibles (Mallada, 1890, 1897). Una deplorable situación de la sociedad española que no podía continuar sin enmienda mucho tiempo.

El regeneracionismo malladiano, como postura contestataria que fue, recaló finalmente en la necesidad imperiosa de una revolución que haría posible la regeneración de la patria, así como la consecución de un estadio más positivo de la misma. El punto de vista histórico subyacente al hacer científico de Mallada llegó a ser ampliamente coincidente con el cuvieriano. Solapamiento, tal vez, sería la palabra que mejor describiría esta situación: la apuesta por una Historia natural y social substantivamente paralelas.

Agradecimientos

Quisiera mostrar, una vez más, mi agradecimiento a los Dres. José Sanmartín y Miquel de Renzi por haber dirigido mi tesis doctoral. Al Dr. Guillermo Meléndez, en especial, por haberme propuesto participar en la presente sesión monográfica, así como al Dr. Leandro Sequeiros por sus pacientes revisiones y continuas aportaciones de material bibliográfica.

Bibliografía

Abellán, J.L. 1996. *Historia del pensamiento español, de Séneca a nuestros días.* Espasa Calpe, Madrid.

Alastrué, E. 1983. *La vida fecunda de don Lucas Mallada.* Asociación Nacional de Ingenieros de Minas, Madrid.

Alastrué, E. 1986. Don Lucas Mallada, pionero de la Geología española. *Boletín Informativo. Fundación Juan March*, **164**, 3-16.

Ayala-Carcedo, F.J. 1991. La aportación científica y tecnológica de Lucas Mallada (1841-1921). *Instituto tecnológico geominero de España,* 3-12.

Ayala-Carcedo, F.J. 1998. Mallada, un clásico de la Geología y Minería españolas. 65-76. *In*: Driever, S.L & Ayala-Carcedo, F.J (eds.), *La futura revolución española y otros escritos regeneracionistas.* Biblioteca Nueva, Madrid.

Cannon, W.F. 1960. The Uniformitarian-Catastrophist Debate. *Isis*, **51**, 38-55.

Carr, R. 1984. *España 1808-1975.* Ariel, Barcelona.

Cuvier, G. 1812. *Discours sur les Révolutions de la Surface du Globe, et sur les changements qu'elles ont produits dans le règne animal.* Schubart et Heideloff, Libraires, Paris.

De Renzi, M. 1988. Actualismo, Uniformismo y Paleontología: Hacia un mejor entendimiento entre paleontólogos y sedimentólogos. *In: Congreso Geológico de España,* Comunicaciones, **1**, 228-232.

Driever, S.L 1998. Mallada y el regeneracionismo español. 17-61. *In*: Driever, S.L & Ayala-Carcedo, F.J (eds.), *La futura revolución española y otros escritos regeneracionistas.* Biblioteca Nueva, Madrid.

Gould, S.J. 1992. *La flecha del tiempo. Mitos y metáforas en el descubrimiento del Tiempo Geológico.* Alianza Universidad, Madrid. Edición original en inglés, 1987.

Gould, S.J. 1967. Is Uniformitarianism Useful? 51-53. *In:* P. Cloud

(ed.), *Adventures in Earth History*. W. H. Freeman and Co., San Francisco.

Hooykaas. R 1970. *Continuté et discontinuité en Géologie et Biologie*. Editions Du Seuil, París.

Kuhn, T.S.1971. *La Estructura de las Revoluciones Científicas*. Brevia-rios del Fondo de cultura económica, México. Primera edición en inglés, 1962.

Kuhn, T.S. 1989. *¿Qué son las Revoluciones científicas? y otros ensayos*. Ediciones Paidós, Barcelona. Primera edición en inglés, 1987.

Mallada, L. 1882a. Causas físicas de la pobreza de nuestro suelo. *Boletín de la sociedad geográfica de Madrid,* Madrid.

Mallada, L. 1882b. La riqueza mineral de España. Criaderos metalíferos. Oro. Asturias. *El Progreso,* Madrid.

Mallada, L. 1897. La futura revolución española. *Revista contemporánea,* Madrid.

Mallada, L. 1890. *Los males de la patria y la futura revolución española.* Alianza Editorial, Madrid.

Outram, D. 1984. Science and Religion: Georges Cuvier and the problems of belief in Restoration France. *Proceedings of the Huguenot Society of London*, **24** (2), 92-102.

Pedrinaci, E. 1992. Catastrofismo versus Actualismo. Implicaciones didácticas. *Enseñanza de las Ciencias*, **10** (2), 216-222.

Pelayo, F. 1984. El catastrofismo y Actualismo en España. *Llull*, **7**, 47-68.

Rudwick, M.J.S. 1967. A critique of Uniformitarian Geology: A Letter from W. D. Conybeare to Charles Lyell, 1841. *Proceedings of the American Philosophical Society*, **111** (5), 272-287.

Rudwick, M.J.S. 1970. The Strategy of Lyell's Principles of Geology. *Isis*, **61** (206), 5-33.

Rudwick, M.J.S. 1987. *El significado de los fósiles.* Hermann Blume, Madrid.

Sequeiros, L. 1992. Lucas Mallada y Puello (1841-1921): 150 aniversario de su nacimiento. *Revista Española de Paleontología,* **7** (1), 1-2.

Telfair, R. C. 1991. An Appeal to Review of Uniformitarianism and Catastrophism. *Bios*, Dep.of Biology, North Texas State University, 129-133.

Touchard, J. 1990. *Historia de las ideas políticas*. Tecnos, Madrid. Primera edición en castellano, 1961.

Tussell, J. 1991. Lucas Mallada, escritor regeneracionista. *Instituto Tecnológico Geominero de España,* 13-20.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Historia de la enseñanza de la Paleontología en la Universidad de Alcalá

A. Calonge García, J. García Sánchez y B. Ruiz Zapata
Dpto. Geología. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares (Madrid)

Introducción

La Universidad, denominada *Complutense*, fue fundada por el Cardenal Cisneros, arzobispo de Toledo, e inauguró sus enseñanzas el 25 de Julio de 1508. La historia de la Universidad fue brillante no sólo por sus maestros y alumnos sino también por el excelente trabajo que llevó a cabo en Iberoamérica: las primeras Universidades del Nuevo Continente aplicaron el modelo de la Universidad de Alcalá e imitaron el ejemplo de ésta en la organización de sus estudios.

Durante este siglo se construyó la famosa fachada de la Universidad, de la que se ha dicho que resume el arte del Renacimiento español.

Un siglo después empiezan a aparecer claros síntomas de declive. Con el inicio del siglo XIX aparecen los primeros rumores sobre el traslado de la Universidad a Madrid, hecho que se hará definitivo en 1836.

No es hasta muy avanzado nuestro siglo cuando Alcalá de Henares vuelve a abrir sus puertas universitarias. Ante la expansión que experimenta la Universidad Complutense de Madrid se hizo necesaria la creación de una nueva Universidad. Las posibilidades de Alcalá, con sus colegios y su antigua tradición, no se pasaron por alto, así como la cercanía de Madrid.

En este sentido, la ciudad de Alcalá recuperó su Universidad en 1975-76, inicialmente como dependencia anexa a la universidad de Madrid hasta que en 1978 quedó desvinculada de la Universidad Complutense de Madrid.

La Escuela de Magisterio

En cuanto a la Escuela Normal de Maestros su historia se inicia en 1839 impulsada por la Diputación de Guadalajara y se inauguró dos años más tarde denominándose Escuela Normal de Instrucción Primaria, convirtiéndose Guadalajara en una de las provincias pioneras dentro del movimiento generalizado de creaciones normalistas desarrollado entre 1841 y 1849.

Los primeros años se caracterizaron por la lucha constante para solucionar las dificultades que se sucedieron. Al tratarse de una Institución nueva casi todas sus plazas vacantes fueron ocupadas por profesores jóvenes. Las actividades llevadas a cabo por estos profesores entre 1914 y 1931 se pueden resumir en estrategias didácticas y metodológicas innovadoras tales como: paseos geográficos, excursiones geológicas, ampliación de los laboratorios de Ciencias, etc. , entre los que cabe destacar la figura de Modesto Bargalló.

La llegada de la República el 14 de Abril de 1931 supuso un aumento notable del protagonismo de esta Institución en la vida provincial, a través del gran número de docentes que ocuparon cargos públicos. Entre sus innovaciones hay que destacar el aumento del período de prácticas que se realizaran a lo largo de la carrera y al final de la misma por espacio de un año completo.

También se continuaron las actividades renovadoras similares a las desarrolladas en la década anterior: estudios metodológicos, excursiones, talleres manuales, etc., y se incorporaron algunas tareas como los Seminarios de Investigación y las Misiones. Pedagógicas.

Con el inicio de la Guerra Civil se interrumpió la vida del centro normalista alcarreño y una vez finalizada, las Escuelas fueron nuevamente reorganizadas. La Geología fue impartida como parte de las "Ciencias Naturales" abordando conceptos de Petrografía, Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología.

Más tarde, con la aparición de la Ley General de Educación, se comenzó a ampliar el profesorado y el alumnado, y adquirió los rasgos distintivos que casi en su totalidad conserva hoy. Una reforma nueva comenzó en el curso 1971- 1972 que contemplaba las áreas de especialización de Lingüística, Ciencias Humanas y Matemáticas-Ciencias Naturales. Asimismo, se preveía la implantación de dos nuevas secciones: la de Preescolar y la Pedagogía Terapéutica.

A raíz de la aprobación de la Ley de Reforma Universitaria (1983) los profesores de la Escuela Universitaria de Guadalajara se inscribieron en los distintos departamentos de la Universidad de Alcalá de Henares. Como consecuencia de esta Ley los planes de estudios de las Escuelas Normales se modificaron. La mencionada Ley supuso importantes cambios en las estructuras de las Escuelas ya que se potenció la estructura departamental.

La relativa libertad de que gozó la Universidad de Alcalá de Henares, al igual que las demás Universidades, para interpretar la normativa antes mencionada, dieron lugar a una gran diversidad en la planificación de los curricula. De esta forma desde el curso 1985-86 se impartió una asignatura anual optativa de Paleontología en la especialidad de Ciencias.

Modesto Bargalló Ardévol

La Cátedra de Ciencias Naturales estuvo ocupada durante el primer período del siglo XX por Modesto Bargalló Ardévol, una de las figuras más significativa en la historia de la Escuela Normal de Maestros de Guadalajara. Recibió de sus padres la enseñanza primaria y después de estudiar el Bachiller superior ingresó en la escuela de Estudios Superiores de magisterio (1912).

Una vez terminados estos estudios pasó a formar parte de la Escuela de Guadalajara, primero como Profe-

sor Numerario de Física, Química, Historia Natural y Agricultura y después como Catedrático de esta materia. Desde un primer momento se dedica a la enseñanza de las Ciencias con empeño realizando numerosos paseos y excursiones escolares al campo, con el objeto de aplicar estudios de tipo geológico, botánico, etc. Introdujo en su docencia prácticas de laboratorio e incluso donó sus colecciones particulares de rocas, minerales, fósiles, conchas, etc. Dada la escasez de material con él por aquel entonces contaba la Escuela.

Durante la segunda etapa de su vida profesional funda y dirige una edición nueva del *Boletín de Escuelas Normales* (que él transformó en *Revista de Escuelas Normales)* y participó activamente en varios cursos de perfeccionamiento y publicó numerosos artículos relacionados con la metodología de las Ciencias Naturales.

La tercera etapa de su vida profesional comienza presentando su dimisión en la en *Revista de Escuelas Normales*. Durante este período asistió a los cursos prácticos que se impartieron en el Museo de Ciencias Naturales y una vez finalizados éstos continuó su colaboración con esta Institución, profundizando en aspectos mineralógicos y paleontológicos dirigidos por Royo Gómez. Como consecuencia publicó tres artículos paleontológicos en el *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*:

- en 1928 sobre los Graptolites de Sierra Morena, y
- en 1931 sobre los yacimientos de vertebrados de Chiloeches y de Huérmedes del Cerro, ambos en la provincia de Guadalajara.

La cuarta etapa de su vida profesional coincide con su reelección como director de la *Revista de Escuelas*. Durante este período se volcó en la vida local alcarreña participando en diversas actividades. Durante esta etapa publico su mayor numero de artículos relacionados principalmente con aspectos metodológicos de las Ciencias Naturales (*Las colecciones de Ciencias Naturales*, *Paseos y excursiones escolares: estudio de la naturaleza*, etc.)

Durante la Guerra Civil fue nombrado director de la Escuela Normal de Magisterio de Cuenca durante un corto período de tiempo ya que a principios de 1939 se exilió a México donde culminó su labor como docente en el Instituto Politécnico Nacional.

La Paleontología

A mediados del siglo XX se organizó el famoso "Curso selectivo", común a todas las facultades de Ciencias, que constaba de cinco asignaturas: Matemáticas, Física, Química, Geología y Biología.

En cuanto a las enseñanzas de carácter paleontológico, su implantación fue contemporánea al inicio de la puesta en marcha del plan de estudios de la Universidad, habida cuenta que desde su inicio, dicha área de conocimiento quedó ubicada en el Departamento de Geología, desde donde a través de su Geología General, en las Licenciaturas de Ciencias Biológicas, Ciencias Químicas y Farmacia, se impartían los conceptos básicos sobre el fósil y su utilidad.

Sin embargo, fue en el curso académico 1982-83, coincidiendo con el inicio del 5º curso de las licenciaturas anteriormente citadas, cuando se impartió por primera vez la asignatura de Paleontología como optativa de la entonces Licenciatura de Ciencias Biológicas de la Universidad de Alcalá, a petición del Departamento de Zoología.

El inicio de la Paleontología en la Escuela de Magisterio tuvo lugar tres años después cuyo programa incluía conceptos generales tales como fósil, fosilización y procesos tafonómicos, y se describían los diversos principales organismos fósiles.

Esta situación se mantuvo hasta la implantación del nuevo Plan de estudios en 1993-94 que trajo consigo, junto a la reducción de los estudios universitarios que pasaron de cinco años a cuatro, otras novedades como:

- La pérdida de la Geología General como asignatura obligatoria en las tres licenciaturas antes mencionadas, quedando únicamente como optativa anual de 12,5 créditos, en el Primer ciclo de Ciencias Biológicas, de los cuales 5,5 quedaron bajo la responsabilidad del área de Paleontología;
- La inauguración de la Licenciatura de Ciencias Ambientales que incluía una asignatura obligatoria de Geología Básica, que a pesar de sus contenidos, no contempla la adscripción del área de Paleontología.
- La creación, dentro de la Licenciatura de Ciencias Biológicas de cuatro especialidades, lo que permitió el desarrollo del Departamento de Geología y del área de Paleontología en particular, contando a partir de ese momento con las siguientes asignaturas dentro del área:
- **Paleontología**, optativa de 14 créditos en el Segundo Ciclo de la especialidad de Biología Animal.
- **Micropaleontología**, optativa de 8 créditos en la especialidad de Biología Animal.
- **Palinología,** optativa de 4 créditos en la Especialidad de Biología Vegetal.

Además la reforma de los planes de estudio en otras Licenciaturas, permitió al área de Paleontología ofertar las asignaturas de:

- **Palinología Aplicada**, optativa de 4,5 créditos en la Licenciatura de Farmacia.
- **Climatología Histórica ,** optativa de 4,5 créditos en Ciencias Ambientales.

En cuanto a la Escuela Universitaria de Magisterio las materias troncales y obligatorias adscritas actualmente al área de Paleontología suman un total de 4 créditos:

- **El aula laboratorio en Ciencias de la Tierra**, obligatoria de universidad para Educación Infantil cuenta con 1 crédito teórico y otro práctico.
- **Ciencias de la Naturaleza y su didáctica: Ciencias de la Tierra** asignatura troncal de Educación Primaria con 1 crédito de teoría y 1 de prácticas.

Las materias optativas suman un total de 14 créditos distribuidos como a continuación se expone:

- **Historia de la vida**: optativa para las especialidades de Educación Primaria y Educación Infantil de 4 créditos (2 teóricos y otros dos prácticos);
- **Actividades en la Naturaleza**: optativa para la especialidad de Educación Física de 6 créditos (cuatro teóricos y dos prácticos).
- **Técnicas de recolección, conservación y reproducción de fósiles**: optativa para la especialidad de Educación Primaria 4 créditos (dos teóricos y otros dos prácticos).

En concreto, la Historia de la Vida se planteó al considerar que el mundo biológico y los cambios que en él se han producido a lo largo de los tiempos no es un conocimiento específico de las Ciencias de la Tierra o de la Vida sino un bien cultural cuyo conocimiento debe extenderse a toda la sociedad. Se han establecido tres unidades: la primera, más conceptual, está dedicada a estudiar los aspectos generales de la Paleontología, la segunda, más descriptiva, estudia los principales grupos fósiles: invertebrados, vertebrados y vegetales, y la tercera y última, reúne cronológicamente los datos que el registro fósil suministra sobre la historia de los organismos. De esta manera se cubre el vacío creado por la asignatura "Principios Básicos de Geología", obligatoria de universidad de 4,5 créditos en la cual no aparece adscrita el área de Paleontología.

Esta expansión docente del área de Paleontología, junto al de otras áreas de las Ciencias Geológicas, como las áreas de Geodinámica y Estratigrafía adscritas al departamento de Geología de la Universidad de Alcalá, ha supuesto a lo largo de estos años el paso de siete profesores, de los cuales solo uno pertenecía al área de Paleontología, a los veintidós con los que cuenta en la actualidad, de los cuales cinco están adscritos al área de Paleontología (un Titular de Universidad, un Catedrático de Escuela Universitaria, un Titular de Escuela Universitaria y dos Ayudantes de Escuela Universitaria).

Particularmente el Departamento de Geología se ha esforzado por dotarse adecuadamente tanto en profesores como en material, así como atender en la medida de lo posible las características que definen una estructura universitaria de este tipo, como lo avalan la organización de Congresos (en Septiembre de 1988 el de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, el Congreso Nacional de Geología en Julio de 1996 o más exclusivamente del área de Paleontología el XI Simposio de Palinología en Septiembre de 1996), así como cursos de verano, seminarios y participación – posesión de proyectos de investigación.

Por otro lado, cabe también destacar otra de las labores docentes llevadas a cabo por esta área dentro de la universidad como son la lectura de tres Tesis de Licenciatura y la defensa de siete Tesis Doctorales dentro del campo de la Paleopalinología; en la actualidad se están dirigiendo otras dos tesis Doctorales, una de ellas en Paleopalinología y otra en Micropaleontología.

En cuanto a los alumnos matriculados es importante seguir su evolución en los últimos años:

- Paleontología, con una media de doce alumnos en la primera etapa, ha experimentado, tras su posición en la especialidad de Biología Animal, un aumento progresivo hasta los cuarenta y cinco alumnos aproximadamente.

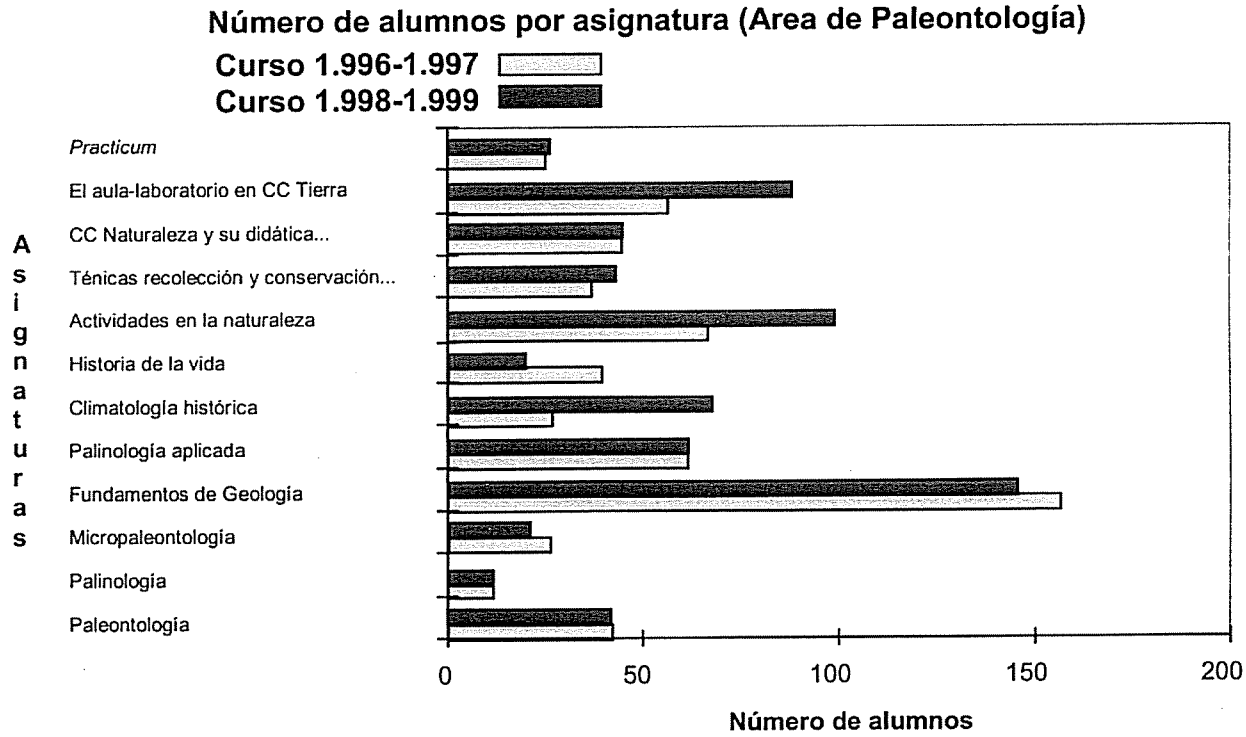


Figura 1. Relación de alumnos matriculados en las asignaturas impartidas por el área de Paleontología en los cursos 1996-97 y 1998-99.

- Micropaleontología, con una media de veinte alumnos por curso.
- Palinología, que ha pasado de doce en su inicio a veinticuatro en la actualidad.
- Climatología histórica, que ha pasado de trece a veintitrés el curso 96-97, para aumentar posteriormente en el curso 98-99 hasta cerca de setenta alumnos.
- Palinología Aplicada, que empezó con sesenta y en la actualidad cuenta con ciento veinte.
- Historia de la vida, con una media de cuarenta alumnos por curso.
- Técnicas de recolección, conservación y reproducción de fósiles, que ha pasado de diez a cuarenta y en el presente año hasta los cincuenta alumnos.
- Actividades en la Naturaleza, con más de ochenta alumnos en los últimos años, en el presente cuenta con un total de cien alumnos.

El número total de alumnos matriculados en asignaturas impartidas por el área de Paleontología en el curso 1996-97, comparados con los matriculados en el año 1998-99, se expone a continuación (figura 1):

A continuación se enumeran algunas de las dificultades con las que nos encontramos los profesores del área de Paleontología en nuestra labor docente e investigadora:

- disponibilidad insuficiente de recursos bibliográficos (libros y revistas científicas especializadas,
- exceso de carga docente,
- deficiencias en la infraestructura investigadora,
- dificultad para que los alumnos colaboren en la investigación, y
- carencia de personal de apoyo cualificado.

Bibliografía

Pozo, M.M., Segura, M. y Diez, A. 1986. *Guadalajara en la historia del Magisterio español.* Colección Aula Abierta, Universidad de Alcalá, 339 pp.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Paleontología de mamíferos terciarios en Castilla y León: desarrollo histórico y estado actual

M. A. Cuesta[1] y J. Morales[2]
[1]Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca
[2]Museo Nacional de Ciencias Naturales, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid

Introducción

Castilla y León posee un amplio y rico Patrimonio Paleontológico en el que destaca, por su importancia, el registro de vertebrados, que abarca desde el Cretácico inferior hasta la actualidad. A pesar de este hecho, existe un escaso desarrollo del Patrimonio Paleontológico de Vertebrados, a excepción de los yacimientos ligados a la evolución humana, como Atapuerca y Ambrona. No existe un desarrollo legal propio para este Patrimonio, a diferencia de algunas Comunidades Autónomas, y posee escasas infraestructuras que puedan realizar una gestión eficaz.

El presente trabajo tiene como objeto esquematizar el desarrollo histórico de la Paleontología de mamíferos terciarios en Castilla y León y mostrar el estado actual del Patrimonio Paleontológico referido a los vertebrados. Este Patrimonio consiste en:

Yacimientos cretácicos. Han liberado restos de dinosaurios, icnitas, cáscaras de huevos, cocodrilos, quelonios y algunos mamíferos. Están situados en las provincias de Burgos, Segovia y Soria y entre ellos que destacan los de Treviño, Armuña, Quintanilla del Coco y Salas de los Infantes.

Yacimientos paleógenos (Figura 1). Pertenecen en su mayoría al Eoceno. Se localizan en la cuenca del Duero, tanto en la zona suroccidental (Salamanca y Zamora) como en la cuenca de Almazán (Soria). Han liberado abundantes restos de mamíferos, entre los que destacan Perisodáctilos, Roedores, Artiodáctilos y Primates, junto con numerosos quelonios, cocodrilos y peces. Abarcan desde la parte media del Eoceno medio (Luteciense-Bartoniense) hasta el final del Eoceno superior. Los yacimientos del Bartoniense superior, en especial Mazaterón, han adquirido una gran importancia biogeográfica en el conjunto ibérico y europeo, por el marcado carácter endémico de sus faunas de mamíferos. Los Barros (Ávila) es, por el momento, el único yacimiento del Oligoceno.

Yacimientos neógenos, fundamentalmente del Mioceno (Figura 2).Son los más abundantes en la región y han sido agrupados en varios sectores que en su gran mayoría se sitúan en la cuenca del Duero (Portero *et al.*, 1982). Han proporcionado faunas de mamíferos y otros vertebrados (por ejemplo tortugas gigantes), esencialmente del Aragoniense y del Vallesiense. Existen numerosas de localidades de microfauna, fundamentalmente en la región central, y algunos yacimientos excepcionales de macrofauna como Los Valles de Fuentidueña (Segovia) o

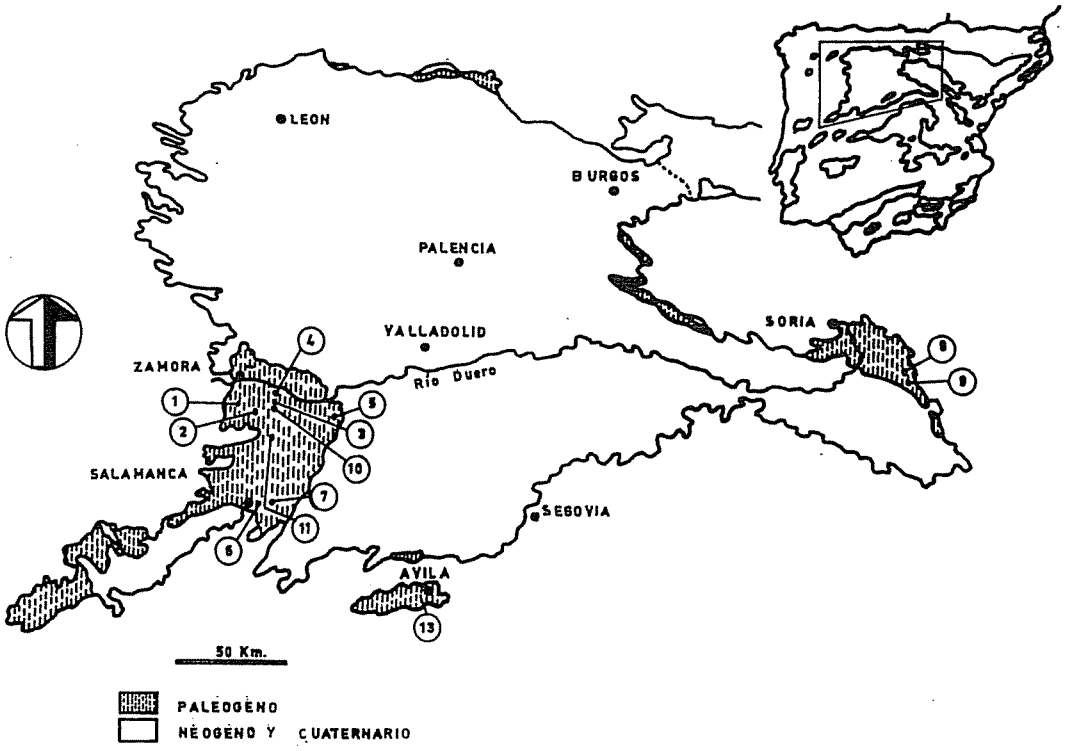


Figura 1. Localización de los yacimientos de mamíferos paleógenos de Castilla y León, dentro del conjunto de la cuenca del Duero. 1. Casaseca de Campeán; 2. Corrales del Vino; 3. Jambrina; 4. El Viso-Sanzoles; 5. Molino del Pico; 6. Caenes; 7. San Morales; 8. Mazaterón y Miñana; 9. Deza I y II; 10. Santa Clara; 11. Fuentesaúco; 12. Babilafuente; 13. Los Barros.

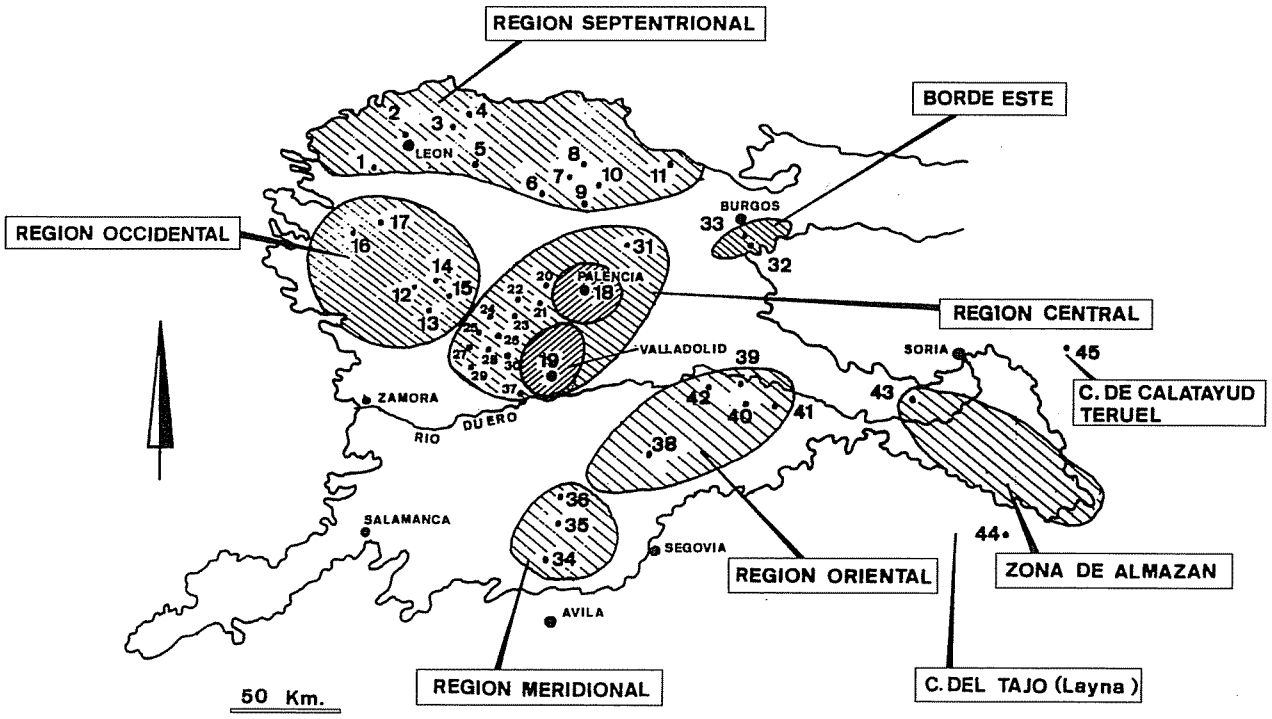


Figura 2. Localización de las regiones con yacimientos de mamíferos neógenos de Castilla y León. *Región septentrional*: 1. Urdiales; 2. Villaobispo de las Regueras; 3. Mellanzos; 4. Boñar; 5. Mansilla del Páramo; 6. Villalcón; 7. Saldaña; 8. Relea; 9. Carrión de los Condes; 10. Castrillo de Villavega; 11. Sandoval de la Reina. *Región occidental*: 12. Benavente; 13. Cerecinos de Campos; 14. Roales; 15. Castroverde de Campos; 16. La Bañeza; 17. Santa María del Páramo. *Región central*: 18. Área de Palencia (Otero, Miranda, Autilla, Cerrato, Tariego, Dueñas V.F., etc.); 19. Área de Valladolid (Valladolid, Cubillas, Fuensaldaña. La Cistérniga, Simancas, Zaratán, Duredos, etc); 20.T orremormojón; 21. Ampudia; 22. Buenaventura; 23. Valverde; 24. Tordehumos; 25. Urueña; 26. Espina; 27. Tiedra; 28. an Cebrián de Mazote; 29. Casasola; 30. Torrelobatón; 31. Itero; 37. Villavieja del Cerro. *Borde Este*: 32. Monte de la Abadesa; 33. Castrillo. *Región meridional*: 34. El Lugarejo-Arévalo; 35. Coca; 36. Pedrajas de San Esteban. *Región oriental*: 38. Los Valles de Fuentidueña; 39. Aranda de Duero; 40. Montejo de la Vega de la Serrezuela; 41. Piquera de San Esteban; 42. Fuentelisendo. *Región de Almazán*: 43. Escobosa de Calatañazor. *Otras cuencas*: 44. Layna (Tajo); 45. Ágreda (Calatayud-Teruel).

El Cerro del Otero (Palencia). El Turoliense está escasamente representado (Tariego de Cerrato, Palencia). Los yacimientos del Mioceno de Castilla y León constituyen la parte mejor conocida de su Patrimonio Paleontológico de vertebrados, si bien el conocimientos es menor que en otras cuencas ibéricas como la del Tajo, la de Calatayud-Teruel o el Vallés-Penedés. Existe además un importante yacimiento del Plioceno (Layna, Soria).

Yacimientos cuaternarios. Destacan los ligados a la evolución humana: Ambrona (Soria) y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca (Burgos), estos últimos de importancia excepcional a nivel mundial.

Desarrollo histórico

El desarrollo histórico de la Paleontología de mamíferos y en general de vertebrados en Castilla y León ha sido similar al del resto de España, prestándose al tema escasa atención hasta los años 70-80.

Las primeras noticias se deben a Ezquerra (1845), que cita mastodontes en la provincia de Valladolid. A lo largo del siglo XIX y principios del XX se obtuvieron escasos datos, generalmente ligados a la actividad minera, limitándose a referencias breves sobre algunos restos de mamíferos miocénicos en varias localidades de Valladolid, y a otras sobre vertebrados paleógenos en Salamanca (ver referencias en Hernández-Pacheco, 1915 y 1930).

La obra de Eduardo Hernández Pacheco (1915) sobre el yacimiento del Cerro del Otero (Palencia) supuso un verdadero hito paleontológico, no sólo para Castilla y León, sino para todo el país, ya que se trata del primer trabajo español verdaderamente paleontológico sobre vertebrados, que destaca por su visión moderna y su gran calidad. En la misma línea y en el primer tercio de siglo son importantes los trabajos de Francisco Hernández Pacheco sobre el Mioceno de Valladolid (1930), y los de Royo-Gómez (1929 y 1934) también sobre yacimientos miocénicos y Román (1923) y Román y Royo-Gómez (1922) sobre el Eoceno de Zamora. Además continúan las referencias que informan sobre nuevos yacimientos, como Sáenz (1934) entre otros.

Tras el paréntesis de la guerra civil, entre los años 40 y 60 se realizaron tímidos avances en la Paleontología de vertebrados, al igual que en el resto del país. Los trabajos de esta época se refieren en su gran mayoría al Mioceno, existiendo escasas referencias al Paleógeno. Destacan los trabajos de Crusafont, como su tesis sobre los jiráfidos fósiles españoles (1952), o como los que realizó en colaboración con otros autores: Villalta (1945, 1948 y 1954),

Truyols (1957) y Celorrio (1959). Se publican algunos trabajos sobre mastodontes, que hacen referencia a yacimientos castellano-leoneses, como el de Bergounioux y Crouzel (1958) y Hernández-Sampelayo y Bataller (1944) entre otros, y se descubren y estudian parcialmente nuevos yacimientos importantes: Los Valles de Fuentidueña, Aranda de Duero o El Lugarejo (Meléndez *et al.*, 1944; Crusafont y Celorrio, 1959; Crusafont *et al.*, 1968).

A partir de los años 70, y sobre todo de los 80, la Paleontología de vertebrados resurge en Castilla y León, paralelamente a lo que ocurre en el resto de España, experimentando un considerable avance hasta la actualidad. En el Neógeno se llevan a cabo importantes estudios tanto de macro- como de micromamíferos, sobre todo con la intervención del Museo Nacional de Ciencias Naturales y de las universidades de Madrid. Destacan los trabajos sobre los Valles de Fuentidueña (Alberdi coord., 1981), Layna (para referencias ver Pérez y Soria, 1989-90) y numerosas localidades de microfauna de las provincias de Palencia, Valladolid y Soria (López-Martínez y Sanchíz, 1982; López-Martínez *et al.*, 1986; García-Moreno, 1988, entre otros). También aparecen estudios de marco geográfico más amplio que incluyen vertebrados de Castilla y León: Alberdi (1974), López-Martínez (1977), Mazo (1977), Azanza (1989), entre otros. Los trabajos de E. Jiménez a partir de 1970 han supuesto un gran impulso para el estudio de los vertebrados paleógenos en Castilla y León, escasamente conocidos hasta entonces, ya que a lo largo de los años 80 y 90 se han multiplicado el número de yacimientos y de trabajos. Se han realizado importantes aportaciones al conocimiento de los Quelonios y Cocodrilos paleógenos (referencias en Jiménez Coord., 1992) y ha aumentado considerablemente el material de mamíferos. El estudio de estos últimos, abordado por Cuesta (1991) y Peláez-Campomanes (1993), se ha llevado a cabo con la intervención de la Universidad de Salamanca y la Complutense de Madrid, junto con la colaboración del Museo "Miguel Crusafont" de Sabadell y el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. Varios trabajos han sido publicados posteriormente, destacando los referentes a Perisodáctilos, Roedores, Artiodáctilos y Primates (sintetizados recientemente por Cuesta, 1999).

Los avances han sido notables igualmente en los vertebrados mesozoicos y espectaculares y de importancia internacional en el Cuaternario (Atapuerca).

Estado actual de la Paleontología de Vertebrados

La Paleontología de Vertebrados en Castilla y León tiene actualmente una doble problemática: la gestión del Patrimonio Paleontológico por un lado, y el desarrollo de la investigación por otro.

En la gestión del Patrimonio Paleontológico de Castilla y León se repite una situación legislativa y práctica bastante general en las distintas Comunidades Autónomas españolas. Dicho Patrimonio, como en general el Patrimonio Geológico, carece de un marco legal adecuado que lo concrete y desarrolle.

A nivel estatal y en el marco jurídico actual, la gestión de los recursos paleontológicos compete actualmente a las Comunidades Autónomas, que han desarrollado de forma diversa las dos leyes estatales que tratan de una u otra forma tales recursos: la Ley del Patrimonio Histórico Español de 1985 y Ley de la Conservación de los Espacios Naturales y de la Flora y Fauna Silvestres de 1989. En ellas se incluye respectivamente el Patrimonio Paleontológico junto al Histórico y al Natural.

El Estatuto de Autonomía de Castilla y León atribuye a la Comunidad Autónoma competencias con carácter exclusivo en materia de Patrimonio Histórico, Artístico, Monumental y Arqueológico y el ejercicio de las mismas se encomienda a la Consejería de Educación y Cultura. Existe un órgano consultivo de la anterior, el Consejo Asesor de Arqueología de Castilla y León. Por otra parte la Comunidad Autónoma tiene transferidas competencias en materia de medio ambiente y en la Ley 8/1991, de 10 de mayo de Espacios Naturales de la Comunidad de Castilla y León se establece la designación y gestión de monumentos naturales, entre los cuales pueden incluirse sitios paleontológicos.

La situación legal anterior determina un desarrollo muy deficiente de la gestión del Patrimonio Paleontológico de Castilla y León, si bien la Consejería de Educación y Cultura ha subvencionado algunas campañas de excavación y ha costeado la realización de algunos inventarios paleontológicos. Por un lado, la gestión va encaminada casi exclusivamente a aspectos muy rudimentario del uso científico de los yacimientos (permisos de prospección y excavación) y al depósito del material paleontológico. Por otro lado, como es la tónica general en España, el Patrimonio Paleontológico, carente de una definición clara en la normativa autonómica, está completamente subordinado al Arqueológico. Esto supone una traba considerable a su adecuada explotación, protección y desarrollo científico, cultural y turístico. No obstante, la Junta de Castilla y León ha colaborado en la construcción de algunos parques temáticos (Atapuerca, Torralba y Ambrona, Ruta de los Dinosaurios), así como en algunas exposiciones temporales. Como ocurre en otras Comunidades Autónomas, en Castilla y León faltan paleontólogos profesionales en los departamentos encargados del Patrimonio Histórico, por lo que sus gestores son ajenos a la Paleontología y desconocen el valor de los recursos paleontológico, a excepción de los ligados a la evolución humana. También faltan infraestructuras y personal especializado que aseguren mínimamente la conservación y desarrollo de los recursos paleontológicos, ya que no existe en la Comunidad Autónoma ningún museo paleontológico, de Historia Natural o similar, y la conservación de las colecciones paleontológicas está asignada al museo arqueológico de la provincia de origen de las mismas.

En el campo de la investigación y la docencia, destaca la escasez de Paleontólogos de Vertebrados en las Universidades de la región y la precariedad de sus condiciones de trabajo. La Paleontología existe como disciplina en dos universidades de la Comunidad, Salamanca y León, pero en ellas la Paleontología de Vertebrados tiene un puesto secundario.

La labor durante los últimos 20 años del Dr. Emiliano Jiménez (Universidad de Salamanca) y sus colaboradores ha supuesto un considerable esfuerzo para mejorar la precaria situación de la Paleontología de Vertebrados en Castilla y León. Esta labor abarca aspectos tanto en el campo patrimonial, con la creación de una sala de Paleontología de Vertebrados en la Universidad de Salamanca ("Sala de las Tortugas"), como en el científico, con la publicación de numerosos trabajos sobre los vertebrados fósiles de la región. Desgraciadamente, la falta de estabilidad y otros problemas anteriormente comentados dificultan considerablemente su continuidad en el tiempo. Como hemos señalado anteriormente, la intervención de universidades y museos paleontológicos de otras Comunidades Autónomas es también importante para el mantenimiento de la Paleontología de vertebrados en la región, destacando la labor del Museo Nacional de Ciencia Naturales, las Universidades Complutense y Autónoma de Madrid, el Instituto Provincial de Paleontología de Sabadell, la Universidad del País Vasco, etc. Así mismo, ha sido destacable la colaboración de otras instituciones, como la Sección de Mineralogía y Paleontología de Iberdrola, grupos locales, como el Colectivo Arqueológico Salense, etc.

De cara a un futuro, el desarrollo de la Paleontología de vertebrados en Castilla y León debe basarse en los siguientes puntos:

- Mayor implicación de las administraciones autonómicas y locales en la gestión del Patrimonio Histórico y Natural.
- Desarrollo legislativo de los aspectos referentes al Patrimonio Paleontológico. Este desarrollo debe abarcar tanto la gestión de yacimientos como la de colecciones, así como la consideración del Patrimonio Paleontológico con independencia del Arqueológico.
- Creación de un museo paleontológico, geológico o de ciencias naturales de carácter regional, o en su defecto de una sección especial de Paleontología en algún museo arqueológico provincial, con infraestructuras adecuadas y personal especializado.
- Establecimiento de un núcleo profesional estable de paleontólogos de vertebrados, tanto en las universidades regionales como entre los gestores del Patrimonio Paleontológico.
- Desarrollo de los aspectos didácticos, culturales y turísticos del Patrimonio Paleontológico, para que los logros científicos de la Paleontología reviertan en la sociedad.

Para desarrollar todos estos aspectos puede tomarse como referencia el ejemplo de otras Comunidades Autónomas más avanzadas en este sentido, como Madrid, Aragón, Cataluña, etc. (ver por ejemplo Alcalá y Morales, 1994).

Bibliografía

Alberdi, M.T. 1974. El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía. Revisión e Historia evolutiva. *Trabajos N/Q*, **1**, 1-146.

Alberdi, M.T. (Coord.) 1981. Geología y Paleontología del yacimiento neógeno continental de Los Valles de Fuentidueña, Segovia (España). *Estudios geológicos*, **37** (5-6), 337-516.

Alcalá, L. y Morales, J. 1994. The paleontological heritage of the Community of Madrid. *Mémoires Societé géologique France*, n.s., **165**, 13-15.

Azanza, B. 1989. *Los Cervidae (Artiodactyla, Mammalia) del Mioceno de las cuencas del Duero, Tajo, Calatayud-Teruel y Levante*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 388 pp.

Bergounioux, F. y Crouzel, F. 1958. Les Mastodontes de l'Espagne. *Estudios geológicos*, **14**, 223-235.

Cerdeño, E. 1989. *Revisión de la sistemática de los rinocerontes del Neógeno de España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 429 pp.

Crusafont, M. 1952. Los Jiráfidos fósiles de España (Tesis). *Memorias y Comunicaciones del Instituto Geológico de la Diputación Provincial de Barcelona*, **7**, 1-240.

Crusafont, M. y Celorrio, J.M. 1959. Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero. *Estudios geológicos*, **25**, 41-44.

Crusafont, M. y Truyols, J. 1957. Algunas precisiones sobre la edad y extensión del Paleógeno de las provincias de Salamanca y Zamora. *Cursos y Conferencias del Instituto Lucas Mallada*, **9**, 8385.

Crusafont, M. y Villalta, J.F. 1945. Hallazgo de la *Lycyaena chaeretis* Gaudry, en el Mioceno de Saldaña. *Estudios geológicos*, **2**, 113-120.

Crusafont, M. y Villalta, J.F. 1954. Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana. *Tomo extraordinario de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 215-227.

Crusafont, M., Aguirre, E. y García, J. 1968. Un nuevo yacimiento del Mioceno superior de la Cuenca del Duero. *Acta Geologica Hispanica*, **3**, 22-24.

Cuesta, M.A. 1991. *Perisodáctilos del Eoceno de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral, Facultad de Biología, Universidad de Salamanca, 322 pp.

Cuesta, M.A. 1999. Las faunas de mamíferos del Eoceno de la cuenca del Duero (Castilla y León, España). Síntesis bioestratigráfica y biogeográfica. *Revista Española de Paleontología* (en prensa).

Ezquerra del Bayo, J. 1845. Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España. *Anales de Minas*, **3**.

García-Moreno, E. 1988. The Miocene rodent biostratigraphy of the Duero basin (Spain): a proposition for a new Aragonian/Vallesian limt. *Paleontologia i Evolució*, **22**, 103-112.

Hernández-Pacheco, E. 1915. Estratigrafía y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Memorias de la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, **5**, 1-295.

Hernández-Pacheco, F. 1930. Fisiografía, geología y paleontología del territorio de Valladolid. *Memorias de la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, **37**, 38-95.

Hernández-Sampelayo, P. y Bataller, J.R. 1944. Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa. *Notas y Comunicaciones de Instituto Geológico y Minero de España*, **13**, 23-35.

Jiménez, E. 1970. *Estratigrafía y Paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 323 pp.

Jiménez, E. (Coord.) 1992. *Vertebrados Fósiles de Castilla y León*. Museo de Salamanca, 156 pp.

López-Martínez, N. y Sanchiz, F.B. 1982. Primeros Microvertebrados de la Cuenca del Duero: listas faunísticas preliminares e implica-

ciones bioestratigráficas y paleofisiográficas. *Temas Geológicos Mineros*, 1ª reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca 1979. IGME, 1ª parte, 341-353.

López, N. 1977. *Revisión sistemática y bioestraigráfica de los Lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario inferior de España*. Tesis Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de *Madrid*, 470 pp.

López-Martínez, N., García, E. y Alvarez, M.A. 1986. Paleontología y Bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Stvdia Geologica Salmanticensia*, **22**, 191-212.

Mazo, A.V. 1977. *Revisión de los Mastodontes de España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 419 pp.

Meléndez, B., Crusafont, M. y Villalta, J.F. 1974. Nuevo yacimiento Pontiense en la provincia de Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **42**, 621-626.

Peláez-Campomanes, P. 1993. *Micromámíferos del Paleógeno Continental Español: Sistemática, Biocronología y Paleoecología*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad Complutense de Madrid, 388 pp.

Pérez, B. y Soria, D. 1989. Análisis de las comunidades de mamíferos del Plioceno de Layna (Soria) y La Calera (Teruel). *Paleontologia i Evolució*, **23**, 231-238.

Portero, J.M., del Olmo, P., Ramírez, J. y Vargas, I. 1982. Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geológicos Mineros*, 1ª reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca 1979. IGME, 1ª parte, 11-37.

Roman, M.F. 1923. Algunos dientes de Lofiodóntidos descubiertos en España. *Memorias de la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, **33**, 122.

Roman, M.F. y Royo, J. 1922. Sur l'existence des mammifères lutétiéns dans le bassin du Douro (Espagne). *Comptes Rendues de l'Academie des Sciences*, Paris, **175**, 1221-1223.

Royo y Gómez, J. 1929. Nuevos yacimientos de Mamíferos miocenos en la provincia de Valladolid. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **29**, 105-112.

Royo y Gómez, J. 1929. Descubrimiento de restos de *Mastodon* en las cercanías de León. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **30**, 395-396.

Royo y Gómez, J. 1934. Algunos vertebrados fósiles de la Cuenca del Duero. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **34**, 505-511.

Sáenz, C. 1934. Nuevos yacimientos de vertebrados fósiles en la Cuenca Terciaria del Duero. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **34**, 181-185.

Villalta, J.F. y Crusafont, M. 1948. Les gisements de Mammifères du Miocène Espagnol. 8. Bassin du Duero. *Comptes Rendues Sommaire des seances de la Societé geólogique de France*, **10**, 186-188.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La historia del conocimiento paleontológico del yacimiento de Murero, Cámbrico Inferior alto - Cámbrico Medio (provincia de Zaragoza)

E. Liñán[1] y R. Gozalo[2]

[1] Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. Ciudad Universitaria. 50009-Zaragoza

[2] Departameto de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjassot.

Introducción

La localidad de Murero es uno de los yacimientos clásicos para el estudio de los trilobites cámbricos en Europa, en ella se encuentran representados materiales que abarcan desde el Bilbiliense Superior (Cámbrico Inferior alto) hasta el Caesaraugustiense Superior (Cámbrico Medio) en el sentido de Liñán, Perejón y Sdzuy (1993). Desde la primera cita de la fauna primordial en 1862 debida a Verneuil, se han realizado numerosos estudios en este yacimiento, tanto desde el punto de vista estratigráfico como paleontológico, tal y como reflejan los distintos antecedentes referidos por Liñán y Gozalo (1986). Además de trilobites, en este yacimiento también se han encontrado restos de otros grupos fósiles como braquiópodos, equinodermos e icnofósiles, aunque en general han sido poco estudiados hasta tiempos recientes; y también en la última decada se ha producido el descubrimiento de varios niveles con una biota de tipo Burgess Shale, con la presencia de algas, esponjas, anelidos, onicóforos y artrópodos de diversos tipos, que han revalorizado este yacimiento, y que actualmente están en fase de estudio.

La localidad de Murero se sitúa a unos 90 Km al SO de Zaragoza, a 8 Km al NO de Daroca, dentro de la Rama Oriental de las Cadenas Ibéricas. Desde un punto de vista geológico, los materiales cámbricos de Murero se ubican en la Unidad de Badules, en la prolongación de la Zona Asturoccidental-Leonesa en el Sistema Ibérico (Gozalo y Liñán, 1988), y dentro de ella en el denominado bloque de Villafeliche (Gozalo, Liñán y Álvaro, 1993).

Historia de las principales investigaciones paleontológicas en Murero: 1862-1986

El presente análisis está basado en gran medida en los diferentes antecedentes redactados por Liñán y Gozalo (1986) cuando realizaron, por el momento, la última revisión completa de los trilobites del yacimiento de Murero. Aqui se han recogido, casi exclusivamente, los aspectos paleontológicos y bioestratigráficos, por lo que los trabajos de carácter regional en los que no se aportaba ninguna nueva información paleontológica han sido obviados.

Como ya se ha comentado la primera referencia a la fauna primordial en Murero la encontramos en el tomo 13 de la *Revista Minera* en 1862, en forma de una nota de redacción en la que se hace referencia a los trabajos desarrollados por Verneuil ese año en España, en la que se cita la presencia de *Conocephalites coronatus*[1] y *Paradoxides* en Murero. Este mismo autor, en colaboración con Lartet, publicó en 1863 un amplio trabajo sobre la caliza de *Lychnus* en las cercanías de Montalbán, y de la geología y paleontología de esta región, en este trabajo una nota a pie de página recoge la referencia anterior como del propio Verneuil; en este caso los taxones que cita en Murero son *Conocephalus* y *Paradoxides.*

Durante los años 1863 y 1864, Donayre realizó el estudio geológico de la provincia de Zaragoza, en el que vuelve a reencontrar la fauna primordial en Murero, que incluye dentro del periodo Siluriano de acuerdo con la escala estratigráfica vigente en la época. Esta memoria fue publicada en 1873, y en ella se citan las siguientes especies: *Conocephalites Sulzeri, Conocephalites Coronatus, Conocephalites Ribeiro, Paradoxides Rotundatus* y *Paradoxides Spinosus.*

El primer ejemplar figurado de Murero se debe a Mallada (1875), quien en su Sinopsis recoge la lista faunística ofrecida por Donayre, e incluye en su lámina 1 la figura de un ejemplar completo y deformado de *Conocephalites Sulzeri,* que según la nomenclatura actual corresponde a un *Conocoryphe (Conocoryphe) heberti heberti.*

Palacios (1893), al revisar la geología del sur de la provincia de Zaragoza, es el primero en asignar al Cambriano los materiales de este yacimiento. En cuanto a su listado faunístico, añade al previo de Donayre la presencia de *Paradoxides Bohemicus,* e indica la presencia de numerosas valvas mal conservadas del ostrácodo *Leperditia*, que según Mergl y Liñán (1986) deben de tratarse de valvas del braquiópodo *Micromitra* sp.

Dereims (1898) realiza un estudio de geología regional sobre el sur de Aragón, donde incluye el área de Murero. Es el primer autor que ofrece un corte estratigráfico detallado del yacimiento y el primero en señalar la presencia de varios niveles con trilobites, aunque comenta que no se pueden observar diferencias faunísticas entre unos y otros. Esta conclusión la avala con la revisión realizada del material por los paleontólogos franceses Munier-Chalmas y Bergeron. La lista faunística del material que recogió es la siguiente, trilobites: *Paradoxides rugulosus, Paradoxides* sp. du groupe *Paradoxides rugulosus, Paradoxides Pradoanus, Conocoryphe Sulzeri, Conocoryphe Heberti, Conocoryphe coronata, Solenopleura Ribeiroi, Solenopleura* cf. *Rouairouxi, Agnostus Sallesi, Agnostus* sp. y el braquiópodo *Discina* sp., que también probablemente sería *Micromitra* sp. según Mergl y Liñán (1986).

[1] Los nombres de los taxones y de los periodos geológicos se han mantenido con la grafía original.

Podemos considerar que todos estos trabajos constituyen una primera época en el conocimiento de Murero. En ella las referencias al yacimiento siempre se encuandran en un estudio regional, y en los que las faunas constituyen un elemento para datar. Es curioso notar que ningún autor plantea la posibilidad de la existencia de nuevas especies, y que la "afinidad" biogeográfica sea fundamentalmente bohémica, ya que en los trabajos previos a Dereims sólo la especie *Conocephalites ribeiroi* definida en la Cordillera Cantábrica por Verneuil y Barrande (en Prado *et al.*, 1860) no es típica de Bohemia. Dereims, aunque en su listado mantiene esta "afinidad", incorpora algunas especies francesas que recientemente se habían descrito en la Montaña Negra por Munier-Chalmas y Bergeron (en Bergeron, 1889), y reconoce la otra especie cantábrica definida por Verneuil y Barrande, *Paradoxides Pradoanus.*

Posteriormente se produce un parón de más de un cuarto de siglo, en el que el yacimiento de Murero no atrae la atención de ningún investigador. Sin embargo, tras la realización en el año 1926 del XIV Congreso Geológico Internacional en Madrid, hay un renovado interés por parte de algunas escuelas, sobre todo alemanas y francesas, por el estudio de la Geología de España. Una de estas escuelas estaba dirigida por el Prof. Stille de Göttingen, quien envió a varios discipulos suyos a realizar sus tesis doctorales en España; uno de ellos fue Franz Lotze, quien presentó su tesis en 1928 (publicada en 1929) dedicada al estudio de la estratigrafía y tectónica del Paleozoico del Sistema Ibérico. En este trabajo se establecen las bases de la estratigrafía del Cámbrico de las Cadenas Ibéricas y una de las localidades estudiadas es la de Murero; los trilobites fueron estudiados por Rudolph y Emma Richter, quienes por primera se percatan de la existencia de varias especies nuevas.

En este trabajo Lotze recoge la lista faunística dada por Dereims, señalando que el material procedía de un nivel alto dentro de las que el denomina margas de Murero, ya que en parte son coincidentes con las especies que el encuentra en las que llama capas de Villafeliche. Además indica que encuentra fauna más antiguas en el barranco de Villafeliche [sic, debe de tratarse de la Rambla de Valdemiedes]; según los estudios de los maridos Richter, la lista de trilobites que ofrecen de este nivel, es la siguiente: *Paradoxides mureroensis, Olenopsis? lotzei, Olenopsis? eleganticeps, Agraulos* sp. a y *Agraulos* sp. b, estas especies permanecieron en nomenclatura abierta o como nomen nudum hasta que fueron definidas formalmente en el trabajo de Sdzuy (1958); aunque fueron citadas de manera reiterada en trabajos posteriores. Las única novedad en las faunas de los niveles superiores es la presencia de *Paradoxides barrandei*, especie definida en la Cordillera Cantábrica por Barrois (1882). En este trabajo es donde se reconoce por primera vez la existencia de distintos niveles, uno más inferior caracterizado por la falta de conocorífidos, y otro superior, conocido previamente, donde este grupo es muy abundante.

El trabajo de Sampelayo (1935), si bien desde el punto de vista estratigráfico supone una vuelta hacia los esquemas previos al trabajo de Lotze y por lo tanto un paso atrás, desde el punto de vista paleontológico supone un gran avance con las primeras definiciones y figuraciones fotográficas de material de Murero. En este trabajo se recogen todas las listas faunísticas previamente publicadas. En el capítulo final figura veinte ejemplares procedentes de Murero, definiendo formalmente una nueva especie *Ptycoparia azpeitiae* y varias variedades *P. azpeitiae* var. *truncata,* y dos más de *Conocoryphe Sulzeri,* además cita por primera vez *Ptycoparia fichti.* Este material fue revisado por Sdzuy (1961: 226-228) y Liñán y Gozalo (1986: 29), quienes ofrecen una lista completa de la clasificación actualizada de los ejemplares figurados por este autor. Además también figura dos especies de braquiópodos inarticulados, una de ellas la definió como *Fordilla marini*, que fue clasificada por Mergl y Liñán (1986) como *Micromitra* sp.

Meléndez (1943), en su estudio sobre el Cámbrico español, no ofrece ninguna novedad desde el punto de vista paleontológico; recoge los listados previos de Dereims y las especies en nomen nudum de los esposos Richter citadas por Lotze. En otro apartado ofrece una lista de especies fundamentales encontradas en Murero: *Conocephalites Sulzeri, Conocephalites coronata, Conocephalites Heberti, Paradoxides bohemicus, Paradoxides rotundus* [sic], *Paradoxides spinosus, Paradoxides Pradoanus, Paradoxides rugulosus, Paradoxides mureroensis, Solenopleura Riberoi* y *Agnostus Sallesi.* En este trabajo figura un ejemplar procedente de un lugar cercano a Murero que clasifica como *Paradoxides spinosus*, y que se trata de un *Eccaparadoxides brachyrhachis brachyrhachis.*

Lotze (1958), realiza una puesta a punto sobre el conocimiento de la estratigrafía del Cámbrico español, en la que utilizó la información obtenida por las numerosas tesis que él dirigió en España. En este trabajo los trilobites recogidos tanto por él, como por sus colaboradores fueron clasificados por Klaus Sdzuy. Concretamente para el área de Murero reconoce tres formaciones: capas de Valdemiedes, capas de Murero y capas de Villafeliche, en todas ellas cita diversas faunas. En las capas de Valdemiedes cita 5 taxones, pertenecientes al Cámbrico Inferior (motivo por el que separa estos niveles de las suprayacentes capas de Murero). En las capas de Murero reconoce desde el punto de vista bioestratigráfico tres niveles con faunas distintas con un total de 28 taxones. En la base de las capas de Villafeliche encuentra otro nivel con cuatro taxones, y que correspondería al nivel bioestratigráfico más alto del yacimiento de Murero. De todas estas especies un número importante están en nomenclatura abierta y varias de ellas son nomen nudum, siendo muchas de ellas definidas ese mismo año por Sdzuy. Este trabajo tiene dos aspectos muy importantes, el primero es el establecimiento de la existencia de varias faunas sucesivas, que indican ya el potencial bioestratigráfico de este afloramiento, y el otro es la clasificación de los taxones, ya que hasta este momento la mayoría de las especies de

Paradoxides y conocoríficos citadas eran típicamente bohémicas, y en este trabajo las citas hacen referencia a especies definidas fundamentalmente en Europa occidental o nuevas especies, y con poca afinidad específica con las faunas bohémicas, aunque este cambio hay que apuntárselo a la clasificación realizada por Sdzuy.

Sdzuy (1958) en un trabajo exclusivamente sistemático define varios nuevos taxones, que habían sido citados previamente en los trabajos de Lotze (1929, 1958); define un nuevo subgénero, siete nuevas especies y una nueva subespecie en la Rambla de Valdemiedes de Murero, y además otras cinco especies que define en la Cordillera Cantábrica también las cita en esta localidad.

Badillo (1959) reestudia el material de Murero que se encontraba depositado en el Museo del entonces Instituto Geológico y Minero de España; la mayor parte del material que figura se corresponde con el figurado por Sampelayo (1935). Para una puesta al día de la nomenclatura de los trilobites figurados por este autor véase Liñán y Gozalo (1986: 30).

Lotze y Sdzuy (1961) publican la magna obra *Das Kambrium Spaniens,* en tres volumenes, el primero firmado por Lotze dedicado a la estratigrafía y aspectos generales y los dos siguientes firmados por Sdzuy, dedicados a la sistemática de los trilobites del Cámbrico de España. Podemos considerar esta obra como un punto clave en el estudio del Cámbrico español, ya que por un lado representó una puesta al día de todos los conocimientos anteriores y, por otro, de una herramienta sistemática y bioestratigráfica básica que supone una obra de referencia obligada, la cual propició el desarrollo del esquema biocronológico actual.

En la parte estratigráfica, Lotze realiza por primera vez un corte estratigráfico detallado de la Rambla de Valdemiedes, modifica ligeramente sus conceptos litoestratigráficos y divide las capas en doce "bandas"[2] de trilobites. Modifica de nuevo las unidades litoestratigráficas, cambiando ligeramente sus definiciones respecto a las del año 1958 (para un análisis más detallado de los mismos vease Liñán y Gozalo, 1986: fig. 8; Liñán *et al.*, 1992). En esta parte de la obra Lotze utiliza los datos paleontológicos de Sdzuy y cita en la Rambla de Valdemiedes un total de 36 taxones, pertenecientes a 17 géneros distintos.

En el apartado sistemático, Sdzuy hace una introducción donde revisa todo el material de trilobites cámbricos que se han figurado de España, y para cada uno propone la clasificación que él cree más adecuada, comentando en cada caso su decisión. Dentro ya del apartado sistemático propiamente dicho describe y figura todas las especies que él, Lotze y colaboradores habían encontrado en Murero, figurando y describiendo todas ellas, incluidas las que había definido en 1958, además propone un nuevo género y una nueva especie *(Alueva undulata)* para la región. En conjunto analiza y estudia 35 especies de 19 géneros distintos, la mayoría de ellas siguen manteniendo su plena validez, aunque existan algunos cambios en la asignación genérica. Este trabajo sigue constituyendo la base de todos los trabajos sobre trilobites realizados posteriormente.

Vogel (1962) estudia las valvas encontradas por los autores anteriores en las capas inferiores de Murero, y las asigna al braquiópodo *Trematobolus* sp. y a un nuevo taxón de bivalvo, *Lamelodonta simplex,* que constituía en aquellos momentos el bivalvo más antiguo conocido, y fue citado en algunas de las filogenias de este grupo que se realizaron en la época (por ej. Pojeta, 1975).

Gil Cid (1970) realiza un breve trabajo centrado básicamente en la Rambla de Valdenegro, clasifica y figura diez especies de trilobites pertenecientes a cuatro géneros, todas ellas citadas previamente en Murero por Sdzuy. En Liñán y Gozalo (1986: 30-31) se encuentra la lista de equivalencias del material figurado en este trabajo.

Havlícek y Kríz (1978) reestudian el material de Vogel y nuevo material, llegando a la conclusión de que los ejemplares considerados bivalvos, en realidad se trataban de braquiópodos del género *Trematobolus.*

Mergl y Liñán (1986) realizan una revisión de los braquiópodos encontrados hasta ese momento en el Sistema Ibérico. Citan tres taxones encontrados en la localidad de Murero: *Trematobolus simplex, Acrothele* cf. *coriacea* y *Micromitra* sp., y dan su rango de distribución estratigráfica.

Conway Morris y Robison (1986) citan por primera vez un fósil de cuerpo blando encontrado en Murero. Se trata de un anélido tipo paleoescolécido que procede del Cámbrico Medio de la Rambla de Valdemiedes, y que ellos clasifican como *Palaeoscolex* cf. *P. ratcliffei.*

Liñán y Gozalo (1986) realizan un estudio detallado de los afloramientos cámbricos de las ramblas de Valdemiedes y Valdenegro. Elaboran una cartografía a escala 1:10.000 de los afloramientos cámbricos y levantan varias secciones estratigráficas en diferentes puntos del yacimiento, en las que realizan un muestreo detallado de todos los niveles de las mismas. Todo ello les lleva a una nueva propuesta litoestratigráfica, que posteriormente fue modificada y definida formalmente por Liñán *et al.* (1992). Desde el punto de vista del estudio de los trilobites en el trabajo refieren 58 taxones que corresponden a 25 géneros distintos, de los cuales 12 especies y subespecies son nuevas. La recolección detallada de los ejemplares les permitió corroborar y precisar las propuestas bioestratigráficas realizadas por Sdzuy (1968, 1971a, 1971b, 1972) para el techo del Cámbrico Inferior y el Cámbrico Medio español, y perfilar diferentes zonaciones para este yacimiento. Desde el punto de vista paleobiológico el hecho más destacable fue la demostración fehaciente de la existencia de dimorfismo en dos especies del género *Paradoxides.*

Podemos decir que con este trabajo se cierra, o se inicia, una nueva etapa en el estudio del yacimiento de

[2] El concepto de "bandas" utilizado por Lotze es una unidad informal de tipo bioestratigráfico, que no tiene un equivalente claro, su uso en el yacimiento de Murero podría equivaler a una biozona, y más normalmente, a una superbiozona o a un supbiso.

Murero; ya que en esos momentos se disponía de un conocimiento geológico, estratigráfico y paleontológico detallado del yacimiento, lo que iba a permitir el desarrollo, bien de estudios puntuales sobre algunos niveles o las faunas más interesantes, bien el análisis del yacimiento en su conjunto y el establecimiento de una escala biocronológica detallada, que permitiera su comparación y correlación con otros yacimientos. Además se abría las puertas a los estudios de tipo paleoecológico, paleobiológico y de eventos, que hasta ese momento habían sido muy escasos, por no decir nulos.

Apuntes sobre el estado actual del conocimiento del yacimiento de Murero

Posteriormente a este trabajo el grupo de investigación dirigido por uno de nosotros (E. L.) ha continuado estudiando el Cámbrico de la Península Ibérica, siendo Murero uno de los yacimientos donde se han realizado más estudios. Estos han sido de temática y amplitud muy variada.

Desde el punto de vista litoestratigráfico Liñán *et al.* (1992) definieron el Grupo Mesones, dentro de él redefinieron y caracterizaron las formaciones Valdemiedes, Mansilla y Murero, para todo el Sistema Ibérico, en este trabajo se ofrece un listado exhaustivo de las biotas conocidas en esos momentos; varios de los estratotipos y paraestratotipos de las formaciones se encuentran en la localidad de Murero.

Liñán *et al.* (1993) analizan en detalle el límite entre el Cámbrico Inferior y Medio en la Rambla de Valdemiedes, lo que les permitió definir el evento Valdemiedes y las biozonas que lo encuadran, y caracterizar este límite de una manera muy precisa. En artículos posteriores encuentran este evento en otras localidades españolas, lo que les permite extraer distintas consecuencias paleogeográficas (Álvaro *et al.*, 1993; Gozalo *et al.*, 1993).

Otro aspecto que se ha estudiado con sumo detalle son los icnofósiles por parte de Gámez Vintaned y Mayoral (1992, 1995), lo que ha permitido reconocer 13 icnotaxones, uno de ellos un nuevo género y una nueva especie: *Serichichnus mureroensis*. Además han establecido tres icnoasociaciones que les ha suministrado datos sobre la evolución paleoambiental de la secuencia de este yacimiento.

Quizás uno de los aspectos que más ha llamado la atención en los últimos años ha sido el descubrimiento de una importante biota de cuerpos blandos tipo Burgess Shale, que actualmente está en estudio y en la que se han reconocido algas, esponjas, anélidos, onicóforos, artrópodos e *incertae sedis*. Hasta el momento se ha publicado un breve estudio sobre un paleoescolécido (Gámez Vintaned, 1995) y se ha presentado el descubrimiento en algunos congresos (García-Bellido Capdevila y Liñán, 1996; Liñán *et al.*, 1996b).

Los estudios sobre los trilobites también han continuado, aunque sólo se han publicado alguna pequeña nota donde se indican cambios en la clasificación de algunos taxones, que presentaban un gran interés paleobiogeográfico (Gozalo y Liñán, 1997; Dies *et al.*, en este volumen), o bien la puesta al día del problema del dimorfismo en los paradoxídidos (Gozalo y Liñán, 1998).

De todos modos, el aspecto con más calado internacional ha sido el establecimiento de una escala de pisos regionales para el Cámbrico español (Liñán, Perejón y Sdzuy, 1993), ya que en estos momentos el Cámbrico es el único Sistema que no se encuentra dividido en unidades cronoestratigráficas oficialmente aceptadas por la ICS (IUGS). Dos de estos pisos regionales tienen sus estratotipos en Murero el Bilbiliense y el Caesaraugustiense, y otro, el Leoniense, su paraestratotipo. Posteriormente a este trabajo, se ha realizado una nueva biozonación con paradoxídidos para el Leoniense (Gozalo y Liñán, 1995) y una caracterización de este piso dentro de la subprovincia Mediterránea y su correlación global (Sdzuy *et al.*, 1999), siendo Murero uno de los lugares que más información ha aportado en estos temas.

Todos estos trabajos hicieron que en el año 1996 los Grupos de Trabajo para la Subdivisión del Cámbrico dependientes de la Subcomisión Internacional del Cámbrico decidieran visitar España, para lo que se realizó una guía detallada del conjunto de la excursión (Liñán *et al.*, 1996a), dentro de la cual se incluía una visita al yacimiento de Murero (Gozalo *et al.*, 1996).

Para terminar queremos destacar el hecho de que recientemente el yacimiento de Murero ha sido declarado Bien de Interés Cultural por el Gobierno de Aragón (Andrés *et al.*, en este volumen), lo que ha supuesto la primera protección oficial de un yacimiento paleontológico en España. Actualmente se está adecuando el yacimiento para que sea posible una visita al mismo (Liñán *et al.*, en este volumen), para lo que se han realizado tres mesas de interpretación donde se explican los aspectos más generales del yacimiento, de manera que se permita la comprensión de los visitantes.

Agradecimientos.

Este trabajo es una contribución a los proyectos PB96-0744 de la Dirección General de Estudios Superiores y 166/99 del Departamento de Educación y Cultura de la Comunidad Autónoma de Aragón.

Bibliografía

Álvaro, J., Gozalo, R., Liñán, E. & Sdzuy, K. 1993. The palaeogeography of the northern Iberia at the Lower-Middle Cambrian transition. *Bulletin de la Société géologique de France,* **164** (6), 843-850.

Badillo, L. 1959. Catálogo de las especies fósiles del Museo del Instituto Geológico y Minero de España. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España,* **55**, 71-124.

Barrois, Ch. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galicie. *Memoires de la Société Géologique du Nord,* **2** (1), 1-630.

Bergeron, J. 1889. Étude géologique du massif ancien situé au Sud

du Plateau Central. *Annales des Sciences Géologique,* **22,** IV+361 pp.

Conway Morris, S. & Robison, R. A. 1986. Middle Cambrian priapulids and other soft-bodied fossils from Utah and Spain. *The University of Kansas Paleontological Contributions,* Paper, **117,** 1-22.

Dereims, A. 1898. *Recherches Géologiques dans le Sud de l'Aragon.* Thèse Université de Lille, 1-199.

Donayre, F. M. 1873. Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España,* **1,** 1-128.

Gámez Vintaned, J. A. 1995 Nuevo hallazgo de un anélido (?) Paleoscolécido en el Cámbrico Medio de Murero (Cadena Ibérica Occidental, NE de España). In: *La expansión de la vida en el Cámbrico* (eds. J. A. Gámez Vintaned y E. Liñán), Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 205-218.

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

Gámez Vintaned, J. A. y Mayoral, E. 1995. Paleoicnología del Grupo Mesones (Cámbrico Inferior-Medio) en Murero (Cadena Ibérica Occidental, NE de España). In: *La expansión de la vida en el Cámbrico* (eds. J. A. Gámez Vintaned y E. Liñán), Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 219-252

García-Bellido Capdevila, D. y Liñán, E. 1996. Nuevo ejemplar de "palaeoscolecido" del Cámbrico Medio de Murero, Zaragoza. In: *Comunicaciones XII Jornadas de Paleontología.* Badajoz, 30 de octubre - 2 de noviembre de 1996 (eds. T. Palacios y R. Gozalo), 48-49.

Gil Cid, M. D. 1970. Nota sobre los nuevos yacimientos de Trilobites del Cámbrico medio de Murero (Zaragoza). *Estudios geológicos,* **26,** 163-172.

Gozalo, R., Álvaro, J., Liñán, E., Sdzuy, K. y Truyols, J. 1993. La distribución de Paradoxides (Acadoparadoxides) mureroensis Sdzuy, 1958 (Cámbrico Medio basal) y sus implicaciones paleobiogeográficas. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe,* **18,** 217-230.

Gozalo, R. y Liñán, E. 1988. Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos,* **44,** 399-404.

Gozalo, R. & Liñán, E. 1995. Leonian (early Middle Cambrian) Paradoxides biostratigraphy. *Beringeria,* **Special Issue 2,** 169-171.

Gozalo, R. & Liñán, E. 1997. Revision of the genus *Onaraspis* Öpik 1968 and its biostratigraphic and biogeographic significance. In: *Second International Trilobite Conference.* Brock University, ST. Catharines, Ontario. August 22-25, 1997. Abstract with program, 24-25.

Gozalo, R. & Liñán, E. 1998. Two cases of dimorphism in *Paradoxides* species (Trilobita) from Spain. *Lund Publications in Geology,* **142,** 8-9.

Gozalo, R., Liñán, E. y Álvaro, J. 1993. Bioestratigrafía del Cámbrico Medio de Villafeliche (Prov. Zaragoza, España). *Revista Española de Paleontología,* **nº extraordinario,** 49-57.

Gozalo, R., Liñán, E. & Sdzuy, K. 1996. September 20. The Lower and Middle Cambrian of Murero and Villafeliche (West Asturan-Leonese Zone. Western Iberian Chain). In: *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups.* International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts (eds. E. Liñán, J. A. Gámez Vintaned and R. Gozalo), Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 73-80

Havlicek, V. & Kriz, J. 1978. Middle Cambrian Lamellodonta simplex VOGEL: "Bivalve" turned Brachiopod Trematobolus simplex (VOGEL). *Journal of Paleontology,* **52** (5), 972-975.

Liñán, E., Fernández-Nieto, C., Gámez, J. A., Gozalo, R., Mayoral, E., Moreno-Eiris, E., Palacios, T. y Perejón, A. 1993. Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología,* **nº extraordinario,** 26-39.

Liñán, E., Gámez Vintaned, J. A. & Gozalo, R. (eds.) 1996a. II Field *Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups.* International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 129 pp.

Liñán, E., Gámez Vintaned, J. A. y Gozalo, R. 1996b. Hallazgo de una biota tipo Burgess Shale en el Cámbrico Inferior tardío de Murero (Zaragoza). In: *Comunicaciones XII Jornadas de Paleontología.* Badajoz, 30 de octubre - 2 de noviembre de 1996 (eds. T. Palacios y R. Gozalo), 77-78.

Liñán, E y Gozalo, R. 1986. Trilobites del Cámbrico Inferior y Medio de Murero (Cordillera Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza,* **2,** 104 pp.

Liñán, E., Gozalo, R., Gámez, J. A. y Álvaro, J. 1992. Las Formaciones del Grupo Mesones (Cámbrico Inferior-Medio) en las Cadenas Ibéricas. *III Congreso Geológico de España, Salamanca 1992,* Actas **1,** 517-523.

Liñán, E., Perejón, A. & Sdzuy, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine,* **130** (6), 817-833.

Lotze, F. 1929. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, mathematisch-physikalische Klasse,* n. F., **14** (2), 1-320. [Traducción española por M. San Miguel de la Cámara (1955). Estratigrafía y tectónica de las Cadenas paleozoicas Celtibéricas. *Publicaciones Extranjeras sobre la Geología de España,* **8,** 1-313].

Lotze, F. 1958. Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie,* **7** (3-6), 727-750. [Traducción española por J. Gómez de Llarena (1961). Sobre la estratigrafía del Cámbrico español. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España,* **61,** 131-164].

Lotze, F. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse,* **1961** (6), 1-216. [Traducción española por J. Gómez de Llarena (1970). El Cámbrico de España. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España,* **70,** 1-256].

Lotze, F. und Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse,* **1961** (6) 1-216; Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse,* **1961** (7-8), 217-411 (499-693).

Mallada, L. 1875. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España,* **2,** 1-160.

Meléndez, B. 1943. Los terrenos cámbricos de la Península Ibérica. *Trabajos del Instituto de Ciencias Naturales José de Acosta, serie geológica,* **1** (1), 1-179.

Mergl, M. & Liñán, E. 1986. Some Cambrian Brachiopoda of the Cordillera Ibérica and their biostratigraphical significance. In: *Memorias de las I Jornadas de Paleontología.* (Coord. E. Villas). Colección Actas, 5, Diputación General de Aragón, Departamento de Cultura y Educación, Zaragoza, 159-180.

Palacios, P. 1893. Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España,* **19,** 1-112.

Pojeta, J. 1975. Fordilla troyensis Barrande and early pelecipod phylogeny. *Bulletin of American Paleontology,* **67** (287), 363-384.

Prado, C. de, Verneuil, E. de et Barrande, J. 1860. Sur l'existence de la fauna primordiale dans la Chaine Cantabrique, suivie de la description des fossiles. *Bulletin de la Société Géologique de France,* 2ème. Série, **17,** 516-547.

Sampelayo, P. Hernández. 1935. El Sistema Cambriano. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España,* **41,** 291- 528.

Sdzuy, K. 1958. Neue Trilobiten aus dem Mittelkambrium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea,* **39,** 235-253.

Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse,* **1961** (7 und 8), 217-411 (499-693).

Sdzuy, K. 1968. Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias. *Trabajos de Geología,* Universidad de Oviedo, **1** (1967), 77-133.

Sdzuy, K. 1971a. Acerca de la correlación del Cámbrico inferior de la Península Ibérica. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica,* Sección 1 Geología, **2,** 753-768.

Sdzuy, K. 1971b. La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica,* Sección 1 Geología, **2,** 769-782.

Sdzuy, K. 1972. Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* **Teil II,** 1972 (1-2), 1-91.

Sdzuy, K., Liñán, E. & Gozalo, R. 1999. The Leonian Stage (early Middle Cambrian): a unit for Cambrian correlation in the Mediterranean subprovince. *Geological Magazine,* **136** (1), 39-48.

Verneuil, E. de. 1862. Descubrimiento de la fauna primordial en Zaragoza. *Revista Minera,* **13**, 479.

Verneuil, E. de et Lartet, L. 1863. Sur la calcaire à Lychnus des environs de Segura (Aragón). *Bulletin de la Société géologique de France*, 2ème. Série, **20,** 684- 698.

Vogel, K. 1962. Muscheln mit Schlösszähner aus dem spanischen Kambrium und ihre Bedeutung für die Evolution der Lamellibranchiaten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse,* **1962** (4), 193-244.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Las colectas de fósiles de Fernando López de Cárdenas en Montoro (Córdoba) en el último tercio del siglo XVIII

A. Montero[1], L. Sequeiros[2] y S. Cano[3]

[1] Unidad de Paleobotánica. Jardín Botánico de Córdoba. Avda. Linneo s/n. 14004, Córdoba
[2] Área de Filosofía. Facultad de Teología. Apdo. 2002. 18080, Granada
[3] Museo Arqueológico Municipal de Montoro. Plz. Santa María del Castillo de la Mota. 14600, Montoro

Durante el último tercio del siglo XVIII, el Real Gabinete de Historia Natural, fundado por Carlos III en 1776 en Madrid, fue el único destinatario de todas las colectas geológicas que se realizaron en cualquiera de los dominios de la corona. Las colecciones del Real Gabinete se iniciaron con la compra por parte del Rey de la colección de Pedro Franco Dávila, un comerciante español nacido en Guayaquil y residente en París (Barreiro, 1929; 1944; 1992; Hernández Pacheco, 1944; Amorós, 1963; Calatayud, 1986; 1988; 1989) a cambio de la dirección vitalicia del Gabinete. A dicha colección, una de las más importantes de Europa (Calatayud, 1988; Montero, 1995; Montero y Diéguez, 1995) se unieron pequeñas colecciones de otras instituciones y de Palacio.

Con el objetivo de completar las colecciones de Historia Natural con ejemplares de la Península y de todas las posesiones españolas, que apenas existían en la colección de Franco Dávila, se emitió en 1776, el mismo año de la inauguración del Gabinete, una *"Instrucción de colecta"*(Anónimo, 1776), redactada probablemente por el propio Franco Dávila, en la que se pedía a los funcionarios (intendentes, corregidores, etc) que se ocuparan de conseguir ejemplares de Historia Natural y los remitieran al Real Gabinete.

Fernando López de Cárdenas (1719-1786)

Fernando López de Cárdenas, cura párroco de la villa de Montoro había nacido en 1719 en Priego, pueblo también de la provincia de Córdoba. Su interés por la Arqueología y la

Historia Natural eran patentes como pone de manifiesto su correspondencia (Barandiarán, 1920;

Zunzunegui, 1948) con diversas personalidades de la época, entre las que hay que destacar al padre

Enrique Flórez, instructor de los hijos del Rey en cuestiones de Historia Natural y personaje con

bastante influencia en la corte. Flórez ya había avisado a López de Cárdenas de la existencia del Gabinete formado por Carlos III antes de que le llegara una carta del Intendente de Córdoba pidiéndole su colaboración en la colecta de ejemplares con destino a aquél.

El mismo año que se inaugura el Real Gabinete y se crea la "*Instrucción de colecta*", el Intendente del Reino de Córdoba, D. Pedro de Pueyo comisionó a Fernando López de Cárdenas, para que recolectara ejemplares con destino al Real Gabinete (27-Junio-1776. Archivo Museo Nacional de Ciencias Naturales; Ramírez, 1921). López de Cárdenas rehusó inicialmente el encargo, pero terminó por acceder a recolectar ejemplares, que enviaría más tarde al director Franco Dávila (30-Mayo-1776, AMNCN; Calatayud, 1987, ref. 296; Montero, 1995; Pelayo, 1996).

Las remesas de ejemplares de fósiles, minerales y rocas de Montoro y otras localidades de Córdoba e incluso de Jaén y Ciudad Real, se sucedieron desde el año 1776 al año 1783 (la última carta de un envío está fechada en Agosto de 1783). Y, aunque, es muy posible que realizara más envíos, sólo tenemos constancia de cuatro de ellos, uno exclusivamente de rocas, en los años 1776, 1777, 1778 y 1783 (Calatayud, 1987, refs. 318, 510, 728, 738). A todos los envíos, acompañaba un catálogo de lo enviado y explicaciones sobre sus ideas respecto al origen de fósiles y rocas (Montero, 1995; Montero y Diéguez, 1996).

Las colectas de López de Cárdenas en Montoro, Córdoba

La localidad de Montoro, está situada a 40 km de Córdoba en dirección NE. La población original se ubicaba sobre un resalte rocoso, que obliga al río Guadalquivir a formar un cerrado meandro. Actualmente, el pueblo se reparte por ambas márgenes del río. Este resalte, hoy totalmente urbanizado, era en el siglo XVIII una buena referencia de la geología local como deja claro López de Cárdenas en uno de sus escritos (10 de Agosto de 1776, AMNCN; Calatayud, 1987; ref. 318). En este documento, López de Cárdenas como buen observador describió los distintos sedimentos que afloraban en una de sus localidades de colecta: "El Castillo de la Caba" (Pelayo, 1996). Hoy en día, este lugar en el que no queda rastro alguno del castillo se encuentra dentro del casco urbano de Montoro y la descripción de López de Cárdenas es imposible revisarla. Pero en su escrito, hace mucho más que una mera descripción de los sedimentos, desarrolla una auténtica columna geológica observando los estratos del denominado "Castillo de la Caba":

"En esta cuesta,.....,se manifiestan diversas canteras interpoladas con diversos lechos de tierra, que van haciendo como Listas, que circundan el monte, sobre que està el Castillo. La inmediata â el Rio es de pizarra: despues sigue otra de tierra encarnada, donde hai muchas canteras de piedra de amolar, que surte â diversos pueblos: luego se sigue otra de tierra arenisca mui delicada y pegajosa, donde se ven algunos sellos de los testaceos menores: â esta se sigue una lista como de vara y media de ancho, la qual se compone de testaceos, y conchas mui

unidas, y algunos petrificados, siendo su union tan fuerte, que ha cristalizado muchos de estos cuerpos: finalmente el ultimo lecho, ô lista es cantera de piedra, que llaman berroqueña mui dura, donde se hallan balanos, pentaphilones, y conchas....." (10 de Agosto de 1776, AMNCN; Calatayud, 1987, ref. 318).

Con estos datos y con algunos conocimientos generales de la geología local, podemos presentar un corte geológico simple de ese lugar descrito por López de Cárdenas, que estaría formado por los siguientes materiales de muro a techo: pizarras negras carboníferas con fósiles marinos, en discordancia areniscas rojas muy compactas de edad triásica, que en la localidad llaman molinasa y son utilizadas en construcción, por encima probables margas poco compactadas con fósiles marinos neógenos y sobre estás, calizas compactas con recristalizaciones y disoluciones que contienen fósiles marinos neógenos con un espesor de vara y media y a techo otra capa de caliza muy compacta con fósiles neógenos.

De acuerdo con lo que hoy se observa, toda el área cercana se compone en mayor o menor medida de estas rocas. Además hay que añadir que, en algunos lugares, se encuentran depósitos potentes de pudingas con matriz arenosa roja de edad triásica y en las vaguadas depósitos cuaternarios.

Si representamos en una columna las descripciones dadas por López de Cárdenas de la cuesta al "Castillo de la Caba" tal y como el la vio y en otra columna la posible interpretación actual, tendríamos la siguiente tabla:

Interpretación de López de Cárdenas	Interpretación actual
Piedra berroqueña muy dura con muchos fósiles.	Caliza compacta con fósiles
Capa con muchos fósiles y muy unidos, algunos de ellos cristalizados.	Caliza compacta con fósiles y con recristalizaciones.
Tierra arenisca delicada y pegajosa con sellos de testaceos.	Marga con fósiles.
Tierra encarnada (piedra de amolar).	Arenisca roja muy compacta.
Pizarra.	Pizarras o lutitas.

Por lo tanto, en unos pocos kilómetros alrededor del pueblo se pueden, en teoría, colectar fósiles carboníferos y neógenos, y aunque los autores de este trabajo no han podido encontrar fósil alguno en las muy compactas areniscas rojas triásicas, no descartamos que pudieran aparecer. Sin embargo, en un principio, por la descripción que hace López de Cárdenas de las capas que aparecen en "El Castillo de la Caba" se podría deducir que en los únicos materiales en los que encontró fósiles en Montoro fueron en los neógenos, ya que son las únicas capas en las que los menciona. Pero en varios de los lugares que cita en sus informes al Real Gabinete de Historia Natural como lugares de colecta, lo que afloran son pizarras carboníferas como hemos podido comprobar. En uno de esos puntos ("La Cruz del Corregidor") nosotros hemos recolectado fósiles, relativamente abundantes, en las pizarras carboníferas.

Los lugares en los que colecta en los alrededores de Montoro son muchos y no están alejados del casco urbano, salvo en pocos casos (La Nava de Montoro, el arroyo del castillo de Villaverde, sitio de Fernando Alonso, sitio de Valdecañas) que están a pocos kilómetros (desde media legua o legua y media a 6 leguas). Muchos de los puntos fosilíferos que cita deben estar referidos a un área amplia porque varía la denominación. Los puntos son los siguientes (se ha conservado la ortografía de López de Cárdenas):

- Pilar grande, cueva del pilar grande, cantera del pilar grande, cantera de encima del pilar grande, peñascos a orilla del Guadalquivir desprendidos de las canteras del pilar grande. En todos ellos encuentra lo que denomina: *Coclea*, *Madrépora*, sellos de conchas, frutillas de *Madréporas*, *Balanos*, *Pentaphilon*, *Equinite*, concha santa, tubos de caracoles marinos, *Madrepora negra*.
- Junto a la Cruz del Corregidor. En este lugar dice encontrar: frutillos de *Madréporas*, testáceos.
- En la silera, canteras de la silera, en el camino que sale de esta villa por la silera. Refiere los siguientes fósiles: concha bivalva acanalada, *Ostra* con figura de oreja, umbilicato de la especie de *Anomia* o *Terebratula*, *Patela*, *glosopetra*, concha de *almeja*, piedra pequeña con tres espinas afiladas que se formo dentro del pez carcario, *Pectunculo*.
- La pechinera, cueva de la pechinera (suponemos que se refiere a el lugar donde la gente del pueblo echaba el alpechín o deshechos de las almazaras). Aquí dice encontrar: hueso petrificado, *Madrepora blanca*, *Madrepora negra*.
- Sitio de Fernando Alonso, cañal y aceñas de Fernando Alonso. Menciona los siguientes fósiles: concha santa, tubos de caracoles marinos, molde de caracol.
- La Bastilla. Los fósiles que dice recolectar son: *Pentaphilon*, *Ostra* con figura de oreja, especie de *Anomia* o *Terebratula*, *Patela*, *Glosopetra,* figura de concha bivalva.
- Castillo de la Caba, cantera de la Caba, Arroyo del castillo de la Caba. Refiere los fósiles: *Pentaphilon*, *ostra Pinna*, *ostra Penna*, *Balanos*, concha inequilátera lisa, testáceo con forma de araña y de maza, *Glosopetra*, univalvo de concha áspera y gruesa, concha de *almeja*, *Belemita*, sello del *peine de mar*, *Ostra de mangote*, Oreja marina blanca y lisa, Setas marinas petrificadas.
- Nava de Montoro cerca de la ermita, en el camino de la nava, en la otra banda del arroyo Corcomé junto al santuario en la nava. Recoge los siguientes fósiles: *Madrepora*, *Dendrephora*.
- Canteras del arroyo del castillo de Villaverde. Aquí cita: *Pentaphilon*.
- En la Montesina, en la calera de la Montesina. En este punto dice recolectar: *Anomia*, molde de *cuerno de Ammon* o de algún caracol.
- Cerro del algarrobo. En este lugar recolecta: testáceo con forma de maza y de araña.

- Casablanca a orilla del Guadalquivir. Los fósiles que dice recoger son: *concha del Almirante* o *Vicealmirante*.
- Huerta del barranco. Menciona: *Ostra mayor*.
- Cueva donde S. Francisco Solano se retiraba a oración cuando vino al pueblo a curar la peste. Encuentra los fósiles: *Ostra* con *Balanos*.

Por las descripciones dadas en sus envíos es muy difícil saber en muchos casos si los ejemplares que manda son carboníferos, neógenos o de cualquier otra edad, porque incluso los que parecen claramente neógenos ("*Balano sobre una guija*" o " *Coclea petrificada*") fueron recogidos en una lugar ("El pilar grande") en donde lo que hemos visto que aflora son pizarras carboníferas. También, en un lugar denominado "La Silera" dice encontrar "*Un cuerno de Amon mediano de quatro vueltas en tierra ya dura*" y, sin embargo, en ese punto lo único que hemos encontrado nosotros han sido calizas con multitud de gasterópodos neógenos marinos y no imaginamos qué fósil o estructura sedimentaria pudo causar el error de López de Cárdenas. Tal vez en muchos casos fue víctima del engaño de la persona que le vendía el ejemplar al decirle que era de un lugar equivocado.

López de Cárdenas era un ilustrado. Cualquier fósil o roca curiosa que encontraba le parecía válida para ser expuesta en el Real Gabinete, ya que, después de todo, esa era la función primordial de sus colectas. Años después de su muerte, en el Real Gabinete se recibió una carta de un ciudadano de Montoro pidiendo al Gabinete que se le asignara el trabajo y la pensión que tenía el citado párroco y desde el Gabinete se le contesta que López de Cárdenas no tenía pensión alguna y la única cantidad que se le mandó fueron 50 doblones de oro en el año 1779 por todos los gastos ocasionados. En cuanto al trabajo realizado por López de Cárdenas, se dice que "*...como todo le era desconocido su zelo le abultaba la importancia de quanto veia. Asi su persona fue poco util a este Real establecimiento...*" (29-Abril-1804. AMNCN). Sin embargo, conociendo los envíos que otros colectores mandaron en esa misma época al Real Gabinete, López de Cárdenas destaca entre todos ellos por su buena disposición, el ingente trabajo que realizó y la gran cantidad de ejemplares que fue mandando al Gabinete a lo largo de los años (Montero, 1995).

Aunque no hay duda de que López de Cárdenas fue uno de los colectores más importantes que tuvo el Real Gabinete en el siglo XVIII (Montero, 1995; Pelayo, 1996), apenas nos han quedado pruebas de sus envíos, salvo una masa de *Balanus* sp. que nosotros hemos asignado a una de sus colectas (Montero, 1995) y un fragmento grande de yeso de la localidad de Aguilar, al sur de la provincia de Córdoba.

Bibliografía

Amorós, J.L. 1963. Notas sobre la Historia de la Cristalografía y Mineralogía. III. La colección del caballero Franco Dávila y el origen del Real Gabinete de Historia Natural. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geol.)*, **61**, 9-37.

Anónimo, 1776. *Instrucción hecha de orden del Rei N.S. para que los Virreyes, Gobernadores, Corregidores, Alcaldes mayores é Intendentes de Provincias en todos los dominios de S.M puedan hacer escoger, preparar y enviar á Madrid todas las producciones curiosas de Naturaleza que se encontraren en las Tierras y Pueblos de sus distritos, á fin de que se coloquen en el Real Gabinete de Historia Natural que S.M. ha establecido en esta Corte para beneficio é instrucción pública.* 1-24.

Barreiro, A. 1929. Un capítulo de la Historia del Museo Nacional de Ciencias Naturales. *Memorias de Real Sociedad Española de Historia Natural*, **XV**, 143-154. Libro Homenaje a D. Ignacio Bolívar. Madrid.

—— 1944. *El Museo Nacional de Ciencias Naturales*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Instituto de Ciencias Naturales "José de Acosta". 1-381. Madrid.

—— 1992. *El Museo Nacional de Ciencias Naturales (1771-1935)*. Ed. Doce Calles, 1-509. Madrid.

Barandiarán, J.M. de. 1920. Fernando López de Cárdenas, naturalista. Cartas autógrafas. *Congreso de Bilbao. Asociación Española para el Progreso de las Ciencias*, 35-51.

Calatayud, Mª.A. 1986. Antecedentes y creación del Real Gabinete de Historia Natural de Madrid. *Arbor* **CXXIII**, 9-31.

—— 1987. *Catálogo de documentos del Real Gabinete de Historia Natural (1752-1786)*. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, 1-417. Madrid.

—— 1988. *Pedro Franco Dávila y el Real Gabinete de Historia Natural*. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, 1-251. Madrid.

—— 1989. El Real Gabinete de Historia Natural de Madrid. 263-276. *In*: Sellés, M., Peset, J.L. y Lafuente, A. (Compil.), *Carlos III y la ciencia de la Ilustración*. Alianza Editorial. Madrid.

Hernández-Pacheco, E. 1944. *El Museo Nacional de Ciencias Naturales y sus naturalistas en los siglos XVIII y XIX*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Instituto José de Acosta, 1-81. Madrid.

Montero, A. 1995. *La colección de invertebrados fósiles del Museo nacional de Ciencias Naturales-CSIC. Su desarrollo histórico y museológico*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 1-807. (Inédita).

Montero, A. y Diéguez, C. 1995. El interés por la Paleontología en el siglo XVIII: Análisis del Catálogo de la colección Franco Dávila. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geol.)*, **90**, 87-94.

Montero A. y Diéguez, C. 1996. Las ideas sobre el origen de los fósiles de Fernando López de Cárdenas (1719-1787), colector del Real Gabinete de Historia Natural de Madrid en la segunda mitad del siglo XVIII. 528-521. Perejón, A., Comas, M.J., Costa, M., García, I., Gomis, A., Moreno, M., Oteruelo, R. (eds.), *XII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural.*

Pelayo, F. 1996. *Del Diluvio al Megaterio. Los orígenes de la paleontología en España*. Cuadernos Galileo de Historia de la Ciencia, 16, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 1-310. Madrid.

Ramírez, R. 1921. Ensayo de un Catálogo Biográfico de escritores de la provincia y diócesis de Córdoba con descripción de sus obras. *Tipografía de la Revista de Archivos, Bibliotecas y Museos*. Madrid.

Zunzunegui, J. 1948. Correspondencia inédita del P. Enrique Flórez, O.S.A. *Hispania Sacra*, **1**, 13-19.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La Paleontología en los Congresos organizados por la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias durante el periodo 1908-1934

J. Moreno-Pérez
Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada

La Asociación Española para el Progreso de las Ciencias

Fundada en 1908 por iniciativa de varias personalidades científicas y políticas, entre las que se encontraban Luis Simarro, presidente de la Real Sociedad Española de Historia Natural; Segismundo Moret, presidente del Ateneo de Madrid; José Rodríguez Carracido e Ignacio Bolívar entre otros. En sus primeros estatutos se mostró que su objeto iba a ser el fomento de la cultura nacional, en sus manifestaciones científicas principalmente. Para lo cual, entre otras actuaciones, se organizarían congresos. Ausejo (1993) analiza esta Sociedad en el primer tercio del siglo XX, mostrando detalladamente cómo se estructuró y la encuadra en el marco europeo de asociaciones semejantes.

Los Congresos se dividieron en secciones, incluyéndose la Paleontología en la de Ciencias Naturales. Se estudian en este trabajo los discursos y comunicaciones presentadas a los catorce congresos (1908-1934) que precedieron a la Guerra Civil; en concreto: Zaragoza, 1908; Valencia, 1910; Granada, 1911; Madrid, 1913; Valladolid, 1915; Sevilla, 1917; Bilbao, 1919; Oporto, 1921, junto con la Asociación homóloga portuguesa; Salamanca, 1923; Coimbra, 1925; Cádiz, 1927; Barcelona, 1929; Lisboa, 1932 y Santiago de Compostela, 1934.

Los autores de discursos y comunicaciones con contenido paleontológico

Eduardo Hernández-Pacheco fue la figura clave en estos congresos. Catedrático de Geología de la Universidad de Madrid, Jefe de la sección de Geología del Museo de Ciencias Naturales; Jefe de Trabajos de la Comisión de Investigaciones de Paleontología y Prehistoria de la Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas y Director de sus Publicaciones, llegando a ser Director de la misma en 1923. Utilizó estos congresos en dos vertientes. Como medio para difundir los trabajos de la Comisión y por otra parte para solicitar las reformas que consideraba necesarias para el Progreso de la Ciencia en España. En concreto, este último aspecto lo trató en extenso en su discurso del congreso de Sevilla en 1917: fue especialmente duro contra el sistema de contratación de profesorado universitario (por medio de oposiciones memorísticas) manifestando que se debiera dar más peso a la investigación en la universidad, que en esa época era bastante deficitaria.

Salvador Calderón Arana fue el autor del discurso inaugural en el congreso de Granada en 1911 y justificó su presencia en el mismo afirmando que son las hipótesis lo que puede contribuir a los progresos de las Ciencias.

Mayoritariamente, los autores en Ciencia Naturales eran jesuitas, profesores de Colegios e Institutos. Así, firmaron S.I.: Longinos Navás, profesor del Colegio El Salvador de Zaragoza; Jaime Pujiula, Director del laboratorio Biológico del Ebro; José María Ibero, profesor de Filosofía y Miguel Gutiérrez, profesor de Geología, ambos del Colegio de Oña; Jesús Carballo, Director del Colegio Salesiano de Santander; Jaime Balasch, Profesor de Historia Natural del Colegio de San José de Valencia. La mayor parte de éstos mostraron explícitamente que era su amor a la Patria y al progreso científico de la misma lo que les motivó a presentar comunicaciones.

Temas paleontológicos tratados en los Congresos

El asunto fundamental de la Geología española en esta época era la determinación exacta de la edad los depósitos terciarios del centro de la península, así como de la interpretación de los mismos. Hernández-Pacheco, en el discurso inaugural de la sección de Ciencias Naturales en el congreso de Valladolid en 1915, resumió su estudio de este tema. Mostró la importancia del mismo y de su repercusión internacional. Elaboró una interpretación de los yacimientos de grandes vertebrados fósiles del Mioceno castellano, y los comparó con el actual clima, fauna y flora de Africa Oriental; asimismo afirmó la existencia de dos series filogenéticas de rumiantes que habían evolucionado paralelamente. Niega la interpretación de dos grandes lagos miocenos, conclusión a la que habían llegado algunos geólogos de finales del siglo XIX. Puso de manifiesto que las margas con yesos indicaban una mayor sequedad del clima, produciendo que unas especies desaparecieran o emigraran, y algunas otras se adaptaran al nuevo régimen bajo formas nuevas, "resultantes por evolución autóctona de las anteriores". Este tema fue también posteriormente tratado por él en 1921 con la descripción de un nuevo yacimiento y por Antonio María del Corral, alumno de la Escuela de Ingenieros de Caminos, en 1915, mediante la presentación de una comunicación sobre la descripción de algunos restos de vertebrados miocénicos de Valladolid, datos "que ofrece al Congreso por contribuir siquiera modestamente a los fines de esta Asamblea, en cuyo éxito estoy tan especialmente interesado".

Otras comunicaciones importantes versaban sobre estudios de faunas cuaternarias o de yacimientos arqueológicos cuaternarios, especialmente incidiendo en el empleo de las faunas para la caracterización de periodos

glaciales o interglaciales. Por esta razón, trabajos de contenido mas bien arqueológico tuvieron sitio en la sección de Ciencias Naturales. Destaca del discurso inaugural de 1915 de Hernández-Pacheco la parte sobre Arte Prehistórico. También presentó una comunicación en este mismo congreso el Conde de la Vega del Sella, miembro patrocinador e investigador de la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas, donde utilizó los fósiles como indicadores climáticos. Jesús Carballo ya había remitido en 1910 una amplia comunicación sobre sus estudios de las cuevas de Santander, donde la gran cantidad de fauna cuaternaria había sido revisada por Mr. Harlé.

Otra categoría de comunicaciones fueron los trabajos de geología regional, que incluían al menos listados de las faunas fósiles recolectadas. Fueron desarrollados por investigadores que vivían en las zonas de estudio. La región aledaña al Colegio de Oña, Burgos, fue ampliamente estudiada por Miguel Gutiérrez, donde era profesor. Es destacable asimismo la labor de Daniel Jiménez Cisneros, profesor del Instituto de Alicante, que a lo largo de diez congresos registró los avances de sus estudios fundamentalmente sobre paleontología del SE español. Dos comunicaciones trataron las facies cretácicas Weald. Royo Gómez en 1921 presentó un detallado estudio del estado de la cuestión junto con un mapa paleogeográfico del mar cretácico en la península Ibérica. En 1932, Clemente Saenz expuso que tras el detallado estudio de esta facies en la región de Soria, ésta debía tomarse como modelo.

Asimismo existe un conjunto de trabajos estrictamente paleontológicos que contienen las descripciones de algunos fósiles, que por diversos motivos consideraron los autores su presentación en estos congresos. Como por ejemplo la descripción de especies nuevas, como Longinos Navás que en 1913 formalizó el nombre de dos nuevas especies de insectos del ámbar oligoceno del Báltico, o José Bataller, que en 1929 describió una ostra nueva del Cretácico. También destaca Jiménez Cisneros que estudió algunos grupos importantes de fósiles de su región, especialmente ammonoideos y braquiópodos mesozoicos.

La donación de la importante colección de esqueletos fósiles sudamericanos de J. Rodrigo Botet a Valencia provocó una serie de comunicaciones de Eduardo Bosca Casanoves, donde describió pormenorizadamente algunos de los ejemplares más importantes.

En el primer congreso, celebrado en 1908, Florentino Azpeitia presentó su *Diatomología española*, un tratado de 320 páginas y 12 láminas de fotografías. Presentó una revisión de las obras científicas que citaran al menos una especie de diatomea española; un estudio de las 331 fotografías recolectadas y montadas por Caballero en Morón; lista los yacimientos de diatomeas de España, la mayor parte descubiertas por el autor; y al listado general de las especies le adjuntó una descripción de algunas especies nuevas o poco conocidas.

La evolución orgánica como tema de discusión

Junto a las comunicaciones anteriormente resumidas se presentaron a estos congresos otras de índole más teórico, donde se discutía o reflexionaba sobre aspectos más polémicos desde el punto de vista científico. En relación con la Paleontología destacaba por su importancia el tema de la evolución, aunque se destaca que las reflexiones se realizaban desde un punto de vista científico.

Salvador Calderón leyó en 1911 su discurso inaugural de la sección que trató de una posible explicación de la distribución irregular de las faunas en el tiempo y en el espacio. Puso de manifiesto la existencia de fósiles que mostraban anomalías en su distribución geográfica y temporal. Tras describir algunos experimentos hechos con esporas y bacterias por autores franceses que mostraban que esas podían durar mucho tiempo en estado latente, formula la hipótesis de que gérmenes de la reproducción de algunos organismos podrían quedar encerrados en las rocas durante enormes periodos, y posteriormente pudieran "recobrar la vitalidad cuando las condiciones del medio les fueran favorables, manteniendo así la continuidad de la estirpe a través de los tiempos". Esto explicaría, razonó Calderón, los desajustes temporales de las faunas que describió J. Barrande en Bohemia, donde ingeniosamente se cierra y se abre comunicación entre los mares antiguos de Bohemia e Inglaterra para que cuadrasen sus faunas.

En este interesante terreno de las hipótesis presentó Jiménez Cisneros una comunicación en 1913 sobre el origen de las formas intermedias en los ammonoideos. Afirmó que entre la gran variedad de especies de este grupo que se pueden encontrar en el SE español, región trabajada por él, se puede distinguir dos conjuntos. Uno con las especies que él llama clásicas, que abundan en todo yacimiento de esa edad en Europa; el otro lo formarían especies que son propias de España, de muy corta duración temporal, cuya presencia no se podría explicar con migraciones, pues no se habían descrito en ningún lugar. Y mostró cómo tienen caracteres intermedios entre especies clásicas. Formuló entonces la hipótesis de que estas formas transitorias "sean por efecto de hibridación o mestizaje, y que no reúnen condiciones de estabilidad, ya por dificultades en la reproducción en unos casos o lo que es más probable, porque viviendo entre las progenitoras han perdido sus caracteres intermedios." Puso como ejemplo algunas series de especies de ammonoideos liásicos. Propuso asimismo que para el estudio de estas formas intermedias se debiera analizar los periodos de crecimiento o pautas de ornamentación, sobre todo si se encontrara que fuesen constantes por cada especie.

En contraste con estas formulaciones de hipótesis en nuestro ámbito de estudio, se presentaron otras comunicaciones donde se mostraron cómo no es posible ciertos aspectos de la evolución, o la evolución misma. Así, José María Ibero, sentenció que "el origen de la morfología ocular en la escala animal no está en la evolución monis-

ta, sino en la acción creadora de Dios". Jesús Carballo estudió la mentalidad del "hombre de las cavernas", concluyendo que es la misma que la del hombre actual. Aunque fuera posible la evolución respecto de la materia, la mente humana no habría evolucionado, afirmando que no existían hechos positivos que corroborasen la suposición de Darwin. Jaime Pujiula matizó que era "notorio el empeño de muchos biólogos en substituir el principio teleológico o de finalidad por el filogenético de descendencia evolutiva". Y lo estudió analizando la adaptación anatómico-histológico del romero al clima seco.

En otro orden de cosas, dentro de los discursos inaugurales de estos congresos se dio importancia al estudio de la Historia de la Ciencia. En concreto, los de temas de índole paleontológica que presentaron Agustín Barreiro y Hernández-Pacheco. El primero, en su discurso de 1923, narró con erudición los orígenes de la Historia Natural, desde Aristóteles, Teofrasto, Plinio el Viejo, hasta las etimologías de San Isidoro y algunos tratados árabes. Posteriormente, en 1929 recuperó los manuscritos de Francisco Hernández, médico de Felipe II, sobre descripciones de la fauna y flora de México. Algunos habían sido publicados durante la Ilustración. Destacó el capítulo de su obra zoológica dedicado a unos cuadrúpedos fósiles de México, interpretados por Hernández como gigantes extinguidos. Hernández-Pacheco glosó la vida científica de José MacPherson, mostrando la importancia paleontológica del descubrimiento de los arqueociátidos de Sierra Morena.

Consideraciones finales

Ortega y Gasset, en su comunicación leída en el primer congreso en Zaragoza, reflexionó sobre estas reuniones: "Son estos Congresos, señores, más bien que ocasión de aprendizaje, pretexto para someter a la decisión colectiva el plan de trabajo que ha de ocuparnos comunalmente el año venidero. Antes que una exposición de soluciones es un ofrecimiento de problemas". Bastantes de las comunicaciones presentadas en el ámbito de la Paleontología son, como dice Ortega, exposición de soluciones, independientemente de la cantidad o calidad del trabajo en cuestión. Solo así pueden interpretarse los estudios paleontológicos de detalle que anteriormente hemos resumido; con la excepción de dos ofrecimientos de problemas: las hipótesis planteadas por Calderón y por Jiménez Cisneros.

Ausejo (1990), tras su estudio sobre la Sección de Matemática en estos Congresos, concluyó que la publicación de las comunicaciones fue crucial en una época de decadencia de las revistas matemáticas de la época. En lo que respecta a la Paleontología, y creo ampliable a las Ciencias Naturales, no parece que fue el caso, pues en el primer tercio del siglo XX existía en España relativamente un buen grupo de instituciones científicas que hacían posible la edición de trabajos paleontológicos en sus publicaciones. Las motivaciones de los autores eran mas bien por los propios objetivos, aunque ingenuos, de la fundación de esta Asociación: por el Progreso de la Ciencia.

Bibliografía

Ausejo, E. 1990. Institutionalization of Science in Spain (1900-1936): The Spanish Association for the Advancement of Sciences. 55-61. *In:* Ausejo, E. (ed.) *Science and Society in Contemporary Spain.* Cuadernos Historia de la Ciencia, **6**. Zaragoza.

Ausejo, E. 1993. *Por la Ciencia y por la Patria: La institucionalización científica en España en el primer tercio del siglo XX.* Madrid.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Antecedentes históricos de las intervenciones en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca (Burgos)

A. I. Ortega Martínez[1], J. M. Carretero Díaz[1], J. L. Arsuaga Ferreras[2] y M. A. Martín Merino[3]

[1] Area de Paleontología, Departamento de Ciencias Históricas y Geografía, Facultad de Humanidades y Educación, Universidad de Burgos, c/ Villadiego s/n, 09001 Burgos.

[2] Departamento y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (Universidad Complutense de Madrid) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), 28040 Madrid.

[3] Grupo Espeleológico Edelweiss, Diputación Provincial de Burgos, 09071 Burgos.

La importancia de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca han puesto de manifiesto evidencias de ocupación de este espacio geográfico desde hace más de un millón de años. Las cavidades de la sierra fueron habitadas con profusión durante las fases de la prehistoria reciente. Durante la Edad Media las cuevas constituyeron hitos o referencias geográficas para delimitar el territorio, este es el caso de Cueva Mayor en relación con el término de Orbaneja Riopico para el 963[1] o posiblemente la Cueva del Mirador con las posesiones de Atapuerca en el 1138[2].

Las visitas a Cueva Mayor se intensificaron a partir del siglo XVI, tal como queda reflejado en una de las primeras visitas documentadas al interior de esta cavidad[3], realizada por la abadesa de Las Huelgas, el obispo de Guevara y el regidor don Francés de Zúñiga entre otros. De este mismo siglo XVI son varias inscripciones localizadas tanto en la Sala de los Cíclopes como en la Galería Baja. Entre las primeras destaca una que incluya la representación de una figura humana medio desnuda con callado, que puede corresponder a la iconografía de Cristo resucitado. Próximo a ella aparece el dibujo de una calavera con dos tibias, incidiendo en el tema de la muerte.

Las incursiones en los siglos posteriores son cada vez más numerosas, como se desprenden de la gran cantidad de graffitis que cubren las paredes de la cavidad, incluyendo algunas simas de difícil acceso en donde aparecen inscripciones de 1758. Estas se van a generalizar durante el siglo XIX, de cuyo ejemplo puede servir el artículo de prensa en el que L. March cuenta las peripecias de la visita a la Cueva de Atapuerca de Burgos[4].

Los verdaderos antecedentes arqueológicos y paleontológicos se producen en el siglo XIX. La primera referencia data de 1863, cuando Felipe de Ariño y López y Ramón Inclán publican, en el periódico local "El Eco Burgalés", el hallazgo de restos humanos en Cueva Ciega de la Sierra de Atapuerca. Hallazgo que fue investigado por Laureano Pérez Arcas, Catedrático de Zoología del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid, donando a su museo algunos restos humanos y objetos cerámicos procedentes de esta cavidad. Posiblemente J. C. Lagasca haga referencia a estos hallazgos cuando indica, en 1875, la existencia de restos paleontológicos en la Sierra de Atapuerca.

Dejando a un lado este hallazgo, la investigación que debe destacarse como pionera de las realizadas en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca es la acometida por los ingenieros de minas Pedro Sampayo y Mariano Zuaznavar, que en 1868 vería la luz, en Burgos, bajo el título *Descripción con planos de la Cueva llamada de Atapuerca* e ilustrada con vistas de Isidro Gil. La citada obra cuenta con 19 páginas, que constituye una guía descriptiva de la cavidad, en la que se detallan los aspectos geológicos y morfológicos, así como algunos de los arqueológicos y paleontológicos. Esta obra se complementa con 6 litografías de gran calidad, un plano desplegable a escala 1:5.000 con la situación geográfica y accesos a las tres principales cavidades conocidas y otro desplegable a escala 1:1.000 con la topografía de la Cueva de Atapuerca (Cueva Mayor) en planta y los perfiles proyectados de sus dos niveles de galerías, presentados tanto de forma independiente, como con una proyección múltiple. Ellos mismos aclaran que no incluyen cortes transversales por estar convenientemente suplidos por las litografías.

La orientación y proporciones de las galerías delatan que no se trata de un mero croquis a mano alzada, sino que sus autores, ingenieros de profesión, realizaron una topografía de las galerías entonces conocidas, con la excepción de las simas existentes en la cavidad.

En su pormenorizada descripción de las galerías de la cavidad, incluyen múltiples detalles sobre su morfología y dimensiones, así como sobre sus direcciones predominantes, la SSE-NNO y la SSO-NNE. Pero no podemos dejar de comentar, aunque sea brevemente, el resto del contenido de la obra citada, dado que aborda cuestiones de toda índole como son: situación geográfica de las cavi-

---

[1] L.Serrano, Becerro Gótido de Cardeña, Valladolid, 1910, págs, 20-22. Entre la documentación pertenenciente al Monasterio de San Pedro Cardeña, aparece un documento de donación de Fronilde al cenobio de Cardeña, fechado el 5 de julio del 963, titulado *De Orbanelia et de Sancti Martini et de Ecclesie Sancti Petri in Berbesca*, en donde se da una relación de los límites del témino de Orbaneja Riopico *"... de inde per summa serra de Adtaporka usque ad ecclesie Sancti Vincenti que et super illa cueba ..."*

[2] G. Martínez Díez, Fueros localdes en el territorio de la provincia de Burgos, Burgos, 1982. En la relación de términos que pertenecen a la localidad de Atpauerca según el Fuero del 18 de octubre de 1138, aparece Covam Rubeam, posiblemente relacionada con la actualmente conocida como Cueva del Mirador, "... et iuxta Lerium de Errea vsque ad Covam Rubeam, deinde ad Sancium Vicentium...".

[3] Según indica J. Mª Codón en dos artículos de prensa publicados en el Diario de Burgos en 1993 y 1998

[4] March, L. (1906): "Crónicas burgalesas. Las grutas de Atapuerca". *Diario de Burgos*, año XVI, número 4.731

dades, accesos desde la ciudad de Burgos, guía de la cueva, vestimenta e iluminación apropiadas ("candiles de mina"), precauciones a adoptar ante la posible presencia de gases, geología, descripción detallada de las galerías y direcciones predominantes, inscripciones (graffitis) observadas y antigüedad de las mismas (aluden a algunas del siglo XIII y otra, tal vez, árabe), mencionan la presencia de "hoyos" (silos), cerámicas y restos humanos, tanto en Cueva Mayor como en Cueva Ciega, aluden a cuatro épocas distintas en la formación de estas cavidades y piden para ellas una mayor protección y sensibilidad por parte de visitantes y autoridades.

Por si alguien tuviera dudas, dejan clara la finalidad de su estudio en los tres párrafos finales:

"*... no nos ha guiado un movimiento de mera y estéril curiosidad, ó el deseo de procurar un recreo á los viajeros ó curiosos. Nuestro objeto como amantes de la ciencia, que escudriña con su atrevido escalpelo las entrañas de la tierra, es de mas trascendentales y útiles consecuencias...*"

"*El estudio bien entendido de estas cuevas puede ser útil no solo á la ciencia geológica, sino también á la arqueología, la antropología, la industria y la agricultura por los diferentes objetos que en ellas suelen encerrarse, y de que todos estos ramos del saber humano sacan un partido inmenso para sus rápidos adelantos y progresos.*"

"*Pero para lograr esto es necesario: 1º facilitar el acceso de los subterráneos de suyo incómodo y desagradable; y 2º auxiliar los trabajos científicos con recursos y medios suficientes: cosas ambas que no pueden llevarse á cabo sin la cooperacion de las Autoridades y Corporaciones provinciales, á quienes en obsequio del bienestar de sus administrados y mejoras que les están encomendadas, nos atrevemos á dirigir nuestra débil voz llamando su atencion sobre un punto, á nuestro entender, de no escasa importancia.*"

Por el tratamiento monográfico que presenta este trabajo se constituye en uno de los estudios pioneros que intenta abordar de forma integral el estudio total sobre un karst en España.

Algunos años después, en 1890, Ramón Inclán, que había hecho de guía de la cueva para Sampayo y Zuaznávar, aparece ya como propietario de la misma, al haber inscrito en el registro de la propiedad la "Mina de tierra-casel titulada Nueva Ventura". En realidad se trataba de la Cueva Mayor o Cueva de Atapuerca, en la que por supuesto jamás se inició ninguna explotación de tierra casel, tratándose simplemente de una estrategia del Sr. Inclán mediante la que se garantizó la propiedad de la cavidad durante 99 años, librándola, al menos durante las primeras décadas del presente siglo, de los desmanes de algunos visitantes que ya habían sido denunciados por Sampayo y Zuaznávar y, antes aún, por Felipe de Ariño, codescubridor del yacimiento de Cueva Ciega junto al propio Inclán, quien en 1863, en instancia dirigida a la reina Isabel II, ya había alertado sobre dichos expolios, solicitando también la cesión de la propiedad de la misma durante 60 años, con la finalidad de hacer investigaciones en su interior.

Pero lo que a nosotros más nos interesa en este momento, es el hecho de que en la solicitud presentada para la concesión minera se incluye una copia de los planos de Sampayo y Zuaznávar, en la que se han añadido los perfiles de dos de las simas no incluidas en los originales: El Silo (Sima de los Huesos) y la existente en una lateral de la Galería de las Estatuas. Si bien las proporciones denotan que, en esta ocasión, el dibujante no tenía conocimientos topográficos, la forma de los perfiles sí que delata que quien los dibujó había descendido ambas simas en esos años, hecho que no nos extraña pues en la Sima de los Huesos existen graffitis de esa época (1898) y en la otra sima, de acceso mucho más costoso, existen inscripciones del siglo XVIII. También es de destacar que en la leyenda explicativa que presenta el plano aparecen dos anotación de interés, como son la indicación de la presencia de un cráneo de oso de piedra y de roble petrificado.

J. Carballo publica en 1910 el yacimiento arqueológico y paleontológico del complejo prehistórico de Cueva Mayor. Este yacimiento presenta evidencias de arte rupestre existentes en sus galerías, un yacimiento en la rampa de acceso a la cueva y en el Portalón de entrada. También señala la importancia arqueológica del interior de la cavidad, en la que localiza numerosos restos de cerámicas, así como la presencia paleontológica de faunas fósiles, como hienas, équidos, bóvidos, felinos y osos[5].

Los demás investigadores que visitan la cavidad van a centrar su interés en los diferentes aspectos arqueológicos, olvidando los restos paleontológicos que cita Carballo. El abate Breuil y de H. Obermaier, se interesarán por la presencia de arte rupestre en 1912 y 1934. Posteriormente, J. Martínez Santa-Olalla incluye este yacimiento en su estudio del Paleolítico y Neolítico de la provincia de Burgos, realizado entre 1925 y 1930, con lo que se incorporará esta cavidad a las investigaciones que sobre la Prehistoria se desarrollen en el futuro.

El interés por los yacimientos arqueo-paleontológicos de la Sierra de Atapuerca no despertará hasta la segunda mitad de nuestro siglo, a pesar de los trabajos de infraestructura realizados para la construcción de un Ferrocarril Minero de Monterrubio de la Demanda a Villafría entre finales del siglo pasado y principios de éste. Las obras fueron realizadas por la compañía inglesa "The Sierra Company Limited", y su trazado describió una cerrada curva a su paso por la Sierra de Atapuerca, que daría lugar al formidable corte conocido actualmente como La Trinchera. Algunos de estos rellenos son los yacimientos

[5] De la visita que Carballo realizó a Cueva Mayor dan cuenta el artículo de prensa del Dr. Martínez Arroyo y el Sr. Ruiz Zarzosa, médico y farmacéutico del pueblo, publicada en el Diario de Burgos el 15 de agosto de 1910

actualmente objeto de excavación, entre los que destacan Gran Dolina, Galería y Elefante.

Dicha obra sacó a la luz numerosas cavidades colmatadas con rellenos fosilíferos, que no fueron reconocidos en su momento, puesto que ninguno de los investigadores que se acercan a la sierra en la primera mitad del siglo se hace eco de su existencia, centrando su interés casi exclusivamente en Cueva Mayor. Sólo el geólogo J. Royo Gómez habla de la presencia de rellenos que colmatan antiguas cavidades en la trinchera, en el interesante estudio que sobre esta sierra realiza en 1926 para la excursión del XIV Congreso Geológico Internacional.

El reconocimiento de los yacimientos paleontológicos de la sierra de Atapuerca es consecuencia directa de las investigaciones que el Grupo Espeleológico Edelweiss estuvo desarrollando en las cavidades de la Sierra de Atapuerca a partir de 1954. En 1962 se produjo el descubrimiento de los restos fósiles del yacimiento de la Trinchera del Ferrocarril (compuesto por los rellenos del Complejo de Galería y Gran Dolina), corroborados, el 15 de abril de 1963, por el director del Museo de Burgos, Basilio Osaba, al realizar una visita conjunta al yacimiento, acompañados por miembros de la asociación "Amigos de Burgos", encontrando, en el yacimiento actualmente conocido como Complejo de Galería, un bifaz achelense junto a diversos restos faunísticos.

La antigüedad del yacimiento hizo que B. Osaba se pusiese en contacto con el catedrático de la Universidad de Salamanca F. Jordá, quien realizó las primeras excavaciones en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca. En 1964 excavó en el yacimiento de Trinchera, que proporcionó industrias del Achelense medio y restos fósiles pleistocenos, cuya fauna fue atribuida por el profesor Villalta a un conjunto de hace 500.000 años. Dos años mas tarde excavó en el Portalón de Cueva Mayor, yacimiento de cronología de la Edad del Bronce.

En 1965, el G.E.E. inicia una nueva topografía de las cavidades, cuyo principal fruto fue el enlace de la Cueva del Silo con Cueva Mayor, cuyos trabajos se extenderían en 1967 con la realización de una topografía del conjunto de la Trinchera y canteras adyacentes, localizando y siglando todos los rellenos y cavidades localizados en la zona.

En 1968, M. Crusafont, Director del Instituto de Paleontología de Sabadell, encargó a su operario Narciso Sánchez la realización de un muestreo fosilífero en el yacimiento de Trinchera, sin ningún tipo de permiso, cuyos restos fueron depositados en los fondos de dicho instituto.

En la década de los setenta será G. A. Clark, un investigador de la Universidad de Arizona interesado en prospectar los yacimientos del Paleolítico Superior de la Meseta Norte, quien por indicación del G.E. E. realice, en 1972, una serie de sondeos. En el Portalón de Cueva Mayor se ralizó una cata de control que mostró la importante potencia estratigráfica de las fases de la Prehistoria reciente, que con más de 2 m de profundidad no llegó a alcanzar la base de la misma. En Trinchera realizó pequeños muestreos especificando dos rellenos diferenciados, localidad 1 o el conocido actualmente como Gran Dolina y la localidad 2 o Complejo de Galería.

En 1972, el Grupo Espeleológico Edelweiss descubre la Galería del Sílex de Cueva Mayor. En ella se localizó, intacto, un importante santuario prehistórico con abundantes restos cerámicos, muestras de arte postpaleolítico, zonas sepulcrales con inhumaciones y una explotación de sílex.

La singularidad de este excepcional descubrimiento, junto con la interesante secuencia detectada en el sondeo realizado por Clark en el Portalón, motivó a J. Mª Apellániz, director del Seminario de Arqueología de la Universidad de Deusto, a desarrollar un proyecto de investigación en Cueva Mayor. Entre 1973 y 1983 se efectuaron diez campañas de excavaciones sistemáticas en el Portalón de entrada, cuyos resultados continúan estudiándose en la actualidad. También se han analizado los diferentes fenómenos arqueológicos que contenía el santuario de la Galería del Sílex. Estas investigaciones que pusieron de manifiesto la gran importancia que para el mundo de la Prehistoria reciente tenía este enclave.

El origen de las excavaciones sistemáticas de los yacimientos pleistocenos de la Sierra de Atapuerca se debe indirectamente al ingeniero de minas T. de Torres, quien en los años setenta realizaba su tesis doctoral bajo la dirección del paleontólogo E. Aguirre. En su investigación sobre los úrsidos en la Península Ibérica analizó, en 1972, los fondos del Instituto Paleontológico de Sabadell, interesándose por los restos de úrsidos procedentes de esta sierra burgalesa. Visitó el yacimiento en 1975 y en agosto de 1976 excavó en los rellenos de Trinchera. A este investigador se debe la actual denominación de los yacimientos, individualizando los rellenos más importantes con los nombres de Gran Dolina, Galería y Elefante. Su campaña se centró en los niveles basales del relleno de Gran Dolina (TD4 y TD5) y en el sector norte del Complejo de Galería, junto a un pequeño muestreo en el depósito del Elefante. Por indicación de los miembros del Grupo Espeleológico Edelweiss realizó una intervención en la Sima de los Osos o de los Huesos de Cueva Mayor, en donde aparecieron los primeros restos humanos, dados a conocer en su momento bajo la denominación de "Hombre de Atapuerca", de cuyo estudio se encargó E. Aguirre.

Este importante hallazgo motivó el planteamiento, en 1977, de un proyecto de investigación dirigido por E. Aguirre titulado "Excavaciones en el yacimiento de fósiles humanos de la Sierra de Atapuerca (trienio 1977-1979)", cuyos objetivos eran conocer la Evolución Humana en Europa durante el Pleistoceno Medio y formar un equipo de investigadores españoles.

Bibliografía

Aguirre, E., Basabe, J. M. y Torres, T. 1976. Los fósiles humanos de Atapuerca (Burgos): nota preliminar. *Zephirus*, **26-27**, 489-511.

Apellániz Castroviejo, J. Mª y Urríbarri Angulo, J. L. 1976. *Estudios sobre Atapuerca (Burgos) I. El Santuario de la Galería del Sílex.* Cuadernos de Arqueología de Deusto V. Universidad de Deusto - Excma. Diputación Provincial de Burgos.

Barreiro, A. J. 1992. *El Museo Nacional de Ciencias Naturales (1771-1935).* Ed. Pedro M. Sánchez Moreno.

Breuil, H. 1934. Les peintres schematiques de la Peninsule Iberique. Au Nord du Tage. *Lagny*, **1**, 36.

Breuil, H. y Obermaier, H. 1913. Travaux executés en 1912. *L'Anthropologie*, **24**, 5-7.

Carballo, J. 1910. De Espeleología. Recientes descubrimientos prehistóricos y geológicos. Pruebas experimentales de la duración de las pinturas. Glíptica en las cavernas. ¿Astronomía prehistórica? *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **10,** 468-481

Carballo, J. 1921. Las Cuevas de Atapuerca y San García. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **21,** 138-141.

Clark, G. A. 1979. The North Burgos Archeological Survey. Bronze and Iron Age Archeology on the Meseta del Norte (Province of Burgos, North-Central Spain). *Antropological Research Papers*, **19,** 89-135.

Cervera, J., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. Mª y Carbonell, E. 1998. *Atapuerca. Un millón de años de historia.* Plot Ediciones y Editorial Complutense, Madrid.

Jordá, F. 1965. Notas sobre la Trinchera de Atapuerca. *Zephirus*, **16,** 149.

Jordá, F. 1967. *Las raíces de España.* Instituto Español de Antropología Aplicada, 7.

Lagasca, J. C. 1875. Algunos datos geológicos e hidrogeológicos acerca del Valle de Toronzo y los manantiales de Alceda y Ontaneda.

Martín Merino, M.A., Domingo, S. y Antón, T. 1981. Estudio de las cavidades de la Zona BU-IV-A (Sierra de Atapuerca). *KAITE, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **2,** 41-76.

Martínez Díez, G. 1998. El Camino de Santiago en la provincia de Burgos. *Publicaciones de la Excma. Diputación de Burgos*, 147-151.

Martínez Santa-Olalla, J. 1926. El principio del arte en la provincia de Burgos. El Arte Paleolítico. Boletín de la Comisión Provincial de Monumentos, **7** (2) (Burgos), 111.

Martínez Santa-Olalla, J. 1926. Prehistoria burgalesa. Neolítico y Eneolítico. Bulletí de l'Associació Catalana d'Antropologia, Etnologia y Prehistoria, **4,** 80-90, 149 y 168-169.

Martínez Santa-Olalla, J. 1930. Cerámica incisa y cerámica de la Cultura del Vaso Campaniforme en Castilla la Vieja y Asturias. Anuario de Prehistoria, **1,** 113-114 y 120.

Obermaier, H. 1925. *El Hombre Fósil.* Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas, 263.

Ortega Martínez, A. I. y Adrián Angulo, F. 1992. *Proyecto del Plan Director de la Zona Arqueológica de la Sierra de Atapuerca (Burgos). Junta de Castilla y León.* (Inédito).

Royo y Gómez, J. 1926. Terciario continental de Burgos. *Excursión A-6, XIV Congreso Geológico Internacional (Madrid, 1926). Instituto Geológico y Minero de España.*

Sampayo, P. y Zuaznávar, M. 1868. Descripción con planos de la Cueva llamada de Atapuerca. Burgos.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

El yacimiento de Layna (Soria)

B. Pérez, P. García, I. de Miguel, J. Morales y D. Soria
Museo Nacional de Ciencias Naturales, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid

Introducción

Layna (Soria) está situado en la parte de la Meseta conocida como Parameras de Molina, en la rama Castellana de la Cordillera Ibérica, a unos 1160m sobre el nivel del mar; esta zona constituye la divisoria entre las cuencas del Tajo y del Ebro.

El yacimiento está situado en el denominado Cerro Pelado a unos 500m del pueblo. Los fósiles se encuentran en un relleno cárstico desarrollado sobre las carniolas del límite Keuper-Lias que forma la superficie estructural de Molina de Aragón. Actualmente sólo quedan vestigios de las formas cársticas primitivas. La edad de la asociación fósil es de Rusciniense inferior (Plioceno).

Historia de las excavaciones

Década de los años 60

El yacimiento fue descubierto en 1966 por los hermanos Maestro cuando creían haber encontrado una nueva mina de hierro en una de las laderas del Cerro Pelado, debido al fuerte color rojo que presentaban los sedimentos y por el hecho de que cerca de Layna existían algunas explotaciones de este tipo. Los materiales rojos encontrados en este sitio, conocido también desde entonces, como "La Mina", era una porción de depósitos cársticos llenos de huesos, mandíbulas y dientes de pequeños y grandes vertebrados.

El primer paleontólogo que tuvo noticia de este sitio fue el profesor E. Aguirre, quien reconoció la importancia del hallazgo y se lo comunicó al Dr. M. Crusafont. La primera gran colección de fósiles de este yacimiento la obtuvo el Dr. M. Crusafont en 1967 al ampliar el hoyo realizado por los hermanos Maestro, excavando sin control alguno la zona más rica en fósiles del yacimiento.

De esta época son los trabajos publicados por Crusafont *et al.* (1969) comunicando el hallazgo del yacimiento en una nota preliminar; Crusafont y Aguirre (1971) estudian la asociación de los hiénidos del yacimiento; Crusafont y Sondaar (1971) describen en Layna la especie *Hipparion fisurae*.

Campaña del 72

La primera excavación paleontológica, propiamente dicha, del yacimiento de Layna se realizó en 1972 bajo la dirección del Prof. E. Aguirre. Se empleó una planta de excavación de 10 x 16m que fue subdividida en cuadrículas de 2 x 2m, todas ellas con indicación de su cota. Se hicieron planos sobre papel milimetrado de estas cuadrículas en los que se dibujaron todos los restos encontrados. Igual cuidado se puso con las muestras de sedimento recogidas para el estudio micropaleontológico.

Los estudios geológicos también se ralizaron en aquel año, estableciéndose la primera estratigrafía del carst.

Resultado de esta campaña son la mayor parte de los trabajos que se han publicado sobre este yacimiento, dichos trabajos se refieren a estudios faunísticos de casi todos los grupos de vertebrados (macro y micromamíferos, anfibios, reptiles y aves). Así, Alberdi (1974) en su tesis doctoral hace una revisión de *Hipparion fissurae*. Hoyos *et al.* (1974) realizan la estratigrafía del yacimiento. Soria y Aguirre (1976) estudian los hallazgos de cánidos. Soria y Morales (1976) describen los úrsidos. Posteriormente, Guerin y Santafé (1978) dan nombre a una nueva especie de rinoceronte *Dicerorhinus miguelcrusafonti*, revisada por Cerdeño (1989) en su tesis doctoral. Los micromamíferos fueron estudiados por Michaux (1969), Cordy (1976), López (1977) y Van der Weerd *et al.* (1977). Sanchiz (1977) estudia los anfibios y Sanz (1977) los reptiles de este yacimiento. Aguirre *et al.* (1981) realizan una síntesis del yacimiento, dando una primera interpretación paleoambiental.

Posteriormente, Pérez (1987) realiza una tesis de licenciatura sobre la paleoecología del yacimiento. Pérez y Soria (1989-90) analizan la comunidad de mamíferos fósiles presentes. También en ese año, Sánchez Marco (1989-90) estudia las aves de este yacimiento.

Cuando el profesor E. Aguirre realizó los primeros trabajos en este lugar y comprobó la importancia del yacimiento (variedad faunística, abundancia de restos, etc.) solicitó su protección al entonces Instituto para la Conservación de la Naturaleza (ICONA). Este organismo lo declaró "Reserva Paleontológica nº 1" y cercó una superficie de 3.310,5 m^2 mediante una valla. De esta manera pasó a ser, si no el primero, uno de los primeros yacimientos, exclusivamente paleontológico, protegido por la Administración.

Campaña del 82

Diez años después de la primera excavación, la Dra. M.T. Alberdi realizó en 1982 una nueva campaña de excavaciones. Se volvió a excavar sobre la misma superficie que en el año 72, empleándose en esta ocasión un tamaño de cuadrícula de 1,5 x 1,5 m. Se comenzó la excavación trabajando las cuadrículas que no habían sido excavadas en la etapa anterior y en aquellas en las que el número de fósiles encontrado había sido menor, pero a la vista de que en estas cuadrículas el número de fósiles obtenido seguía siendo bajo, finalmente se centró la excavación en aquellas áreas que mayor abundancia de restos habían proporcionado en las excavaciones de 1972.

Años 82-98

A partir de esta última campaña de excavaciones, el yacimiento comenzó a padecer un progresivo estado de

deterioro, aunque siempre mantuvo un regular régimen de visitas tanto por parte de aficionados como por sucesivas promociones de estudiantes universitarios. En este largo periodo de tiempo, la valla protectora ha sido rota y reparada en varias ocasiones y en realidad únicamente fue respetada por las ovejas que un pastor de la zona encerraba dentro del yacimiento cuando debía hacer alguna gestión en la ciudad.

Años 98 y 99

En agosto de 1998 se comenzó a realizar una nueva serie de excavaciones dirigidas por B. Pérez, que se pretende tengan continuidad en sucesivos años.

Una parte considerable de los trabajos del año 98 se dedicó a la limpieza del yacimiento. Dado el tiempo transcurrido desde los últimos trabajos, se había desarrollado en el lugar una densa vegetación que estaba formada, principalmente, por grandes rosáceas. También se reparó la valla protectora que aparecía rota en dos zonas, una abertura en la parte sur, junto a la puerta de acceso y otra, más grande, en la parte nororiental.

En esta campaña se pudo establecer la misma planta de excavación que la utilizada por E. Aguirre en el año 72; utilizando, para ello, el mapa de dicha planta y los cortes geológicos realizados por M. Hoyos en aquel año. Ambas informaciones permitieron localizar con precisión la disposición de la cuadrícula en el yacimiento. Como ya se ha indicado anteriormente, esta superficie de excavación es de 160m^2. El eje X, de menor longitud, tiene una dirección E-W y el eje Y está orientado N-S.

También se revisaron las escombreras de las excavaciones antiguas. Posteriormente se excavó de forma sistemática, la parte nororiental de la cuadrícula (subcuadrículas A_6, A_8, B_6, B_8, C_6, C_8, D_8).

Las prospecciones realizadas en zonas situadas no excavadas dieron resultado positivo.

Gracias a las subvenciones concedidas por la Consejería de Cultura de la Comunidad de Castilla y León, estos trabajos podrán tener continuidad en el presente año 1999.

Objetivos de futuro

A pesar de los muchos trabajos publicados sobre este yacimiento, quedan por resolver numerosos problemas e interrogantes, tales como el conocer si en el yacimiento de Layna, como sucede frecuentemente en los yacimientos cársticos, existen rellenos de edades diferentes. Completar el conocimiento de algunas formas, todavía mal representadas en las colecciones, como es el caso de los félidos de talla grande, de los primates y de la mayor parte de los rumiantes. Un aspecto de gran interés, a la vista de la evolución ambiental sufrida por el yacimiento durante los últimos quince años, es el proponer medidas para su conservación y gestión, tanto científica como cultural. Este aspecto es de gran interés de cara a la conservación y uso del patrimonio paleontológico por parte de las Comunidades Autónomas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido apoyado económicamente por la Consejería de Educación y Cultura de La Junta de Castilla y León, Proyecto SO-03/1998 *"Excavaciones Paleontológicas en Cerro Pelado Layna (Soria)"*.

Agradecemos a la Dirección Provincial del Ministerio de Educación y Cultura (MEC) de Soria el habernos permitido usar las inatalaciones de la Escuela Hogar "Julián Sainz del Rio" durante la campaña de excavación de 1998.

Igualmente agradecemos a Citroën-Hispania el habernos proporcionado un furgón "Citroën Jumper" durante el transcurso de la campaña.

Bibliografía

Alberdi, M.T. 1974. El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva. *Trab. Neog.-Cuat.*, **1**, 146 pp.

Aguirre, E., Soria, D. y Morales, J. 1981. Acumulated Bones in a Pliocene Cave in Cerro Pelado, Spain. *National Geogr. Soc. Research Report*, **13**, 69-81.

Cerdeño, E. 1989. *Revisión de la sistemática de los rinocerontes del Neógeno de España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 429 pp.

Cordy, J.M. 1976. *Essai sur la microévolution du genre Stephanomys (Rodentia, Muridae)*. Tesis inédita. Univ. Lieja.

Crusafont, M. & Aguirre, E. 1971. *Euryboas lunensis* et *Hyaena donnezani* associés, en Espagne, dans le gisement d'âge Pliocène terminal de Layna (Soria). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **273**, 2476-2478.

Crusafont, M., Aguirre, E. & Michaux, J. 1969. Un nuveau gisement de mammifères d'âge Villafranchien inférieur découvert à Layna (Soria, Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **268**, 2174-2176.

Crusafont, M. y Sondaar, P. 1971. Una nouvelle espèce d'*Hipparion* du Pliocène Terminal d'Espagne. *Palaeovertebrata*, **4**, 59-66.

Guerin, C. & Santafé, J.V. 1978. *Dicerorhinus miguelcrusafonti* nov. sp. Une nouvelle espèce de rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du gisement Pliocène supérieur de Layna (Soria, Espagne) et de la formation pliocène de Perpignan. *Geobios*, **11**, 457-491.

Hoyos, M., Aguirre, E., Morales, J., Pérez González, A. y Soria, D. 1974. Coloquio Internacional sobre bioestratigrafía continental del Neógeno Superior y Cuaternario Inferior. *Libro-Guia*, 37-48.

López, N. 1977. *Revisión sistemática y bioestratigráfica de los Lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España*. Tesis Inédita. Univ. Complutense Madrid. 470 pp.

Michaux, J. 1969. Muridae (Rodentia) du Pliocène Supérieur d'Espagne et du Midi de la France. *Palaeovertebrata*, **3**, 2-23.

Pérez, B. 1987. *Paleoecología del yacimiento cárstico Plioceno de Layna (provincia de Soria)*. Tesis de Licenciatura Inédita. Univ. Autónoma Madrid. 139 pp.

Pérez, B. y Soria, D. 1989-1990. Análisis de las comunidades de mamíferos del Plioceno de Layna (Soria) y La Calera (Teruel). *Paleont. Evol.*, **23**, 231-238.

Sánchez Marco, A. 1989-1990. A new bustard (Otididae; Aves) from the early Pliocene of Layna (Soria, Spain). *Paleont. Evol.*, **23**, 223-229.

Sanchiz, B. 1977. La familia Bufonidae (Amphibia, Anura) en el Terciario europeo. *Trab. Neóg.-Cuat.*, **8**, 75-112.

Sanz, J.L. 1977. Presencia de *Varanus* (Sauria, Reptilia) en el Plioceno de Layna (Soria). *Trab. Neóg.-Cuat.*, **8**, 113-126.

Soria, D. y Aguirre, E. 1976. El cánido de Layna: revisión de los *Nyctereutes* fósiles. *Trab. Neóg.-Cuat.*, **5**, 83-116.

Soria, D. y Morales, J. 1976. Hallazgo de un Ursido en el yacimiento de Layna (Soria). *Trab. Neóg.-Cuat.*, **5**, 129-140.

Weerd, A. van der, Adrover, R. Mein, P.& Soria, D. 1977. A new genus and species of the Cricetidae (Mammalia, Rodentia) from the Pliocene of South-Western Europe. *Proc. Konink. Neder. Akad. Wetensch.*, **80**, 429-439.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Eduardo Hernández-Pacheco: la Paleontología de vertebrados de principios de siglo

D. Pesquero, B. Sánchez, S. Fraile, L. Alcalá y C. Martín Escorza
Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid

Una buena parte de la colección de Paleontología de vertebrados del Museo Nacional de Ciencias Naturales procede de recolecciones realizadas en yacimientos españoles. Una de las etapas pioneras de recolección se desarrolló durante el primer tercio de este siglo, destacando la labor de Eduardo Hernández-Pacheco; gracias a ella se enriquecieron las colecciones del Museo tras las excavaciones de yacimientos de vertebrados que han llegado a ser clásicos.

Eduardo Hernández-Pacheco nació en Madrid el 23 de mayo de 1872. Su colaboración con las cátedras de Geología y Paleontología del Museo comenzó durante los primeros años de este siglo, desarrollando un amplio trabajo de prospección y excavación en España. Su amplio *curriculum* le condujo a ser elegido para ocupar cargos científicos de gran relevancia durante la primera mitad del siglo XX. Entre ellos, cabe destacar la Cátedra de Geología de la Universidad de Madrid, que consiguió en 1910, obteniendo ese mismo año el cargo de Jefe de la sección de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Eduardo Hernández-Pacheco contribuyó también de manera notable a los estudios de Prehistoria y, por ello, fue nombrado en 1912 Jefe de Trabajos y Director de Publicaciones de la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas, Comisión que pasaría a dirigir a partir de 1922. Mientras, en 1921, la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales le había nombrado miembro numerario, haciéndose cargo de este puesto hasta 1940, año en que fue elegido Presidente de la Sección de Naturales.

Entre los trabajos de campo que desarrolló hay que destacar que Eduardo Hernández-Pacheco fue pionero en la excavación sistemática de yacimientos de vertebrados en España. En compañía de sus colaboradores, organizó diversas campañas de excavación en algunos yacimientos españoles de los que extrajo de una manera cuidadosa y concienzuda los restos fósiles para un posterior estudio. El depósito en el Museo Nacional de Ciencias Naturales del material procedente de las excavaciones paleontológicas dio lugar a un incremento notable de las colecciones de vertebrados fósiles del mismo, especialmente importante en el campo de la Paleontología de Vertebrados. Actualmente, la casi totalidad de los ejemplares pertenecientes a ciertos yacimientos excavados durante la primera mitad de siglo (p. ej. Cerro del Otero, La Puebla de Almoradier, Saldaña, Valverde de Calatrava, Alcalá de Henares, Concud) fueron recolectados por Eduardo Hernández-Pacheco y sus colaboradores. Algunas pruebas de su extensa actividad científica son la publicación del volumen monográfico referente a la Geología y Paleontología del yacimiento de Cerro del Otero (Palencia), o las múltiples comunicaciones realizadas en las sesiones científicas de la Real Sociedad Española de Historia Natural, tanto de hallazgos de yacimientos como estudios de vertebrados fósiles de toda la geografía española.

A su labor como paleontólogo se unió su trabajo como geólogo de campo, ya que no solo se limitó al estudio de los yacimientos en sí, sino que realizó estudios de la Geología de los terrenos en los que se encontraban dichos yacimientos. En su interés por la Geología, Eduardo Hernández-Pacheco recolectó también ejemplares de minerales y rocas que fueron ingresados en el Museo. Entre ellos cabe destacar una serie de granitos de diversas localidades de Galicia y una colección de calizas españolas (más de 230) recogidas en sus viajes por España.

Eduardo Hernández-Pacheco contribuyó también de manera notable a los estudios de Prehistoria, trabajando con el conde de la Vega del Sella en la zona cantábrica y realizando investigaciones en otros puntos de la Península. Estas investigaciones se completaron con las excavaciones de las terrazas del valle del Manzanares en Madrid, donde se obtuvieron numerosos útiles de sílex.

Eduardo Hernández-Pacheco contribuyó de otra manera a la Paleontología: a través del extenso registro de fotografías, parte de las cuales están depositadas en el archivo del MNCN. Actualmente se encuentran registradas 1.068 fotografías de prácticamente todas las provincias españolas. Estas fotografías son el resultado de todas las campañas que realizó en el campo, destacando el gran número de fotografías dedicadas a sitios geológicos de especial relevancia, así como de paisajes y pueblos por los que pasaba. En cuanto a Paleontología se refiere, se conservan fotografías de los yacimientos de vertebrados de Valverde de Calatrava (Ciudad Real), Puente de Toledo, San Isidro, Puente de la Princesa, Barranco de los Mártires, Puente de Vallecas, El Viso, Villaverde Bajo (Madrid), Saldaña, Cerro del Otero (Palencia), Concud (Teruel) y La Cistérniga (Valladolid). Además hay fotografías de numerosos ejemplares de la colección Hernández-Pacheco en el MNCN.

Bibliografía

Hernández-Pacheco E. 1915. Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Comisión Invest. Paleont. Prehist.*, 5, 295 pp.

Hernández-Pacheco E. 1921. Nuevos yacimientos de vertebrados miocenos y deducciones de orden paleofisiográfico. *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias*, 6, 159-170. Madrid.

Hernández-Pacheco E. 1921. La llanura manchega y sus mamíferos fósiles (yacimiento de la Puebla de Almoradier). *Comisión Invest. Paleont. Prehist.*,28, 43pp.

Hernández-Pacheco E.1921. El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real. *Bol. R. Soc. Española His. Nat.; Cincuentenario*, 98-114.

Hernández-Pacheco E.1924. Noticia sobre el yacimiento paleontológico de Concud. *Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, 24, 4p.

Hernández-Pacheco E.1927. Restos fósiles de grandes mamíferos en las terrazas del Manzanares y consideraciones respecto a éstas. *Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, 27, 7p.

Hernández-Pacheco E.1927. La Geología y la Paleontología a través de la Historia. *Publ. R. Soc. Española His. Nat.*, 18pp.

Hernández-Pacheco E. 1929. Datos geológicos de la Meseta Toledano-Cacereña y de la Fosa del Tajo. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 183-202. Madrid.

Hernández-Pacheco E. 1930. Presentación de un diente fósil de elefante procedente de las terrazas del Tajo en Toledo. *Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, 30, 1p.

Hernández-Pacheco E. 1930. Las grandes fieras de los yacimientos paleontológicos de Concud (Teruel). *Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, 30, 10pp.

Hernández-Pacheco E. 1930. Un suido y un nuevo cérvido del yacimiento paleontológico de Concud (Teruel). *Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, 30, 14pp.

Hernández-Pacheco E. . 1934. Síntesis fisiológica y geológica de España. *Las Ciencias*, 1(1), 1-7. Madrid.

Hernández-Pacheco E. 1942. Observaciones respecto al Paleógeno Continental Hispánico. *Las Ciencias*, 8(3), 1-11. Madrid.

Hernández-Pacheco E. 1951. Paleogeografía del Solar Hispano durante el Paleozoico.). *Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, 21pp.

Hernández-Pacheco E. 1956. Observaciones respecto a métodos y resultados del estudio de los yacimientos prehistóricos del Solar Hispano). *Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, 54, 181-194.

Hernández-Pacheco E, Hernández Pacheco F. 1935. Observaciones respecto a estratigrafía y tectónica de la *Cordillera Cántabroasturiana Bol. R. Soc. Española His. Nat.*, 487-497. Madrid

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La *"Sinopsis"* paleontológica de Lucas Mallada: fechas de publicación y otros aspectos editoriales

I. Rábano[1] y J.C. Gutiérrez-Marco[2]
[1]Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid
[2]Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid

Introducción

La contribución científica del gran geólogo D. Lucas Mallada y Pueyo (1841-1921) es bien conocida, en especial sus obras "*Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España*" (1875-1892b), "*Catálogo General de las especies fósiles encontradas en España*" (1892a), y "*Explicación del Mapa Geológico de España*" (1895-1911).

Sin embargo, el hecho de que la *Sinopsis* se publicase separada en 17 entregas (Mallada, 1875, 1876, 1877, 1878a, 1879, 1880, 1881, 1882, 1883, 1884, 1885a, 1886, 1887a, 1888, 1889, 1890, 1892b), y fuese objeto además de diversas compilaciones y reimpresiones (Mallada, 1878b, 1885b, 1885c, 1887b), hace que existan dificultades en construir correctamente la sinonimia de un determinado taxón de los allí descritos y figurados, y de modo especial la de los 27 nuevos taxones propuestos en su obra.

La presente nota trata de aclarar las fechas y contenidos de cada una de las entregas de la "*Sinopsis*", al objeto de brindar orientación a todos los taxónomos interesados, así como comentar otros aspectos editoriales vinculados con ella.

Publicación de la *Sinopsis*

Como el propio Mallada advierte en la presentación de la obra, el objetivo primordial de su *Sinopsis* era componer una guía paleontológica para la determinación práctica de las formaciones geológicas españolas, a través de una descripción suscinta de todos los fósiles conocidos hasta entonces en nuestro país, completada con una o más ilustraciones representativas de cada especie. La obra se publicó íntegramente en la primera serie del *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, tomos 2 al 18, título que precede en el tiempo a los posteriores "*Boletín del Instituto Geológico de España*" (entre 1911 y 1927, abarcando parte de las series segunda -1894/1919- y tercera -a partir de 1920-), "*Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*" (entre 1927 y 1967), y el actual "*Boletín Geológico y Minero*" (desde 1968).

Las fechas y entregas de publicación de la *Sinopsis* fueron detalladas, con algunas erratas, en un catálogo con índices generales de las publicaciones del Instituto Geológico y Minero (Meseguer Pardo, 1947: reeditado parcialmente en 1956). También, pero en forma incompleta, los contenidos de los *Boletines* previos iban siendo consignados en volúmenes posteriores de la misma revista a comienzos de su tercera serie. El catálogo de publicaciones del IGME de 1973, sólo detalla los contenidos de aquellos números del *Boletín* "en existencia" y disponibles entonces para su venta, el primero de los cuales era el vol. 29 del año 1908. La antigüedad de las primeras publicaciones de la Comisión hacen que esta primera serie del *Boletín* sea difícil de encontrar completa o falte íntegramente en buena parte de las bibliotecas españolas. Por ello, y por el interés especial que tiene la obra de Mallada entre los paleontólogos, hemos creído oportuno recopilar estas informaciones bibliográficas en la presente nota.

En la siguiente guía de entregas de la "*Sinopsis*" original (Tabla 1), se constatan las dificultades técnicas y presupuestarias por las que atravesó la publicación de la obra en determinados momentos. Ésta nunca llegó a publicarse completa, sólo aparecieron los tomos correspondientes a los terrenos paleozoicos y a gran parte de los mesozoicos (sistemas Triásico a *Cretáceo inferior*). Del *Cretáceo superior* y *Numulítico* se publicaron 36 láminas de fósiles en total (Mallada, 1879, 1882-1885a, 1890, 1892b), en gran parte correlativas, pero sin encontrarse acompañadas por texto alguno. No obstante, numerosas ilustraciones del *sistema Numulítico* (= Paleógeno), entre ellas varias especies nuevas, corresponden a los fósiles citados o descritos por el autor en su Memoria de la provincia de Huesca (Mallada, 1878c).

Los principales problemas técnicos de la publicación de la *Sinopsis* concernían a las láminas, que en su mayoría iban apareciendo en el *Boletín* a medida que eran terminadas, dando lugar a notables desfases de edición con respecto al texto de referencia de los taxones ilustrados en cada caso (Tabla 1). La mayor parte de las entregas de la *Sinopsis* corresponden a grupos de láminas aisladas, publicadas en la revista sin ser precedidos por ninguna explicación de la obra a la que pertenecen, descontando el prólogo e índice de cada volumen, donde ocasionalmente ni se mencionaba a Mallada como autor del atlas monográfico. Esto último se constata, por ejemplo, en los *Boletines* números 5 (de 1878), 10 (de 1883), 12 (de 1885) o 13 (de 1886) de la Comisión del Mapa Geológico de España. Pero al contrario de lo anterior, en el prólogo correspondiente a cada nuevo volumen del *Boletín*, la mayoría de las entregas de la *Sinopsis* de Mallada, eran precedidas al menos por un párrafo de presentación a cargo del Director de la Comisión. En él se daba cuenta de las vicisitudes de publicación de la obra, concebida desde un principio como de extensión indefinida, a la que irían agregándose, en forma sucesiva, cuantos suplementos paleontológicos fuesen sumándose al bloque inicial de trabajos (ver, por ejemplo, el prólogo a los volúmenes

	LÁM(S)	1875	1876	1877	1878a	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885a
SILURIANO	1-7											
DEVONIANO	1											
	2-3											
	4-8											
	9-10											
	11-12											
	13-14											
	15-16											
	17											
	18-19											
CARBONÍFERO	1-3											
	4-5											
	6-11											
	12-21											
	22-27											
	28											
	29-30											
	31-33											
	34-38											
TRIÁSICO	1-3											
JURÁSICO	1-2											
	3-7											
	8-10											
	11											
	12											
	13											
	14											
	15											
	16-17											
	18-19											
	20											
	21											
	22											
	23											
	24-26											
	27											
	28											
	28A-F											
	29											
	29A-B											
	30											
	30A-B											
	30C											
	31-32											
	33											
	34											
	35											
	36											
	37											
	38-38A											
	39-40											
	41-42											
	43											
	44											
	45											
	46-47											

Tabla 1. Láminas de la *Sinopsis* paleontológica de Mallada, desglosadas por Sistemas Geológicos, y fechas de su aparición en el *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*. El *Siluriano* agrupa fósiles de los actuales sistemas Cámbrico, Ordovícico y Silúrico; en el Carbonífero de Mallada figuran algunos fósiles del Pérmico; el terreno *Numulítico* se corresponde con el Paleógeno.

	LÁM(S)	1879	1882	1883	1884	1885a	1886	1887a	1888	1889	1890	1892b
CRETÁCEO INFERIOR	1-2											
	3-4											
	4A											
	5-12											
	13											
	14											
	15											
	16-16A											
	17											
	17A											
	18											
	19-20											
	21-22											
	23											
	24											
	25-26											
	27-27A											
	28											
	29											
	30											
	30A-30B											
	30C-30D											
	31											
	31A-31B											
	32-33											
	32A											
	32B											
	32C											
	32D											
	33A											
	33B-33C											
	33D											
	33E											
	34-35											
	36-36A											
	37-38											
	38A-38D											
	39											
	40											
	41-44											
	45-48											
	49-51											
	52-61											
	62											
	63-64											
CRETÁCEO SUPERIOR	7-12											
	36-43											
NUMULÍTICO	2-3											
	6-7,7A											
	8											
	9-10											
	11-12											
	13-14											
	16											
	19-20											
	21											
	23-24											
	25											
	28											
	29-30											

Tabla 1. Continuación.

2 y 3 del *Boletín*, redactados posiblemente por D. Manuel Fernández de Castro).

Sin lugar a dudas, tal y como manifestaran estos prólogos a las sucesivas entregas y reconociera el propio Mallada, el retraso en la aparición de las láminas acompañantes a la *Sinopsis* fue debido principalmente a factores presupuestarios, que condicionaban la publicación de un número máximo de láminas en cada momento, así como de orden técnico, por causa de la ejecución de un número tan elevado de ilustraciones. Este último factor influyó decisivamente en que muchas láminas no se publicasen en forma correlativa (Tabla 1), lo cual se percibe incluso a partir de la primera entrega (Mallada, 1875).

Las entregas de la *Sinopsis* (Tabla 1) suman 17 en total, pese a que en algunos trabajos sobre Mallada se cite como publicada en cinco partes (Alastrué y Castillo, 1983; Ayala Carcedo, 1991) o bien en ocho (Cortázar, 1921). De acuerdo con Cortázar (1921) y Alastrué y Castillo (1983), la cancelación de la publicación de la *Sinopsis* en 1892, se vio influida decisivamente tanto por problemas presupuestarios, como por un cierto cansancio del autor, no exento de dudas acerca de la utilidad o perfección formal de su obra. Ésta llevaba publicándose con altibajos a lo largo de 18 años, y en el *Catálogo* que remata a la *Sinopsis*, Mallada acaba calificando la labor como "un trabajo penoso, sujeto a errores y de vida efímera", dentro de una clara percepción de que "a causa de tantos trabajos nuevos", la "*Sinopsis* iba quedando anticuada" (Mallada, 1892a, pág. 1-2). Como buena prueba del desfase alcanzado en 1892, fecha de publicación del *Catálogo*, hay que destacar la cifra de 1437 especies ultimadas en ese momento para la *Sinopsis* (con descripción y figuración completas), frente a las 4058 formas fósiles españolas relacionadas por Mallada en su *Catálogo*. La *Sinopsis* quedó inconclusa en muchos aspectos, siendo uno de los más notables la ausencia de las descripciones paleontológicas correspondientes a los fósiles de los sistemas "Cretáceo inferior" y *Numulítico* (Tabla 1), ilustrados en esas 36 láminas adicionales ya mencionadas.

Compilación y reediciones de la *Sinopsis*

La unificación posterior de la *Sinopsis*, fue realizada en tres tomos por la Imprenta y Fundición de Manuel Tello en Madrid, y publicada separadamente por la Comisión del Mapa Geológico de España. El primer volumen compila los fósiles paleozoicos (Mallada, 1875, 1876, 1877), y se reimprimió en dos ocasiones. La primera de ellas data de 1878 y la segunda de 1885: tan sólo en esta última figura el índice alfabético de los géneros y especies de los sistemas Siluriano, Devoniano y Carbonífero, de aparición más tardía (Mallada, 1885a). El Tomo II (Mallada, 1885c) reúne los fósiles de los sistemas Triásico y Jurásico, con un total de 50 láminas correlativas y 12 suplementarias. El Tomo III (Mallada, 1887b) está dedicado a los fósiles del "sistema Cretáceo inferior" y vio la luz en forma casi simultánea a la del mismo texto aparecido en el *Boletín* (Mallada, 1887a). Sin embargo, las láminas acompañantes a este tercer tomo, en total 64 correlativas y 22 suplementarias, venían publicándose por entregas desde 1882, y continuaron haciéndolo así hasta 1989, por lo cual se dio la paradoja de que algunas de ellas aparecieron antes en el tomo compilatorio, que en el propio *Boletín* (ver Tabla 1).

La paginación de los tomos I a III de la *Sinopsis* coincide fielmente con la original de las entregas recopiladas en ellos, lo cual había sido previsto desde el inicio de la publicación de la serie, según se argumenta en el vol. 2 del *Boletín* (año 1875, pág. xi). Ello facilita notablemente la realización de las sinonimias paleontológicas que contemplen esta obra, tan sólo con ayuda de las recopilaciones y de la presente guía..Sin embargo, la paginación de los índices de los sistemas Siluriano a Jurásico (Mallada, 1885a) no coincide exactamente con la que luego figura en los tomos I y II.

La aportación paleontológica original

Como bien afirma Alastrué y Castillo (1983, pág. 39), al calificar de "titánica" la empresa de realización de la *Sinopsis*, esta obra no puede ser considerada como una mera compilación de los datos existentes acerca de los fósiles españoles, sino que al tener como fin una aplicación útil y elevada, "eso ha exigido una voluntad ordenadora y crítica, y un discernimiento agudo en la materia estudiada". Tal ingente esfuerzo de realización convierte a las sucesivas entregas de la *Sinopsis* "casi en trabajos de creación o de investigación", para los que era necesario valorar centenares de datos, e incluso realizar nuevas comprobaciones sobre el terreno: a modo de ejemplo, Mallada (1880, pág. 242) confiesa que para acometer el estudio de los fósiles triásicos se vio en la necesidad de efectuar nuevas colectas en nueve provincias.

Al pretender fundamentar la elaboración de la *Sinopsis* "en la inspección de los ejemplares que existen en las colecciones de la Comisión del Mapa geológico y la Escuela de Minas" (Mallada, 1875, pág. 12), el autor identifica numerosas especies en localidades nuevas, revisa los caracteres diagnósticos, sinonimiza taxones, e introduce numerosos términos paleontológicos por vez primera en lengua española. En compañía de las "Brigadas Geológicas" recolecta numeroso material por varias provincias, que incorpora al museo de la Comisión (del cual es heredero el Museo Geominero), y que se cita en primicia en la *Sinopsis*. Parte de estas investigaciones fructifican en el descubrimiento de nuevas especies fósiles, de las cuales son descritas 25 en el conjunto de la obra (un trilobites, un rostroconcha, cuatro bivalvos, tres gasterópodos, once cefalópodos, un serpúlido, un braquiópodo y tres coralarios), más dos nombres nuevos de moluscos, fundamentados en supuestos casos de homonimia. La mayoría de estos nuevos taxones (19 de 25) corresponden al sistema "Cretáceo inferior", con claro predominio de los moluscos.

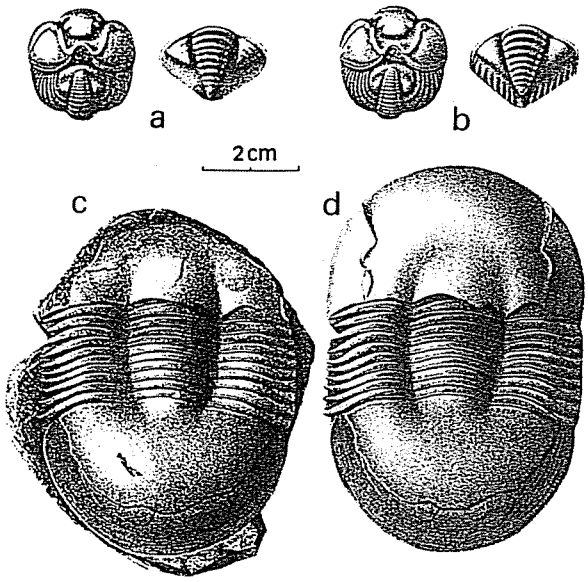


Figura 1. Comparación entre algunas ilustraciones de trilobites ordovícicos, originales de Verneuil y Barrande (1855) [a, c], y modificadas en la primera entrega de la *Sinopsis* (Mallada, 1875) [b, d]. a, "*Calymene Arago*, Rou." (= *Colpocoryphe* sp.), ejemplar enrollado y pigidio que, al ser redibujado con una segmentación posterior al surco de enrollamiento (b), se asocia mejor con el género *Salterocoryphe*. c, "*Illaenus hispanicus* Verneuil y Barrande" [= *Ectillaenus giganteus* (Burmeister)], cuyo cefalón ha sido reconstruído (d) a fin de representar el caparazón completo. a y c, reproducidas de Verneuil y Barrande (1855, lám. 25, fig. 4-4a y 6, respectivamente); b y d, tomadas de Mallada (1875, lám. 2, fig. 8-8a y lám 4, fig. 4, respectivamente).

El alcance y magnitud de las dos obras puramente paleontológicas de Mallada, la *Sinopsis* y el *Catálogo*, convierten a este autor en el "indiscutible fundador de la Paleontología española", en opinión de Bermudo Meléndez y de otros ilustres paleontólogos de nuestro país. La aportación científica de los conocimientos reseñados en la *Sinopsis*, se vio bastante limitada antes de cumplirse las dos primeras décadas del siglo XX. Sin embargo y desde el punto de vista de la Paleontología estratigráfica, la aparición de la síntesis de Almela y Sanz (1958), en buena parte compilatoria de las ideas e ilustraciones de la *Sinopsis*, constituye una prueba fidedigna de la vigencia mantenida por la taxonomía decimonónica de Mallada hasta las décadas de 1950 y 1960, con especial incidencia en el Cuerpo de Minas y en numerosos sectores relacionados con la enseñanza universitaria de la Geología.

El desarrollo de la moderna Paleontología, así como el redescubrimiento de gran parte de la colección original de la *Sinopsis* en el Museo Geominero de Madrid, hace posible la reevaluación científica de esta magna obra. Es el caso de las especies nuevas descritas por Mallada, que están siendo rescatadas tras años de olvido. Algunas de ellas son sinónimos posteriores de otras mejor conocidas, pero otras, por el contrario, constituyen formas interesantísimas desde variados puntos de vista. Entre estas últimas destacamos, por ejemplo, el rostroconcha carbonífero *Arceodomus cortazari* (Mallada, 1875), único representante europeo de un raro género de conocardioides, conocido en Norteamérica y Asia, del que justo ahora se han descrito algunos nuevos ejemplares, más de un siglo después de su descubrimiento por Mallada (Babin *et al.*, en prensa).

Las ilustraciones de la *Sinopsis*

El planteamiento inicial de la *Sinopsis* era la elaboración de un extenso atlas paleontográfico que acompañase a las descripciones de cada especie, en el cual la mayor parte de ellas se dibujase "teniendo a la vista los mejores ejemplares de las colecciones de la Comisión del Mapa geológico y de la Escuela especial de Ingenieros de Minas, y solo cuando es indispensable, para que corresponda al objeto principal de la Sinópsis, se copian las representadas en obras clásicas ó de absoluta confianza" (prólogo al *Boletín* 2 de 1875, pág. xi). La justificación primordial era representar ejemplares españoles, incluso de aquellas especies descritas originalmente en otros países, comprobándose con ello "la existencia real de cada una en nuestro suelo" (Mallada, 1875, pág. 12).

Pero este empeño de Mallada se desveló pronto como utópico, habida cuenta de la premura de tiempo para la edición de la *Sinopsis*, el ingente número de ilustraciones que exigía completar, y el lento procedimiento que requerían unos buenos dibujos, tomados al natural, a partir de los fósiles reunidos en las colecciones madrileñas. Ya desde la primera entrega de las láminas, éstas reunieron mayoritariamente ilustraciones reproducidas de las monografías paleontológicas que otros autores habían publicado acerca de los fósiles españoles, aún cuando ello no se explicitase en cada caso, lo cual derivó en que muchas de ellas se considerasen originales de la Sinopsis en reediciones posteriores (ver, por ejemplo, Bataller, 1950 -p. 192, 193, 205, etc.- y Almela y Sanz, 1958: Fig. 1 de la presente nota).

Queda fuera de los objetivos de la presente nota dar una relación exhaustiva de la procedencia concreta de cada una de las ilustraciones publicadas en la *Sinopsis*, aún apenas entrevista por los autores para los sistemas paleozoicos. El elenco de ilustradores de los talleres litográficos madrileños de G. Pfeiffer (hasta 1887) y F.L. Arnaiz (a partir de 1888), realizó en cualquier caso un magnífico e ímprobo trabajo, en el que destacó la dibujante Teresa Madassú y, con obra más reducida, también J. Cebrián, Villares Amor o el propio Pfeiffer. Ellos lograron homogeneizar el aspecto y el estilo de las ilustraciones hasta tal punto, que no resulta fácil discernir cuál de los dibujos reunidos en una misma lámina ha sido entresacado de otra publicación anterior, y cuál es una ilustración original, tomada de un fósil aportado por Mallada. Los siguientes ejemplos dan cuenta de algunos casos advertidos entre los fósiles paleozoicos, que pueden servir de idea para comprender las decisiones adoptadas por Mallada ante determinados fósiles.

Las ilustraciones reproducidas de Verneuil y Barrande (1855) predominan notablemente entre los invertebra-

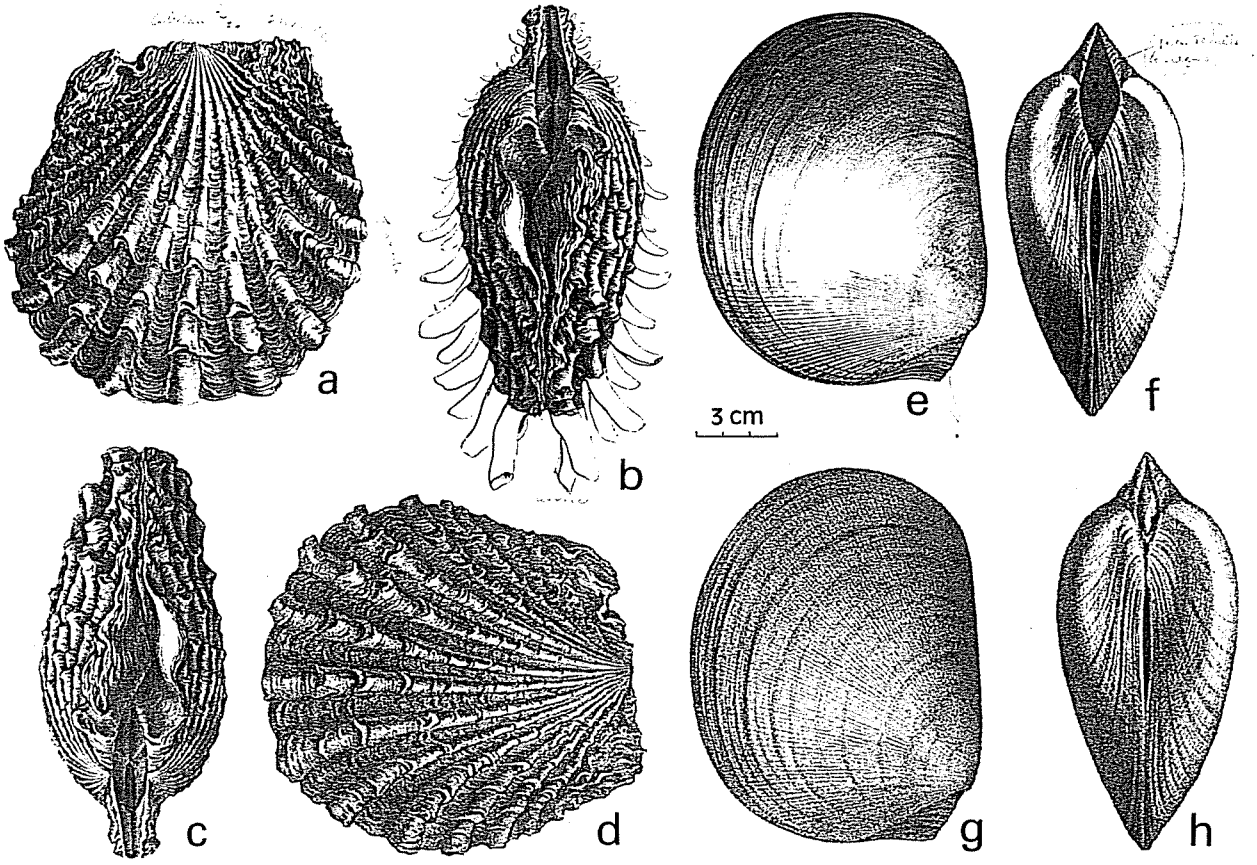


Figura 2. Ilustraciones de los bivalvos jurásicos *Ctenostreon pectiniforme* Schlotheim (= *C. proboscideum* Sowerby) (a-d) y *Plagiostoma gigantea* Deshayes (e-h). Comparación entre las figuras originales (Goldfuss, 1840: a, b, e, f) y su adaptación en la *Sinopsis* (Mallada, 1879: c, d, g, h). a-d en posición original, e-h giradas a efectos comparativos. Las anotaciones manuscritas de Mallada son indicaciones para sus litografistas (en f: "más reducido lo negro"), y se conservan en el libro de Goldfuss (1840, láminas 101 y 103) de la biblioteca del Museo Geominero. Almela y Sanz (1959, lám. 24 y 26) imputaron las ilustraciones de ambos moluscos a Mallada.

dos ordovícicos, como por ejemplo en la lámina 5 del Siluriano (Mallada, 1875), donde sin embargo una de las ilustraciones ("*Theca triangularis*, Port.", lám. 5, fig. 5) procede de un fósil de la Comisión conservado en el Museo Geominero [MGM-419-O: *Gompholites beirensis* (Sharpe)], mientras que otras dos (Mallada, 1875: lám. 5, fig. 4 y 6) fueron tomadas de otras fuentes.

En la lámina 4 precedente, Mallada (1875) opta por reconstruir el cefalón de uno de los trilobites figurados por Verneuil y Barrande (1855, lám. 25, fig. 2), a fin de presentarlo completo (ver Fig. 1c, 1d, de la presente nota). El ejemplar contiguo (lám. 4, fig. 5 de la *Sinopsis*), es un caparazón inédito de "*Illaenus Sanchezi* Barr. et Vern.", que mejoraba sustancialmente la ilustración del holotipo de la especie (Verneuil y Barrande, 1855, lám. 25, fig. 7). El ejemplar figurado por Mallada se conserva actualmente en el Museo Geominero (Rábano y Arribas, 1997, fig. 5), habiendo sido reasignado a *Panderia beaumonti* (Rouault).

La contrastación del material examinado por Mallada, con el figurado en estudios previos, a veces introdujo errores en la descripción de ciertas especies, como por ejemplo la confusión entre los géneros de trilobites *Colpocoryphe* y *Salterocoryphe*, cuyos pigidios tienen un fuerte surco de enrollamiento, pero diferente ornamentación posterior al mismo (cf. Fig. 1a, 1b). En contadas ocasiones, los ilustradores de la *Sinopsis* hicieron reconstrucciones aventuradas de alguna de las especies descritas por Verneuil y Barrande (1855), como ocurre por ejemplo con el braquiópodo inarticulado "*Obolus Bowlesi* Vern. et Barr." (Mallada, 1875, lám. 6, fig. 13, 13a-13b), que para nada se corresponden con la morfología de *Monobolina bowlesi* (Verneuil y Barrande), de contorno subtriangular redondeado, pero de diferente relación longitud-anchura.

Conforme se hizo inminente la aparición del primer fascículo de láminas de la *Sinopsis*, los plazos de realización y entrega debieron irse reduciendo, y algunas láminas ilustran exclusivamente fósiles extranjeros. Un ejemplo de ello es la lámina 7 de graptolitos silúricos, reproducida enteramente (como imagen especular) de Geinitz (1852), pero atribuida parcialmente a Mallada por Almela y Sanz (1959, lám. 5 y 6).

Por último, tan sólo decir que en la biblioteca del Museo Geominero existen numerosas obras paleontológicas clásicas, selladas por la Comisión de la Carta Geológica o del Mapa Geológico, en cuyas láminas se aprecian abundantes anotaciones manuscritas del pro-

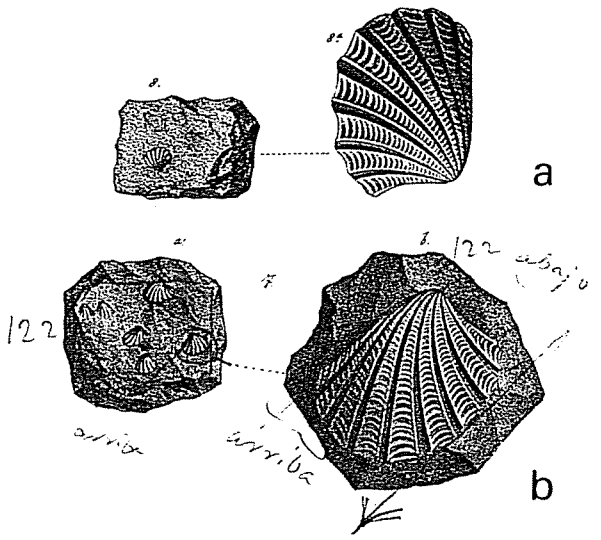


Figura 3. Ilustración del supuesto molusco rostroconcha "*Conocardium clathratum*, Gold." (a: reproducido de Mallada, 1876, lám 2 del Devoniano, fig. 8, 8a), que en realidad corresponde al bivalvo *Buchiola palmata* (Goldfuss), original de Goldfuss (1840, lám. 143, fig. 7a-7b) (reproducido en b). Las anotaciones manuscritas (b) que figuran en este libro de la biblioteca del Museo Geominero, están hechas a lápiz y son obra del propio Mallada, que de este modo indicaba a los litografistas las adaptaciones precisas para plasmar ciertos dibujos en las láminas de la *Sinopsis*.

pio Mallada, denotando las indicaciones precisas hacia los ilustradores para reproducir ciertas figuras en la *Sinopsis* (Fig. 2 y 3). Evidentemente, la premura de tiempo jugó a Mallada algunas malas pasadas, como la que dio lugar a la transposición de la especie de un rostroconcha devónico por la de un bivalvo de la misma edad (Fig. 3).

Con todo, la *Sinopsis* paleontológica de Mallada representa un enorme esfuerzo por difundir y racionalizar el conocimiento de los fósiles de España, en un momento en que no se dudaba de la contribución primordial de la Paleontología a los campos fundamentales de las Ciencias Geológicas. Este hecho aún permanece en plena vigencia en la actualidad, aunque sea difícil de entender por muchos geólogos contemporáneos, cuando tanto resta por hacer. La labor iniciada por Mallada ha quedado abierta, como una brillante utopía, fruto de una de las mentes más notorias e imperecederas de nuestra Ciencia, y tenemos la obligación de continuarla.

Agradecimientos

Al Prof. Dr. Jaume Truyols i Santonja, y al Dr. Antonio Perejón Rincón, por la lectura crítica del manuscrito. Este trabajo es una contribución al Proyecto 06/0006/98 ("Investigación y catalogación de colecciones paleontológicas singulares del Museo Geominero"), financiado por la Dirección General de Investigación de la Comunidad de Madrid.

Bibliografía

Alastrué y Castillo, E. 1983. *La vida fecunda de Don Lucas Mallada*. Asociación Nacional de Ingenieros de Minas, Madrid, 111 pp.

Almela, A. y Sanz, R. 1958. Resumen de la historia geológica de la Tierra. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **59**, 1-174, 81 láms. (reeditado por el IGME en 1979 a formato reducido)

Ayala Carcedo, F.J. 1991. La aportación científica y tecnológica de Lucas Mallada (1841-1921). *150 Aniversario Lucas Mallada*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 3-12.

Babin, C., García-Alcalde, J., Gutiérrez-Marco, J.C. y Martínez-Chacón, M.L. En prensa. Rostroconches Conocardiacea du Dévonien et du Carbonifère d'Espagne. *Révue de Paléobiologie*.

Bataller, J.R. 1950. La Paleontología en el Instituto Geológico. *Libro Jubilar (1849-1949) del Instituto Geológico y Minero de España*, 1, 173-233.

Cortázar, D. de. 1921. Necrología. Mallada. *Boletín del Instituto Geológico de España*, **42**, xv-xxvii.

Geinitz, H.B. 1852. *Die Graptolithen, ein monographischer Versuch zur Beurtheilung der Grauwackenformation in Sachsen und den angrenzenden Länderabtheilungen, sowie der Silurischen Formation überhaupt*. Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann, 58 pp., 6 láms.

Goldfuss, A. 1840. *Petrefacta Germaniae. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands und der angränzenden Länder*, 2, Düsseldorf, 312 pp., 165 láms.

Mallada, L. 1875. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Introducción. Terreno Paleozoico. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **2**, 1-160; láms. 1-7 (Siluriano); 1, 4-8, 13-14 (Devoniano); 1-3, 6-11 (Carbonífero).

Mallada, L. 1876. Sinópsis paleontológica. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **3**, láms. 2-3, 9-10, 15-16, 18-19 (Devoniano); 4-5, 12-21, 28, 31-33 (Carbonífero).

Mallada, L. 1877. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **4**, láms. 11-12, 17 (Devoniano); 22-27, 29-30, 34-38 (Carbonífero).

Mallada, L. 1878a. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **5**, láms. 3-7, 11, 16-17, 20, 22, 35, 37 (Jurásico).

Mallada, L. 1878b. *Sinópsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Cuaderno 1º*. Impr. y Fundic. M. Tello, Madrid, 160 pp., Atlas 64 láms. (reimpresión de partes publicadas entre 1875 y 1877).

Mallada, L. 1878c. Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **6**, 439 pp.

Mallada, L. 1879. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **6**, láms. 21, 23, 31-32, 34, 36, 41-42 (Jurásico); 2-3, 13-14, 16, 19-20, 25 (*Numulítico*).

Mallada, L. 1880. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Sistema Triásico. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **7**, 241-256, láms. 1-3 (Triásico); 28, 28 A-28F, 29, 29A-29B, 39-40, 45 (Jurásico).

Mallada, L. 1881. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **8**, láms. 1-2, 8-10, 14, 18-19, 24-26, 30, 30A-30B, 38, 38A (Jurásico).

Mallada, L. 1882. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **9**, láms. 13, 15, 46-47 (Jurásico); 3-4, 5-12 (Cretáceo inferior); 9-10 (*Numulítico*).

Mallada, L. 1883. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **10**, láms. 30C, 33 (Jurásico); 6-7, 7A, 8, 11-12 (*Numulítico*).

Mallada, L. 1884. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **11**, láms. 12, 27, 43 (Jurásico); 21-22, 24, 41-44 (Cretáceo inferior); 21, 23-24, 28 (*Numulítico*).

Mallada, L. 1885a. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Indice alfabético de los géneros y especies de los sistemas Siluriano, Devoniano y Carbonífero. Idem. sistemas Triásico y Jurásico. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **12**, 617+649-657 (i-xi), 659-670 (i-xii); láms. 44 (Jurásico); 1-2, 14, 17A, 31, 32-33 (Cretáceo inferior); 29-30 (*Numulítico*).

Mallada, L. 1885b. *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Tomo I. Terreno Paleozóico (Sistemas Siluriano, Devoniano y Carbonífero).* Imprenta y Fundición de Manuel Tello, Madrid, 160 pp., Atlas 64 láms. (reimpresión de Mallada, 1878b - texto- y 1885a -índice i-xi-).

Mallada, L. 1885c. *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Tomo II. Terreno Mesozóico (Sistemas Triásico y Jurásico).* Imprenta y Fundición de Manuel Tello, Madrid, i-xii (índice), 1-16 (Triásico), 1-150 (Jurásico), Atlas 62 láms. (reimpresión de partes publicadas entre 1878 y 1884).

Mallada, L. 1886. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **13**; láms. 4A, 16-16A, 17, 19-20, 23, 25-26, 29, 31A-31B, 32A, 32C, 33B-33C (Cretáceo inferior).

Mallada, L. 1887a. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Terreno Mesozóico, Sistema Cretáceo inferior. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **14**, i-xix (índice), 1-171; láms. 13, 18, 30A-30B, 33A, 33E, 34-35, 37-38, 38A-38D, 40, 45-48, 62 (Cretáceo inferior).

Mallada, L. 1887b. *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Tomo III. Terreno Mesozóico (Cretáceo inferior).* Imprenta y Fundición de Manuel Tello, Madrid, i-xix, 1-171; Atlas 86 láms. (reimpresión de partes publicadas entre 1882 y 1889).

Mallada, L. 1888. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **15**, láms. 15, 27-27A, 28, 30, 30C-30D, 32B, 32D, 33D, 36-36A, 39, 49-51 (Cretáceo inferior).

Mallada, L. 1889. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **16**, láms. 52-61, 63-64 (Cretáceo inferior).

Mallada, L. 1890. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **17**, láms. 7-12 (Cretáceo superior).

Mallada, L. 1892a. Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **18** (de 1891), 1-253. (Reeditado en la misma época como volumen aparte).

Mallada, L. 1892b. Sinópsis paleontológica de España. Láminas. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **18** (de 1891), láms. 36-43 (Cretáceo superior).

Mallada, L. 1895. Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo I. Rocas hipogénicas y Sistema Estrato-cristalino. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **19**, 558 pp.

Mallada, L. 1896. Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **20**, 515 pp. (2ª edición, Madrid 1927).

Mallada, L. 1898. Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo III. Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **21**, 415 pp. (2ª edición, Madrid 1927).

Mallada, L. 1902. Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo IV. Sistemas Permiano, Triásico, Liásico y Jurásico. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **22**, 514 pp.

Mallada, L. 1904. Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo V. Sistemas Infracretáceo y Cretáceo. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **23**, 519 pp.

Mallada, L. 1907. Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo VI. Sistemas Eoceno, Oligoceno y Mioceno. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **24**, 686 pp.

Mallada, L. 1911. Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo VII y último. Sistemas Plioceno, Diluvial y Aluvial. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **25**, 543 pp.

Meseguer Pardo, J. 1947. *Catálogo de las publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.* Madrid, Tip. y Lit. Coullaut, 366 pp.

Rábano, I. y Arribas, A. 1997. Los ejemplares tipo y figurados de las colecciones paleontológicas del Museo Geominero. I. Invertebrados e icnofósiles paleozoicos. *Boletín Geológico y Minero*, **108** (3), 229-233.

Verneuil, E. de y Barrande, J. 1855. Description des fossiles trouvés dans les terrains Silurien et Dévonien d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. *Bulletin de la Société Géologique de France* [2], **12**, 964-1025.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Un documento inédito de Royo y Gómez sobre los dinosaurios del Levante

J. I. Ruiz-Omeñaca[1] y X. Pereda-Suberbiola[2]

[1] Universidad de Zaragoza, Departamento de Ciencias de la Tierra, Area de Paleontología, 50009 Zaragoza
[2] Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Facultad de Ciencias, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, 48080 Bilbao; Museum National d'Histoire Naturelle, Laboratoire de Paléontologie, 8 rue Buffon, 75005 Paris, Francia

Introducción

A diferencia de otros países europeos, el descubrimiento y estudio de restos fósiles de dinosaurios obtuvo escaso eco en España durante el siglo XIX. A finales de ese siglo sólo se conocían hallazgos puntuales en Asturias, Castellón y Teruel (Vilanova y Piera, 1872, 1873; Egozcue, 1873). La investigación dinosaurológica no alcanzó un verdadero impulso hasta finales de la década de 1910, gracias a la actividad desarrollada por el paleontólogo castellonense José Royo y Goméz (1895-1961).

Royo y Gómez dedicó un gran esfuerzo a las labores de búsqueda de restos fósiles en Levante y otras áreas de la geografía española. Las colecciones paleontológicas reunidas por Royo y Gómez y colaboradores se depositaron en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Valencia y el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (MNCN). Como resultado de su actividad de campo, Royo y Gómez publicó entre 1918 y 1928 una quincena de notas y artículos en revistas nacionales e internacionales sobre las faunas de vertebrados de las facies Weald del Levante (véase bibliografía en Sanz, 1996; Alcalá & Alcalá, 1996).

El Archivo del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (C.S.I.C.) conserva documentos de Royo y Gómez (manuscritos, cuadernos de apuntes, dibujos, fotografías y recortes de prensa) que ponen de manifiesto su carácter pionero en el estudio de los dinosaurios del este peninsular.

El manuscrito inédito

Uno de estos documentos (c.4-P137, "J. Royo y Gómez. Trabajos y apuntes científicos, /sin fecha/"), es un manuscrito de siete páginas, con dos dibujos, que trata sobre los dinosaurios del Weald de Benagéber (Valencia), Morella (Castellón), y Mora de Rubielos y Utrillas (Teruel). También se conserva en el MNCN un archivo fotográfico con clichés de algunos de los materiales mencionados en el texto. Todos estos documentos permiten suponer que Royo y Gómez planeaba realizar una monografía sobre las faunas de dinosaurios de Levante que nunca se llegó a publicar.

Royo y Gómez hace en varias ocasiones comparaciones con material fósil de dinosaurio depositado en Londres, lo que indica que redactó los apuntes manuscritos con posterioridad a la primavera de 1927, fecha en la que realizó un viaje a Francia e Inglaterra (Royo y Gómez, 1927c). Además, en el manuscrito se cita una "cabeza distal de fémur de saurópodo" de Benagéber, que es mencionada por primera vez en 1927 (Royo y Gómez, 1927b), y habia sido recogida ese mismo año (Royo y Gómez, 1927a).

Se desconoce la razón por la cual Royo y Gómez deshechó definitivamente la publicación de su proyecto sobre los dinosaurios del Levante.

En el manuscrito, Royo y Gómez describe la presencia de restos de siete tipos de dinosaurios: tres terópodos, dos saurópodos, un estegosaurio y un ornitópodo.

Royo y Gómez asigna los terópodos a megalosaúridos y compara el material de Benagéber (dientes, vértebra dorsal, falange del pie) y Morella (dos fragmentos de dientes, fémur) con *Megalosaurus dunkeri* y *M. Bucklandi,* respectivamente (véase Royo y Gómez 1926a, 1927d). Además, atribuye provisionalmente una tibia de Utrillas a un nuevo género de terópodo de pequeño tamaño.

El material de saurópodos citado por Royo y Gómez incluye un fragmento de diente y restos aislados del esqueleto axial y apendicular, procedentes de Morella y Benagéber. Royo y Gómez distingue dos formas en función principalmente de su tamaño y las atribuye a la familia Cetiosauridae. Previamente había señalado que el saurópodo de Morella era una nueva especie de *Cetiosaurus*, y que el de Benagéber, de mayor tamaño, representaría probablemente un género nuevo (Royo y Gómez, 1927d).

Royo y Gómez cita restos de estegosaurio en Morella: fémur, una vértebra caudal, un fragmento de tibia y varios fragmentos de placas dermatoesqueléticas. Royo y Gómez compara el fémur con los de *Stegosaurus* y *Omosaurus* (un sinónimo de *Dacentrurus*) llegando a la conclusión de que su morfología es diferente. Basándose en el tamaño del fémur, considera que se trata de un estegosaurio gigantesco.

El material de ornitópodo incluye una vértebra y una falange del pie de Mora de Rubielos que Royo y Gómez atribuye a un género afín a *Iguanodon* de la talla de *Iguanodon mantelli* (véase también Royo y Gómez 1920, 1921, 1927d). En otros trabajos, Royo y Gómez (1925, 1926b) había identificado el material como perteneciente a un hadrosaurio del género *Trachodon.*

Revisión de las colecciones de Royo y Gómez en el MNCN

Parte de los restos citados en el manuscrito, procedentes de Morella y Benagéber, se conservan hoy en día en las colecciones del MNCN.

Del material de terópodos, sólo se ha encontrado en el MNCN el fémur de Morella, del que exhibe un molde en

la exposición permanenente de geología, y que está en proceso de estudio. En el manuscrito se figura una vista de la tibia de Utrillas, que sólo permite la asignación a un terópodo indeterminado. En otro documento del Archivo del MNCN (P135, expt. 5 "Pensión al extranjero de 1924-1925"), hay un dibujo y una descripción del diente de Benagéber, que, por la presencia de dentículos únicamente en el borde distal, podría pertenecer a un dromeosaúrido.

No se han encontrado dientes de saurópodo en las colecciones de Royo y Gómez del MNCN, pero si una vértebra dorsal, vértebras caudales y huesos del esqueleto apendicular. Varias vértebras caudales de Morella pueden asignarse a un titanosauriforme primitivo. El resto del material conservado es poco diagnóstico y se atribuye a saurópodos indeterminados. Como ya se ha indicado en otras ocasiones, la presencia del saurópodo primitivo *Cetiosaurus* es improbable (Sanz, 1996).

Del estegosaurio, sólo se ha localizado el fémur, que es en realidad un húmero muy grácil de un saurópodo braquiosaúrido, similar a otro ejemplar descubierto recientemente (Santafé *et al.*, 1982, Santafé y Casanovas, 1993). No se conoce el paradero del material restante, en especial las placas dérmicas, por lo que la existencia de estegosaurios en Levante no puede ser confirmada a partir de los restos recolectados por Royo y Gómez.

No se han localizado en el MNCN los restos de ornitópodo de Morà de Rubielos. No obstante, la colección Royo y Gómez conserva restos vertebrales de ornitópodo provenientes de Morella que son susceptibles de pertenecer a *Iguanodon* o a un iguanodóntido de gran tamaño; se trata de dos arcos neurales, que conservan parte de los procesos transversos, zigapófisis y la base de la espina neural. Royo y Gómez atribuye en el manuscrito erróneamente estos restos a saurópodos.

Entre las colecciones de Royo y Gómez del MNCN hay material de iguanodóntidos, hipsilofodóntidos y terópodos que no son citados en el manuscrito, quizá por no estar disponibles en ese momento. A este respecto, existe documentación que dice que J. Royo Gómez y V. Sos Baynat recogieron y donaron al MNCN restos de dinosaurios de Morella y Vallibona (Castellón) hasta al menos 1933.

Consideraciones finales

La colección Royo y Gomez de dinosaurios levantinos indica la presencia de terópodos (dromeosaúridos), saurópodos (titanosauriformes, incluyendo a los braquiosaúridos) y ornitópodos (hipsilofodóntidos, iguanodóntidos). Descubrimientos más recientes confirman este hecho, y además sugeren la existencia de tireóforos, como anquilosaurios (Santafé *et al.*, 1982) y estegosaurios (Casanovas-Cladellas *et al.*, 1995, 1997).

Agradecimientos

Nuestro agradecimiento a Begoña Sánchez Chillón, Luis Alcalá y Javier Sánchez Almazán por su generosa ayuda durante nuestras visitas al Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. Este agradecimiento es extensivo al personal del Archivo del MNCN (CSIC), y especialmente a Juana Molina, por su disponibilidad.

Referencias

Alcalá, B. y Alcalá, L. 1996. La paleontología castellonense explorada por José Royo y Gómez. *Geogaceta*, **19**, 177-180.

Casanovas-Cladellas, M.L., Santafé-Llopis, J.V y Santisteban-Bové, C. 1995. *Dacentrurus armatus* (Stegosauria, Dinosauria) del Cretácico inferior de los Serranos (Valencia, España). *Revista Española de Paleontología*, **10 (2)**, 273-283.

Casanovas-Cladellas, M.L., Santafé-Llopis, J.V. y Pereda-Suberbiola X. 1997. Nuevo material de estegosaurios en el Cretácico inferior de Valencia. *Paleontologia i Evolució*, **28-29**, 269-274.

Egozcue Cía, J. 1873. (sin título). *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural (Actas)*, **2**, 29-31.

Royo y Gómez, J. 1920. Los yacimientos weáldicos del Maestrazgo. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **20**, 261-267.

Royo y Gómez, J. 1921. La facies continental en el Cretácico inferior ibérico. *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias. Congreso de Oporto*, **6**, 221-236.

Royo y Gómez, J. 1925. Resultados científicos obtenidos en su viaje por Francia, Suiza, Alemania y Bélgica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **25**, 114-117.

Royo y Gómez, J. 1926a. Los descubrimientos de reptiles gigantescos en Levante. *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*, **7**, 147-162.

Royo y Gómez, J. 1926b. Los vertebrados del Cretácico inferior de facies weáldica. *Boletín del Instituto geológico y minero de España*, **47(2)**, 171-176.

Royo y Gómez, J. 1927a. Nuevos descubrimientos paleontológicos en la facies weáldica de Levante. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **27**, 113-114.

Royo y Gómez, J. 1927b. Nummulítidos del Cretácico inferior español, paleontología del Cuaternario de Castellón y restos de Dinosaurios de Benageber (Valencia). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **27**, 162.

Royo y Gómez, J. 1927c. Resultados científicos obtenidos en su viaje por Inglaterra y Francia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **27**, 307-309.

Royo y Gómez, J. 1927d. Sur le faciès wealdien d'Espagne. *Compte Rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, **11**, 125-128.

Santafé, J.V. y Casanovas, M.L. 1993. *Dinosaurios en la Comunidad Valenciana*, Generalitat Valenciana, 205 pp.

Santafé, J.V., Casanovas, M.L., Sanz, J.L. y Calzada, S. 1982. *Geología y paleontología (Dinosaurios) de las Capas rojas de Morella (Castellón, España)*, Diputación Provincial de Castellón y Diputación de Barcelona, 169 pp.

Sanz, J.L. 1996. José Royo y Gómez y los dinosaurios españoles. *Geogaceta*, **19**, 167-168.

Vilanova y Piera, J. 1872. *Compendio de Geología*, Imp. Alejandro Gomez Fuentenebro, 588 pp.

Vilanova y Piera, J. 1873. (sin título). *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural (Actas)*, **2**, 8.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Historia del conocimiento de los yacimientos paleontológicos del Jurásico de Cabra (Subbética cordobesa)

L. Sequeiros[1] y A. Montero[2]

[1] Área de Filosofía. Facultad de Teología, Apartado 2002. 18080 Granada. jesetea@teleline.es

[2] Jardín Botánico de Córdoba (Unidad de Paleobotánica). Avenida de Linneo s/n, 14004 Córdoba

El contexto de las Sierras Subbéticas

La Sierra de Cabra se incluye desde el punto de vista de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía en el corazón del Parque Natural de las Sierras Subbéticas Cordobesas. Este Parque Natural, situado al SE de la provincia de Córdoba, dista de la capital unos 70 km.

Desde el punto de vista geológico, todo el núcleo de la llamada Sierra de Cabra constituye un macizo montañoso de calizas depositadas en un medio marino durante el período Jurásico (Sequeiros, 1970, 1974). Este contiene una gran información científica geológica y paleontológica que merecen toda nuestra atención. Desde el punto de vista paleontológico, los ammonites del Jurásico Medio y Superior han sido estudiados por diversos autores en estos últimos años (Sequeiros, 1974; Olóriz, 1976; Sandoval, 1983; Tavera, 1988; Checa, 1988). Pero los yacimientos del Jurásico de Cabra, y especialmente el del Cortijo de la Fuente de los Frailes, merece un tratamiento histórico más detallado.

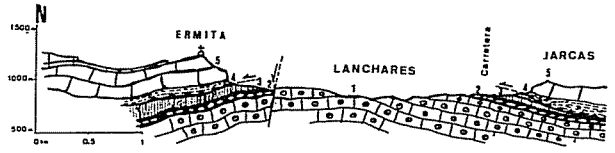


Figura 1. Esquema estructural de la Sierra de Cabra en la dirección Norte- Sur, pasando por la Ermita de la Virgen de la Sierra. El Subbético Externo Meridional (Jarcas- Lobatejo) cabalga por encima del Subbético Externo Septentrional (Lanchares). Tomado de Sequeiros, 1970.

Historia del conocimiento de los fósiles del Jurásico de Cabra de Córdoba

La riqueza paleontológica fundamental del Parque Natural de la Subbética está referida a los ammonites, de los que, como se verá, hay constancia escrita desde el siglo XVIII. Pero estos fósiles eran conocidos desde mucho antes.

Los fósiles de Cabra bajo el paradigma diluvista

La referencia escrita más antigua que hemos podido encontrar referente a los fósiles de Cabra pertenece a las cartas inéditas que Fernando López de Cárdenas remitió en 1776 y 1783 al Rey Carlos III. Estas cartas iban acompañadas de una selección de fósiles y rocas de Andalucía, numerados y descritos, que el cura párroco de Montoro había recogido con destino al Real Gabinete de Historia Natural. Como han mostrado Montero (1995) y Montero y Diéguez (1996) la interpretación que de los fósiles hace López de Cárdenas se sitúa dentro del paradigma de la modernidad en ese tiempo como es el diluvista. El siguiente texto manuscrito de 1777 de López de Cárdenas (transcrito con su ortografía) es significativo:

"La figura de este número es de piedra encarnada que el vulgo llama Jaspe: y es trahida con otras de las canteras de Cabra. Tiene el tamaño de la palma de la mano de un hombre, y es el cuerno de Ammon Aureo, celebrado de Mercati en su Museo Pontificio, cap. 50, loc. 42, armar. 9 y más hermoso que el que pone el P. Torrubia lám. 10, fig. 8. El nuestro tiene figurado un ramaje con ojitas mui menudas, y tallos mui delicados, parecidos â el Brezo menudo, que por acá llamamos Bucina, particular por las flores encarnadas"[3]. Los datos de López de Cárdenas son particularmente interesantes. Tal vez sea la primera descripción "científica" de un fósil andaluz de Cabra. López de Cárdenas, no sólo describe el ejemplar sino incluso hace anotaciones sobre la línea de sutura. La descripción está casi calcada de Torrubia (Sequeiros *et al.*, 1998), lo que indica que el *Aparato* era conocido por él. Incluso hace una interpretación acertada de su origen biológico (Montero y Diéguez, 1996).

La geología bajo el paradigma estratigráfico

El segundo período corresponde a los primeros años del desarrollo de la geología española de mediados del siglo XIX. Hay un texto que muestra que los fósiles de Cabra eran conocidos por los naturalistas desde mediados del siglo pasado. En la traducción de los *Elements of Geology* de Charles Lyell publicada por Ezquerra del Bayo (Ezquerra del Bayo, 1847), con adiciones sobre los terrenos de España, leemos (pág. 467): "La linda y rica ciudad de Cabra, provincia de Córdoba, está toda en terreno jurásico inferior. (..) Las canteras que hay abiertas una legua al Este de la referida ciudad de Cabra, tienen por objeto arrancar piedras molineras de que hacen mucho comercio. La arenisca de que las confeccionan yace debajo de una caliza que, por consiguiente tienen

[3] Manuscrito de 20 de octubre de 1777, Archivo del Museo Nacional de Ciencias Naturales: "Continuación de el examen Histórico Phisico de la Naturaleza de los Testáceos, Petrificaciones y Fósiles de algunas partes de Andalucía...". Al margen figura una nota manuscrita de Pedro Franco Dávila, director Vitalicio del Real Gabinete de Historia Natural de Madrid: "Cuerno de Ammon liso con el gordo de su espiral tuberculosa". Aunque la descripción no es muy perfecta, posiblemente se trate de un *Aspidoceras* o de una *Reineckeia*.

que atravesar. En estas dos clases de rocas se encuentran allí una abundancia extraordinaria de ammonites, algunos individuos de más de un pie de diámetro, pero ninguno otro fósil. Las especies son sumamente variadas y entre otras el *Ammonites discus* Sow., *A. amaltheus* v.Schloth. y *A. costatus* v. Schloth. todos característicos para la oolita inferior y para el Lías superior."

En sus trabajos por España hacia los años 1850, Verneuil y Collomb en su intento de cooperar en la confección del mapa geológico de España, bajo los auspicios de la primera Comisión del Mapa, citan la presencia de ammonites de muchas localidades, entre ellas en Cabra (Verneuil y Collomb, 1853, 1856; Sequeiros, Berjillos, et al., 1998). Estos trabajos se enmarcan dentro de paradigma estratigráfico que, desde Inglaterra, bajo la autoridad de Lyell, se estaba incorporando en Europa.Ezquerra del Bayo (1853) publica una relación muy completa para su tiempo de los fósiles de Cabra recogidos, sobre todo, de Verneuil y Collomb.

Las primeras publicaciones sobre la Sierra de Cabra son descripciones fisiográficas de la provincia (con datos dispersos de estratigrafía y paleontología) y trabajos de minería (como los del Ingeniero de Minas Lucas Mallada). Su estudio sobre la geología de la provincia de Córdoba es uno de los primeros en ver la luz pública (Mallada, 1880). En la página 40 de la monografía presenta una relación de fósiles de Cabra.

Tras el *Terremoto de Andalucía* de diciembre de 1885, la Academia de Ciencias de París envió a Andalucía un equipo de científicos dirigidos por el Dr. Fouqué, eminente geofísico. Entre los componentes de la *Misión de Andalucía* se encontraba un joven geólogo, Wilfried Kilian. Junto con Bertrand recibió la misión de investigar los material geológicos de la Era Secundaria al norte de Granada visitando Cabra en marzo-abril de 1886. Kilian (1891) menciona las colecciones de fósiles de Cabra recolectados por Verneuil, y citados en sus trabajos (Verneuil y Collomb, 1835, 1838). En Cabra recolectó abundantes fósiles, sobre todo Ammonites, que llevó a París y que posteriormente publicó (Kilian, 1889a, 1889b, 1891). Bertrand y Kilian son los primeros en emplear en 1889 la expresión ***Subbética***, tan extendida ahora.Dentro de la Memoria Extraordinaria de la Academia de Ciencias de París, Kilian publica una nota sobre estos Ammonites: *"Los ammonites Titónicos de la Fuente de los Frailes (Cabra)"* (Kilian, 1889)

Posteriormente, Lucas Mallada proporciona más datos sobre los fósiles de Cabra en las dos grandes monografías: la *Sinopsis* (1875-1891) y el *Catálogo* (1892) (Sequeiros, 1989, Sequeiros, Berjillos, et al, 1998). Para Cabra, la fuente más citada es la obra de Kilian.

Los estudios entre 1900 y 1936: el paradigma tectónico-alpídico

En los primeros años del siglo XX muchos geólogos franceses, suizos, alemanes y holandeses comenzaron a estudiar en detalle la estructura de los Alpes. En los primeros años del siglo XX, Douvillé se adentra en la geología andaluza desde un punto de vista estratigráfico y tectónico introduciendo el patrón geotectónico de los Alpes a la realidad de las Béticas.Su obra se publica años más tarde (Douvillé, 1906).

Entre 1920 y 1936 un reducido grupo de geólogos, ingenieros de minas y naturalistas afincados en Córdoba llevan a cabo una encomiable labor de divulgación e investigación geológica, geográfica y paleontológica. De ellos destacamos a Carandell (1921, 1926, 1927, 1928) y a Carbonell. Por esas fechas trabajan también en la región geólogos franceses y alemanes, entre los que destacan: Bauting, van Bemmelen, Blumenthal, Brinkmann, Brouwer, Demoy, Fallot, Gentil, Janson, Klebelsberg, Robaux, Sermet, Staub, Stille, Westerweld y Zermatten, entre otros. Años más tarde, en 1933, los geólogos Paul Fallot y E.Roch trabajaron en la misma localidad. El primero de ellos daba a conocer años más tarde las faunas de ammonites, a las que atribuyó una edad Jurásico Superior. Sus trabajos (Fallot, 1931-1934) aportan datos diversos sobre la geología de Cabra.

El conocimiento de los Ammonites de Cabra desde 1940: Cabra y la Teoría del Geosinclinal

Por los años 40, se abre paso en la comunidad científica de los geólogos un nuevo paradigma: el paradigma geosinclinal. Desde 1940, hay que resaltar el regreso del francés Paul Fallot, que una vez finalizada la guerra civil española llega de nuevo a Andalucía. En sucesivos trabajos (Fallot, 1945, 1948), estudia y describe sus observaciones en el sur de Córdoba. Fallot, sin embargo, nunca se atrevió a pronunciarse sobre las relaciones existentes entre las formaciones prebéticas y subbéticas de la zona, aunque por el contexto parece suponer que éstas cabalgaban sobre el país prebético.

En 1960, el Instituto Geológico y Minero de España encargó a Carlos Felgueroso y Enrique Coma el estudio hidrogeológico de la Sierra de Cabra y sur de Córdoba. El resultado de sus investigaciones han sido publicados (Coma y Felgueroso, 1963; Felgueroso y Coma, 1964).

Con ocasión de su Tesis Doctoral, el geólogo francés Robert Busnardo (1962) recoge numerosos datos paleontológicos que le permiten afirmar que en Cabra están presentes todos los términos comprendidos entre el Jurásico Medio y Jurásico Superior. Años más tarde, el mismo Busnardo, en colaboración con los profesores Elmi y Mangold de la universidad de Lyon (Busnardo, Elmi y Mangold, 1963), publica una primera síntesis de los ammonoideos del Calloviense. Cita 32 especies diferentes recogidas en dos cortes (Atalaya y Cortijo de los Frailes), propone una subdivisión estratigráfica local y describe y figuran 17 especies de las cuales 6 de ellas consideran nuevas.

El estudio del yacimiento paleontológico de Cabra en la actualidad

La sección de Geología de la Universidad de Granada ha trabajado (y sigue trabajando) en la Sierra de Cabra

desde hace 30 años. Resumirlo en el estrecho margen de esta nota es imposible. Por ello, se reseñan algunos de los hitos más importante. El desarrollo del conocimiento de la Cordillera Bética y de Cabra en particular no hubiera sido posible sin la aportación del profesor Josep M. Fontboté y su escuela. Entre los trabajos de más impacto citaremos los siguientes: una primera aportación se publica muy pronto (Fontboté, 1965). Es una primera síntesis desde la perspectiva de la tectónica alpídica de la Cordillera Bética. Muchos de los detalles han sido modificados con el tiempo (Fontboté y Estévez, 1980; Fontboté y Vera, 1983).

El profesor Fontboté reconoció en repetidas ocasiones la necesidad para el geólogo de campo de un buen conocimiento de los fósiles, imprescindibles en Andalucía para la diferenciación de unidades estratigráficas y tectónicas. Por ello, siempre contó con la ayuda de estratígrafos y paleontólogos. Así, el profesor Juan Antonio Vera, con motivo de su tesis doctoral (1966) y posteriormente (1970, 1979, 1984, 1986, 1994) ha trabajado y publicado numerosos artículos sobre aspectos estratigráficos de la Sierra de Cabra.

También desde la perspectiva de la paleontología, la Dra Asunción Linares ha creado una escuela fecunda de investigadores en el Jurásico, sobre todo desde la perspectiva de la bioestratigrafía. Respecto a Cabra será preciso resaltar las tesis doctorales de Sequeiros (1974), Olóriz (1976), Sandoval (1983), Tavera (1984), Checa (1985) (para más datos, ver Sequeiros y Meléndez, 1986). Citamos especialmente la revisión de los ammonites del Jurásico Superior de Cabra realizada por J.M.Tavera (1984) en su Tesis Doctoral. Describe siete especies que fueron definidas por Kilian (1889b) dentro de un total de 164 especies (71 de ellas nuevas), 38 géneros (se definen siete nuevos) y una subfamilia nueva. La producción científica sobre el Jurásico de Cabra y sus fósiles es muy amplia.

Conclusiones

La recuperación histórica del yacimiento paleontológico del Jurásico de la Sierra de Cabra permite reflexionar sobre el método científico, el modo de producción de conocimientos, la función de la comunidad científica y la importancia del debate de hipótesis y conclusiones (siempre provisionales y revisables). Pero, sobre todo, resalta la titánica labor de muchos hombres y mujeres que han intentado (e intentan) una interpretación racional de los procesos estratigráficos, tectónicos y biológicos desarrollados en la Subbética en los lejanos tiempos del Jurásico.

Bibliografía

Bertrand, M. et Kilian, W. 1889. Études sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Malaga. *Mémoires présentés par divers savants à l'Academ. des Sciences,* Paris, **XXX**, 2, 1-202.

Busnardo, R. 1962. Régards sur la géologie de la région de Jaen. Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot. *Mémoires horts de Série de la Societé Géologique de la France*, **1,** 189-198.

Busnardo, R., Elmi, S.y Mangold, Ch. 1964. Ammonites Calloviennes de Cabra (Andalousie). *Travaux du Labotatoire de Géologie de l'Université de Lyon*, NS., **8**, 49-94.

Carandell, J. 1926. Itinerario de Cabra a Loja. Excursión A-5. De Sierra Morena a Sierra Nevada. En: *XIV Congreso Geológico Internacional,* Madrid, 59-75.

Carandell, J. 1927. Nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Madrid. **XXVII**, 399-411.

Carandell, J. 1928. Segunda nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Madrid. **XXVIII**, 75-77.

Checa, A. 1985. *Los Aspidoceratiformes en Europa.* Tesis Doctoral Universidad de Granada, 413 pp.

Coma , J.E. y Felgueroso, C. 1963. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 989 (Lucena).* Mapa Geológico Nacional, escala 1:50.000. IGME, Madrid.

Douvillé, R. 1906. Esquisse géologique des Prealpes subbétiques (partie centrale). *Tesis Doctoral en Ciencias, Universidad de París.* Tesis Doctoral, **1246**, 1-223.

Ezquerra del Bayo, J. (traductor). 1847. *Elementos de Geologìa de Charles Lyell, con adición para los terrenos de España.* Edición facsímil, Sociedad Geológica de España, 1998.

Ezquerra del Bayo, J. 1853. *Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del Terreno de España.* Memoria de la Academia de Ciencias, Madrid.

Fallot, P. 1931-1934. Essais sur la répartition des terraines Sécondaires et Tertiaires dans le domaine del Alpides Espagnoles. *Géologie du Mediterranée Occidentale.* Barcelona, **IV**, I. Introduction, 1931, 1-8. - II. Le Lias: 1932, 29-64.- III. Le Dogger: 1933, 65-72. IV. Le Jurassique supériuer: 1934. 73-118.

Fallot, P. 1945. Estudios Geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el Rio Guadiana Menor. *Memorias del Instituto Lucas Mallada, CSIC*, Madrid, 1-719.

Fallot, P. 1948. Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos*, Madrid, **8**, 83-172.

Felgueroso, C y Coma, J.E. 1964. Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **LXXV**, 111- 201.

Fontboté, J.M. 1965. Las Cordilleras Béticas. La Depresión del Guadalquivir. En: *Mapa Geológico de España y Portugal*, Nota Explicativa, Edit. Paraninfo, Madrid.

Fontboté, J.M. y Estévez,A. 1980. Geología de las Cordilleras Béticas. *Boletín Geológico y Minero*, IGME, **91-2,** 249-292.

Fontboté, J.M. y Vera, J.A. 1983. La Cordillera Bética. En: *"Geología de España". Libro Jubilar J.M.Ríos*, **II,** 205-343.

Fouqué, F. 1889. *Mission d'Andalousie. Études relatives au Tremblement de Terre du 25 Décembre 1884 et à la constitution géologique du sol ébranlé par les secousses.* Mémoires de l'Academie des Sciences, París, **30**.

Kilian, W. 1889a. Études Paléontologiques sur les Terraines Secondaires et Tertiaires de l'Andalousie. En: Fouqué, F. *Mission d'Andalousie*. Mémoires de l'Academie des Sciences, París, **30**, 601-762.

Kilian, W. 1889b. Le gisement Tithonique de Fuente de los Frailes près de Cabra (Cordoue). Seguido de: Études paléontologiques sur les terrains secondaires et tertiaires des provinces de Grenade et de Malaga. En: Fouqué, F. *Mission d'Andalousie*. Mémoires de l'Academie des Sciences, París., **XXX**, 2, 1-170, 14 láminas.

Kilian, W. 1891. El yacimiento Titónico de la Fuente de los Frailes (Córdoba). *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, Madrid, **XVIII**, 449-466.

Linares, A. 1993. Hitos en el desarrollo de la Paleontología en Andalucía desde mediados del siglo XIX. En: J. M. González-Donoso, edit. *Comunicaciones de las IX Jornadas de Paleontología.* Málaga. Conferencia invitada, **I**, I-XV.

Mallada, L. 1880. *Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba.* Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, **VII**, 1-55.

Mallada, L. 1875-1891. *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España*. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, **II - XVII.**

Mallada, L. 1892. *Catálogo General de las Especies fósiles encontradas en España.* Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 253.

Montero, A. 1995. *Las colecciones de invertebrados fósiles del Museo Nacional de Ciencas Naturales.* Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid (inéd.)

Montero, A. y Diéguez, C. 1996. Las ideas sobre el origen de los fósiles de Fernando López de Cárdenas (1719-1787), colector del Real Gabinete de Historia Natural de Madrid en la segunda mitad del siglo XVIII. *Tomo extraordinario. 125 Aniversario de la RSEHN,* Madrid, 518-521.

Olóriz, F. 1976. *Kimmeridgiense-Titónico inferior en el Sector Central de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética). Paleontología. Estratigrafía*. Tesis Doctorales Universidad de Granada, **184**, 1-758.

Sandoval, J. 1983. *Bioestratigrafía y paleontología (Stephanocerataceae y Perisphinctaceae) del Bajociense y Bathoniense de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral Universidad de Granada. 2 vol., 613.

Sanz de Gardeano, C. 1997. *La Zona Interna Bético-Rifeña*. Monográfica Tierra del Sur. Ediciones Universidad de Granada. 316 pp.

Sequeiros, L. 1970. *La Geología del borde sur de la Sierra de Cabra (Córdoba)*. Tesis Licenciat.Univers.Granada (inéd.).

Sequeiros, L. 1974. *Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el Sector Central de la Zona Subbética*. Tesis Doctorales Universidad de Granada, **65**, 2 vol., 130+361+32 lám.

Sequeiros, L. 1975. Revisión de *Gregoryceras fouquei* (KILIAN) de las Cordilleras Béticas. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, **6**, 165-176.

Sequeiros, L. 1987. Caracterización cuali-cuantitativa del Calloviense de Cabra (Cordillera Bética, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, **82**, 1-4, 25-46.

Sequeiros, L. 1989. La Paleontología en España en el siglo XIX. *Llull, Sociedad Española de Historia de las. Ciencias,* Zaragoza, **12**, 151-180.

Sequeiros, L. 1992a. El "Catálogo General" de Lucas Mallada (1892), un siglo después de su publicación. *Llull, Sociedad Española de Historia de las Ciencias*. Zaragoza, **15 (28)**, 157-170.

Sequeiros, L., Berjillos, P., Diéguez, C., Fernández López, S., Goy Goy, A., Linares, A., Meléndez, G., Montero, A., Olóriz, F., Sandoval, J., Tavera, J.M. 1998. Historia del conocimiento de los ammonites (Moluscos fósiles) del Jurásico de España. *Llull, Sociedad Española de Historia de las Ciencias y de las Técnicas*, Zaragoza, **21**, 517-545.

Tavera, J.M. 1985. *Los ammonites del Tithonico superior-Berriasense en la zona Subbética*. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada, 381.

Vera, J.A. 1966. Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. Tesis Doctoral. *Memorias del IGME*, Madrid, **LXXII**, 192.

Vera, J.A. 1986. Las Zonas Externas de la Cordillera Bética. En: *"Geología de España", Libro Homenaje a J.M. Ríos,* **II,** 218-251.

Verneuil, E. de y Collomb, E. 1853. Coup d´oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l´Espagne. *Bulletin de la Societé Géologique de France,* París, 20 sér., **X**, 61-147.

Verneuil, E.de y Collomb, E. 1856. Note sur l´Espagne: observations géologiques et barométriques faites en Espagne en 1855. *Bulletin de la Societé Géologique de France*, París, 20 sér., **XIII**, 674-728.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Para la historia de la paleornitología en España

A. Sánchez Marco
Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencas Naturales, José Gutiérrez Abascal 2, 28003 Madrid
E-mail: antoniosm@mncn.csic.es

El primer escrito donde se da cuenta de un hallazgo en España relacionado con restos de aves pretéritas es obra del prehistoriador francés E. Harlé. Es una publicación de 1882 sobre la cueva de la Bora Gran. La identificación de los fósiles se debe a H. Milne-Edwards, naturalista belga que demostró una enorme capacidad de trabajo. Fue sin duda uno de los fundadores de los estudios paleornitológicos y también fue uno de los precursores de las ideas evolucionistas, alguna de cuyas obras fue escogida por C. Darwin como particular punto de apoyo durante la redacción de su *On the origin of species* y durante los debates que se dieron a continuación.

El saldo del siglo XIX se agota con un artículo de M. de Olavarría fechado en 1898 acerca del hallazgo de cáscaras de huevo en el yacimiento mioceno de Cevico de la Torre (¿?). Salvo error, este es el primer trabajo de un español sobre restos de aves del pasado encontrados en nuestro país. El siglo XX se inicia tempranamente con unos estudios sobre varios yacimientos paleolíticos vascos, debidos, principalmente a T. Aranzadi y a J.M. Barandiarán cuyas aves son identificadas por C. Gaillard. Las obras se publican entre 1928 y 1935.

En años inmediatamente posteriores, E. Hernández Pacheco cita ocasionalmente restos de aves en yacimientos miocenos y pliocenos de tierras castellanas. Hasta la mitad del siglo XX, se cuentan escasas contribuciones al conocimiento de las paleornitofaunas ibéricas; prácticamente todas, debidas a autores extranjeros. Quizá las más relevantes sean la identificación que hace E.T. Newton hacia 1914 de los abundantes restos fósiles del yacimiento cuaternario de El Castillo –publicado en 1984-, el estudio de D.M.A. Bate del depósito, así mismo de edad cuaternaria, de Devil's Tower en 1928 y las descripciones de L. Navás sobre fósiles de la localidad miocena de Libros en 1922.

J.F. de Villalta realizó algunas incursiones en la paleornitología en los años cincuenta y sesenta. En 1963, confeccionó un catálogo de las aves del Mioceno y, el año siguiente, publicó otro catálogo con las del Cuaternario, leyendo los cuales se obtiene un panorama muy fiel de lo poco que se había hecho sobre este tema en España. En 1968, A. Eastham publicó un estudio de un yacimiento de Gibraltar. A partir de entonces, continuó trabajando en diversos yacimientos españoles hasta la actualidad, principalmente, en colaboración con la Sociedad de Ciencias Aranzadi. Es en la década de los años ochenta cuando comenzó a producirse un incremento considerable en la atención a las aves del pasado. Se publicó el estudio de C. Mourer-Chauviré sobre Áridos 1 en 1980 y, poco después ésta paleornitóloga realizó algunos trabajos conjuntos con autores indígenas. También abarcó toda esta década la actividad que encabezaron J. Boessneck y A. van dem Driesch en el marco de una institución alemana específica para el estudio de yacimientos holocenos españoles, si bien el primero de los investigadores ya había realizado sendos estudios en 1969 y 1973. Este es también el periodo en que se incorporan nuevos investigadores, que amplían notablemente lo que se sabía en este campo. Se estudian yacimientos cretácicos -de enorme interés para el conocimiento de la evolución temprana de las aves- yacimientos de Baleares y Canarias -que se suman a los avances por comprender los fenómenos de insularidad- y localidades peninsulares terciarias y cuaternarias –que se insertan en problemáticas paleozoogeográfricas, paleoclimatológicas, sistemáticas, de las relaciones hombre-aves, etc.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Quince años de la Sociedad Española de Paleontología. Primer análisis estadístico

M. Truyols-Massoni
Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005-Oviedo

Hace cinco años, en el número extraordinario de "*Noticias Paleontológicas*" (1994) publicado por la Sociedad Española de Paleontología, aparecía, a modo de presentación, un artículo en el que, bajo el título de "Nuestra primera década", el Profesor J. Truyols analizaba la historia sobre el origen y fundación de dicha Sociedad. La situación de los paleontólogos, y su elevado número existente a principios de los ochenta, fueron buenas razones para que se pensase en crear una asociación que permitiese una mayor y mejor comunicación entre los miembros de una comunidad científica muy dispersa. Los maestros, procedentes de una época sin masificación, se conocían bien entre ellos. En los años 60, el número de paleontólogos no superaba la treintena. Es probable también que los componentes de la siguiente generación, aún se mantuviesen en contacto. Ya eran más, pero aún había buenas posibilidades de encontrarse y coincidir. Pero el número de carreras universitarias iba en aumento y también los centros universitarios en los que se implantaron las licenciaturas de Geología y Biología, principales productoras de paleontólogos. Cada vez la masificación estudiantil era mayor y el número de licenciados aumentó considerablemente. En los años 80, el censo de paleontológos del país, había alcanzado los 180. Se había llegado a un punto donde ya era prácticamente imposible conocer a todo el mundo. Los que trabajaban en el Neógeno p.e., difícilmente coincidirían en proyectos, congresos o reuniones con paleontólogos que se ocupasen de terrenos carboníferos. Fué entonces cuando algunos pensaron que era necesaria la existencia de algún vínculo de unión. El primer intento de crear una asociación no cuajó. Pero cuatro años mas tarde, en 1983, fué retomado de nuevo el proyecto con un giro muy diferente. Una pequeña revista informal, poco más de una hoja volante, permitiría conocer las actividades paleontológicas que se efectuaban en España. Ese fué el formato inicial del boletín "*Noticias Paleontológicas*", que apareció luego mediante el esfuerzo personal del que actualmente es el vicepresidente de la Sociedad Española de Paleontología, el Dr. Marcos Lamolda. Aquella iniciativa, fué el germen que permitió que, al año siguiente, se celebrase un primer encuentro en el que se establecieron las bases para la constitución de una asociación de paleontólogos españoles. Desde aquella primera reunión del año 1984, han transcurrido 15 años. Es quizá un buen momento para echar una mirada hacía el pasado y analizar la evolución de la Sociedad y de sus miembros.

El número actual de miembros de la Sociedad es de 362. Sin embargo, si se analizan los cambios que se han producido a lo largo de los años, puede observarse como las cifras han ido variando con una tendencia creciente hasta estabilizarse en la actualidad por compensación entre altas y bajas. No cabe duda de que un estudio comparativo entre estas oscilaciones y el mercado de trabajo podría mostrar resultados muy interesantes, pero este análisis no ha podido abordarse todavía, ya que conlleva manejar una información muy heterogénea ajena a la propia Sociedad. Aún más importante sería valorar los resultados de un estudio sobre el área de procedencia de las altas y bajas. Sin duda, la visión de los estudiantes, al entrar como socios, es pensando en su futura estabilización profesional. Así, p.ej., si en Asturias la geología estuvo durante mucho tiempo ligada a la minería, la decadencia de ésta, con el cierre de un gran número de minas y la precaria situación de la empresa Hunosa, debería mostrar que tal vez un hipotético número elevado de bajas en esta región podría estar ligado a esta cuestión, mientras que, en otros centros, como Madrid o Zaragoza, por ejemplo, las bajas podrían estar relacionadas con otros factores. Un análisis de este tipo suministraría, sin duda, una valiosa información, pero requiere un estudio mucho más minucioso, que debería realizarse en colaboración con sociólogos.

Asi pues, este primer análisis no pretende ser un estudio tan ambicioso. Una simple reflexión sobre las oscilaciones entre altas y bajas, aumento o descenso de socios ordinarios, estudiantes y/o corporativos, etc., dejando para un futuro valoraciones más específicas.

Como recogen sus estatutos en el capítulo II, la Sociedad Española de Paleontología agrupa socios de distintas clases: Ordinarios, Estudiantes, Corporativos y Socios de Honor, además de los Fundadores, que pueden ser de cualquiera de las categorias anteriores pero que hubiesen formado parte de la Sociedad con anterioridad al 24 de octubre de 1985.

Las figuras 1 y 2 muestran la distribución de los diferentes tipos de socios en dos periodos concretos, cuando se fundó la Sociedad, en 1985, y recientemente, en 1998. Comparando los diagramas de sectores, puede observarse como el porcentaje de Socios Corporativos y, especialmente, el de Socios Estudiantes, han ido creciendo paulatinamente, mientras que hay un descenso en el de Socios Ordinarios, en torno al 10%. A partir de estos datos, con la información que obra en la secretaria de la Sociedad, y de acuerdo con la Junta Directiva, se han construido diversos gráficos para mostrar, con más detalle, los cambios que han tenido lugar en estos primeros quince años, procediéndose a realizar un análisis simple sobre la evolución de los distintos tipos de socios. En que medida han ido variando los porcentajes de unos y otros, si estos cambios son significativos, y cuales han sido sus posibles causas. En definitiva mostrar la evolución de la comunidad paleontológica española, lo que permitirá realizar algunas reflexiones sobre este proceso. Hay que tener en cuenta, no obstante, que la Sociedad Española de Paleontología no representa necesariamente a toda la comunidad paleontológica en activo, pero sí constituye un reflejo válido de la misma.

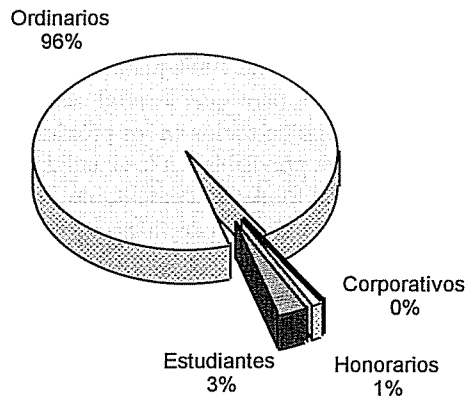


Figura 1. Socios Fundadores de la SEP en 1985.

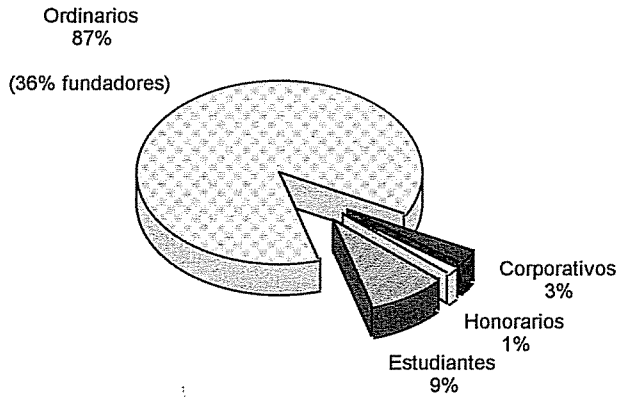


Figura 2. Distribución de los tipos de socios de la SEP en 1998.

Una primera impresión pone en evidencia una serie irregular en el movimiento de los miembros, pero una observación más detallada muestra que estas variaciones no siempre se producen al azar, y en muchos casos presentan una determinada cadencia, por estar condicionadas por factores diversos, no siempre fáciles de interpretar.

Como puede verse en la figura 3, en conjunto hay un crecimiento moderadamente continuado de afiliados a la Sociedad hasta una cierta tendencia a su estabilización a partir de 1994.

Si en la misma figura se analiza la gráfica "Altas", se

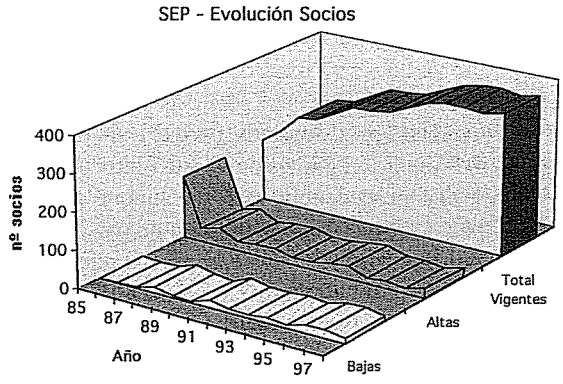


Figura 3. Evolución del número de socios de la SEP entre 1985 y 1998.

puede observar que existió un fuerte crecimiento en la entrada de socios durante los primeros años, entre 1985 y 1987, para luego mantenerse con una cierta estabilidad, aunque con una ligera tendencia descendente. La afiliación anual de socios nunca ha sido superior a 30, con la excepción de 1994, año en el que se produjo un crecimiento algo mayor (35 socios).

La gráfica "Bajas", todavía en la misma figura muestra, en cambio, una pendiente creciente hacia la actualidad, esto es, su tendencia es ascendente. El número de socios que son dados de baja en nuestra Sociedad, por una u otra razón, ha alcanzado en algunos años valores en torno a los 20 socios.

Sin embargo, las dos tendencias parecen invertirse en el último año. Solo datos ulteriores confirmarán si se trata realmente de un fenómeno significativo o tan solo de una cuestión puntual.

El escaso número de bajas en los primeros años tiene una sencilla explicación. Para ello es preferible observar la figura 4. En ella, la gráfica "Ordinarios Bajas", que obviamente refleja las bajas de los Socios Ordinarios, parece mostrar una tendencia bianual[1]. Esto es debido a

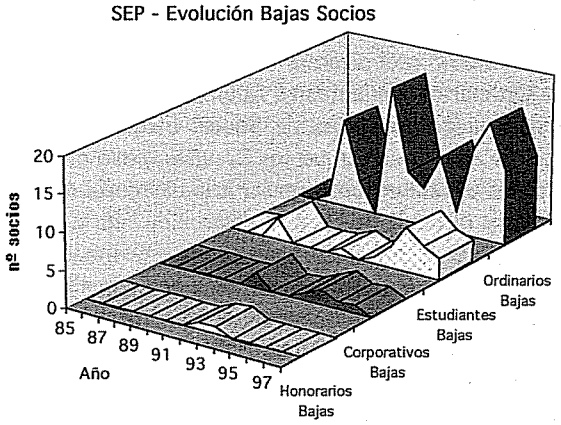


Figura 4. Evolución del número de bajas de socios de la SEP entre 1985 y 1998.

la fuerte influencia de las bajas por impago, hecho nada deseable pero que ocurre en la Sociedad. Las bajas por impago se producen cuando los socios dejan de abonar sus cuotas durante dos años consecutivos (Artículo 8.4 de los estatutos). El número de bajas por impago es, lamentablemente, superior a las bajas voluntarias y, por supuesto, por fallecimiento, de modo que su ciclicidad condiciona fuertemente la curva general de Bajas. Esto puede observarse con mayor nitidez en la gráfica "Impago" de la figura 5. Esta ritmicidad, sin embargo, no se cumple en los dos primeros años de funcionamiento de la Sociedad. En los inicios parece haber existido una cierta prudencia en notificar las primeras bajas, que no fueron comunicadas hasta el tercer año (véase la gráfica "Bajas" en la figura "SEP-Evolución Socios"), y tan solo, a partir de 1988, se regularizaron cada dos anualidades.

[1]Nótese que, en todas las figuras, las gráficas correspondientes a los socios ordinarios reflejan el carácter general de los cambios en la SEP, ya que han representado en estos quince años, entre un 85 y un 95% de la totalidad de los miembros.

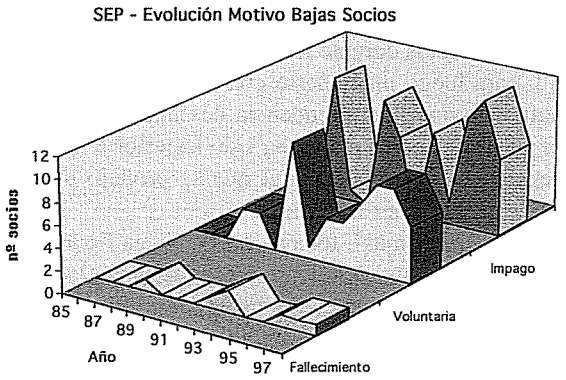


Figura 5. Motivos de bajas de socios de la SEP entre 1985 y 1998.

Estos ciclos bianuales se repiten en las gráficas de bajas para los distintos tipos de socios. Pero si se analiza el caso de los socios estudiantes, en particular, hubo una destacable mortandad en el año 1991 que tiene una explicación particular y que, por ello, debe analizarse separadamente.

Si se observa la gráfica "Estudiantes Vigentes" de la figura 6, resulta significativo que la mayor caída en el número de afiliados se produzca en ese año, en 1991, coincidiendo con el pico elevado de la gráfica "Estudiantes a Ordinarios" de la misma figura. Parece lógico suponer que, la gran mayoria de Socios Estudiantes de los primeros años, al alcanzar los 27 años, edad en la que, según los estatutos debían pasar a la categoría de socios ordinarios (artículo 6. 5°), no se dieron de baja y, asumieron la subida de cuota. Probablemente esta situación está en relación con el hecho de que los estudiantes fundadores se estabilizaron profesionalmente. Tal vez eran ya becarios o estaban vinculados a centros de investigación. Sea como fuere, el encontrar trabajo les permitió asumir una gasto económico más elevado. En años más recientes, la fuerte inestabilidad laboral de los estudiantes, que alcanzan a mayor edad el mercado de trabajo, favorece las bajas, tanto voluntarias como por impago, de los Socios Estudiantes. Esto puede observarse en la gráfica "Estudiantes Bajas" de la figura 6 con una clara tendencia ascendente al número de bajas a partir de 1994, con un máximo en 1996. La reducción en la cuantía de la cuota estudiante a partir de 1998, podrá ser, tal vez, suficientemente atractiva para que se produzca una mayor afiliación de este tipo de socios en los próximos años.

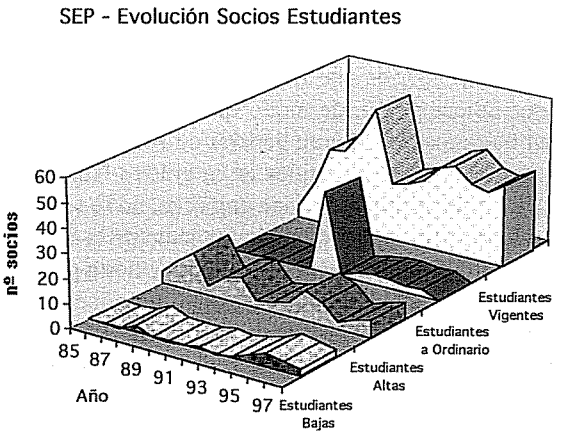


Figura 6. Evolución del número de Socios Estudiantes de la SEP entre 1985 y 1998.

Porque, como es previsible, en la actualidad la Sociedad se ha de nutrir fundamentalmente de Socios Estudiantes. Como ya se indicó en las líneas precedentes, y se puede observar en la figura 7, muestra un crecimiento muy elevado en el número de Socios Ordinarios en 1985, una fuerte caída en 1986 y una estabilización a partir de 1988, con una afiliación que no supera los 23 Socios Ordinarios anuales. A su vez, la gráfica "Ordinarios Bajas" de la misma figura muestra, como en el caso de los Socios Estudiantes, la misma cadencia bianual y, sin duda, por las mismas razones. Cada año, el número de bajas entre los socios ordinarios no supera los 18, cifra máxima en 1991. La práctica coincidencia en el número de altas y bajas provoca que, a partir de 1993 la curva "Ordinarios Vigentes" se estabilice, como sucede para la SEP en su conjunto. Como ya se ha indicado, las curvas para los Socios Ordinarios son comparables a las generales de la Sociedad. Y parece poco probable que aumente

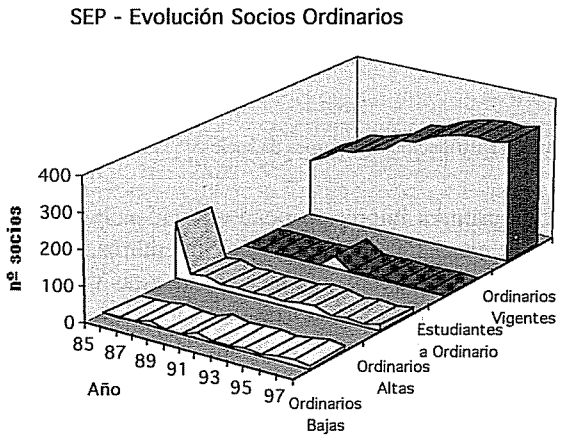


Figura 7. Evolución del número de Socios Ordinarios de la SEP entre 1985 y 1998.

mucho más en los próximos años. El elevado número de miembros de la Sociedad parece indicar que una gran mayoria de los paleontólogos españoles está ya afiliado. Es más, existe ya una cifra nada desdeñable de paleontólogos extranjeros (57) que, por diversas razones, están vinculados a nuestro país. Algunos, porque trabajan o han trabajado en diferentes regiones de nuestro entorno. Estos suelen tener una procedencia variada, aunque generalmente europea. Otros, los que provienen de paises iberamericanos, suelen afiliarse por la comodidad que supone publicar en una revista de lengua castellana, y quizá también su menor coste. En el momento actual no parece fácil aumentar el número de afiliados ordinarios, aunque algunas medidas ya ha sido tomadas. La inclusión de una cuota reducida, que permita a algunos socios darse de alta en la Sociedad sin recibir la Revista de la Sociedad Española de Paleontología es una de ellas. Por otro lado, la

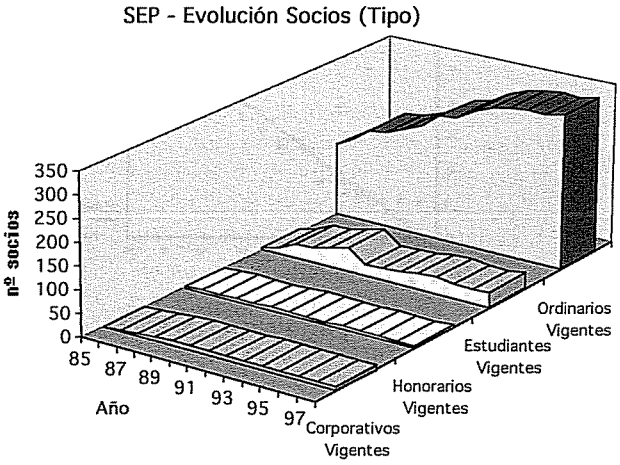


Figura 8. Evolución de los tipos de socios de la SEP entre 1985 y 1998.

futura estabilización profesional de muchos Socios Estudiantes, ante un mercado de trabajo cada vez más diversificado (p.e. en centros de estudio de impacto ambiental, ayuntamientos y organismos publicos, u otros servicios geológicos ajenos a sus particulares intereses paleontológicos) permitiría su conversión a Socios Ordinarios sin que el aumento de cuota les resultase un gravamen difícilmente asumible.

Dado el escaso número de socios Corporativos y Honorarios, no resulta posible, por el momento, extraer conclusiones respecto a ambos colectivos. Sí puede señalarse que el aumento de Socios Corporativos comenzó con cierto retraso respecto a los Ordinarios y Estudiantes, y se ha mantenido estable con afiliaciones entre 1 y 3 centros por año (ver gráfica "Corporativos Vigentes" en figura 8). Las bajas en este tipo de socios no parecen responder a ninguna pauta concreta (véase gráfica "Corporativos Bajas" en figura 4) y, aunque no está recogido en niguna figura, muchas de las bajas en este colectivo son debidas a su paso a meros suscriptores de la Revista. Por último, hay que destacar que, todos los Socios de Honor existentes, fueron nombrados entre los años 1990 y 1993. De los siete iniciales, tres, lamentablemente, han ya fallecido. A partir de estos comentarios parece evidente que la Sociedad, pasados los primeros quince años, ha alcanzado un techo. Se impone pues una reflexión conjunta para

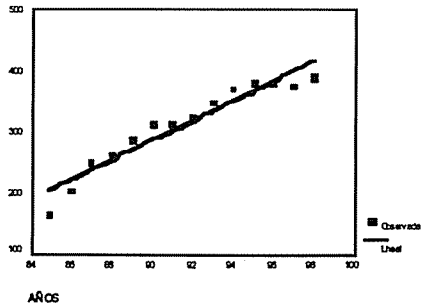


Figura 9. Recta de regresión lineal para la totalidad de socios vigentes de la SEP desde el momento de su fundación, en 1985, hasta el año 1998.

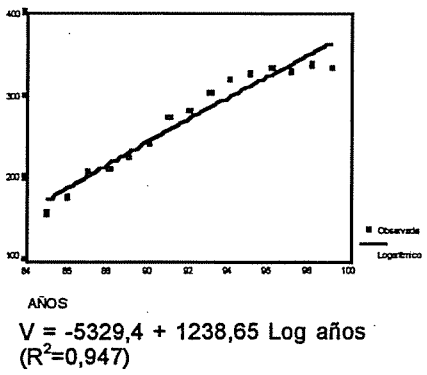
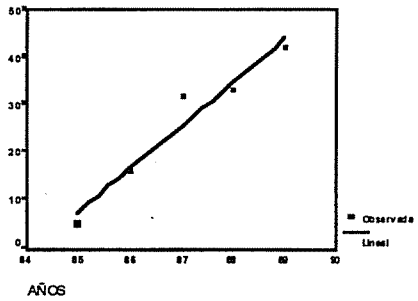


Figura 10. Curva de regresión para los Socios Ordinarios vigentes entre 1985 y 1998. El crecimiento en este colectivo es logarítmico (en los últimos años hay un descenso en la proporción entre altas y bajas).

evaluar en que dirección la comunidad paleontológica debe encaminar sus esfuerzos para aumentar el número de afiliados y neutralizar la sangría de socios que se dan de baja. ¿Que debería hacerse con el mundo de los aficionados, la mayor parte de los cuales están al margen de la Sociedad? ¿Existe suficiente difusión de la existencia de la Sociedad y su labor a pesar de la insistente llamada en los medios de comunicación del fantástico mundo de los fósiles?. Dejemos por el momento esta cuestión. Las medidas en relación con la reducción de cuotas a los socios estudiantes y la creación de una cuota reducida para los ordinarios van, aparentemente, en el buen camino, pero han de valorarse otras medidas, tal vez no estric-

A



B

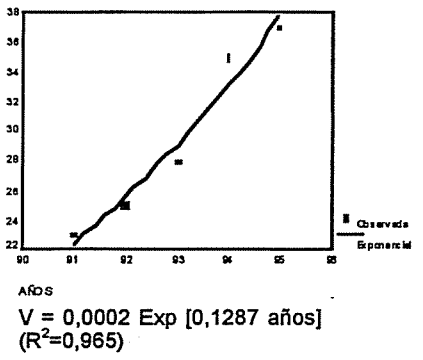


Figura 11. Rectas de regresión para los Socios Estudiantes. En A, correspondiente al intervalo entre 1985 y 1990, se observa un crecimiento lineal. En B, entre 1991 y 1998, existe un crecimiento con tendencia exponencial. Este colectivo se ha analizado separadamente en dos periodos, coincidiendo con el año 1991 en el que, un elevado número de miembros, pasó a formar parte del colectivo de Socios Ordinarios.

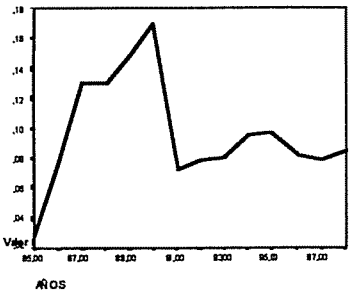
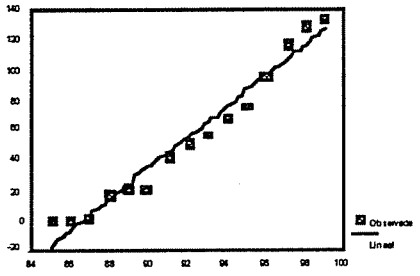


Figura 12. Oscilaciones en altas y bajas dentro del colectivo de estudiantes, entre los años 1985 y 1998. La gráfica no se ajusta a ningún modelo matemático.

tamente económicas, que estimulen a los interesados en la Paleontología tanto españoles como de otros países de nuestro entorno a participar en una Sociedad abierta y plural.

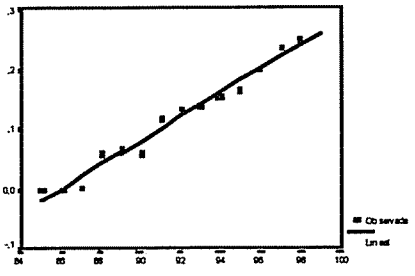
Un estudio como el realizado en las líneas precedentes ha permitido una valoración sencilla sobre la situación de la Sociedad. No obstante, se ha querido profundizar un poco más en el sentido de valorar, desde un punto de vista matemático, el crecimiento de la SEP. Por este motivo, se ha aplicado al conjunto de datos inicial, un paquete estadístico básico. Esto ha permitido poner en evidencia un crecimiento de carácter lineal para la totalidad de socios vigentes, tal como puede desprenderse de la figura 9. Si se analiza en particular la evolución de los Socios Ordinarios, los cuales como es lógico, y así se ha indicado, representan la mayor parte de la Sociedad, se observa que

A



V= -883,87 + 10,19 años
V= -17,72 + 10,19 (años-85)
(R^2= 0,962)

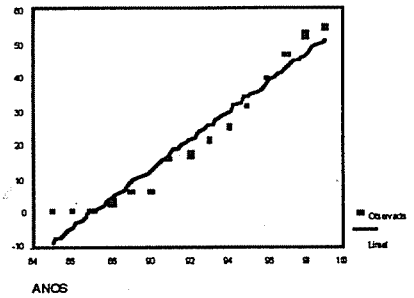
B



V = -1,70 + 0,020 años
V = 0,020 (años-85)
(R^2=0,975)

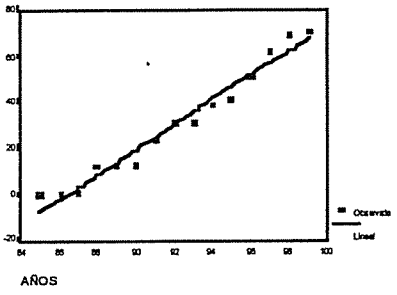
Figura 13. En A se observa un crecimiento lineal del conjunto de Ex-Socios (socios que se han dado de baja en la SEP) entre los años 1985 y 1998. En B puede verse como también crece linealmente la proporción entre los miembros vinculados a la SEP (Ex-Socios + Socios Vigentes) y los que la han abandonado.

A



V= -368,88 + 4,23 años
V= -9,33 + 4,23 (años-85)
(R^2=0,959)

B



V= -462,46 + 5,35 años
V= -7,71 + 5,35 (años-85)
(R^2=0,967)

Figura 14. Gráficas con las bajas de socios de la SEP en el mismo intervalo que las anteriores. A, Bajas Voluntarias; B, Bajas por Impago. En ambos casos el comportamiento de sus frecuencias absolutas acumuladas es lineal.

presentan un crecimiento logarítmico (fig. 10) de modo que, en los últimos años, hay un descenso en la proporción de altas y bajas. En cambio, en relación con los Socios Estudiantes, pueden diferenciarse tres fases. Una primera abarcaría desde la fundación de la SEP, hasta el año 1990, donde el crecimiento es altamente líneal (fig. 11A), una segunda desde 1991, año en el que un gran número de estudiantes se transforman en Socios Ordinarios, hasta 1995, que tiende a ser exponencial (fig. 11B), y una tercera etapa, hasta 1998 con un comportamiento bastante irregular, existiendo un descenso en el número de Socios Estudiantes en 1996 y 1997 con tendencia a la recuperación en 1998. En este colectivo, las altas y las bajas a lo largo de los años no se ajustan a ningún modelo matemático, tal como se desprende de la figura 12. También crece de forma lineal el número de ex-socios, lo cual no sería preocupante si no fuera porque también crece de forma lineal la proporción entre el número de personas que está o ha estado vinculado a la Sociedad (ex-socios+socios vigentes) y los que la han abandonado (ex-socios) (véase figs. 13A y 13B respectivamente). Para terminar, es interesante destacar que, aún cuando el motivo principal de baja de los socios es por impago, y continúa siéndolo, cada vez son más los que lo hacen de forma voluntaria. En ambos casos, el comportamiento de sus frecuencias absolutas acumuladas es lineal (figs. 14A y 14B).

Quisiera agradecer la colaboración de D. Pablo Martínez Camblor del Servicio de Estadística de la Universidad de Oviedo en el tratamiento matemático de los datos.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La obra científica y de divulgación de Guillermo Colom Casasnovas (1900-1993)

J. Usera y C. Alberola
Dpto. Geología, Universitat de València. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjasot, València

Introducción

La obra científica y de divulgacioón de Colom es, no solo muy extensa, dada la longevidad del científico, sino también muy diversificada en cuanto al núeero de temas tratados. Para tratar de realizar un primer intento de análisis de esta obra, hemos estudiado en primer lugar su producción científica y de divulgación desde el primer trabajo aparecido en 1926, hasta el último de 1993. Otro de los aspectos ha sido tratar de determinar los temas de investigación preferidos por nuestro científico y por último, a que sistema ó periodo geológico dedicó más su atención. La base de este estudio es la recopilación bibliográfica de Mateu, (1991-1994) y Usera (1996)

Producción científica

Aunque pueden ser muchos y variados los factores que contribuyen a la producción científica de un investigador, en nuestro caso nos encontramos con una labor casi ininterrumpida, realizada durante 68 años. La primera (Colom, 1926) coincidie con el XIV Congreso Geológico Internacional, reunido en Madrid en 1926, una de cuyas excursiones dirigida por B. Darder y P. Fallot, tuvo lugar lugar en Mallorca. La última casi coincide con el homenaje que le rindió la Real Sociedad Española de Historia Natural, en su visita a Soller, con motivo de la XV Bienal de esta Sociedad celebrada en la Universidad de Palma

El número total de obras recogidas en este estudio es de 215. Como puede observarse en la fig. 1, la mayor producción científica corresponde al decenio de 1956-1965, época en la que no sólo son numerosos los trabajos en que aparece como único firmante, sino también en colaboración, sobre todo con B. Escandell, Ingeniero de Minas, con el que llegó a publicar 17 trabajos.

Por otra parte , la morfología de la gráfica muestra un periodo de retroceso en su producción científica en el decenio 1936-1945 que coincide con la Guerra Civil española, de igual manera que sus publicaciones en revistas internacionales, como consecuencia de la Segunda Guerra Mundial.

Temas de investigación

Aunque fueron muchos los temas tratados por Colom en sus trabajos, destacan (fig. 2) los dedicados a los foraminíferos . De los más de noventa sobre este

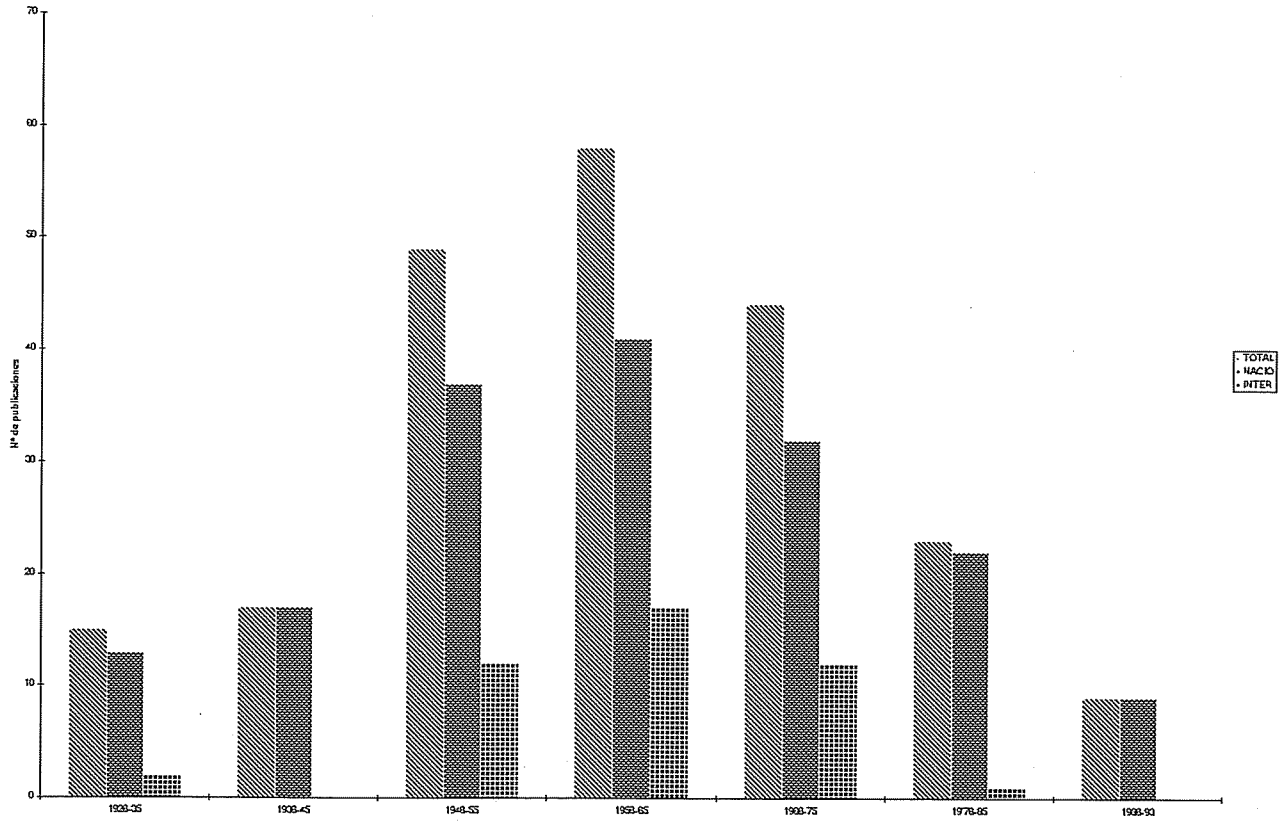


Figura 1: Producción científica de Guillermo Colom desde 1926 a 1993

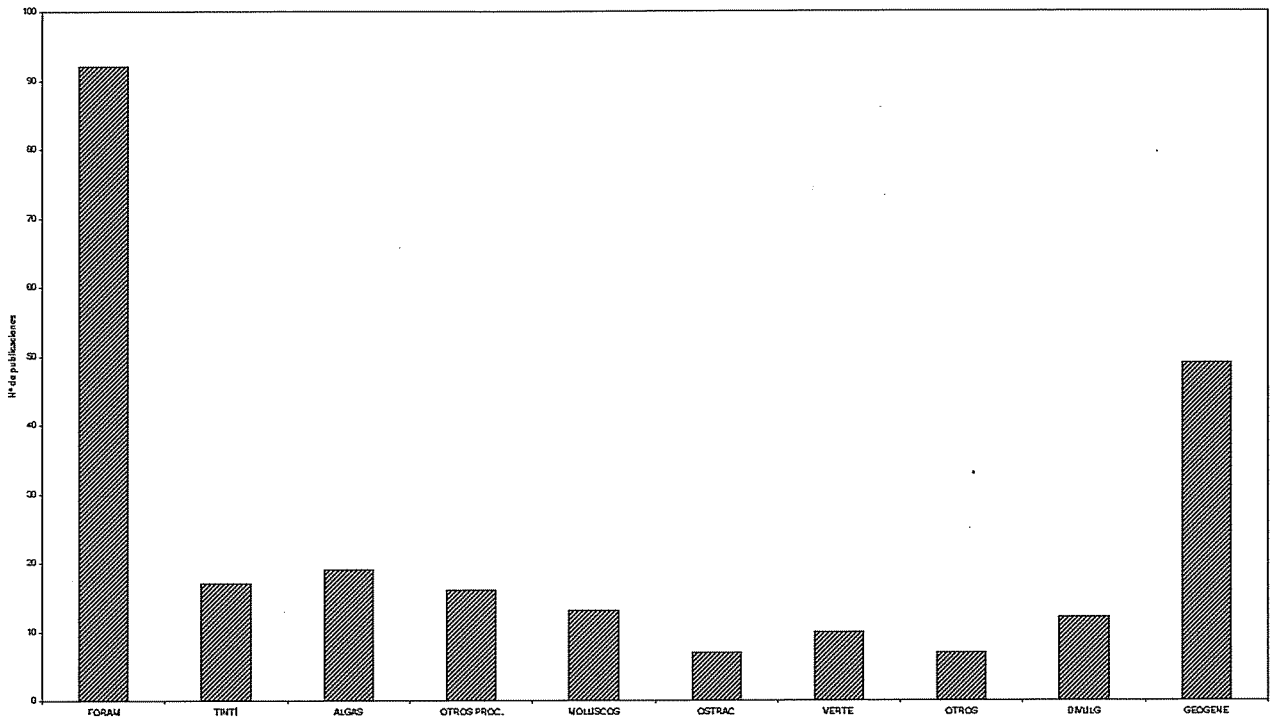


Figura 2. Principales temas de investigación tratados por Colom.

tema los más numerosos son los dedicados al Mioceno, no solo de Mallorca, su isla natal, sino también los de las otras islas Baleares y de la Peninsula. Describió una cantidad respetable de especies nuevas que no obstante, con la mayor información disponible en la acualidad y con ayuda de la microscopía electrónica y el análisis estadístico sería conveniente revisar..

Otros de los grupos por los que es conocido en el ámbito internacional G. Colom es por su aportación al estudio de las Calpionellas (Colom, 1934, 1939, 1948, 1950 a). Estos microorganismos de los que tan sólo se conservan la loriga, fueron asignados por Colom al Orden de los Tintínidos, Protoctistas. Cilióforos de la clase Polihimenóforos. Aunque estas Calpionellas fueron descritas originariamente en el Titónico- Neocomiense, en sus últimos trabajos, Colom (1988) hacia descender los orígenes del orden hasta el Paleozoico.

Otros proctotistas como silicoflagelados, discoastéridos, etc. (Colom, 1940) y organismos de asignación sistemática incierta (Colom, 1969, 1984 a y b) fueron tratados también en sus trabajos, igual que otros de organización más compleja como moluscos, ostrácodos y vertebrados. Cabe destacar también sus trabajos sobre Geología de las Baleares (Colom, 1950 b, 1975 a , b y c), en donde muestra un grán interés por la paleogeografía y la tectónica de las Islas. Por último en su aspecto de divulgación científica queda plasmado en el último de sus libros , que bajo el título *Las ciencias Naturales en las Islas Baleares. Historia de su progreso* (Colom, 1991) se detallan las etapas de la investigación geológica y a continuación se informa sobre la las aves, reptiles, anfibios, insectos, moluscos, ostrácodos, etc., de las Islas

La edad geológica de los estudios científicos y de divulgación

Los estudios antes mencionados abarcan desde el Triásico a la actualidad (fig 3). No se conocen trabajos de Colom en terrenos del Paleozoico con organismos de esta era. Destacan los dedicados al Neógeno, sobre todo a foraminíferos (Colom, 1956), quizá por la facilidad que proporcionaban los yacimientos próximos y por el buen estado de conservación de los ejemplares encontrados. También son importantes los dedicados a los ambientes parálicos de este periodo. Le siguen en número los del Cretácico, sobre todo los refereridos a foraminíferos y Calpionelllas y también los del Jurásico, en donde con frecuencia aparecen descripciones de Ammonites y otros cefalópodos.

Con respecto a los temas tratados de los tiempos actuales, son numerosas sus contribuciones a la fauna y flora actual de las Baleares y también merece destacarse el haber iniciado los estudios sobre foraminíferos recientes, trabajando en las costas gallega, catalana, balear y occidental de África. Su libro "Formaníferos Ibéricos" (Colom, 1974) es un compendio casi completo de sus trabajos sobre especies actuales de foraminíferos de las costas españolas, con comentarios especiales sobre los encontrados en las costas de Galicia y los que habitan en las praderas de Posidonia

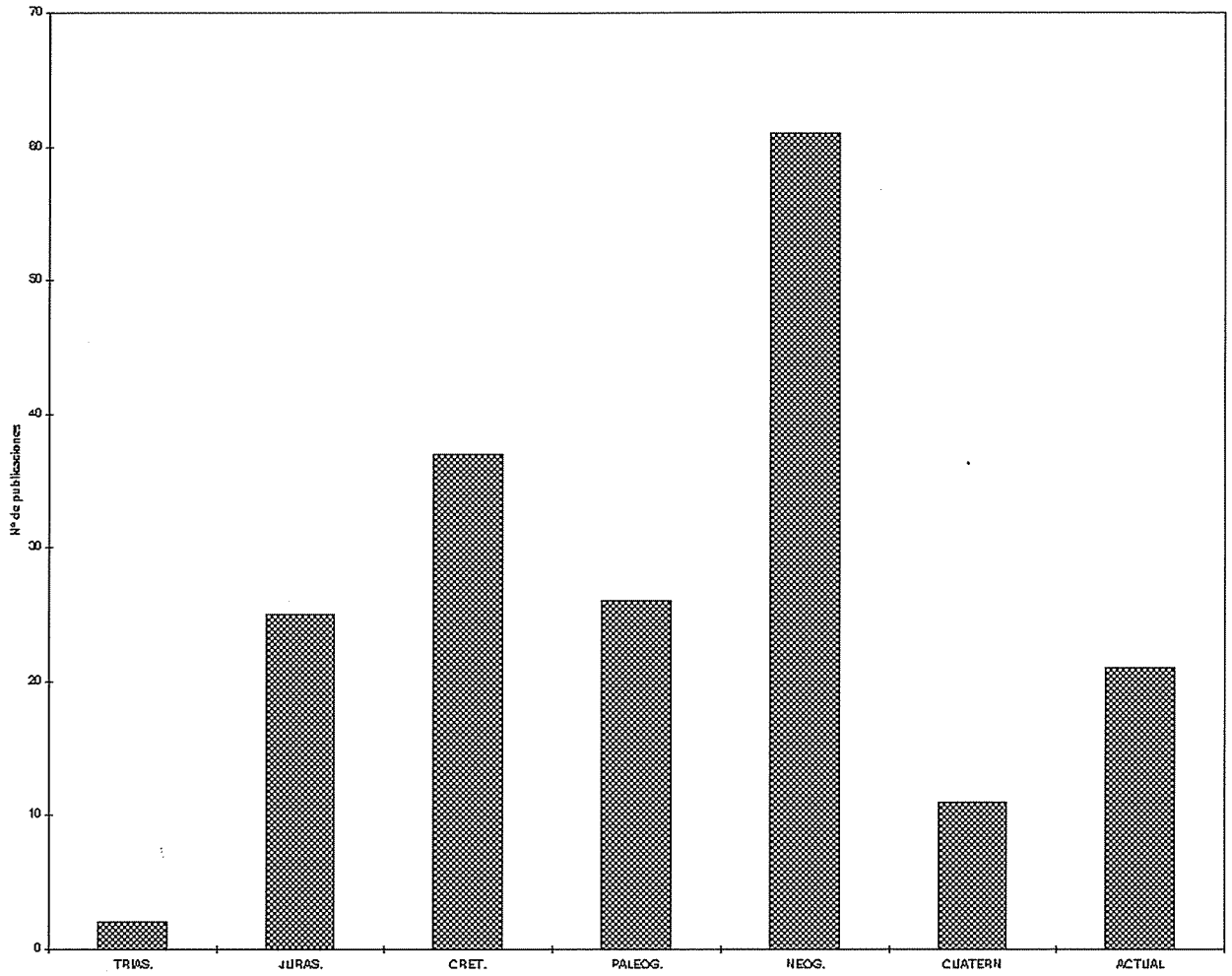


Figura 3. Edad geológica de los materiales estudiados por Colom.

Conclusiones

La producción científica de Colom destaca no solo por su número, teniendo en cuenta el dilatado periodo del siglo en que vivió, sino también por la variedad de temas tratados, más propio de un naturalista de la época, que al de un especializado investigador de nuestros días. Su tema de investigación principal fueron los foraminíferos, pero destacaron sus interpretaciones sobre el origen de los tintínidos. Su lugar preferido de trabajo fueron sus Islas Baleares y los terrenos geológicos a los que dedicó más tiempo, los neógenos que le proporcionaron abundante material fosilífero de excepcional calidad.

Bibliografía

Mateu, G. 1991. Publicaciones de Guillem Colom. In: *Las Ciencias Naturales en las Islas Baleares. Historia de sus progresos* (G. Colom). Dirección General de Cultura. Conselleria de Cultura Educació i Esports. Govern Balear, 355-366.

Mateu, G. 1994. Guillem Colom Casanovas, pioner de la Micropaleontologia espanyola. *Reviste de les Ciencies (IEB),* 14, 13-16.

Colom Casasnovas, G. 1926. Nota sobre las *Amphistegina*, *Miogypsina* y *Lepidocyclina*, del Burdigaliense de Mallorca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **XXVI**, 287-291.

Colom, G. 1934. Estudios sobre las Calpionellas. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, **XXXIV**, 379-388.

Colom, G. 1939. Tintínidos fósiles (Infusorios oligotricos). *Las Ciencias*, **IV** (4), 343-356.

Colom, G. 1940. Arqueomonadinas, Silicoflagelados, Discoastéridos fósiles de España. *Las Ciencias*, **V**, 343-356.

Colom, G. 1948. Fossil Tintinidae; Loricated Infusoria of the Order of the Oligotricha. *Journal of Paleontology*, **22** (2), 233-263.

Colom, G. 1950 a. Los Tintínidos fósiles. Infusorios loricados del Orden de los Oligotricos. *Estudios Geológicos*, **11**, 105-171.

Colom, G. 1950 b. *Más allá de la Prehistoria. Una Geología elemental de las Baleares.* Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Colección Cauce. 285 p.

Colom, G. 1956. Los Foraminíferos del Burdigaliense de Mallorca. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona.* Tercera época. Num. 653, **XXXII** (5), 93-230.

Colom, G. 1969. *Globulinites tripartitus*, microorganismo incertae sedis de las calizas del Lias inferior de Mallorca. *Revista Española de Micropaleontología,* **I** (1), 13-17.

Colom, G. 1974. Foraminíferos Ibéricos. Introducción al estudio de las especies bentónicas recientes. *Investigación Pesquera*, **38** (1), 245 p.

Colom, G. 1975 a. *Geología de Mallorca.* Diputación Provincial de Baleares. Instituto de Estudios Baleáricos. Patronato "José María Cuadrado". Consejo Superior de Investigaciones Científicas, **1** y **2**, 519 p.

Colom, G. 1975 b. Nuevas nociones sobre la evolución palogeográfica del archipiélago balear desde el Eoceno al Cuaternario. *Revista Balear*, **X**, 39-89.

Colom, G. 1975 c. *La estructura geológica de las Baleares*. C.I.T.E. Palma de Mallorca, 85-101.

Colom, G. 1984 a. Sobre algunos organismos enigmáticos interesantes del Lias superior de Mallorca. In: *Congreso Español de Geología*, **I**, 407-419.

Colom, G. 1984 b. Sobre unos organismos "incertae sedis" encontrados en el yacimiento del Lias superior margoso de Muleta de Ca S'Hereu (Soller). *Bolletí de la Societat d'Historia Natural de les Balears*, **XX** (8), 23-31.

Colom, G. 1988. Una revisión del grupo de los Tintínidos (Infusorios Oligotricos, Loricados). La evolución de sus especies en los mares paleozoicos y secundarios *Revista Española de Paleontología*, **3**, 71-104.

Colom, G. 1991. *Las Ciencias Naturales en las Islas Baleares. Historia de sus progresos*. Dirección General de Cultura. Consellería de Cultura, Educació i Esports. Govern Balear, 369 p.

Usera, J. 1996. Guillermo Colom Casasnovas (1900-1993). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Actas)*, **91**, 39-50

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

125 años del Museo Geológico del Seminario de Barcelona (1874-1999)

J. Vilella
Museo Geológico del Seminario. Diputación 231. 08007 Barcelona.

Historia

El actual Museo fue fundado oficialmente como gabinete de Historia Natural en 1874. El motivo fue dar validez oficial a los estudios de Bachillerato impartidos en el Seminario. Su primer director fue el Dr. Jaime Almera (1845-1919), hombre de un tesón y una laboriosidad extraordinarios. Sin embargo, Almera no empezó desde la nada. En 1818 se habla creado como anejo a la Biblioteca de Escritores de Cataluña el "Museo de cosas raras y preciosas de la misma Provincia", cuyo contenido en su aspecto geológico pasó al recién fundado Museo. Entre esos materiales estaba el busto y obras de Carlos de Gimbernat, autor del primer mapa geológico de Suiza. Con la excepción de algunos libros, todo desapareció en 1936. Almera se entregó en cuerpo y alma a dar contenido y rigor científicos a sus clases. Aunque recibió la iniciación geológica del culto y excelente patricio J.J. Lánderer, Almera fue un autodidacta, que supo aprender sobre la marcha. Por consejo y bajo el patrocinio del propio Lánderer ingresó en la Societé Géologique de France y se relacionó con colegas extranjeros, asistiendo a los Congresos internacionales. Entre tanto escribió con el malacólogo Bofill tres monografías sobre moluscos fósiles del Terciario superior de Cataluña. Al aceptarse su ofrecimiento de realizar el mapa geológico de la Provincia de Barcelona, el Museo Geológico del Seminario fue el laboratorio donde Almera clasificó y redactó el resultado de sus trabajos de campo. Cuando Almera acabó esta labor, entregó la mayor parte de sus materiales al Museo Martorell (fundado en 1879), aunque los duplicados y la biblioteca adquirida a sus expensas se quedaron en el Seminario. A su muerte (1919), el Museo tuvo una vida lánguida. Era el lugar de clases prácticas de las teóricas profesadas por personas excelentes (Dr. Palou, Dr. Avellaneda), pero que no eran geólogos. El previsto sucesor de Almera era Mn. Norbert Font (1873-1910), gran divulgador geológico y padre de la espeleología científica, pero murió de tifus a los 36 años. En 1926, y con el nombramiento de Director en la persona del Dr. José R. Bataller (1890-1962), el Museo adquirió un protagonismo científico indiscutible, enriqueciéndose tanto en libros como en nuevos materiales. El Museo Geológico del Seminario cumplió una función excepcional ya que no existían estudios oficiales de paleontología. El propio Bataller mucho más tarde, en 1949, fue el primer catedrático de Paleontología en la Universidad de Barcelona.

Desgraciadamente, cuando el Museo Geológico del Seminario iba aumentando su prestigio científico, se desencadenó la guerra civil de 1936. Fue asaltado y se dispersaron o destruyeron los fondos del Museo. La biblioteca, a punto de ser quemada, se salvó por la acción de algunos miembros del Centro Excursionista de Cataluña.

Acabada la guerra, en 1939, Bataller se lanzó a una dinámica actividad para recuperar los materiales perdidos. Con la colaboración de sus seminaristas y amigos, destacando D. Mario Guerín, se rehicieron y aumentaron las colecciones. Además reanudó los contactos con otras instituciones, en especial con el IGME. A la muerte del Dr. Bataller (1962), el Dr. Vía (1910-1991) fue nombrado Director. Vía fue un carcinólogo de prestigio internacional. Durante su mandato el Museo toma valor propio, sin desvincularse de la actividad docente hecha en el Seminario. El Dr. Vía consiguió una Sección de Biostratigrafía en relación con el CSIC, sección que se extinguió con su jubilación y después acuerdos puntuales con la Generalitat (Servei Geològic i Servei de Museus). Gracias a sus gestiones, el Museo Geológico del Seminario duplicó su superficie y se incrementó la biblioteca y el número de fósiles. Se creó el archivo histórico con fondos únicos para la Historia de la Geología española. Igualmente dispuso la sala de exhibición con criterios museísticos. Con su equipo se decidió la publicación de la revista anual *Batalleria,* especializada en Paleontología de invertebrados. Obtuvo el nombramiento de un subdirector en la persona del Dr. Calzada, (1932...) quien le sucedió a su muerte como Director, ocupando este cargo en la actualidad. Calzada ha continuado la linea de proyección nacional e internacional del Museo, insistiendo mucho en la abertura del Museo y en la publicación de resultados. Por otra parte y con la decidida colaboración de los Rdos. Santiago Casanova y Francesc Nicolau y otras personas, se ha constituido la Asociación de Amigos del Museo. Esta Asociación realiza múltiples actividades y aporta una ayuda económica decisiva, ante la penuria de subvenciones oficiales.

Características

Como aspectos peculiares del Museo se destaca el protagonismo de sus directores, eclesiásticos todos ellos y personas de gran actividad, ya que el Seminario, titular y dueño del mismo, interfiere muy poco en su marcha. Otro aspecto es su idea fundacional: Entre la Fe y la Ciencia no puede existir oposición. Esto conlleva que el Museo sea más un lugar de estudio que de exhibición y abierto a todo investigador. Por último, el respeto y cariño por todos los que lo visitan o han aportado algo al Museo, lo que se materializa en el cuidado en conservar sus legados y en iniciar en la investigación a los aficionados.

Actualmente cuenta con más 64000 taxones inventariados (y unos 15000 sin inventariar) de los que sólo una pequeña parte (casi el 0,1%) se muestra en las vitrinas de la sala de exhibición. Está especializado en invertebra-

dos, aunque posee también importantes piezas de vertebrados. Destacamos: Media mandíbula de *Dryopithecus fontani y* un ejemplar casi completo de un mastodonte del Mioceno español. Ambos de la colección Guerín. En lo tocante a los invertebrados posee la mejor representación española de esponjas cretácicas (Aptiense de Garraf), de corales cretácicos y eocénicos, de cangrejos del Eoceno y de moluscos y braquiópodos del Cretácico. Todos ellos con multitud de yacimientos. Es gloria del Museo la divulgación y estudio del excepcional afloramiento triásico de Alcover-Montral. También conserva la mejor representación de Arqueociatos de Cataluña, descubiertos y estudiados por D. Antonio Abad, del Museo.

La tipoteca contiene (a finales de 1998) la impresionante cifra de más de 487 taxones tipo de nuevas especies, que en algunos casos son la especie tipo de otras categorías taxonómicas superiores.

El Museo es un lugar de investigación por lo que la Biblioteca es un elemento fundamental. Está especializada en paleontología y tiene series y obras únicas en España. El número de sus libros ronda los 13000 y otro tanto el de sus separatas. Otras dependencias del Museo son la cartoteca o almacén de mapas y el archivo, que custodia documentos fundamentales de Almera, Vidal, Font, Faura, Bataller, Candel, Solé Sabarís, F. de Villalta, Vía, etc.

Publicaciones

Actualmente tiene la revista anual *Batalleria* de la que se han publicado 8 números, con un total de 70 artículos, la mayoría en referencia a materiales del Museo. Además publica los *Scripta Musei Geologici Seminarii Barcinonensis,* sin periodicidad y con una numeración que tributa a la de los antiguos "Trabajos del Museo Geológico del Seminario C. de Barcelona". En esta serie se ha publicado el Catálogo de holotipos (1992) y su primer suplemento (1997).

Importancia y futuro

Durante mucho tiempo ha sido uno de los pocos centros españoles donde se "hacia paleontología". El número total de publicaciones confeccionadas supera el millar. Sus materiales han servido y sirven para múltiples estudios tanto nacionales como internacionales.

Además de proseguir la investigación paleontológica y la informatización de sus fondos, el Museo, con la colaboración decidida del Seminario y de los Amigos del Museo y celebrando su 125 aniversario (1874-1999), piensa inaugurar la "Sala Cardenal Carles".

Bibliografía

Nicolau, F. & Valls, J. 1987. *El Dr. Almera i la seva escola de Geología.* 190 pp. Ed Terra Nostra. Barcelona.

Valls, J. 1982. Dr. Don Jaime Almera y Comas. 167 pp. *Col.lecció Mossén Josep Sanabre,* 4, Barcelona.

Vía, L. 1975. Cien años de Investigación geológica, 164 pp. *Consejo Superior de Investigaciones Científicas,* Barcelona.

Referencias en diversos diccionarios y guias de Museos.

Tema Libre

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Germán Burmeister, un científico de dos mundos

F. G. Aceñolaza y G. F. Aceñolaza
Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO), CONICET- Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina
E-mail: insugeo@unt.edu.ar; facenola@satlink.com

En 1846 el naturalista prusiano Hermann Burmeister presentó en la recién creada y elitista Ray Society de Londres, una versión actualizada de su obra *The Organization of Trilobites, deduced from their living affinities, with a Systematic review of the species hitherto described.* Dicha publicación (Burmeister, 1846) constituye un extenso y actualizado análisis de los trilobites que hasta ese momento se conocían en Europa donde desarrolla un acabado análisis sobre este grupo de organismos fósiles del Paleozoico. Casi puede decirse que en el mismo se realiza una detallada síntesis de los trabajos previos, a partir de los cuales se asientan los fundamentos morfológicos y sistemáticos de este importante grupo de fósiles.

Para llevar adelante esta revisión, incorpora materiales del área ibérico-armoricana no pudiendo escapar de sus críticas la obra del Padre José Torrubia (1754), quien en su tratado sobre fósiles de España, había descrito algunos ejemplares de trilobites (lám. III, fig. 4). Al referirse a este trabajo expresó la siguiente opinión: "*The next writer on the subject, Father Joseph Torrubia, have been a native of Spain, were the sciences were in a dormant state, I shall not lay any great stress uppon his opinion, but he at first correctly described the Trilobites as crustaceous animals althrough subsequently, misled by the inspection of Rumphius's figure of the* Limae marina (Chiton aculeatus, *Linn.*), *imagined the latter to be a mollusc*".

Al llegar a la mitad de la primera década del siglo XIX, Burmeister era considerado uno de los principales, cuando no el de mayor cuantía, entre los científicos que se abocaban al estudio de los artrópodos en Europa. En sus escritos hay detalladas descripciones de la fauna conocida hasta ese momento como así también sobre ejemplares fósiles. De su autoría nacen diversos taxones de trilobites, como los *Asaphidae*, autor del Orden, Suborden y de muchas de las especies del grupo. En sus revisiones también abordó temáticas diversas que le permitieron identificar al grupo como integrante de los artrópodos y no de los moluscos, como hasta entonces habían sido considerados.

Pero no solo este grupo de fósiles fue el que concitó su mayor preocupación. En sus casi 300 contribuciones científicas, aparecidas entre 1829 y 1892, desarrolló temas sobre geografía, geología, climatología, zoología general, vertebrados, entomología y paleontología. Con ello, surge una faceta de Burmeister poco conocida en Europa: Él no sólo fue uno de los destacados científicos alemanes del siglo pasado que ató su nombre a los artrópodos y en especial a los trilobites, sino también uno de los más importantes naturalistas americanos, y en este caso uno de los promotores de la incipiente estructura científica de la Argentina de mediados del siglo pasado, y a ello habremos de referirnos.

Su etapa europea

Karl Herman Konrad Christian Burmeister, o "Germán" como quedaría registrado en la historia argentina, había nacido en Stralsund, Prusia, el 15 de enero de 1807 en el seno de una familia de buena posición económica. Al finalizar su enseñanza básica, y a pesar de su manifiesta vocación por la naturaleza, orientó sus estudios hacia la medicina, habiéndolos iniciado en la Universidad de Greifwald en 1825 y logrado el título de médico a los 22 años en la Universidad de Halle.

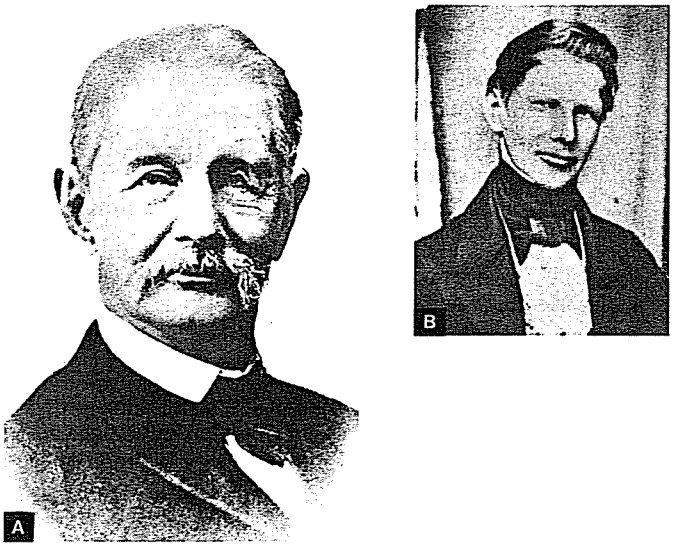


Figura 1. A. Imagen de Germán Burmeister escasos años antes de su fallecimiento; fue tomada mientras se desempeñaba como Director del Museo "Bernardino Rivadavia" en Buenos Aires. B. Fotografía de un Burmeister joven, en la década del 1830.

Su trabajo de tesis doctoral fue una brillante obra donde enfocó una propuesta sobre un sistema natural de los insectos. En ella no solo abarcó la problemática de los insectos vivientes, sino que también se adentró en la temática paleontológica del grupo.

En 1830 se radicó en Berlín donde continuó con sus trabajos entomológicos, siendo incorporado como cirujano en el regimiento de granaderos "Kaiser Franz". Esta situación lo llevó a trasladarse a Silesia hasta que regresó nuevamente a Berlín en 1831 a iniciar actividades docentes en el Joachinsthaler Gymnasium y en la Universidad de Berlín. A mitad de esa década regresó a Halle donde contrajo matrimonio con María Sommer, y logró un cargo docente en la Universidad local, desde la cual iniciaría la etapa más fecunda de su vida científica en Europa.

Si bien hasta inicios de la década de 1840 Burmeister ya era reconocido como un importante biólogo, su obra

"Historia de la Creación" fue la que le otorgó el reconocimiento público, ya que no solo apareció en alemán, sino que fue traducida al francés, inglés, italiano y español. Para entonces Burmeister cultivaba amistad con Alexander von Humbolt, quien a la sazón era un importante referente de los naturalistas alemanes y de otros países de Europa. También deben señalarse como importantes interlocutores de Burmeister, entre otros, a T. Bell, E. Forbes, R. Murchison, Milne Edwards, A. Goldfuss, E. Eichwald, Ch. Darwin, F. Mc Coy y J. Barrande.

Entre 1832 y 1855 publicó su conocida obra "Tratado de Entomología" (Burmeister, 1832-1855), que consta de cinco tomos y en los que se refiere con profundidad a las faunas vivientes y fósiles. Este trabajo tuvo como base lo que había desarrollado en su tesis doctoral y tal fue su importancia que apenas pasados dos años fue impresa en inglés. Su interés por la entomología lo llevó a trabajar sobre distintos grupos de insectos, e incluso bucear en la paleontología de los trilobites puesto que, para entonces, aún subsistían disputas acerca de si éstos fueron artrópodos o un grupo afín a moluscos del tipo *Chiton*.

Esta situación lo llevó a que, durante la década de 1830, abordara con mayor profundidad el estudio de los trilobites llevándolo a producir una serie de contribuciones sobre el tema y, particularmente, una obra de síntesis en la que revisó el material europeo del Paleozoico Inferior y Medio. Esta circunstancia no solo lo acercó nuevamente a la temática paleontológica que entonces se desarrollaba en España, sino también a la de los fósiles del ámbito Armoricano, sobre los cuales hubo algunos autores españoles que se involucraron con temas paleontológicos. De allí la mención al Padre José Torrubia (Burmeister, 1843, 1846), que hiciéramos referencia anteriormente.

Su obra principal *"La Organización de los Trilobites"* apareció en alemán en 1843 y fue traducida al inglés e impresa en Inglaterra en 1846, pasando a ser una obra señera para este tipo de fósiles. Al referirse a ella los editores de la Ray Society, T. Bell y E. Forbes señalaban: *"As a dissertation on a most difficult tribe of fossil Articulata by an eminent Zoologist, deeply versed in the organization of the great class to which it belongs, his work assumes an importance which can rarely be accorded to paleontological essay treating of the remais of Invertebrate animals"*.

Burmeister fue un hombre de temperamento fuerte y también interesado en los aspectos sociales de su convulsionada Prusia. Se afilió al un partido de tendencia nacional socialista, siendo electo en 1849 como representante en la Cámara de Liegnitz. Desde allí, no solo hizo oír su voz a favor de los marginados de la "revolución industrial", sino que logró fuertes enemistades que por todos los medios trataron de desgastar su figura. Hacia 1850, cansado de la lucha política dimitió acarreando amarguras y decepciones, que lo llevaron a retomar sus aficiones de naturalista.

Con el apoyo de Humbolt y del ministro prusiano Von Landemberg, logró un importante subsidio para ir a *Brasil* a estudiar la naturaleza de América y trabajar junto al botánico Lund en los aún vírgenes territorios de dicho país. Una vez allí se dedicó a estudiar flora y fauna de los estados de Rio de Janeiro y Minas Gerais, hasta que un accidente con quebradura de una pierna, ocurrido en Lagoa Santa, lo dejó cojo permanente.

Una vez conocida América, ya no le fue fácil quedarse en Alemania a pesar de que allí no solo contaba con un buen trabajo, sino que también tenía una familia e hijos. Se dice que el matrimonio estaba al punto del fracaso, situación que lo llevó a alejarse de Alemania en reiteradas oportunidades entre 1854 y 1855 Recién, en 1856, se decide retornar a Sudamérica, y en particular a la entonces *Confederación Argentina* cuya capital estaba en la ciudad de Paraná, en la provincia de Entre Rios. Para su presentación había logrado una carta del ministro plenipotenciario argentino en París, Juan B. Alberdi, quien se expresó muy elogiosamente sobre la personalidad del científico prusiano, dirigiéndose al presidente argentino Justo José de Urquiza: *"Mi querido señor Presidente: Tengo la honra de presentar y de recomendar a su benevolencia la muy distinguida persona del Señor Doctor Burmeister, de Halle, sabio alemán, que va en misión especial del Rey de Prusia, a estudiar la provincia de Mendoza en su faz geológica..."* (Biraben, 1968).

Arribó al puerto de Buenos Aires el 31 de enero de 1857 y se trasladó por vía fluvial hasta Rosario, desde donde, previo a una corta estadía en Paraná, se dirigió en carreta hasta Mendoza, para permanecer allí 13 meses estudiando diversos aspectos de su entorno, particularmente en la zona de Uspallata. Nuevamente, en abril de 1858 regresa a Paraná, y se establece en una finca ubicada a pocos kilómetros al sur de dicha capital. Para entonces numerosos alemanes habían venido a colonizar la que se llamó "*Deutsche Kolonie von Las Conchas*", situación que lo instó a iniciar una etapa como agricultor, contando con el apoyo de su hijo mayor a quien había llevado a América. Pero, hombre culto y disciplinado que era, no pasó mucho tiempo sin que, en diferentes niveles del gobierno argentino valoraran su persona, situación que le sería de importancia años más tarde.

En 1859, vendió su finca y despachó sus colecciones a Alemania, para luego partir a Córdoba y Tucumán. En San Miguel de Tucumán prolongó su estadía 6 meses, algo más de lo que tenía previsto y ello no solo estuvo referido a su interés por la naturaleza sino por un nuevo amor que logró en tierras americanas y con el cual años más tarde iniciaría una nueva familia. Su nueva esposa, Petrona de Tejeda era descendiente de antiguos colonizadores españoles que se habían radicado en las provincias del norte argentino, y con ella tuvo 4 hijos.

Desde Tucumán cruzó la Cordillera de los Andes por el norte de Catamarca, hasta llegar al puerto de Copiapó en Chile. Desde allí fue al Perú y regresó a Alemania, vía Panamá en 1860. Fruto de este viaje escribió un libro, integrado por dos tomos y que llamó: "*Viaje por los Estados del Plata*", habiendo sido editado en Halle al año siguiente (Burmeister, 1861).

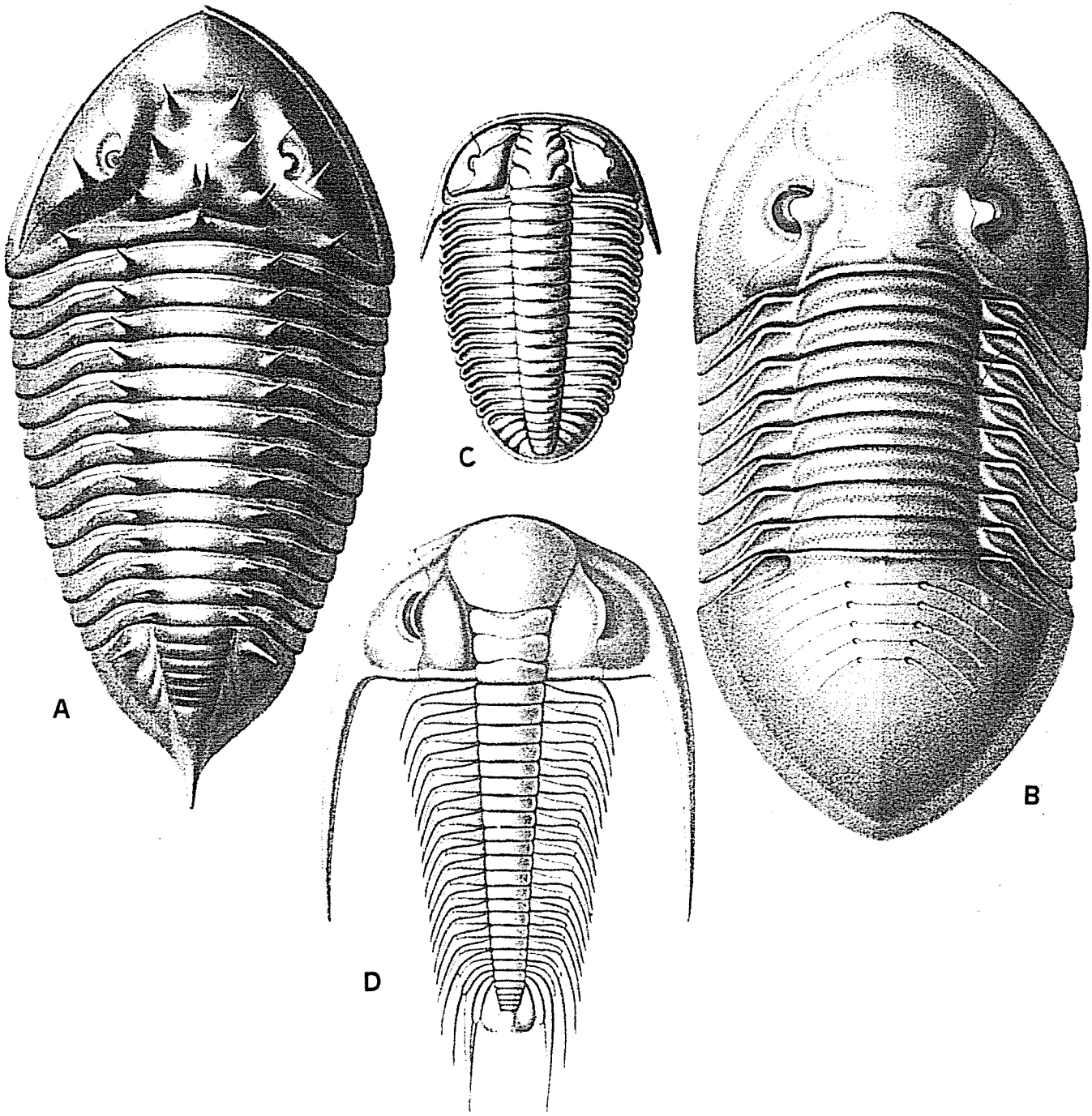


Figura 2. A-D. Gráficos realizados por Burmeister en su obra "The Organization of Trilobites ...". En ella fueron citados como: A. *Homalonotus armatus* (Fig. 1, Lám. 4 del original); C. *Conocephalus striatus* (Fig. 9, Lám. 1 del original; = *Conocoryphe*); D. *Paradoxides bohemicus* (Fig. 5, Lám. 1 del original).

Burmeister no solo era un fino escritor y un descriptor científico de detalle, sino también un exquisito dibujante. La calidad de sus dibujos de fósiles están en todas las obras dedicadas a la paleontología, mientras que a los paisajes los fue reuniendo en su obra "*Descripción física de la República Argentina*" que incluyó un atlas y que años más tarde pudo editar.

Su etapa americana

Algunos problemas occurridos en su cátedra de Halle junto a otros de índole familiar decidieron que cambiara el rumbo de su vida. Se divorció y renunció a todos los posicionamientos académicos que tenía en Alemania, regresando a Argentina en 1861. Para entonces Burmeis-

ter era un hombre conocido y valorado por los más altos niveles de la política argentina. Los presidentes Bartolomé Mitre y luego Domingo F. Sarmiento brindaron al naturalista todo su apoyo, poniéndolo, a partir de febrero de 1862, al frente del Museo Público de Buenos Aires (hoy Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia").

Desde allí se dedicó con esmero a organizar las colecciones, iniciar la publicación "Anales del Museo Público de Buenos Aires" y a estudiar la fauna de vertebrados de la que denominara Formación Pampeana. Ésta, representativa del Cuaternario, contenía abundante material de gliptodontes y otros edentados, como asimismo équidos fósiles que habían ingresado a Sudamérica a principios de dicho período geológico. Sus publicaciones sobre estos temas tienen una gran importancia, al punto que hasta hoy se rescatan por su vigencia.

Sabiendo que era conveniente dar organicidad a las investigaciones científicas del país, le propone al entonces presidente Sarmiento la creación de la *Academia Nacional de Ciencias* quien acepta y acuerda fundarla en Córdoba. Esta ciudad es el centro de la más antigua universidad argentina, fundada por los jesuitas en 1614, y hasta entonces un núcleo de formación en jurisprudencia y teología. Incorporar las ciencias exactas y naturales en un ámbito de este tipo fue, sin lugar a dudas, una verdadera revolución. Para ello se contaba con la voluntad y sapiencia de este "gringo" [1] que era capaz de llevar adelante gestas como esas.

Burmeister hizo contratar en Alemania a siete científicos, quienes de inmediato se abocaron al estudio de la flora, fauna, geología, meteorología, química y astronomía. Alfred Stelzner fue el geólogo que desde la Academia inició el relevamiento sistemático del territorio nacional. Conflictos de temperamento hicieron que, por un lado Stelzner volviera a Alemania tres años después y que Burmeister reasumiera como de director del Museo de Buenos Aires, cargo que desempeñó hasta su muerte en 1892.

Desde el Museo de Buenos Aires continuó su obra de naturalista publicando resultados de las investigaciones en los "Anales". Su faceta de geógrafo y el hecho de haber recorrido territorios aún vírgenes de Argentina,lo llevó a publicar en francés su libro "*Description physique de la Repúblique Argentine, d´aprés des observations personelles et d etrangeres*". Esta obra consta de seis tomos e incluye un atlas, y constituyó la presentación oficial de Argentina en la Exposición Geográfica de Venecia en 1891.

Al cumplirse cincuenta años de su doctorado, en 1879, Burmeister fue objeto de numerosos agasajos y recordaciones tanto en Argentina y Brasil, como en su país natal. El Rey de Prusia le hizo acreedor de la Cruz de 3ra Clase de la Orden de la Corona; el Emperador de Brasil lo distinguió como caballero de la Orden de la Rosa y la Sociedad Científica Argentina determinó la confección, en vida, de un busto que lo recordara. Numerosas academias lo contaron como miembro destacado por sus aportes al crecimiento de las ciencias de la naturaleza. Distintos científicos, en su homenaje dedicaron más de cincuenta especies de animales y plantas a Burmeister.

Tan grande era el renombre logrado por el "Museo Público" dirigido por Burmeister, que el entonces presidente de Argentina Julio A. Roca decide transformarlo en Museo Nacional. Para darle ese marco determinó que a él debían incorporarse numerosas colecciones que estaban dispersas en otros lugares del país. La relación de Burmeister con los ámbitos del gobierno argentino fue permanente, y el apoyo que éste le daba fue significativo.

Su deceso se produjo luego de una infortunada caída desde una escalera cuando trataba de revisar libros en la biblioteca de su Museo en Buenos Aires. A su sepelio concurrieron las más altas autoridades del gobierno argentino, quien había reconocido en este insigne alemán a uno de los fundadores de su escuela científica en el campo de las ciencias naturales. El entonces presidente de la Nación Carlos Pellegrini dictó un decreto de honores, siendo representado en el sepelio por el ministro del área. Hoy sus restos descansan en el Museo que fue de sus afanes.

Germán Burmeister fue un científico de dos mundos: el de la Europa ilustrada, donde dejó su imborrable sello en el estudio de los trilobites, como asimismo el de la América virgen, como investigador y creador de instituciones científicas en Argentina.

Bibliografía

Biraben M. 1968. *Germán Burmeister. Su vida y su obra.* Secretaría de Estado de Cultura y Educación. 95 pág. Buenos Aires.

Burmeister, H. 1832-1855. *Handbuch der Entomologie.* Obra en 5 tomos. Tomo i: 696 pág.; Tomo ii: 396 pág.; Tomo iii: 829 pág.; Tomo iv: 588 pág.; Tomo v: 584 pág.

Burmeister, H. 1843. *Die Organization der Trilobiten, aus ihren lebenden Verwandten entwickelt; nebst einer systematischen Übersicht aller zeither beschriebenen Arten.* Berlin 147 pág.

Burmeister, H. 1846. *The Organization of Trilobites, deduced from their living affinities; with a systematic review of the species hitherto described.* London Ray Society, Ed., 136 pág. London

Burmeister, H. 1861. *Reise durch die La Plata-Staten.* H.W.Schmidt Ed.,Tomo i: 504 pág.; Tomo ii: 540 pág.

Torrubia, J. 1754. *Aparato para la Historia Natural Española.* Tomo primero: cciv pág. mas prólogo de xxvi pág., un apéndice de xxxiv pág. y xiv láminas, (Traducido al Alemán en 1757), Madrid.

[1] En Argentina "persona rubia y de tez blanca": Diccionario de la Real Academia Española, XXI Edición.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Lepidorbitoides: un género en que basar la correlación transatlántica durante el Cretácico Superior

M. Aguilar[1], J. M. Bernaus[2] y E. Caus[2]

[1] Instituto Mexicano del Petróleo. Eje Central Lázaro Cárdenas, 152. México D.F
[2] Dpt. de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193-Bellaterra

Las comunidades de macroforaminíferos que colonizaron, a ambos lados del Atlántico, las plataformas poco profundas del Cretácico superior tienen pocos elementos comunes, diferenciándose dos bioprovincias tetisianas: euroasiática y caribeña. Así, los sulcoperculínidos y pseudorbitoídidos se conocen solamente de la bioprovincia americana, mientras los siderolítidos, foraminíferos que ocuparon el mismo nicho ecológico que los anteriores, están únicamente presentes en la euroasiática. Sin embargo, la catalogación de los géneros y especies de macroforaminíferos del Cretácico superior descritas y citadas en el área del Caribe (Aguilar, 1996) ha puesto de manifiesto que los géneros *Orbitoides* y *Omphalocyclus*, representantes de la familia Orbitoididae, están presentes en ambos márgenes del océano Atlántico. La comparación de las respectivas especies resulta imposible con los datos bibliográficos, ya que la mayoría de las formas americanas han sido mal descritas y, además, escasamente ilustradas, pero tal como sugiere Aguilar (1998) son comparables con las euroasiáticas, aunque la afirmación se pospone a la realización de un estudio de detalle de cada una de las localidades tipo.

Otro grupo de foraminíferos orbitoidiformes, la familia Lepidorbitoididae, cuyos representantes ocuparon durante el Cretácico superior los ambientes más profundos de la zona fótica parece, según la mayoría de bibliografía existente, que están representados por dos géneros diferentes, *Lepidorbitoides* en la bioprovincia euroasiática y *Orbitocyclina* en la americana, lo cual parece poco lógico al interpretar la diferenciación en provincias de los macroforaminíferos en función de su hábitat.

Con objeto de conocer las semejanzas y diferencias entre el género americano *Orbitocyclina* y el euroasiático *Lepidorbitoides* se ha estudiado en detalle la morfología y características estructurales de *Orbitocyclina*. El estudio se ha basado en material procedente de la localidad tipo, que se sitúa en Cárdenas, NE de Méjico.

El género *Orbitocyclina* fue descrito por Vaughan, en 1929, quien designó como especie tipo *Lepidorbitoides minima* Douvillé, 1927. En la descripción de Vaughan, las diferencias entre el género *Lepidorbitoides* (especie tipo: *L. socialis* Leymerie) y el nuevo género, pueden resumirse en un tamaño más pequeño del embrión y la disposición de las cámaras que siguen al embrión "sugiriendo una espiral" en *Orbitocylina*. No obstante, la nueva adscripción de *L. minima* Douvillé no fue aceptada por todos los micropaleontólogos de la época, estableciéndose una importante controversia entre los que consideraron el género *Orbitocyclina* sinónimo de *Lepidorbitoides*, como por ejemplo Rutten (1935, 1940) y Cole y Applin (1970), y aquellos que, por el contrario, aceptaron el nuevo género (Cizancourt, 1938; Tan Sin Hok, 1939; Hanzawa, 1962, 1963). Sin embargo, los trabajos de van Gorsel (1972, 1978) fueron decisivos para la aceptación del género *Orbitocyclina* como válido, sugiriendo, además, un origen sulcoperculínido para el mismo. Únicamente Drooger (1993) volvió a las ideas de Cole y Applin (1970) considerando *Orbitocyclina* un sinónimo primitivo de *Lepidorbitoides*.

Morfología y estructura de *O. minima* Douvillé, 1927

Se trata de una forma lenticular de pequeño tamaño (el diámetro máximo en las formas A varía de 1,55 a 4,40 mm; en las formas B varía de 3,15 a 410 mm) constituida por una capa ecuatorial de camarillas orbitoidales limitadas en ambos flancos por capas de camarillas laterales. Los ejemplares bien conservados presentan las paredes externas cubiertas de pústulas regularmente dispuestas.

En la forma A, la sección ecuatorial permite observar un aparato embrionario constituido por dos cámaras, la primera es esférica y comunica por medio de una abertura única con una segunda cámara hemiesférica o ligeramente reniforme. Esta segunda cámara (o deuteroconcha) posee también una única abertura, en posición ecuatorial y situada cerca de la sutura entre la protoconcha y la deuterococha, que da lugar a una tercera cámara o cámara auxiliar (Caus *et al.*, 1997). La cámara auxiliar es la primera cámara que presenta dos caras aperturales con estolones oblicuos. Siguiendo la terminología clásica para la clasificación de los foraminíferos orbitoidales (van Gorsel, 1975 y 1978; Caus *et al.*, 1988; Caus et *al.*, 1997), el parámetro E (número de cámaras o camarillas auxiliares) es 1. Sobre cada cara apertural de la cámara auxiliar descansa, en la siguiente etapa de crecimiento, una camarilla ecuatorial que tiene también dos caras aperturales que poseen, respectivamente, una única abertura o dos aberturas paralelas a ambos lados del plano ecuatorial.

La forma microsférica está constituida por un pequeño *proloculus* seguido por 5-7 cámaras dispuestas en una verdadera espira, seguidas por camarillas típicamente ecuatoriales.

La disposición de las camarillas ecuatoriales en el estado adulto está condicionada por la disposición de los estolones. La cámara auxiliar y cada siguiente camarilla ecuatorial poseen 3 aberturas: en una cara apertural hay una única abertura en posición ecuatorial, en la otra cara hay dos aberturas paralelas situadas en dos planos paralelos al plano ecuatorial. Durante la ontogénesis, y con el

objeto de conservar el equilibrio entre el número y tamaño de camarillas y el rápido crecimiento periférico de la concha, se intercalan camarillas suplementarias. Estas camarillas poseen estolones en una sola cara apertural dando el mismo aspecto "espiralado" que las primeras camararillas situadas alrededor del embrión.

Las camarillas ecuatoriales poseen, además de los estolones antes mencionados, estolones adicionales situados en los extremos proximales de las mismas. Los estolones son oblicuos y dan lugar a las camarillas laterales, las cuales están dispuestas siguiendo el modelo en "tablero de ajedrez" (Hottinger, 1981) comunicándose entre sí por medio de estolones oblicuos. Los primeros estolones laterales aparecen ya en la cámara auxiliar.

A escala genérica, las características descritas en *Orbitocyclina* coinciden con las características de las especies primitivas de *Lepidorbitoides*, tanto en lo que se refiere a la concha adulta como a los estadios iniciales de la misma, incluyendo el tipo de embrión seguido de una única cámara auxiliar, por lo que *Orbitocyclina* se considera un sinónimo de *Lepidorbitoides*. A escala específica, *L. minima* guarda estrecha relación con las formas europeas *L. pembergeri* Papp, de Austria y *L. campaniensis* van Gorsel, de Aubeterre (Francia), atribuidas, respectivamente, al Campaniense medio y superior (van Gorsel, 1973, 1978; Wannier, 1983).

Los foraminíferos planctónicos presentes en los mismos estratos que *L. minima,* en su localidad tipo, corroboran una edad Campaniense medio y/o superior.

La reasignación de *O. minima* al género *Lepidorbitoides* abre el camino para una correlación directa entre las comunidades de macroforaminíferos cretácicos de ambos lados del océano Atlántico y la creación, para los sedimentos del Cretácico superior (Santoniense?-Campaniense y Maastrichtiense), de una biozonación basada en criterios evolutivos, tales como la aceleración nepiónica en los foraminíferos radiales.

Trabajo financiado por DGICYT PB96-1176, APC95-0072 y OTAN 951205.

Bibliografía

Aguilar, M., 1996. *Los Foraminíferos "Orbitoidiformes" del Cretácico Superior de Chiapas (SE de México): Estudio Preliminar.* Memoria de Investigación. Universitat Autònoma de Barcelona (inédito), 207 pp.

Aguilar, M., 1998. *Foraminíferos Orbitoidiformes del Cretácico Superior de México (Morfología, Sistemática, Evolución, Distribución Ambiental y Biostratigrafía).* Tesis de la Universitat Autònoma de Barcelona, 185 pp.

Caus, E., Gomez-Garrido, A. y Rodes, D., 1988. Reevaluation of *Lepidorbitoides* Evolution as a Function of the Age Relations Between Species as Established with Nannoplankton Bioestratigraphy. *Revue de Paléobiologie*, v. spéc., **2,** 421-428.

Caus, E., Bernaus, J. M. y Gómez-Garrido, A., 1996. Bioestratigraphic utility of species of the genus Orbitoides. *Journal Foraminiferal Research*, **26**, 2, 124-136.

Caus, E., Bernaus, J. M y Aguilar M., 1997. Foraminíferos Orbitoidiformes Cretácicos. *Revista Española de Paleontología*, **12**, 1, 67-79.

Cizancourt, M de, 1938. Remarques sur le genre *Orbitocyclina* Vaughan. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**, 8, 645-652.

Cole, W. S. y E. R. Applin., 1970. Analysis of some American Upper Cretaceous larger Foraminifera. *Bulletins of American Paleontology,* **58**, 258, 39-77.

Douvillé H., 1923. Les Orbitoïdes et leur évolution en Amérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **23**, 369-376.

Douvillé, 1927, Les Orbitoïdes de la région pétrolifére du Mexique. *Compte Rendu des Séances, Societé Géologique de France*, **4**, 34-35.

Drooger, C. W, 1963. Evolutionary trends in the Miogypsinidae. In: *Evolutionary trends in Foraminifera.* Elsevier. Amsterdam, 315-349.

Drooger, 1993. Radial Foraminifera, Morphometrics and Evolution. *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, **41**, 241 pp.

Galloway, J. J., 1928. Notes on the Genus *Polylepidina* and a new Species. *Journal Paleontology*, **1**, 4, 299-303.

Gorsel Van, J.T., 1972. *Orbitocyclina minima* (H. Douvillé) at its type locality, with remarks about its origin, evolution and systematic place. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademi van Wetenschappen* ser B; **75**, 4, 339-347.

Gorsel Van, J.T., 1973. *Lepidorbitoides* from the Campanian type region.*Konin. Nederl. Akad. Van. Wetensch.-Amast.*, serie B, **76**, 4, 260-272.

Gorsel Van, J.T., 1975. Evolutionary trends and stratigraphic significance of the Late Cretaceous *Helicorbitoides-Lepidorbitoides* linage. *Utrecht. Micropaleontological Bulletins*, **12**, 1-19.

Gorsel Van, J.T., 1978. Late Cretaceous orbitoidal foraminifera. In Hedley R. and Adams (ed.). *Foraminifera*, v. 3. Academic Press. New York, 109 pp.

Hanzawa, S., 1962. Upper Cretaceous and Tertiary three-layered larger foraminifera and their allied form. *Micropaleontology*, **8**, 2, 129-186.

Hanzawa, S.,1963. Notes on three Cretaceous Foraminiferal Genera, *Asterorbis, Orbitocyclina* and *Pseudorbitella. Journal of the Geological Society of India*, **4**, 26-34.

Hottinger, L., 1981. Fonctions de la disposition alternante des loges chez les Foraminifère et la structure d' *Omphalocyclus. Cahiers de Micropaléontologie,* **4**, 45-55.

Hottinger, L, 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin Societé géologique de France*, **168**, 4, 491-505

Lehmann, R., 1961 Strukturanalyse einiger Gattungen der Subfamilie Orbitolitinae. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **54**, 597-667.

Papp. V. A., 1954. Über die Entwicklung von *Pseudorbitoides* und *Lepidorbitoides* in Europa. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 162-170.

Rutten, M. G., 1935. Larger Foraminifera of Northern Santa Clara Province, Cuba. *Journal of Paleontology*, **9**, 6, 527-545.

Rutten, M. G., 1940. On *Lepidorbitoides* and *Orbitocyclina. Geology Mijnbouw*, **11**, 263-266.

Silvestri, A., 1907. Probabile origine d'alcune Orbitoidine. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **13**, 79-81.

Smout, A. H., 1954. Lower Tertiary Foraminifera of the Qatar Peninsula. *British Museum (Natural History)*, 96 pp.

Tan Sin Hok., 1939. On *Polylepidina, Orbitocyclina* and *Lepidorbitoides*. De. *Ingenieur in Nederlandsch-Indië*, **4**, 6, 53-84.

Vaughan, T. W., 1929. Species of *Orbitocyclina*, a genus of American orbitoid Foraminifera from the Upper Cretaceus of Mexico and Lousiana. *Journal Paleontology*, **3**, 2, 170-175.

Wannier, M., 1983. Evolution, Biostratigraphie et Sistématique des Siderolitinae (Foraminifères). *Revista Española de Micropaleontología*, **15**, 1, 5-38.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Análisis de las comunidades de rudistas del Cretácico superior en el Prepirineo aragonés

L. Alegret y M. Aurell

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

Introducción

Durante el Cretácico superior, los rudistas son una constante biológica de las plataformas carbonatadas y terrígenas del dominio tetisiano, siendo algunos de ellos importantes constructores de estructuras orgánicas. En las Sierras Exteriores Altoaragonesas afloran facies de plataforma carbonatada del Cretácico superior que contienen un amplio registro de rudistas de edad Campaniense. Sin embargo, hasta el momento no se han realizado estudios detallados de las comunidades de rudistas presentes en este sector. Molina (1985) cita únicamente la presencia de Radiolites sp. y Birradiolites sp. en las calizas del sector de Arguis. Mallada (1878) y Carez (1881) se refirieron por primera vez a estas calizas como "Calizas con Rudistas del Senoniense", Hernández Pacheco (1912) localiza igualmente los niveles con rudistas y Almela y Ríos (1951) reconocen el Cretácico superior en las sierras prepirenaicas, que posteriormente fue descrito por Ríos (1956). La Tesis Doctoral de Souquet (1967) y los posteriores trabajos de Arqued *et al.* (1986) y Lobato y Meléndez (1988) aportan la caracterización estratigráfica y sedimentológica de las distintas formaciones cretácicas. Por otro lado, Molina (1985) realizó la bioestratigrafía basada en foraminíferos del Cretácico superior en las Sierras Exteriores.

En este trabajo se presenta un estudio sedimentológico y paleontológico de las comunidades de rudistas contenidas en el Miembro Calizas con Rudistas de Arguis. El objetivo del trabajo es realizar un estudio bioestratigráfico, paleoecológico y tafonómico de las asociaciones de rudistas identificadas y reconocer diferentes facies y subfacies en el Mb. Arguis, en función de las características sedimentológicas y paleontológicas.

Localización geográfica y geológica

El área estudiada abarca 40 km a lo largo de las Sierras Exteriores Altoaragonesas, situadas al Norte de la provincia de Huesca y al Oeste de la Unidad Surpirenaica Central, limitando al Norte con la depresión del Guarga y al Sur con la del Ebro (Somontano de Huesca).

Se han estudiado siete perfiles (Fig. 1) que se encuadran en el Prepirineo Central, limitado al Este por la falla del Segre y al Oeste por la falla de Bigorre o Pamplona. Las Sierras Exteriores constituyen un segmento del frente de cabalgamiento meridional del orógeno pirenaico, con los materiales mesozoicos cabalgantes sobre los terrenos terciarios continentales.

El establecimiento de las diferentes unidades litoestratigráficas para el Prepirineo occidental aragonés se debe a Arqued *et al.* (1986), cuya terminología ha sido adoptada en el presente trabajo; se han estudiado las comunidades de rudistas contenidas en el Miembro Calizas con Rudistas de Arguis, miembro superior de la For-

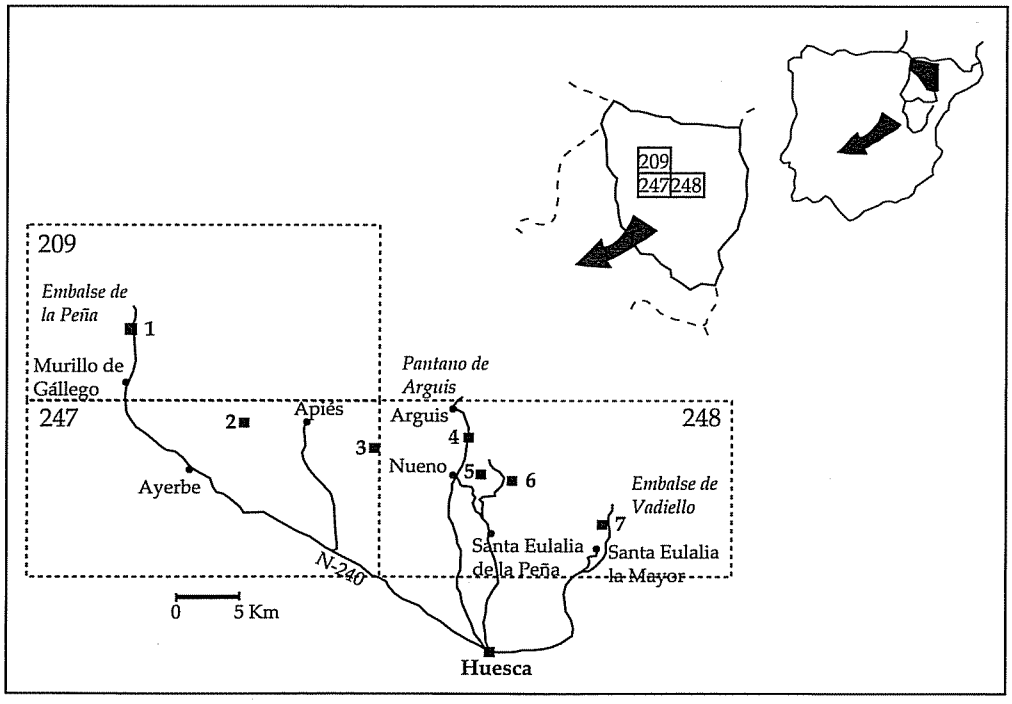


Figura 1. Situación geográfica de los perfiles estratigráficos. 1, perfil del Pantano de la Peña; 2, perfil de Aniés; 3, perfil de Gratal; 4, perfil de Arguis; 5, perfil del Tiacuto; 6, perfil del Salto del Roldán; 7, perfil de Vadiello.

mación Calizas con Rudistas de Salinas de Jaca. Esta formación es equivalente a la Fm. Bona (Campaniense-Maastrichtiense) definida en el Pirineo catalán por Mey *et al.* (1968). El Mb. Arguis está constituído por calizas, calizas dolomíticas de texturas *wackestone* a *grainstone*, y contiene rudistas, foraminíferos, espongiarios, algas dasycladáceas y gasterópodos, con aparición local de corales coloniales.

Los materiales del Cretácico superior en el área estudiada representan dos ciclos evolutivos, uno transgresivo (Santoniense-Campaniense) y otro regresivo (Campaniense-Maastrichtiense) en los que Lobato y Meléndez (1988) diferencian cinco unidades litoestratigráficas dentro de un ambiente de plataforma (Fig. 2).

Bioestratigrafía, asociaciones de rudistas y tafonomía

Tras el análisis paleontológico de las comunidades de rudistas realizado en los siete perfiles estudiados de las Sierras Exteriores, se han reconocido 3 especies pertenecientes a la familia Hippuritidae y 8 de la familia Radiolitidae. Se han diferenciado tres asociaciones distribuídas a lo largo de todo el Campaniense (Fig. 3). Las asociaciones de rudistas propuestas son las primeras realizadas para las calizas del Cretácico superior en las Sierras Exteriores Altoaragonesas. Estas asociaciones se han comparado con las establecidas por Pascual *et al.* (1989) y Vicens (1992) en el Pirineo Catalán. Las asociaciones diferenciadas son:

Asociación A1: *Hippurites canalicatus* Rolland du Roquand, *Praeradiolites fuxeensis* (Astre), *Rosellia nov. sp* (Vicens), *Radiolites nouleti* Toucas, *Vaccinites archiaci* (Douvillé) y *Praeradiolites subtoucasi* Toucas. La presencia de *H. canalicatus* limita el intervalo bioestratigráfico de esta asociación a la primera mitad del Campaniense inferior. La asociación A1 es probablemente equivalente a la asociación Ca1 establecida por Vicens (1992) y a la asociación Ca1 de Pascual *et al.* (1989), quienes las atribuyen al Campaniense inferior. La asociación A1 aparece en el sector centro-oriental del área estudiada.

Asociación A2: *Biradiolites osensis* (Vidal), *Vaccinites archiaci* (Douvillé), *Praeradiolites subtoucasi* Toucas, *Rosellia nov. sp* (Vicens). La asociación A2 se sitúa en la primera mitad del Campaniense superior, y equivale a la asociación Ca3 propuesta por Vicens (1992) y a la asociación Ca3 de Pascual *et al.* (1989). Esta asociación es la que alcanza mayor extensión horizontal, hallándose en todas las series.

Asociación A3: *Hippuritella lapeirousei* (Goldfuss), *Biradiolites lameracensis* Toucas, *Biradiolites osensis* (Vidal), *Radiolitella pulchellus* (Vidal). La asociación A3 aparece en el sector centro-oriental. En esta asociación se desarrolló, en el área central, una importante bioturbación, y en el sector Este pasa lateralmente a la Formación Calizas bioclásticas de Santa Eulalia de la Peña. En los sectores de Anies y Gratal, sobre los niveles bioturbados, aparecen bancos tabulares de calizas con la especie *Praeradiolites ciryi* Floquet que ha sido incluida también en esta asociación. La asociación A3 equivale a la asociación Ca-Ma de Vicens (1992), a la asociación 6a de Philip y Bilotte (1983) y a la Ma1 de Pascual *et al.* (1989), de edad Campaniense superior. Sin embargo, la presencia en los sectores citados de la especie *Praeradiolites ciryi* Floquet restringe el intervalo bioestratigráfico de esta asociación al comienzo de la segunda mitad del Campaniense superior.

Desde el punto de vista tafonómico, el proceso principal que afecta a los rudistas es la resedimentación, reconocida por la fracturación de las conchas. La resedimentación no siempre implica fracturación, dado que también aparecen rudistas enteros e incluso ramilletes volcados,

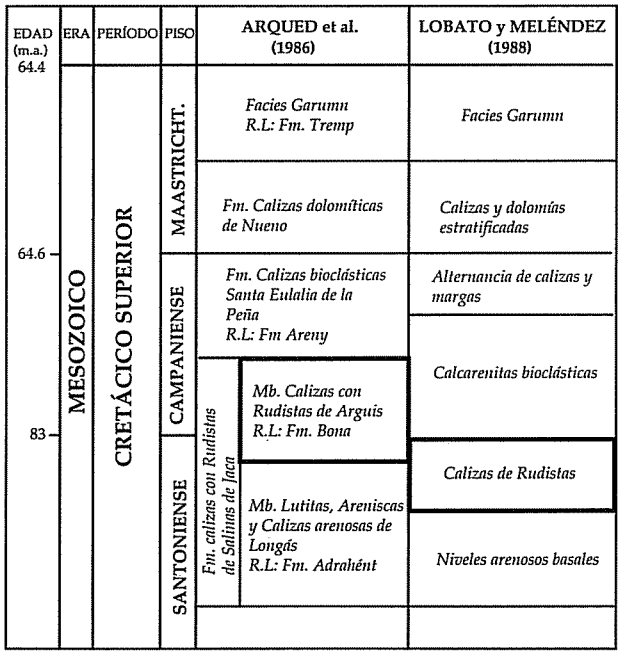


Figura 2. Estratigrafía del Cretácico superior en las Sierras Exteriores Altoaragonesas y dataciones segun varios autores. *R. L.*: Relación lateral con las Sierras Interiores, según Arqued *et al.* (1986)

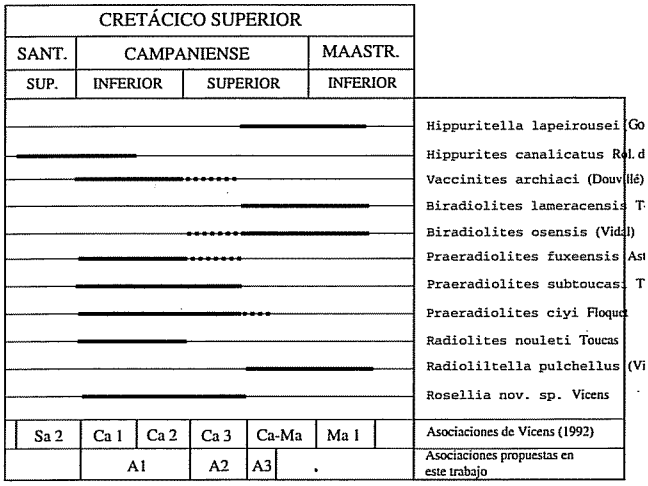


Figura 3. Distribución bioestratigráfica de las especies de rudistas reconocidas en este trabajo.

horizontales o inclinados. La disposición de las tábulas en los hipurítidos volcados, perpendiculares a las paredes de la concha, indica que éstos crecieron verticalmente (Skelton y Gili, 1991; Gili y Skelton, 1994), y que, por lo tanto, la posición en la que se encuentran no corresponde a su posición de vida. Ocasionalmente, las bioconstrucciones de rudistas eran afectadas por corrientes, originadas por descensos relativos del nivel del mar, o por tempestades, que removían el sedimento provocando la caída y la fracturación de las conchas. La escasa bioerosión sugiere condiciones relativamente pobres en nutrientes, y pudo ser una de las causas que contribuyeron al escaso desarrollo de las bioconstrucciones de rudistas.

Análisis de facies y reconstrucción paleoambiental

Los materiales estudiados corresponden a la facies C descrita por Alegret (1999) como calizas y calizas dolomíticas con rudistas, foraminíferos y algas dasycladáceas, dentro de la cual se han diferenciado tres subfacies:

- Subfacies "bioconstruídas": Calizas de texturas *wackestone* y *bafflestone* con rudistas en posición de producción y abundante fango carbonatado. Los rudistas se apoyaban durante su crecimiento tanto sobre fango carbonatado como sobre bioclastos.
- Subfacies bioclásticas: Calizas de textura *packstone* constituídas principalmente por fragmentos de rudistas, otros bivalvos, equinodermos, algas dasycladáceas y foraminíferos (miliólidos y aglutinados). Existe una gradación entre las facies bioconstruídas y las bioclásticas. La fracción bioclástica es el resultado de la biodegradación local de las conchas de rudistas, acumulándose *in situ* entre ellos o sufriendo un transporte más o menos largo, acumulándose en bancos bioclásticos de textura *floatstone*. Estos bancos gradan en la vertical hacia otros niveles *packstone-grainstone*, que reflejan máxima energía del medio.
- Subfacies bioturbadas: niveles tabulares de aspecto noduloso y textura *wackestone* con abundante fango carbonatado e intensamente bioturbados. Esta facies representa momentos de máxima tranquilidad, por debajo del nivel del oleaje.

Estas tres subfacies componen una secuencia-tipo constituída por bancos de morfología tabular bastante uniformes, que alcanza potencias variables (de 0.5 m a 5 m); es granocreciente, estratocreciente, y se ha relacionado con pequeñas variaciones relativas del nivel del mar encuadradas dentro de un contexto general transgresivo (Lobato y Meléndez, 1988; Alegret, 1999).

En el Cretácico superior del Prepirineo aragonés se han reconocido dos secuencias deposicionales (Alegret, 1999). Dentro de ellas se han diferenciado dos facies de rudistas en función de la embergadura de las bioconstrucciones (Fig. 4):

Facies C1 (secuencia 1): Calizas con rudistas en las que se distinguen las tres subfacies anteriormente citadas, y en las que se han reconocido las asociaciones A1, A2 y A3. La matriz que aparece englobando a estos organismos es una matriz micrítica grumosa, y constituye desde un 30 hasta un 65%. Esta unidad alcanza una potencia de 46 m. En el sector de Aniés, alterna con una facies similar constituída principalmente por corales (facies D citada por Alegret, 1999). A techo de esta facies aparece un nivel muy bioturbado, y limita con la facies suprayacente mediante una importante discontinuidad sedimentaria

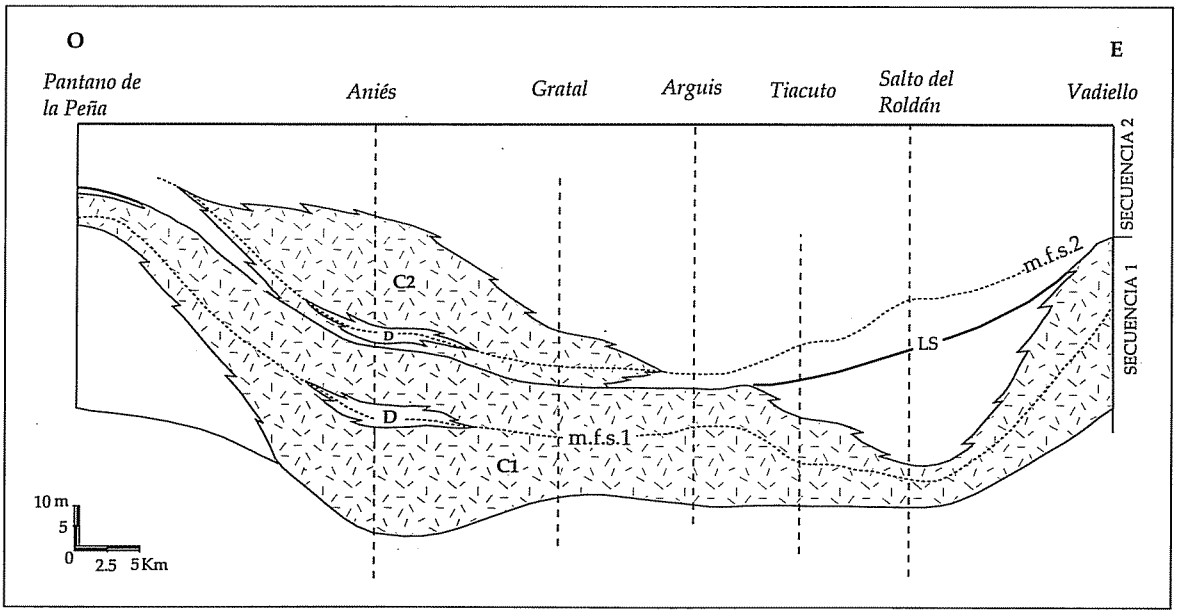


Figura 4. Panel de correlación de las facies C1, C2 y D en el Prepirineo aragonés. *m.f.s.1*: superficie de máxima inundación secuencia 1; *m.f.s.2: idem* secuencia 2; L.S.: límite entre las secuencias 1 y 2. (Alegret, 1999)

que aparece reflejada en un nivel con una pátina ferruginosa e intensa bioturbación.

Facies C2 (secuencia 2): Caracterizada por la presencia de extensos bancos tabulares bien estratificados de unos 0.5 m de espesor, y de textura *boundstone,* construídos por la especie colonial *Praeradiolites ciryi* (Floquet). Hacia la base aparece intercalada con la facies D, pasando gradualmente desde unos niveles dominados por corales, a otros con asociación de corales y rudistas, para acabar en una facies dominada por rudistas. En la mitad inferior aparecen intercalados niveles masivos muy bioturbados. La potencia máxima alcanzada es de 32 m, en el sector de Aniés, y se acuña pasando lateralmente a facies más someras (Alegret, 1999).

La facies C1 está caracterizada por la presencia de rudistas elevadores que crecían en manojos y agregados laxos, enclavados y sostenidos por el sedimento que se acumulaba a su alrededor y sobresaliendo sólo una pequeña parte de la concha por encima de la superficie del sustrato. Para este tipo de crecimiento, Gili *et al.*(en prensa) han propuesto el término *constratal.* La disposición de los rudistas no genera relieves importantes, a lo sumo se encuentran texturas *bafflestone* por yuxtaposición de pequeños parches de rudistas o ramilletes. Según la terminología propuesta por Gili *et al.* (en prensa), en la facies C2 el crecimiento de los rudistas se denomina *superstratal,* y en este caso las conchas sobresaldrían ampliamente del sustrato, generando una estructura orgánica elevada capaz de sostenerse. Estas bioconstrucciones también eran afectadas por corrientes marinas, pero eran más resistentes a la agitación. Los bancos bioclásticos que aparecen debieron ser originados por procesos más energéticos, capaces de desmoronar la estructura de los bancos bioconstruídos.

Interpretación: La facies C1 se interpreta como el máximo transgresivo alcanzado en el sector centro-oriental, dentro de un ambiente submareal de plataforma somera. Este medio presentaba una buena comunicación marina, pero la escasa profundidad del medio marino (incluso una o varias decenas de metros) podía someter a las comunidades bentónicas a cambios estacionales. Asimismo estos niveles submareales eran influenciados episódicamente por el efecto del oleaje de tormentas. La facies C2 corresponde al máximo transgresivo alcanzado en el sector centro-occidental. La caracterización paleontológica de la facies C2 indica que el depósito de ésta tuvo lugar en un medio submareal sometido a condiciones marinas más abiertas.

Conclusiones

En el Prepirineo aragonés se han identificado once especies de rudistas, en el Miembro Calizas con Rudistas de Arguis que se extiende a lo largo de todas las Sierras Exteriores. Se diferencian dos facies de rudistas, englobadas dentro de dos secuencias deposicionales y caracterizadas por distintas bioconstrucciones. En la facies C1 los rudistas eran elevadores y crecían aislados o en agregados laxos, con crecimiento *constratal.* En la facies C2 aparecen bioconstrucciones con relieve propio. Los rudistas de esta secuencia presentaban un crecimiento *superstratal.* Los rudistas crecían sobre y entre el sedimento carbonatado que se estaba depositando en la plataforma, sobre el material procedente principalmente de la biodegradación local de conchas preexistentes.

Habitaron los sedimentos del fondo de la plataforma, en aguas generalmente quietas, donde ocasionalmente eran perturbados por corrientes originadas por tormentas o fluctuaciones relativas del nivel del mar. En el sector de Gratal aparece una zonación biótica vertical de rudistas y corales hacia asociaciones dominadas por rudistas. Estas sucesiones se deben a somerizaciones de la plataforma, resultantes de acumulación de sedimento durante una situación estática del nivel del mar.

Agradecimientos

El presente trabajo se ha realizado con apoyo del Instituto de Estudios Altoaragoneses (Diputación de Huesca), bajo el programa de Ayudas a Proyectos de Investigacion, 1998. El análisis taxonómico ha contado con la inestimable colaboración del Dr. Enric Vicens (Universitat Autònoma de Barcelona). Ignacio Arenillas y Eustoquio Molina (Universidad de Zaragoza) han colaborado en la corrección del presente manuscrito.

Bibliografía

Alegret, L. 1999. *Estratigrafía y sedimentología del Cretácico superior en las Sierras Exteriores altoaragonesas. Análisis de sus comunidades de rudistas.* Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, (inédita).

Almela, A y Rios, J.M. 1951. Mapa Geol. de España 1:50.000, serie antigua, hoja nº 248 (Apiés). I.G.M.E. Ed., Madrid. 94 pp., 1 mapa.

Arqued, V., Almunia, A. y Ortiga, M. 1986. Sedimentación carbonatada de plataforma durante el Cretácico Superior en el sector oriental del Prepirineo aragonés. *XI Congreso español de sedimentología.* G.E.S. Barcelona. Resumen de comunicaciones, 15.

Carez, L. 1881. Etude des terrains crétacés du Nord de l'Espagne. Thése Doctorale, Univ. de Paris. 327 pp.

Hernández Pacheco, E. 1912. Ensayo de síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales,* **7**, 196 pp.

Gili, E., Skelton, P. W. 1994. Classificació paleoecològica de les formes dels rudistes- una eina per a l´anàlisis paleoambiental. *Bulletí de la Institució Catalana d´Historia Natural,* **61**, 97-116.

Gili, E., Skelton, P. W., Vicens, E. y Obrador, A. (en prensa). Corals to rudists: an environmentally induced assemblage sequence. En: Paleoenvironmental models for the benthic associations of Tethyan Cretaceous carbonate platforms. (Eds. J. Philip y P.W. Skelton), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*

Lobato, A. y Meléndez, A. 1988. Análisis de las facies carbonatadas del Cretácico superior en el sector de Arguis-Belsué (prov. de Huesca). *Congreso Geológico de España,* 1988. Comunicaciones, **1**, 99-101

Mallada, L. 1878. Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. *Memorias Comisión Mapa Geológico de España*, Madrid, 439 pp.

Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti K.J. y Hartevelt, J. J. A. 1968. Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **41**, 221-228

Molina, E. 1985. Excusión al Cretácico superior y Paleógeno del Prepirineo Oscense en el sector de Arguis. *Memorias I Jornadas de Paleontología*, Zaragoza, 235-247.

Pascual, O., Pons, J.M. y Vicens, E. 1989. Rudist Horizons in the Montsec (South Central Pyrenees). In: Wiedmann, J. (Ed.), *Cretaceous of Western Tethys.* Preceedings 3rd.Int. Cretaceous Symposium, Tübingen, 215-230.

Philip, J. y Bilotte, M. 1983. Les Rudistes du Sénonien de la France. Précisions stratigraphiques sur le Dordonien. *Géológie Méditerranéenne*, **10** (3-4), 183-192.

Rios, J.M. 1956. El Sistema Cretáceo en los Pirineos de España. *Memorias Instituto Geológico y Minero de España*, **57**, 1-128.

Skelton, P. W. y Gili, E. 1991. Paleoecological classification of rudist morphotypes. *Proceeding first Conference on Rudist* (Beograd, 1988). Serbian Geological Society. Special publication **2**, 265-287

Souquet, P. 1967. Le Crétace Supérieur sud-Pyrénéenen: Catalogne, Aragón el Navarre. Thèse de Doctorat. Faculté des Sciences de Toutouse, 530 pp. 1 supl. mapa geol. 1: 250.000

Vicens E. 1992. *Estudio de la fauna de rudistas (Hippuriridae y Radiolitidae) de los materiales cretácicos del Pirineo oriental: implicaciones bioestratigráficas.* Tesis de Doctorado, Universitat Autònoma de Barcelona, 3 v, 247 p.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Evolución de las asociaciones de microforaminíferos bentónicos en el límite Cretácico/Terciario de Aïn Settara, Tunicia

L. Alegret[1], E. Molina[1] y D. Peryt[2]
[1]Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España
[2]Institute of Paleobiology, Polish Academy of Sciences, 00-818 Varsovia, Polonia

Introducción

El límite Cretácico/Terciario (K/T) ha sido definido en Tunicia en un nivel litológico coincidente con una de las mayores extinciones en masa registradas en la historia de la Tierra. Los foraminíferos fueron afectados por los eventos ocurridos en el límite K/T, pero las causas de la extinción y/o evolución de las asociaciones se han explicado de diferentes maneras. En la mayoría de las hipótesis, las causas del cambio se relacionan directa o indirectamente con el impacto de un asteroide. En el caso de los foraminíferos planctónicos, en los que aproximadamente el 70% de las especies se extinguieron en coincidencia con el límite K/T, la mayoría de los autores han encontrado un modelo de extinción en masa catastrófica debido a causas extraterrestres (Smit, 1982; Coccioni y Galeotti, 1994; Molina *et al.*, 1996, 1998), mientras que Keller (1988) lo atribuye a múltiples causas terrestres.

En este trabajo se presenta el análisis cuantitativo de los microforaminíferos bentónicos realizado en muestras procedentes de Aïn Settara, Tunicia. Este corte es cercano al corte de El Kef –una de las secuencias más completas que incluyen el límite K/T- cuyas asociaciones de foraminíferos bentónicos a lo largo del límite K/T han sido estudiadas por Keller (1988) y Speijer y van der Zwaan (1994). El propósito de este trabajo es mostrar los cambios en las asociaciones de microforaminíferos bentónicos en el Maastrichtiense terminal y Daniense inferior y determinar si realmente fueron causados por el evento del límite K/T.

Material y métodos

El corte de Aïn Settara está situado en la región de Kalaat Senan, (Tunicia Central), 50 km al Sur del corte estratotípico del Kef (Fig. 1). El Cretácico superior y Daniense inferior del corte de Aïn Settara consisten en intervalos métricos de margas con intercalaciones decimétricas de areniscas más frecuentes en la base de la columna y hacia techo de la misma, donde se presentan en forma de secuencias estratocrecientes. Un nivel de 60 cm de potencia constituido por arcillas se sitúa justo en el límite K/T. La potencia total de los materiales estudiados es de 1.8 m. En este corte se ha realizado un muestreo de alta resolución, a intervalos centimétricos o decimétricos. Se han analizado un total de 19 muestras, 7 cretácicas y el resto paleógenas. Todas las muestras fueron disgregadas con la ayuda de H2O2, levigadas con un tamiz de 63 micras de luz de malla y secadas en una estufa a menos de 50°.

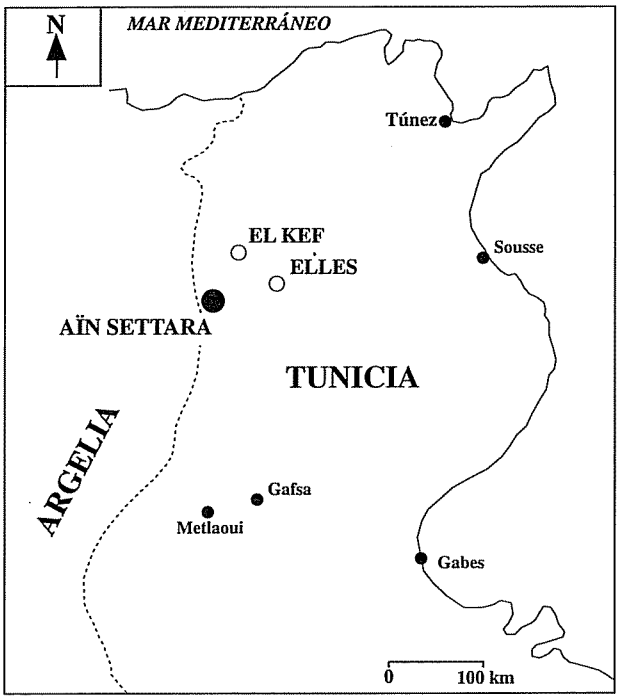


Figura 1. Situación geográfica del corte de Aïn Settara en Tunicia.

El análisis cuantitativo se ha realizado basándose en una fracción representativa de la fracción mayor de 106 micras de mas de 300 ejemplares, siendo este número menor en las tres primeras muestras situadas sobre el límite K/T. Excepto en estas tres muestras, en las que los procesos de disolución han afectado intensamente a los foraminíferos, la conservación de los foraminíferos bentónicos es muy buena, las conchas se encuentran rellenas de sedimento y únicamente las de morfología alargada aparecen fragmentadas. Todos los ejemplares han sido identificados y montados en celdillas para un posible reestudio de los mismos. A partir de las muestras estudiadas, se han calculado la abundancia relativa de foraminíferos planctónicos y bentónicos en las asociaciones, las abundancias relativas de los principales géneros, las proporciones entre formas de pared calcárea-hialina y aglutinada, abundancias relativas entre formas infaunales y epifaunales (DOI), asi como las existentes entre los distintos morfogrupos de foraminíferos bentónicos.

Bioestratigrafía

Se ha utilizado la bioestratigrafía basada en foraminíferos planctónicos establecida por Molina *et al.* (1996), y que Arenillas *et al* (en prensa) reconocieron en Aïn Set-

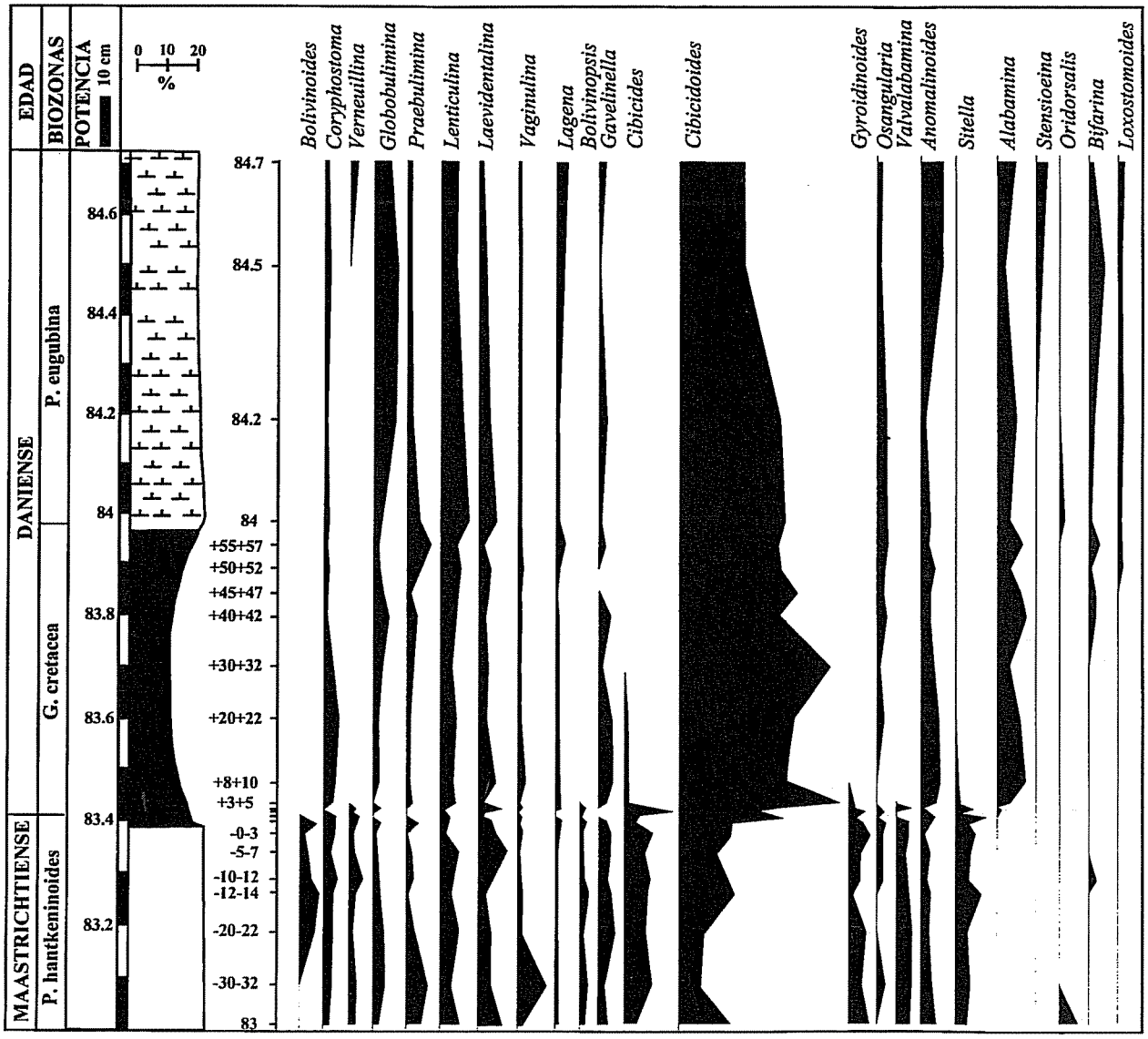


Figura 2. Abundacia relativa de los géneros dominantes (frecuencia de aparición superior al 3.5% del total de foraminíferos bentónicos en al menos una muestra) en el intervalo del límite Cretácico/Terciario en Aïn Settara.

tara tras el detallado análisis de las mismas muestras empleadas en el presente trabajo. Estos autores han reconocido en el corte de Aïn Settara las Biozonas de *Abathomphalus mayaroensis y Plummerita hantkeninoides* para el Maastrichtiense superior, y las Biozonas de *Guembelitria cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina* y *Parasubbotina pseudobulloides* para el Daniense inferior. La parte estudiada de este corte corresponde a la parte superior de la Biozona de *P. hantkeninoides* (40 cm de potencia), a la Biozona de *G. cretacea* (60 cm) y a la parte inferior de la Biozona de *Pv. eugubina* (80 cm).

Resultados y discusión

En el presente trabajo se ha empleado la sistemática de Loeblich y Tappan (1988) y se han identificado 97 géneros de foraminíferos bentónicos, los cuales aparecen registrados en todas las muestras excepto en una (STWA 2). Esta muestra contiene una cantidad anómala de iridio, espinelas de Ni, etc, que evidencian un posible impacto meteorítico (Dupuis *et al.*, en prensa). En las siguientes muestras STWA 3, STWA4 y STWA 5 las conchas de foraminíferos no son frecuentes y están mal conservadas. El mayor número de géneros de foraminíferos aparece registrado en el Maastrichtiense superior. En el límite K/T se da un brusco descenso en la diversidad, y el número de géneros disminuye a 16-19 en el Daniense inferior (Biozona de *G. cretacea*). Es probable que estos valores sean incluso menores, dado que se han encontrado evidencias de retrabajamiento en esta parte de la sección. A partir de la muestra STWA +20+22 (parte superior de la Biozona de *G. cretacea*) el número de géneros aumenta progresivamente aunque no supera la diversidad alcanzada bajo el límite K/T. Los géneros identificados representan 4 subórdenes: Textulariina, Lagenina, Miliolina y Rotaliina. Las asociaciones de foraminíferos bentónicos están dominadas por representantes de los subórdenes

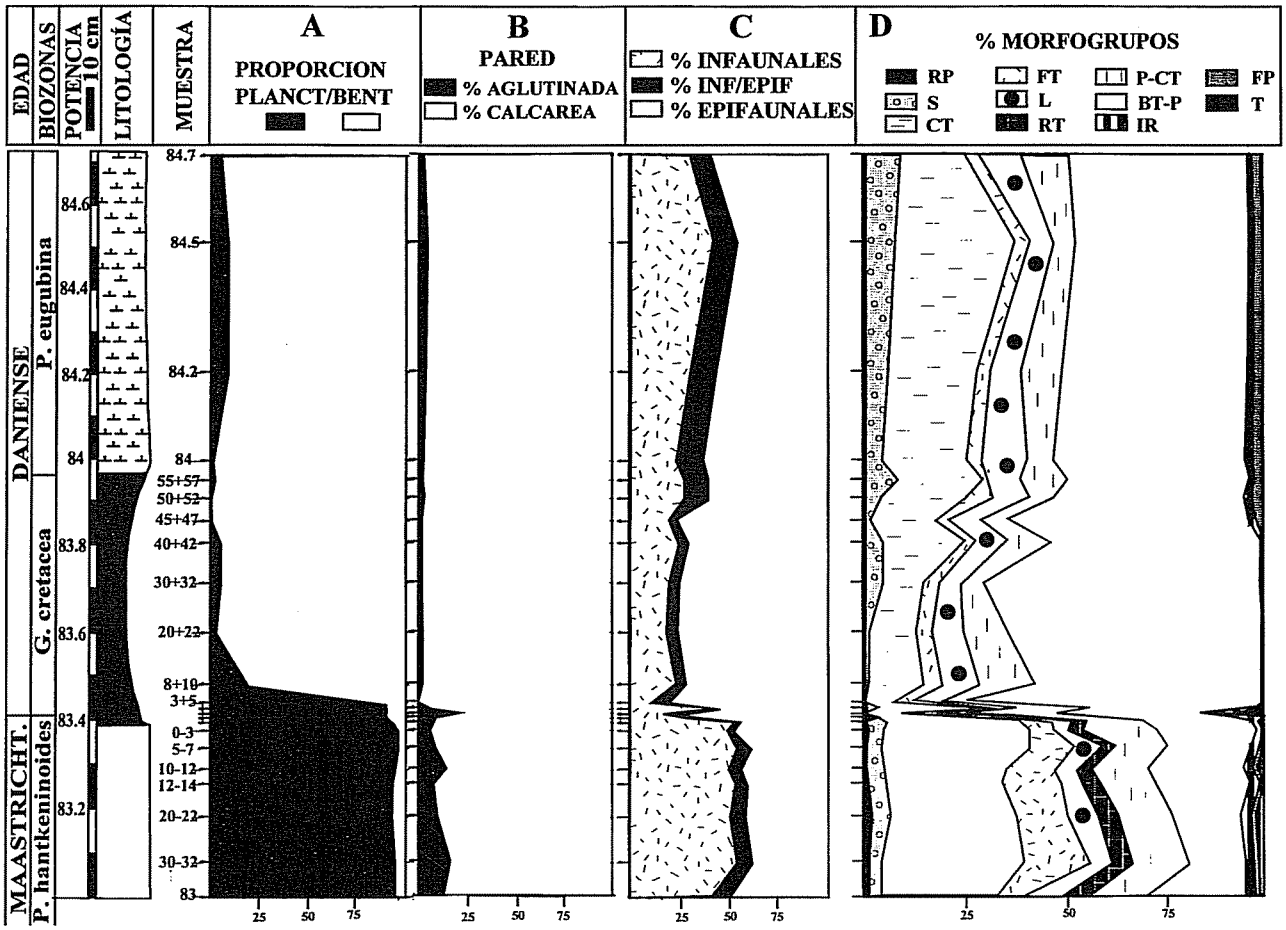


Figura 3. A: Proporción P/B; B: Porcentaje de foraminíferos bentónicos aglutinados y calcáreos; C: Proporción de morfogrupos infaunales/epifaunales; D: Abundancia relativa de los distintos morfogrupos de foraminíferos bentónicos: RP, redondeados planispiralados; S, esféricos; CT, cilíndricos alargados; FT, alargados aplanados; L, lenticulares; RT, redondeados trocospiralados; P-CT, planoconvexos trocospiralados; BT-P, biconvexos trocospiralados-planispiralados; IR, irregulares; FP, planispiralados aplanados, streptospiralados; T, tubulares o ramificados.

Lagenina (*Lenticulina, Vaginulina, Laevidentalina, Pyramidulina, Lagena*) y Rotaliina (*Cibicidoides, Cibicides, Gavelinella, Anomalinoides, Sitella y Alabamina*). (Fig. 2).

La proporción entre foraminíferos planctónicos y bentónicos (P/B) en el intervalo estudiado está claramente polarizada: muy alta en el Maastrichtiense superior (90-94%) y muy baja en el Daniense inferior (Fig. 3 A).

Entre las asociaciones de foraminíferos bentónicos estudiadas dominan las formas calcáreas-hialinas, siendo los foraminíferos aglutinados componentes minoritarios. En el Maastrichtiense terminal este grupo varía entre el 6 y 16%, mientras que en el Daniense basal estos valores no superan el 5% (Fig. 3B).

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos del Maastrichtiense terminal están compuestas por morfogrupos mixtos infaunales y epifaunales, donde los taxones epifaunales constituyen el 50-60% de las asociaciones (Fig. 3C). El morfogrupo infaunal está dominado por formas alargadas, cilíndricas o aplanadas, mientras que entre los morfogrupos epifaunales dominan las formas trocospiraladas plano-convexas o biconvexas y planispiraladas. Estas proporciones cambian en el límite K/T. En el Daniense inferior la abundancia de formas infaunales decrece drásticamente hasta un 10% en la muestra STWA +3+5. El breve aumento de las formas infaunales en la muestra STWA 5 es probablemente resultado del influjo de formas cretácicas retrabajadas. A partir de la muestra STWA +8+10 las proporciones de formas infaunales en las asociaciones aumentan significativamente constituyendo hasta un 20-35% de las asociaciones. Sin embargo, estos valores son muy inferiores a los del Maastrichtiense terminal.

La elevada proporción P/B y la alta diversidad a finales del Cretácico en la sección estudiada sugieren el depósito en una plataforma externa-talud superior. Estimaciones similares acerca de la profundidad del mar al Norte de Tunicia fueron dadas por Keller (1988) y van der Zwaan y Speijer (1994) en El Kef, y por Brinkhuis y Zachariasse (1988) en El Haria.

Las asociaciones de foraminíferos en la región estudiada son politáxicas y tienen una estructura trófica compleja, lo que indica una generalizada estabilidad ambiental. Se corresponden con la asociación Tetisiana Marginal de Widmark y Speijer (1997). En el límite K/T tuvo lugar un drástico cambio faunal: la riqueza de géneros cayó

repentinamente hasta los valores más bajos, y la abundancia de morfotipos infaunales descendió drásticamente. La proporción P/B disminuyó bruscamente, y varios taxones se extinguieron, mientras que los taxones Lázaro desaparecieron temporalmente y reaparecieron en el Daniense inferior. Van der Zwaan y Speijer (1994) documentan resultados similares en El Kef. Keller (1988) explica el cambio faunal en el límite K/T como resultado de una regresión marina en esta región; los foraminíferos bentónicos de aguas profundas se habrían extinguido tras la somerización del mar. Sin embargo, Van der Zwaan y Speijer (1994) excluyen las variaciones mayores del nivel del mar para este evento. Según estos autores, el cambio faunal en el límite K/T se debe a la escasez de oxígeno, en combinación con un descenso de la productividad primaria.

El aporte de alimento y oxígeno son parámetros fundamentales en la composición de los foraminíferos y su abundancia (ej. van der Zwaan, 1982; Corliss y Chen, 1988; Sen Gupta y Machain Castillo, 1993; Jorissen *et al.*, 1995). Los datos obtenidos en la sección de Aïn Settara sugieren la siguiente sucesión de eventos a lo largo del límite K/T:

1- Productividad normal o alta en el Maastrichtiense terminal, con aporte suficiente de partículas alimenticias de las aguas superficiales a los organismos bentónicos; las asociaciones de foraminíferos bentónicos se encuentran altamente diversificadas y compuestas por una mezcla de morfogrupos infaunales y epifaunales.
2- Caída repentina del aporte alimenticio a los organismos bentónicos en el límite K/T, reflejada por la extinción de algunos taxones y migraciones temporales de otros; las asociaciones de foraminíferos bentónicos que sobrevivieron se caracterizan por la escasez de ejemplares y por el dominio de morfogrupos epifaunales.
3- Período con condiciones oligotróficas en la superficie con aporte limitado de partículas alimenticias al fondo marino durante el Daniense inferior (parte superior de las biozonas *G. cretacea* y *P. eugubina*); las asociaciones de foraminíferos bentónicos estaban dominadas por morfogrupos epifaunales.

Conclusiones

En el límite K/T de Aïn Settara, Tunicia, se observa un cambio faunal significativo en las asociaciones de microforaminíferos bentónicos que coincide con la anomalía de iridio y otras evidencias de impacto meteorítico.

En el Maastrichtiense terminal las asociaciones de microforaminíferos betónicos son politáxicas e indican cierta complejidad en su estructura trófica, reflejo de la estabilidad ambiental reinante a finales del Cretácico. En la parte basal de la Biozona de *G. cretacea* las asociaciones de foraminíferos bentónicos están muy empobrecidas en abundancia y diversidad, en comparación con los sedimentos infra y suprayacentes. La escasez de foraminíferos en la parte inferior de la Biozona de *G.cretacea*, así como los cambios en su composición morfotípica indican una disminución repentina en el aporte alimenticio a los organismos bentónicos. Estos cambios en las asociaciones de foraminíferos estudiadas reflejan un colapso ambiental instantáneo y catastrófico; parece existir una relación de causa y efecto entre el impacto meteorítico y el cambio en los foraminíferos, que en el caso de los pequeños foraminíferos bentónicos se manifiesta con la drástica reorganización de las asociaciones y la extinción de algunos géneros en el límite K/T.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Chistian Dupuis (Universidad de Mons, Bélgica) su colaboración en los muestreos, y a Ignacio Arenillas (Universidad de Zaragoza) y José Antonio Arz (Universidad Autónoma de Nuevo León, México) su aportación de datos inéditos sobre foraminíferos planctónicos. Laia Alegret disfruta de una beca F.P.I. del Ministerio de Educación y Cultura, nº ref: FP98. Esta investigación se ha realizado en el marco del proyecto DGES PB97-1016.

Bibliografía

Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E. y Dupuis, C., en prensa. The Cretaceous/Tertiary boundary at Aïn Settara, Tunisia: Sudden catastrophic mass extinction in planktic foraminifera, *Journal of Foraminiferal Research.*

Brinkhuis, H. y Zachariasse, W.J. 1988. Dinoflagellate cysts, sea level changes and planktonic foraminifera across the Cretaceous-Tertiary boundary at El Haria, nortwest Tunisia, *Marine Micropaleontology*, **13** (2), 153-191.

Coccioni, R. y Galeotti, S. 1994. K/T boundary extinction: Geologically instantaneous or gradual event? Evidence from deep-sea benthic foraminifera. *Geology*, **22**, 779-782.

Corliss, B.H. y Chen, C. 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. Geology, **16**, 716-719.

Dupuis, C., Steurbaut, E., Molina, E., Rauscher, R., Tribovillard, N. P., Arenillas, I., Arz, J. A., Robaszynski, F., Caron, M., Robin, E., Rochia, R., Lefeure, I., Schuler, M., y Larque, P., en prensa: Biotic evolution and events across the Cretaceous/Tertiary (K/T) boundary in the Aïn Settara section (Kalaat-Senan area) of Central Tunisia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*

Jorissen, F. J., de Stigter, H.C. y Widmark, J.G.V. 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats, *Marine Micropaleontology*, **26** (1/4), 3-15.

Keller, G. 1988. Biotic turnover in benthic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66** (3/4), 153-172.

Loeblich, A. R. Jr y Tappan, H. 1988. *Foraminiferal Genera and Their Classification.* Van Nostrand Reinhold Company (ed), 2 vol, 1-970; 1-21.

Molina E., Arenillas I y Arz J. A. 1996. The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost, Spain. *Revue de Micropaléontologie*, France, **39** (3), 225-243.

Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J. A. 1998. Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropicla and temperate latitudes. *Bulletin de la Societé geologique de France,* **169** (3), 351-363.

Sen Gupta, B. K. y Machain-Castillo, M.L. 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, **20**, 183-201.

Smit, J. 1982. Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geological Society of America Special Paper,* **190**, 329-352.

Speijer, R. P. y van der Zwaan, G. J. 1994. Extinction and survivorship patterns in southern Tethyan benthic foraminiferal assemblages across the Cretaceous/Paleogene boundary. *Geologica Ultraiectina*, **124**, 19-64.

Van der Zwaan, G.J. 1982. Paleoecology of late Miocene Mediterranean foraminifera. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, **25**, 202 pp.

Van der Zwaan, G.J. y Speijer, R. 1994. Extinction and survivorship patterns in southern Tethyan benthic foraminiferal assemblages across the Cretaceous/Paleogene boundary, *Geologica Ultraiectina*, **124**, 19-64.

Widmark, J.G.V. y Speijer, R.P. 1997. Benthic Foraminiferal Faunas and Trophic Regimes at the Terminal Cretaceous Tethyan Seafloor, Palaios, **12**, 354-371

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Historia paleogeográfica de la vegetación de Gredos a través de los datos aportados por la Palinología

A. Andrade Olalla

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Alcalá de Henares

Al hablar sobre la historia de la vegetación de las sierras de Gredos, la primera pregunta que asalta la mente es dónde colocar el listón, es decir, ¿Dónde comienza la historia de la vegetación de Gredos? y, acto seguido, otra duda: ¿Cuáles son las causas que han contribuido a la variabilidad vegetal de estas sierras?

Estas cuestiones, a la hora de llevar a cabo este tipo de tarea, suponen comenzar por desarrollar cierta capacidad de síntesis para poder dar respuestas comprensibles al tema y concluir que la vegetación de una zona concreta nos llega heredada de situaciones anteriores, cada una de las cuales deja su huella en el territorio. Ese conjunto de impresiones son las que nos informarán, siempre que seamos capaces de interpretarlas adecuadamente, de porqué la vegetación se compone de tales plantas, desde cuándo está ahí y porqué se distribuyen de esa manera.

De este modo, se expone una visión general de la historia de la vegetación a partir de un período en el cual, las circunstancias acaecidas en él, influyeron en la evolución de la vegetación hasta llegar a la actualidad. Así se ha establecido que esta época sería a finales del Terciario, con una visión más pormenorizada durante el Cuaternario, ya que se considera que en este período se establece definitivamente la flora actual del Sistema Central, debido fundamentalmente al fenómeno glaciar, primero y al fenómeno humano, después.

Según algunos autores (Costa & *al.*, 1990), uno de los acontecimientos que más han influido en la vegetación ibérica fue la "crisis de salinidad" y consiguiente desecación parcial de la cuenca mediterránea, que se produjo hace 6,5 millones de años (Mioceno superior), probablemente en relación con el final de la orogenia alpina y el choque de las placas ibérica y africana, cuyas consecuencias fueron, sobre todo, la expansión de plantas propias de ambientes esteparios procedentes del Este de Europa. Junto a la presencia de formaciones halófilas (favorecidas por el aumento de salinidad debido a la desecación parcial mediterránea), existían bosques de plantas lauroides, pertenecientes a géneros tales como *Magnolia, Laurus*, etc. Se tiene constancia de la presencia de bosques abiertos xerofíticos de *Pinus* y *Juniperus* y plantas esteparias de los géneros *Artemisia, Centaurea, Plantago,* etc, y de las familias Chenopodiaceae y Poaceae, sobre todo en el interior peninsular.

Hace unos 3,2 millones de años (Plioceno inferior-superior), y posiblemente en relación con la modificación de las corrientes marinas debidas al cierre del estrecho de Panamá, se producen en la Península una serie de variaciones climáticas, que conllevan a una disminución de las precipitaciones estivales, estableciéndose un ritmo climático de tipo mediterráneo, que provoca un empobrecimiento en especies de hábitat templado, como *Taxodium*. En cambio, aumentan las coníferas (*Pinus*, esencialmente y también *Cedrus*) y comienza una mayor representación de plantas de carácter típicamente mediterráneo, como especies de los géneros *Olea, Pistacia, Quercus* (de hoja esclerófila). Este proceso culmina hace unos 2,3 millones de años (Plioceno superior), cuando comienzan las primeras manifestaciones de enfriamiento en el Norte de Europa, cuyo reflejo en la vegetación se manifiesta con el desarrollo de formaciones abiertas que recuerdan a las tundras, con el desarrollo de gramíneas, ciperáceas, ericáceas, etc.

A partir de este momento, el comportamiento de la vegetación se hace alternante, es decir, oscila entre formaciones de carácter abierto más o menos denso, que se repiten a lo largo del período Pleistoceno. Estas fluctuaciones responden a fases glaciar-interglaciar, que en la cuenca mediterránea se traduce en un fenómeno de pluviosidad-xericidad, que determina la extensión de densos bosques caducifolios o perennifolios, en fases más o menos húmedas y formaciones esteparias en las fases más secas. Como consecuencia de esta sucesión de ciclos glaciar-interglaciar, muchas de las especies que estaban ligadas al ambiente subtropical reinante en el Terciario, desaparecieron progresivamente (Costa & *al*, 1990). No obstante, en la región que nos ocupa, nos quedan herencias del clima cálido y húmedo que debió regir en el período anterior, en el que abundaba el bosque de hoja lauroide o laurisilva, y que a nosotros ha llegado a través de algún taxón como el loro (*Prunus lusitanica)*, formando pequeños bosquetes relictos, que en la actualidad se refugian en algunas gargantas en la vertiente sur de Gredos (Candeleda, Arenas de S. Pedro, Poyales del Hoyo) y sobreviven en los bosques riparios dominados por el aliso (*Alnus glutinosa*), bajo un microclima especialmente favorable.

Debido a los cambios climáticos derivados de las fases glaciares, en las que los hielos llegan al norte de la Península y cubren las montañas elevadas y, de las fases interglaciares, con un clima más cálido y húmedo, producen en unos casos los movimientos migratorios de plantas, hacia regiones más meridionales, o hacia zonas más bajas de las montañas en períodos más fríos, donde se acantonan en zonas-refugio. En otros casos, se produce la extinción de otras especies, las que no pudieron superar las barreras físicas, como las montañas, o las climáticas, como son los rigurosos fríos de una fase glaciar.

Las migraciones vegetales, en una dirección u otra, dependiendo del sentido del cambio climático, son importantes a la hora de comprender la actual distribución de la vegetación de estas sierras. En fase glaciar, las plantas descienden de las montañas y tratan de migrar hacia el sur, aunque a veces no puedan salvar las barreras

montañosas; en fase interglaciar, las plantas típicas de montaña retroceden y se refugian en las cumbres, adquiriendo un carácter propio.

La consecuencia de los cambios climáticos mencionados son sucesivas migraciones, en las que el Sistema Central en general, recibe diversas influencias florísticas, que se traducen en la presencia de ciertas plantas, características a grandes rasgos, de tres grupos de vías migratorias:

a.- Vía eurosiberiana y pirenaico-orocantábrica: plantas que proceden de Europa, los Pirineos y la Cordillera Cantábrica, que descenderían a través del Sistema Ibérico, penetrando por el sector oriental del Sistema Central. Por eso, la influencia es mayor en la sierra de Ayllón y disminuye hacia el Oeste.

b.- Vía atlántica y occidental ibérica: plantas que proceden de Noroeste y oeste de la Península, y penetran por las sierras salmantinas, disminuyendo su influencia hacia el Este.

c.- Vía levantina y meridional: plantas procedentes del Sistema Ibérico meridional, y algunas de Sierra Nevada, de carácter más termófilo y calcícola, por lo que son escasas en el Sistema Central (Luceño, 1990).

La forma en que las plantas llevan a cabo estas migraciones es mediante el transporte de algunas de sus partes, tales como semillas, frutos, rizomas, bulbos, etc., utilizando como medio el viento, los animales o las corrientes de agua, aunque éstas en el menor de los casos. Estos movimientos están muy condicionados, sobre todo, por barreras físicas, tales como alineaciones montañosas, dispuestas transversalmente, o mares y océanos, así que pueden constituirse en factores importantes en la extinción de muchas especies. Sin embargo, las que consiguieron atravesar estos obstáculos, se adaptaron de manera progresiva a las condiciones de mayor xericidad, individualizándose como elementos mediterráneos de entidad propia.

Al comienzo del Tardiglaciar, es decir, entre los 15.000 y los 13.000 años B.P. (Before Present, siendo el año cero, 1.950), se mantiene la hegemonía de las formaciones herbáceas y arbustivas, ya que las condiciones climáticas son fundamentalmente frías y áridas, propias del final de una fase glaciar, con lo cual, la vegetación es esencialmente estépica, (*Artemisia, Chenopodiaceae, Poaceae)* (Gómez-Lobo, 1.993). En este periodo, comienza a mejorar el clima, que propicia la recuperación de las formaciones arbóreas que debieron predominar en la Cordillera Central, como los bosques de coníferas, principalmente de pino silvestre (*Pinus sylvestris*), tejo (*Taxus baccata),* enebros (*Juniperus communis, J. oxycedrus*) y sabinas albares *(Juniperus thurifera*). Al terminar el último período glaciar, hace aproximadamente unos 10.000 años, el clima, hasta ahora árido y frío, se suaviza progresivamente y, del dominio herbáceo primero y de las coníferas, después, se pasa al avance de plantas que hasta ahora estaban en pequeña proporción, que incluso llegan a desplazar a las coníferas, como es la familia de las fagáceas, árboles tales como el haya (*Fagus sylvatica),* el roble, el quejigo, el alcornoque y la encina (*Quercus sp.).*

Así que, ya en el Holoceno, los cambios en la vegetación en la Península Ibérica están relacionados, en primer lugar, con los parámetros climáticos generales y, particularmente en las altas montañas, con la circulación del aire en altura (incluyendo el efecto de ladera, con corrientes ascendentes y descendentes, debido a las diferencias de temperatura que se producen entre el día y la noche) y en segundo, con las actividades que de estas áreas hace el hombre a lo largo de su historia.

La obtención de datos paleoclimáticos e históricos a partir de la vegetación se realiza a través del análisis de turberas, situadas principalmente en áreas de alta montaña, donde su formación está favorecida, aunque no exclusivamente, ya que tambien hay depresiones en zonas de menor altitud muy favorables para el desarrollo de turba.

La metodología habitual en los estudios paleopalinológicos se establece basándose en los sedimentos turbosos, que conservan el polen a través del tiempo (dado que las turberas se caracterizan por el aumento de su potencia con el tiempo) y que los granos de polen constan de una pared polínica enormemente resistente al ataque químico y biológico; en la obtención de testigos de turba, generadas en zonas idóneas (antiguas lagunas o depresiones que se colmatan posteriormente con materia vegetal, aumentando su espesor a través del tiempo), que separamos en niveles en la fase de extracción (de 5-10 cm por regla general); en el posterior análisis químico de estos sedimentos para concentrarlos en polen, eliminando la materia sobrante, y por último, en su lectura, en forma de preparaciones observables al microscopio óptico. Para una mejor interpretación de dichos datos, que nosotros obtenemos en forma de número de granos de polen de cada tipo identificado, por nivel de testigo analizado, realizamos lo que se denomina Diagrama Polínico, expresión gráfica de los datos obtenidos. Estos diagramas se obtienen, mediante programas informáticos específicos (G1PAL, TILIA, etc.) como porcentajes de cada tipo polínico, con respecto al total de granos de polen encontrados en un nivel. El Diagrama de cada sondeo representa:

En ordenadas: Número de muestra, profundidad de la muestra, dataciones de ^{14}C, a la profundidad conveniente, polen total, zonación polínica, columna litológica.

En abscisas: Porcentaje relativo de taxa/muestra, porcentaje relativo de pólen arbóreo, frente al pólen no arbóreo (PA/PNA).

Con estos datos hemos podido establecer la historia de la vegetación holocena para la sierras de Gredos:

Hacia los 6.000 B.P. [5.270±90 B.P. (Beta-Analytic)], en la Sierra de Béjar, los datos de polen fósil indican que la vegetación se caracteriza por la dominancia del abedul (*Betula sp.*) (Atienza, 1.993), de lo que se deduce que las condiciones ambientales en esa época eran de frío extremo y humedad, actuando como colonizador de espacios abiertos, sobre todo al final de períodos fríos; este mismo efecto queda patente en la Sierra de Gredos (Ruiz &

Acaso, 1983) y pino, en menor medida, en un tipo de bosque relativamente abierto. Al Noreste de Gredos y a menor altitud, en el Valle Amblés, con anterioridad a los 5.930±100 B.P. (Beta-Analytic), se desarrolla un bosque de carácter atlántico, con abedul y especies de *Quercus* tipo caducifolio (robles) como elementos predominantes (Dorado, 1.993), es decir, indican un régimen de precipitaciones mucho mayor que el actual y temperaturas más suaves para esta zona. A partir de esta edad, el bosque se torna hacia el tipo mediterráneo, detectándose la caída definitiva de *Betula*, mientras que elementos como *Pinus, Quercus* tipos caducifolio y perennifolio y *Olea* constituyen un bosque muy abierto, en el que el clima tiende a condiciones de mayor inestabilidad, con temperaturas más bajas; estas características definirían el tránsito hacia el período Subboreal. En la región continental de la Península Ibérica, el descenso de precipitación junto a la disminución de la influencia de las perturbaciones atmosféricas subtropicales, contribuirían a que la sequía fuera la característica dominante de este período (Font Tullot, 1988).

A partir de este momento, los datos reflejan un gran retroceso del bosque, con el tránsito hacia condiciones de mayor sequedad. Así, a los 4.020±70 B.P. (Beta-Analytic), en el período Subboreal, en la Sierra de Béjar (Atienza, 1.993), este retroceso es importante, detectado fundamentalmente por *Betula*, pasando a ser *Pinus* el principal protagonista del paisaje, iniciándose a partir de esta época un aumento matorral (Ericaceae) y de herbáceas (Poaceae). En el Valle Amblés (Dorado, 1.993), hacia los 2.953±68 B.P (UAB), *Pinus* es predominante; sin embargo, *Quercus* tipos caducifolio y perennifolio retroceden. Climáticamente, estos datos reflejan un clima bastante seco. Hasta ahora, las evidencias de impacto antrópico en la zona no son suficientemente significativas. En la Sierra de Villafranca-La Serrota (Andrade, 1.994), justo al Norte de Gredos, hacia los 2.620±80 B.P. (Beta-Analytic), el gran dominante es *Pinus,* seguido de *Betula*, que se define climáticamente como el final del período Subboreal, con grandes fases de sequía, seguidos de un aumento de pluviosidad.

Alrededor de los 2.500 B.P. aproximadamente, es decir, a comienzos del Subatlántico, la acción antrópica es muy patente en el área, con variantes en cada zona, ya que parece que los acontecimientos históricos se adaptaron más al microclima, provocado por los accidentes del terreno. Hacia la Sierra de Béjar, de carácter más oceánico que Gredos, el árbol predominante es el abedul, aunque a partir de este período, comienza su regresión, así como el desarrollo de *Quercus* tipo caducifolio. En este área se puede hablar de una sucesión de fases de vegetación, que coinciden, tanto con las condiciones climáticas, como las de uso humano. Así, se ha diferenciado una primera fase de dedicación ganadera, en la que todavía predomina *Pinus;* una segunda fase, que se define como una primera etapa de cultivos de castaño (*Castanea sativa*), nogal (*Juglans regia*) y vid (*Vitis vinifera*), en la que abunda el castaño y el roble, y una tercera fase que constituye la segunda etapa de cultivos de olivo (*Olea europaea*) y cereales, en la que predomina el primero, y tambien la encina (Atienza, 1993).

En la zona Norte de Gredos, los datos obtenidos de polen fósil coinciden con los eventos de carácter histórico, que tienen su reflejo en la vegetación: el primero es la recuperación de la vegetación durante la dominación romana, después del efecto negativo en los bosques que tiene la transición Subboreal-Subatlántico, sobre todo en lo que se refiere a los pinares (sobre todo albares) que existían en estas sierras. Este evento podría deberse al clima favorable para dicho taxón (período conocido como "Episodio Cálido Romano"), (Font Tullot, 1.988) y al abandono de áreas boscosas. Este efecto solo se detecta en la Sierra de La Paramera.

En la época medieval, los Diagramas Polínicos realizados en zonas, tanto de montaña, como de valle, en todas las alineaciones del Sistema, no dejan lugar a dudas: la regresión del bosque se generaliza, ya sea el abedular en la Sierra de Béjar, ya el pinar en el resto del territorio. La causa fundamental hay que buscarla en los datos históricos, como es el gran aumento que manifiesta la ganadería, de gran tradición secular. En las zonas serranas, en las que se establecen los trazados de las Cañadas Reales, que son muchas en todo el Sistema Central, los datos polínicos confirman la regresión del bosque, y además, se detecta más tempranamente, debido, no solo a las talas abusivas y los incendios que practican los pastores para la obtención de pastos, sino al descenso de la regeneración natural del bosque, al ser comidos los brotes y semillas de pino por el ganado.

El gran descenso de los bosques llega a ser irrecuperable al menos hasta finales del siglo pasado y el actual, de manera que se registran, también de forma generalizada y progresiva, aumentos en las concentraciones polínicas de aquellas especies que dominaban el territorio, pero debido esta vez a artificiales, y a veces inadecuadas, repoblaciones por parte del hombre o, cierta regeneración natural de aquellos que, debido a la desaparición de los anteriores, se hallan ahora favorecidos ya sea por el clima o por sus condiciones más adecuadas de germinación, como son, sobre todo, *Quercus* de tipo caducifolio y, a menores altitudes, perennifolio.

Bibliografia

Andrade Olalla, A. 1994. *Dinámica de la vegetación durante los últimos 3.000 B.P., en las Sierras de La Paramera, La Serrota y Villafranca (Avila), a partir del análisis polínico.* Memoria Doctoral. Departamento de Geología. 270 pp. Universidad de Alcalá de Henares. Madrid.

Atienza Ballano, M. 1993. *Evolución del paisaje vegetal en las Sierras de Béjar y Francia durante el Holoceno, a partir del análisis polínico.* Memoria Doctoral. Departamento de Geología. 253 pp. Universidad de Alcalá de Henares. Madrid

Dorado Valiño, M. 1993. *Evolución de la vegetación durante el Holoceno en el Valle de Amblés (Avila). Estudio palinológico.* Memoria Doctoral. Departamento de Geología. 212 pp. Universidad de Alcalá de Henares. Madrid.

Costa, M., Garcia, M., Morla, C. & Sainz, H. 1990. La evolución de los bosques de la Península Ibérica: una interpretación basada en datos paleobiogeográficos. *Ecología. Fuera de serie*, **1**, 31-58.

Font Tullot, I. 1988. Historia del clima de España. Cambios climáticos y sus causas. *Instituto Nacional de Meteorología. Madrid.*

Luis López, C. 1987. La Comunidad de Villa y Tierra de Piedrahíta en el Tránsito de la Edad Media a la Moderna. *Memoria Doctoral. 474 pp. Dip. Prov. de Avila. Institución Gran Duque de Alba.*

Luceño, M. 1990. Fitogeografía del Sistema Central. *Conferencia de Botánica en las III Jornadas de Verano de la Sierra de Gredos. El Barco de Avila. (inéd.)*

Luceño, M. & Vargas, P. 1991. *Guía botánica del Sistema Central Español.* Ed. Pirámide. 354 pp. Madrid.

Mancebo, J.M., Molina, J.R. & Camino, F. 1993. Pinus sylvestris L. en la vertiente septentrional de la Sierra de Gredos (Avila). *Ecología*, **7**, 233-245.

Ruiz Zapata, B. & Acaso Deltell, E. 1983. Análisis polínico de un depósito lacustre en el Macizo Central de Gredos (Avila). *Actas del IV Simposio de Palinología*, 423-432.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Observaciones preliminares sobre la locomoción de los carnívoros del Mioceno Inferior del yacimiento de Salinas de Añana (Álava)

M. Antón[1], G. López[2] y R. Santamaría[2]

[1]Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, C/ José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid

[2]Departament de Geologia (Paleontologia), Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra

Introducción

Las dos campañas de excavación realizadas hasta la fecha, en el yacimiento de icnitas de vertebrados del Mioceno inferior de Salinas de Añana (Álava) han permitido estudiar una superficie de estrato de 60 metros cuadrados, y en ella se han catalogado alrededor de 700 icnitas excepcionalmente bien conservadas, la mayoría de las cuales forman parte de rastros bien diferenciables (figura 1 y lámina 1, figura 1). Hasta la fecha, se han reconocido rastros atribuibles a tres tipos diferentes de carnívoros, a dos de artiodáctilos y a dos de aves.

Las icnitas se encuentran en un estrato de calizas de grano fino; lo que junto con el gran detalle que muestran permite precisar que se produjeron muy cerca de la orilla de un antiguo lago, dentro de la zona *strandline* de Cohen *et al.* (1991). En esta zona el contenido de agua del sedimento permite una excelente preservación, incluso de las pisadas de animales de pequeñas dimensiones; pero dado que la bioturbación tiende a destruirlas rápidamente, el enterramiento debe producirse al cabo de pocos días de quedar impresionadas Todas estas consideraciones vienen a indicar que se trataría de un lago sujeto a inesperadas inundaciones estacionales; lo que viene avalado por estudios sedimentológicos y reconstrucciones paleogeográficas (Dreikluft, 1996), que sugieren un modelo formado por ríos meandriformes y lagos efímeros durante el Oligoceno y el Mioceno inferior en esta región. Los estudios geológicos, tanto de ámbito regional como local (IGME, 1978, Dreikluft, 1996), datan el yacimiento de icnitas de Salinas de Añana como de edad Burdigaliense (= Aragoniense).

Icnitas de carnívoros

La gran abundancia de icnitas de carnívoros, tanto en número absoluto de rastros (15) como de icnoespecies (60% de las icnoespecies de mamíferos registradas) es remarcable; de hecho, los primeros trabajos sobre el mismo (Laumen, 1989, Antón Ortuzar *et al.*, 1993) ya destacaron la abundancia de icnitas de carnívoros. Por ello, esta primera aproximación al estudio de la locomoción de los vertebrados de Salinas de Añana se centrará en ellos; a pesar de que la descripción detallada de las icnitas no es el objetivo de este trabajo, sí que se ofrecerá una información sucinta sobre los rastros de los diversos carnívoros.

Los rastros de félidos son los más abundantes, habiéndose identificado un total de 10, con trayectorias muy rectas y cruzando el yacimiento en todas direcciones (figura 1). Las icnitas habrían sido realizada por un animal del tamaño de un lince ibérico; que, a grandes

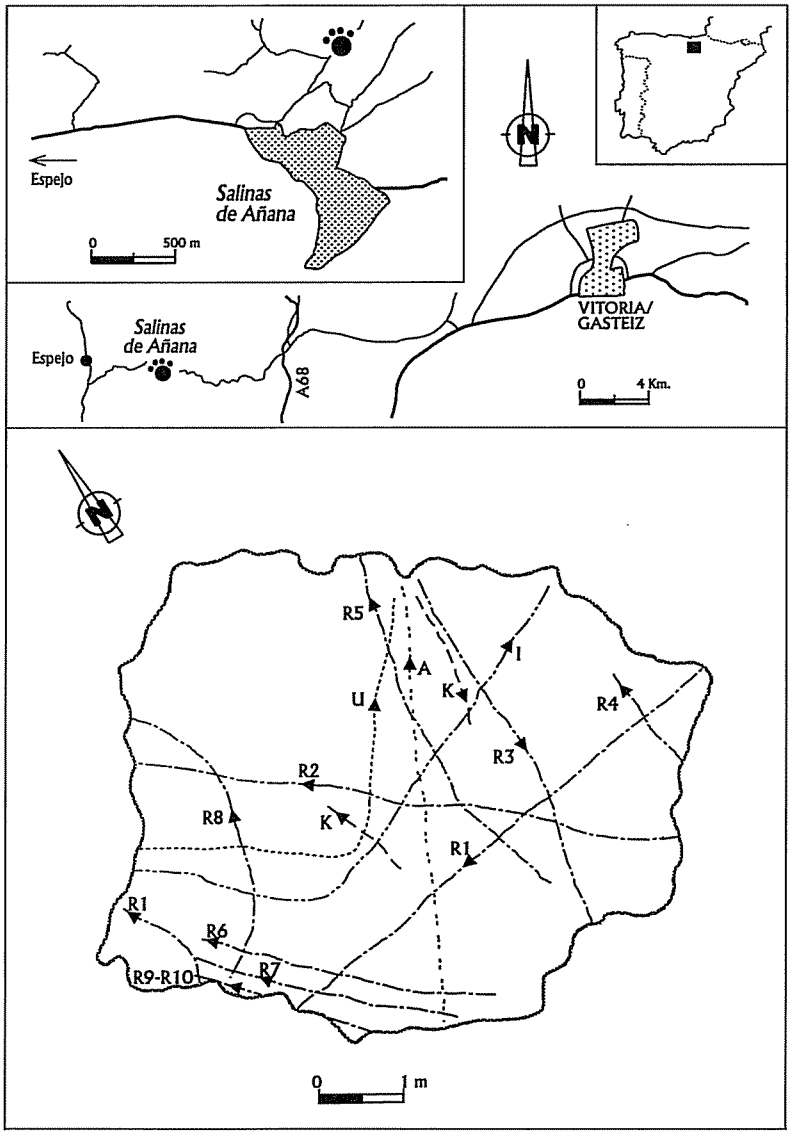


Figura 1. Mapa de situación del yacimiento, con indicación de los principales rastros que cruzan la parte excavada y omitiendo numerosos rastros de un pequeño artiodácilo. Los rastros están diferenciados por siglas en función de los posibles autores de las icnitas: A) aves, I) herpéstido, K) aeluroideo indeterminado, R) félidos (son destacables los rastros paralelos R6, R7, R9 y R10) y U) un pequeño artiodáctilo.

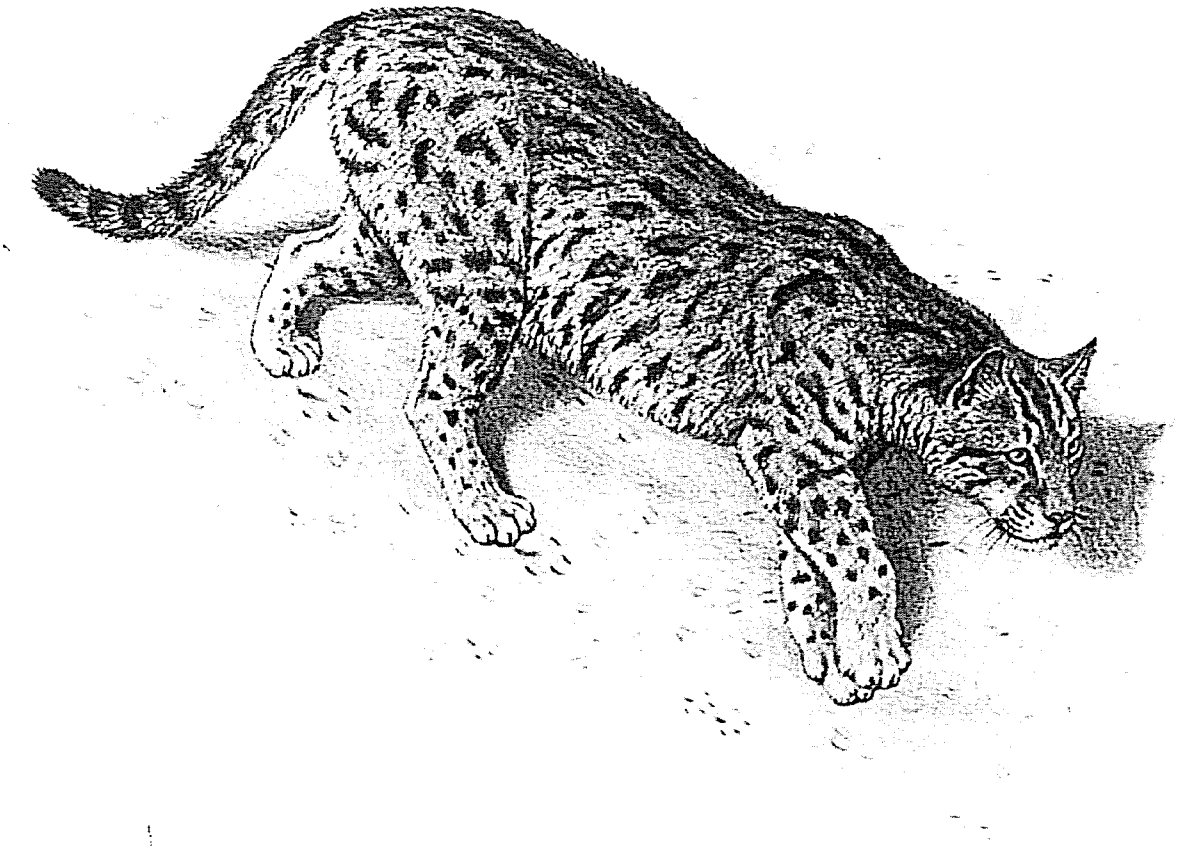


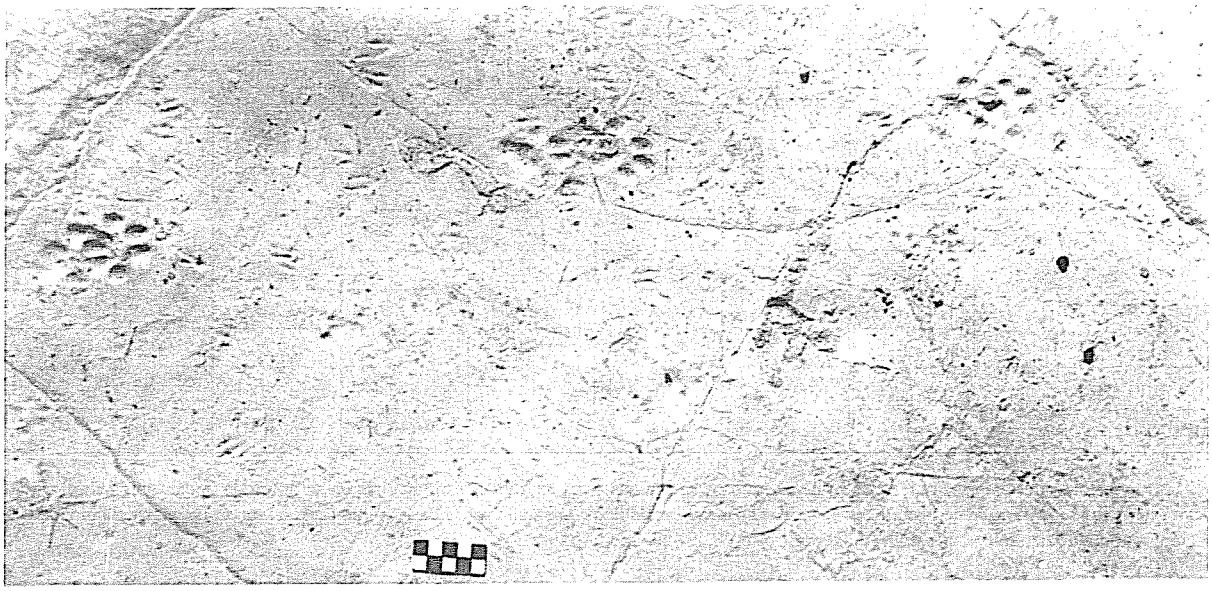
Figura 2. Reconstrucción del félido del Mioceno Inferior de Salinas de Añana, sobre el rastro R1. Las proporciones del ejemplar están basadas en las dimensiones del rastro y en la osteología conocida de *Pseudaelurus*, considerado como el posible autor del rastro.

rasgos, tendría dos principales diferencias con los félidos actuales: poseería una almohadilla interdigital más larga y mostraría una gran asimetría en algunas de las pisadas (lámina 1, figuras 1 y 2). Por lo que se le podría comparar con algunos vivérridos actuales de hábitat arbóreo que también produce pisadas bastante asimétricas. Dado que *Pseudaelurus*, félido característico del Mioceno inferior, también muestra diferencias análogas con los félidos actuales y todavía muestra algunas de las adaptaciones al hábitat arbóreo, propias de algunos antecesores vivérridos, se podría considerar que una pequeña especie de *Pseudaelurus* podría haber sido el autor de los rastros. Por otro lado, las dimensiones de los huesos de las extremidades de ejemplares europeos de *Pseudaelurus* de edad Aragoniense (Ginsburg *et al.*, 1981) coinciden en gran medida con el tamaño estimado del autor de los rastros de félido en Salinas de Añana (figura 2).

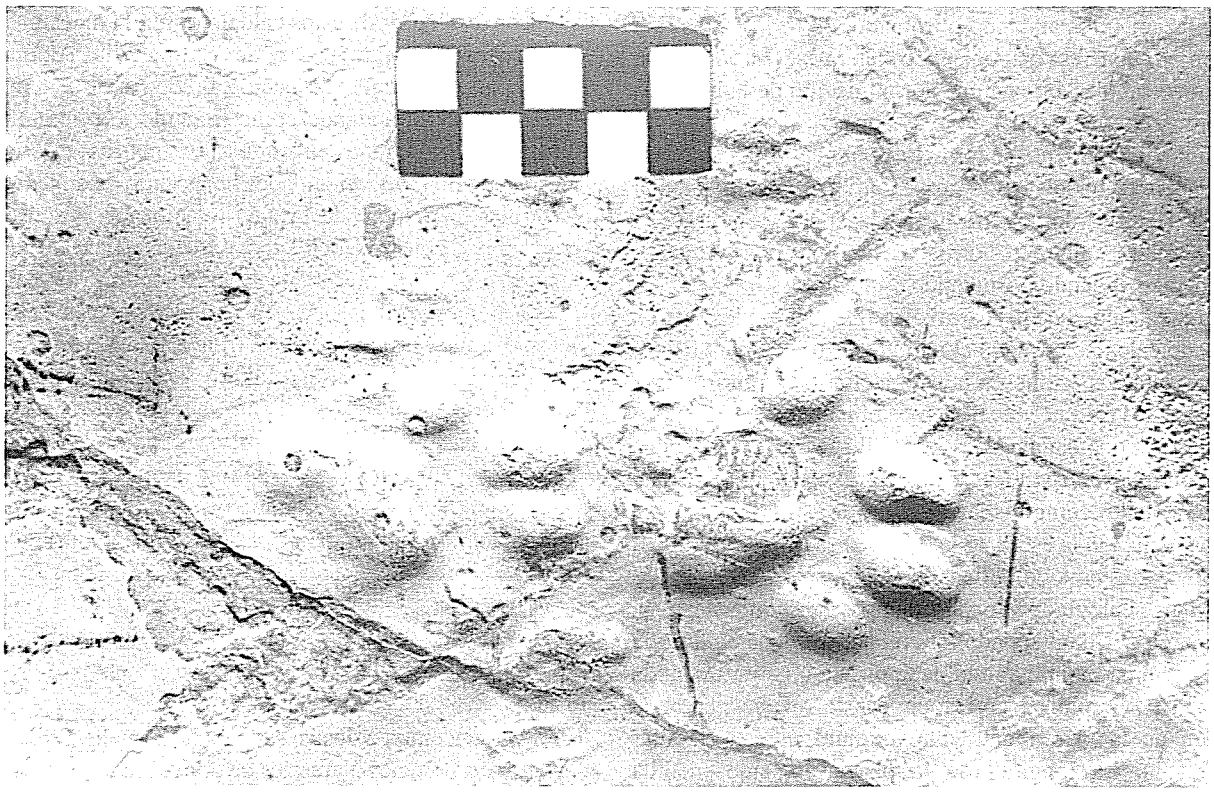
Se ha encontrado un rastro muy largo de herpéstido (figura 1), cuyas icnitas son muy semejantes en tamaño y morfología a la mangosta egipcia actual, *Herpestes ichneumon* (Stuart y Stuart). Hay que destacar que, a nuestro entender, este es el primer dato conocido sobre la morfología del pie de herpéstidos del Mioceno, por lo que su estudio detallado aportará valiosa información en la evolución de la familia. Es de prever que *Leptoplesictis*, el único género de herpéstido conocido en el Aragoniense, y que muestra una dentición primitiva al igual que el actual galidino *Galidia elegans* (Geoffroy), también dispusiese de un modelo de pie primitivo como la especie actual. En cualquier caso, las icnitas de herpéstido de Salinas de Añana, que bien podrían corresponder a *Leptoplesictis*, muestran unos pies evolucionados y adaptados a la locomoción terrestre.

También se han reconocido cuatro rastros de un pequeño carnívoro, con un tamaño próximo al de la jineta actual (figura 1). Estas icnitas son muy semejantes a las huellas de los vivérridos y félidos actuales, pero son asimismo parecidas a las que habrían dejado los hiénidos primitivos. De hecho, los hiénidos del Mioceno inferior, los ictiterinos, eran pequeños animales semejantes a los vivérridos actuales, y que al revés que éstos tenían cuerpos largos y uñas parcialmente retráctiles. Ambas características son evidentes en los rastros de Salinas de Añana, en los que la longitud es un décima parte de la distancia glenoacetabular, lo que implica un pie pequeño y un cuerpo largo, como en los vivérridos y los ictiterinos. En cualquier caso, existen demasiados interrogantes sobre estas icnitas como para poder realizar una atribución más detallada, y por otra parte tampoco es el objeto de este estudio.

LAMINA 1



1



2

Lámina 1. 1. Parte del rastro de félido R3. Son destacables los abundantes rastros de un pequeño artiodáctilo, presumiblemente perteneciente a la familia Cainotheridae. 2. Detalle de algunas icnitas del rastro R3, observándose claramente la almohadilla.

Rastro	R1	R2	R4	R6	I1	K3	KP	
Longitud media de la icnita (mm.)		48	44	51	48	42	22	23
n		36	24	10	26	58	15	6
distancia	extremo	394/440	368/388	465/482	360/397	245/292	194/234	
Glenoacetabular (mm.)	media	420	380	474	381	269	220	150
Stride (mm) = (	extremo	486/570	470/518	495/577	672/676	450/590	380/530	250/233
	media	520	500	540	735	520	440	240
Longitud de la falange (mm.)		22	20	23	22	14	12	12
Altura de la extremidad (mm.)	prop. 1	F.I. x 9	F.I. x 9	F.I. x 9	F.I. x 9	F.I. x5,8	F.I. x 9	F.I. x 9
	result. 1	432	396	459	432	244	186	186
	prop. 2	G.d.x0,9	G.d.x0,9	G.d.x0,9	G.d.x0,9	G.d.x0,9	G.d. x 1	
	result. 2	378	342	426	343	242	220	
Velocidad (m/s)		0,76	0,79	0,74	1,4	1,4	1,2	0,4
Número de Froude		0,15	0,18	0,13	0,52	0,76	0,71	0,09

Tabla 1. Dimensiones de los principales rastros de carnívoros de Salinas de Añana y sus estimaciones de la altura de la extremidad, velocidad ($v = 0{,}25xg^{0,5} x(^{1,67} xh^{-1,17})$) y número de Froude ($F=v^2/gxh$). Otros valores tenidos en cuenta son: F.I., longitud de la icnita; G.D., distancia glenoacetabular y P.I., longitud de la falange (ver las siglas de los rastros en la leyenda de la figura 2).

Locomoción, ecología y comportamiento

Las configuraciones de los rastros corresponden a desplazamientos andando o trotando, de forma simétrica y en secuencias diagonales o laterales. La distancia glenoacetabular, que da una aproximación de la longitud del cuerpo del animal vivo (Leonardi, 1987) ha sido medida directamente en los rastros. Esta es prácticamente constante en los rastros largos (tabla 1), lo que indica una poca flexión dorsoventral de la espina durante la locomoción, como es normal en los carnívoros que se desplazan andando o trotando (English, 1980).

La velocidad de los carnívoros que dejaron los rastros ha sido calculada usando el método de Alexander (1976). Estos cálculos requieren la estimación de la altura de la extremidad (femur más tibia más el metatarsal más largo más el 9%) en cada caso, y para ello se han revisado las proporciones corporales de los carnívoros comparables, tanto actuales como fósiles. A partir de estas dimensiones se ha realizado la estimación de la altura de la extremidad de los carnívoros de Salinas de Añana; y a partir de ello se han calculado la siguientes proporciones: la proporción 1 corresponde a la relación entre la altura de la extremidad y la longitud de la pisada o garra, mientras que la proporción 2 corresponde a la relación entre la altura de la extremidad y la longitud glenoacetabular (tabla 1). La longitud de la pisada ha sido medida directamente en los rastros y la longitud de la falange ha sido estimada después de la reconstrucción de los autópodos. En algunas especies de félidos africanos se ha observado que la altura del miembro es 9 veces la longitud de la garra; siendo de alrededor de 5,8 en los herpéstidos. Por su parte, en los vivérridos actuales el valor se sitúa alrededor de 9, y dada la similitud entre sus esqueletos y los de los pequeños ictiterinos, se considera que este valor es igualmente válidos para el grupo fósil.

Los resultados de estos cálculo (tabla 1) muestran que los todos los carnívoros de Salinas de Añana se desplazaban bastante despacio (alrededor de 1,4 m por segundo), tanto andando como trotando. La longitud de *stride* es moderada en todos los rastros (tabla 1), correspondiendo a velocidades bajas tanto de andar como de trote. El número de Froude relaciona la altura de la extremidad con la velocidad, con lo que refleja el relativo esfuerzo del animal durante la locomoción. Los valores de los números de Froude están asimismo de acuerdo con desplazamientos andando o al trote (tabla 1).

La presencia de cuatro rastros paralelos de félido cruzando el yacimiento en dirección noroeste (figura 1) es posiblemente el primer ejemplo conocido de desplazamiento en grupo de félidos fósiles; y tal vez ello corresponda a tres cachorros de tamaño adulto desplazándose junto a su madre, un comportamiento habitual en los félidos actuales.

Agradecimientos

Agradecemos a Jesús Alonso y Carmelo Corral, del Museo de Ciencias Naturales de Álava, su apoyo y ayuda durante las dos campañas de excavación. Lourdes Casanovas comunicó a dos de los autores (G.L. y R.S.) el hallazgo casual del yacimiento por parte de Petra Laumen. Luis Alcalá, Manuel Nieto, Plinio Montoya y Xiaoming Wang aportaron sus sugerencias en las primeras versiones del manuscrito.

Bibliografía

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

Antón Ortuzar, M., López Sanjaume, G. y Santamaría Zabala, R. 1993. Estudio preliminar de la icnofauna miocena del yacimiento de Salinas de Añana (provincia de Álava). *Comunicaciones de las IX Jornadas de Paleontología,* 23-28. Malaga

Cohen, A.S., Lockley, M., Halfpenny, J. y Michel, E., 1991. Modern Vertebrate Track Taphonomy at Lake Manyara, Tanzania, *Palaios*, **6**, 371-389.

Dreikluft, A., 1996. Die fazielle Entwicklung des kontinentalen Tertiärs in den Becken von Medina de Pomar und Miranda-Treviño (Nordspanien): Alluviale Flächer, "braided river", lakustrine-palustrine Adfolgen und Paläobodenbildung. *Freiburger geowiss. Beitr.*, **10**, 1-473.

English, A.W.M., 1980. The functions of the lumbar spine during steeping in the cat. *Journal of Morphology*, **165**, 55-66.

Ewer, R.F. 1973. *The carnivores*. Wiedenfeld and Nicolson, 494 pp. London.

Ginsburg, L., Morales, G. y Soria, D., 1981. Nuevos datos sobre los carnívoros de Los Valles de Fuentidueña. *Estudios Geológicos*, **37**, 383-415

IGME (Instituto Geológico y Minero de España), 1978. *Mapa geológico de España, E 1:50.000; Miranda de Ebro, 137*, 44 pp. Madrid.

Laumen, P. 1989. *Der Nordwestrand des Diapirs von Salinas de Añana (Provinz Alava, Nordspanien)*, unpublished Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Freiburg, 52 pp.

Leonardi, G., 1987. (ed.), *Glossary and manual of tetrapod footprint palaeoichnology*, Conselho Nacional de desenvolvimento Científico e Tecnológico. Brasilia, 117 pp.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Ben Gurion (Israel)

I. Arenillas
Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza

Introducción

En el tránsito Paleoceno-Eoceno (P-E) se ha identificado una de las extinciones en masa de microforaminíferos bentónicos más importante de su historia, en coincidencia con un cambio negativo brusco de los valores isotópicos de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$. El evento de extinción de foraminíferos bentónicos (EEFB) se produjo fundamentalmente en los medios batiales y abisales y se sitúa en la parte media de la Biozona de *Morozovella velascoensis* o P5 de Berggren *et al.* (1995). El límite Paleoceno/Eoceno (P/E) no ha sido todavía oficialmente definido por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía, pero el evento descrito puede ser el más apropiado e isocrónico para establecer el límite P/E (Molina *et al.*, 1994, 1999).

El comienzo del descenso de $\delta^{13}C$ precede al EEFB y a los niveles de disolución, y coincide con la base de la Subzona de *Acarinina berggreni* de Molina *et al.* (1999). Esta subzona se caracteriza también por un brusco incremento de acarinínidos, especialmente de *A. pseudotopilensis*, *A. wilcoxensis*, *A. triplex*, *A. strabocella* y *A. apanthesma*, y el inicio de la evolución de nuevas especies de acarinínidos entre las que se incluye *A. berggreni*, *A. sibaiyaensis* y *A. africana*. En cortes marinos profundos del Tetis, el EEFB coincide con la base de una arcilla causada por la disolución de carbonatos. Este nivel de disolución pueden ser el resultado de un ascenso global del nivel de compesación de la calcita (NCC). La corrosividad de las aguas batiales y abisales y el ascenso de la temperatura global por "efecto invernadero" del CO_2 han podido ser las causas inmediatas de los eventos evolutivos observados en el tránsito P-E.

El objetivo de este trabajo es analizar la evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en el tránsito P-E de Ben Gurion (Israel) y realizar un estudio bioestratigráfico detallado del mismo. La estratigrafía isotópica de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ y los microforaminíferos bentónicos fueron estudiados por Schmitz *et al.* (1997) y Charisi y Schmitz (1998), lo que nos permite un mejor control de la posición estratigráfica del evento de extinción. La evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en el tránsito P-E ha permitido establecer 5 subzonas en la clásica Biozona de *M. velascoensis* de cortes del Tetis (Molina *et al.*, 1999). En este sentido, este trabajo trata de aplicar esta subzonación al corte de Ben Gurion (Israel) y comprobar su utilidad para identificar hiatos.

Localización geográfica y paleogeográfica

El corte de Ben Gurion se halla situado 2 km. al Sur del kibbutz de Sde Boqer (1 Km al Sur del Sde Boqer

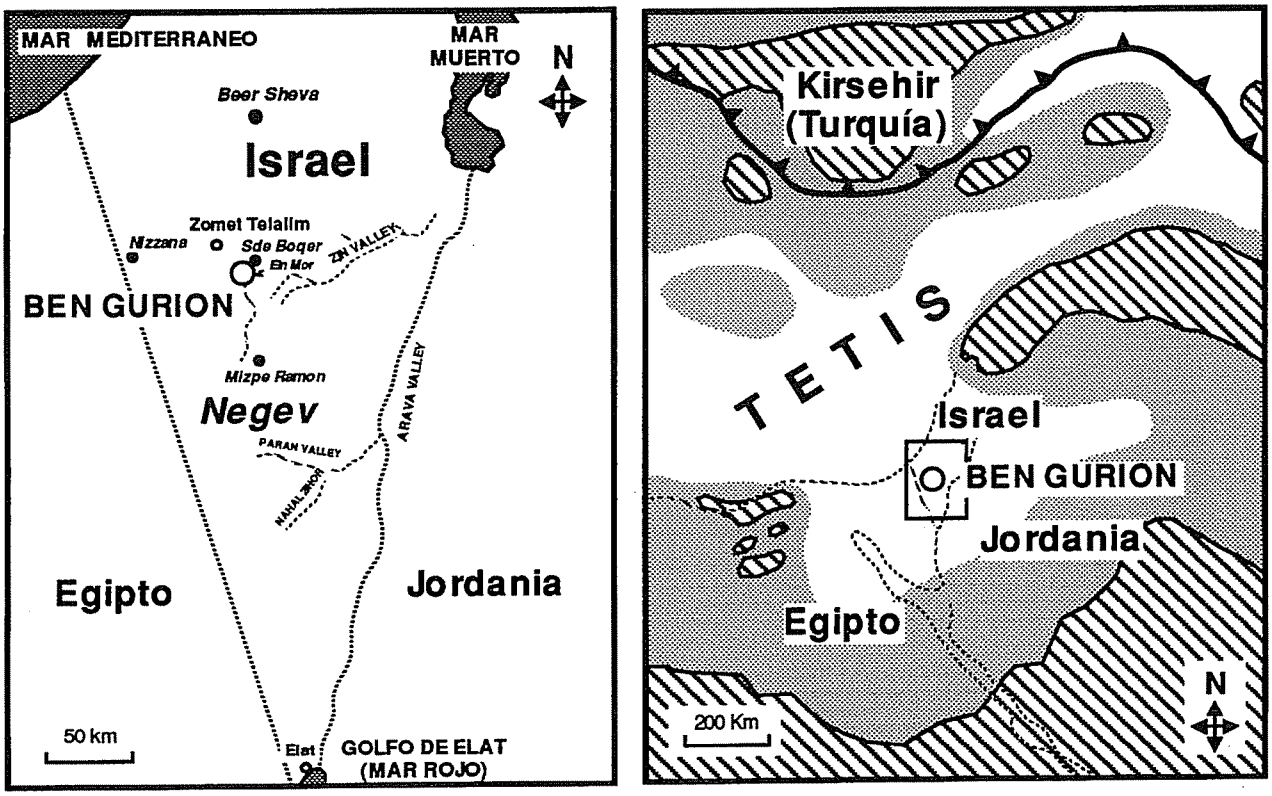


Figura 1. Situación geográfica y paleogeográfica del corte de Ben Gurion.

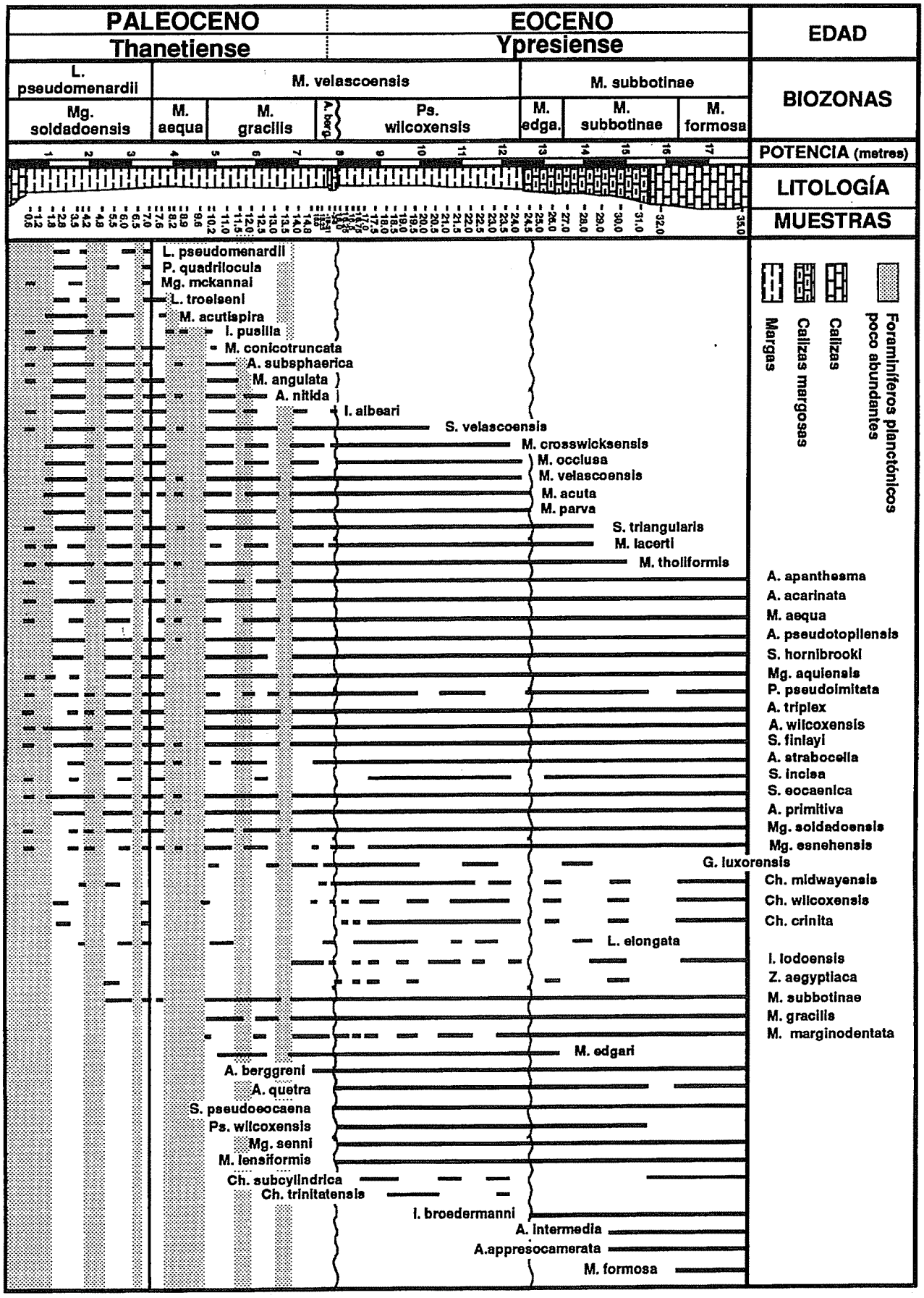


Figura 2. Distribución estratigráfica de las especies de foraminíferos planctónicos en el tránsito Paleoceno-Eoceno de Ben Gurion.

College) y a unos 40 km al Sur de la ciudad de Beer Sheva, al norte del desierto del Negev (Centro-Sur de Israel). El perfil se encuentra situado en la ladera sur del Valle alto del Zin. Las coordenadas geográficas son aproximadamente 30° 50' N y 34° 50 E. Pertenece al dominio del Tetis, en los márgenes del Promontorio Arábigo, y a un medio tropical-subtropical (Fig. 1). El tránsito P-E de Ben Gurion pertenece a la Formación Taqiya, compuesta por margas y arcillas gris-verdes (Benjamini, 1980). La Formación Taqiya puede dividirse en dos unidades, separadas por un nivel de cretas denominado Miembro Hafir. El tránsito P-E se encuentra situado en la unidad superior, entre el Miembro Hafir y la Formación Mor (Eoceno Inferior), y está constituido por margas gris-blancas en su base, margas grises oscuras en su parte media y margas calcáreas a techo. En el tránsito P-E existe una presencia frecuente de foraminíferos planctónicos y bentónicos, excepto en algunos niveles de la parte superior del Paleoceno donde los foraminíferos planctónicos son muy poco abundantes o están ausentes (Figs. 2 y 3). Atendiendo a las asociaciones de foraminíferos bentónicos y su abundancia relativa, las paleoprofundidad estimada es de 500-700 metros (Schmitz *et al.*, 1997).

Este corte fue muestreado en intervalos que varían entre 50 a 100 centímetros, excepto en las proximidades del límite P/E que fue muestreado en intervalos de 10 o 25. Se ha estudiado un total de 62 muestras, las cuales fueron disgregadas con la ayuda de H_2O_2, levigadas con dos tamices, uno de 63 μm y otro de 106 μm, tratadas con ultrasonidos y secadas con una estufa a menos de 50°C. El análisis cuantitativo ha sido realizado basándose en una fracción representativa del total, superior a 106 μm, clasificando unos 300 ejemplares de cada muestra. Posteriormente ha sido analizado el resto del residuo y la fracción superior a 63 μm con el objetivo de buscar las especies raras o poco abundantes. La conservación de los foraminíferos planctónicos es buena en el Paleoceno Superior y muy buena en la parte inferior del Eoceno Inferior.

Bioestratigrafía y estratigrafía isotópica de $\delta^{13}C$ y δ^{18}

La biozonación utilizada en el presente trabajo está basada en la biozonación del tránsito P-E de Molina *et al.* (1999). Se han identificado 3 Biozonas: Biozona de *Luterbacheria pseudomenardii* (=P4), Biozona de *Morozovella velascoensis* (=P5) y Biozona de *Morozovella subbotinae* (=P6). De la primera biozona sólo se ha estudiado su parte superior (Subzona de *Muricoglobigerina soldadoensis*) y de la tercera biozona se han identificado las 3 subzonas de Molina *et al.* (1999): Subzonas de *Morozovella edgari*, *Morozovella subbotinae* y *Morozovella formosa*. El EEFB se sitúa en la Biozona *de M. velascoensis*, la cual fue subdividida por Molina *et al.* (1999) en 5 subzonas: Subzonas de *Morozovella aequa, Morozovella gracilis, Acarinina berggreni, Acarinina sibaiyaensis* y *Pseudohastigerina wilcoxensis*. El límite inferior de estas subzonas se sitúa en la primera aparición de las especies del mismo nombre, excepto la Subzona de *M. aequa* cuyo límite inferior se sitúa en la última aparición de *L. pseudomenardii*

En Ben Gurion, la Subzona de *A. sibaiyaensis* no ha sido identificada al coincidir con un pequeño hiato. Este hiato provoca la aparición simultánea de *A. berggreni, Acarinina quetra, Subbotina pseudoeocaena, P. wilcoxensis, Muricoglobigerina senni* y *Morozovella lensiformis* (Fig. 2). Las especies de *A. sibaiyaensis* y *A. africana*, las cuales caracterizan la Subzona de *A. sibaiyaensis*, no han sido identificadas, lo que parece confirmar la existencia de un hiato. De acuerdo con Schmitz *et al.* (1997), el EEFB se situaría en la parte media de la Subzona de *A. berggreni*

La estratigrafía isotópica de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ en Ben Gurion muestra la existencia de un cambio negativo muy brusco en coincidencia con el EEFB (Schmitz *et al.*, 1997). Destaca la excursión isotópica del carbono (EIC), que indica un fuerte descenso de la productividad oceánica superficial y es utilizado como un importante indicador cronoestratigráfico en el tránsito P-E. En este trabajo, el límite P/E se ha situado provisionalmente en el EEFB y en la EIC. Los valores de $\delta^{13}C$ siguen una tendencia descendente desde el Paleoceno Superior culminando con el evento anteriormente comentado. Después del evento, el $\delta^{13}C$ se recupera nuevamente, pero se mantiene ligeramente más bajo que en el Paleoceno Superior. Durante el Eoceno Inferior, $\delta^{13}C$ desciende de nuevo progresivamente. Se puede observar, por tanto, un intervalo prolongado de descenso paulatino de $\delta^{13}C$, que se expande desde el Paleoceno Superior al Eoceno Inferior, y un episodio rápido y corto con un descenso brusco de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ próximo al límite P/E. Esta tendencia y este episodio de la estratigrafía isotópica son muy similares a los identificados en otros cortes a nivel mundial (Schmitz *et al.*, 1997)

Discusión

El estudio de cortes en el Tetis, Atlántico y Pacífico ha permitido mostrar la existencia de un importante cambio en las asociaciones de foraminíferos planctónicos en coincidencia con el EEFB y la EIC (Canudo *et al.*, 1995; Arenillas y Molina, 1996; Kelly *et al.*, 1998; Pardo *et al.*, 1999; Arenillas *et al.*, 1999). Este cambio faunístico está ocasionado por la proliferación de *Acarinina*, con la aparición de nuevas especies como *A. berggreni, A. sibaiyaensis, A. africana y A. quetra*, y ocurre durante las Subzonas de *A. berggreni* y *A. sibaiyaensis* (Molina *et al.*, 1999). La proliferación de *Acarinina* se manifiesta en Ben Gurion con el fuerte incremento de *A. pseudotopilensis, A. wilcoxensis, A. triplex, A. strabocella, A. apanthesma* y *A. berggreni*. Este incremento en abundancia de los acarinínidos parece estar relacionada con un incremento de la temperatura y salinidad oceánicas superficiales que se inicia probablemente en el Tetis. Los acariní-

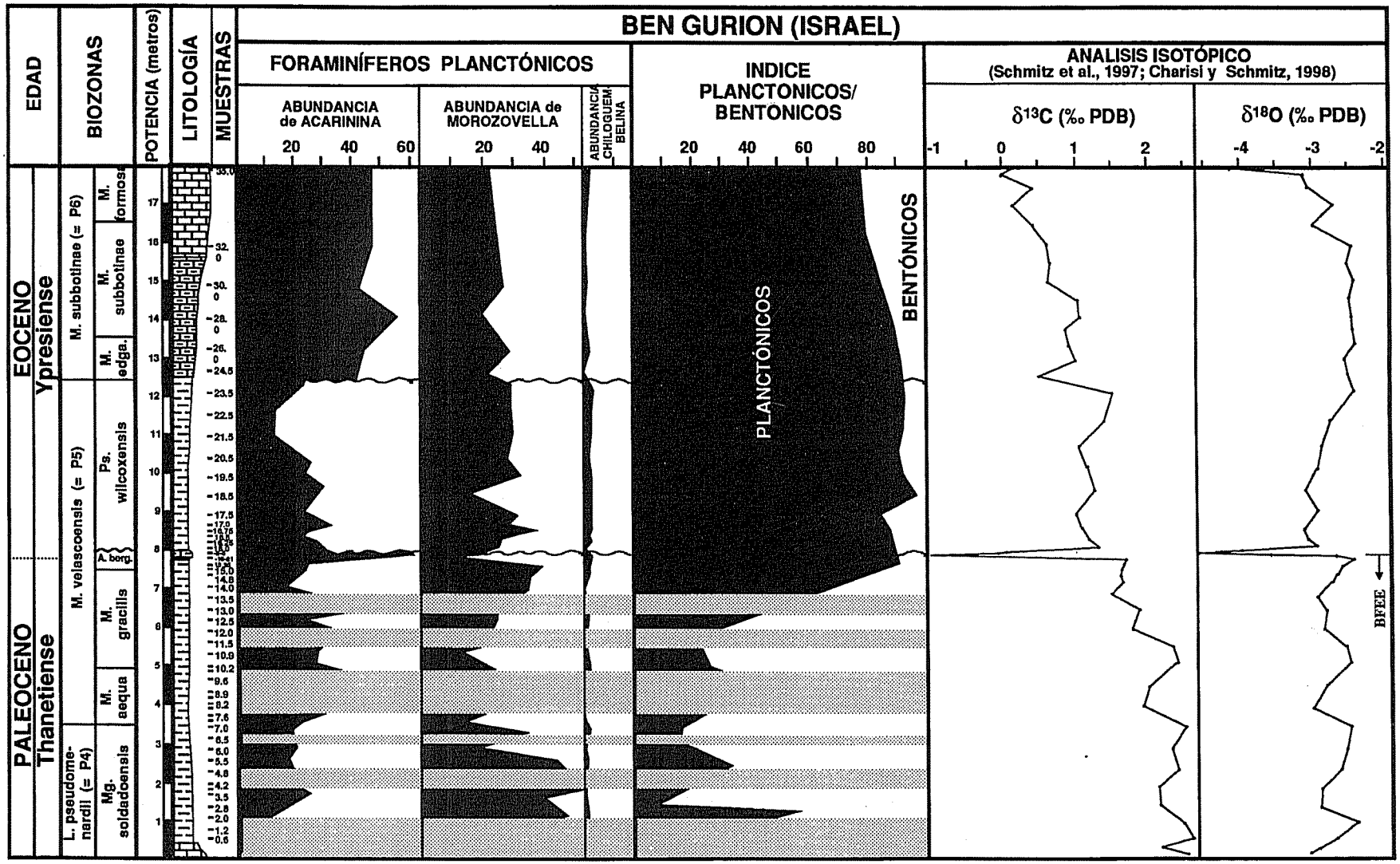


Figura 3. Frecuencia relativa de los géneros *Acarinina, Morozovella* y *Chiloguembelina* de la fracción mayor de 106 mm en el tránsito Paleoceno-Eoceno en Ben Gurion (1ª, 2ª y 3ª columnas); Variación del índice planctónicos/bentónicos (P/B) (4ª columna); Variación de los valores de $\partial^{13}C$ y $\partial^{18}O$ de acuerdo con Schmitz *et al.* (1997) y Charisi y Schmitz (1998) (5ª y 6ª columnas).

nidos se expandieron rápidamente a otros océanos hacia latitudes más altas (Molina *et al.*, 1999).

En Ben Gurion, el incremento de *Acarinina* se ha observado únicamente en la Biozona de *A. berggreni*, debido a la ausencia de la Biozona de *A. sibaiyaensis*. El tránsito entre las Biozonas de *A. berggreni* y *A. sibaiyaensis* en otras cuencas del Tetis suele estar ocupado por niveles de disolución de carbonatos ocasionado probablemente por el ascenso del NCC. En Ben Gurion, este intervalo de tiempo ha desaparecido debido a un hiato cuyo origen puede estar relacionado con el ascenso del NCC.

El análisis isotópico realizado por Charisi y Schmitz (1998) indica que los valores de $\delta^{13}C$ entre los medios someros y profundos divergen justo después del EEFB en Egipto e Israel. Esto puede ser debido a una profundización regional de la zona de mínima oxigenación asociado a cambios en la distribución de las corrientes ascendentes (*upwelling*) en el Tetis. La estratigrafía isotópica de $\delta^{18}O$ y de otras propiedades físico-químicas en Ben Gurion es muy similar a la registrada en medios de aguas oceánicas intermedias y profundas. Este hecho sugiere que el Tetis fue potencialmente la mayor fuente de agua profunda salina y cálida, forzando el calentamiento de las aguas profundas durante el tránsito Paleoceno-Eoceno (Charisi y Schmitz, 1998).

El índice planctónicos/bentónicos (P/B) indica también importantes cambios en la abundancia de planctónicos entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior (Fig. 3). El Paleoceno Superior se caracteriza por una media de 25% de foraminíferos planctónicos y de 75% de bentónicos. Sin embargo, coincidiendo aproximadamente con el evento del límite P/E, el porcentaje de foraminíferos planctónicos asciende al 85-90% aproximadamente. De acuerdo con Lu *et al.* (1995), el bajo índice de P/B en el Paleoceno Superior sugiere fuertes corrientes ascendentes del fondo oceánico (*upwelling*) en el margen continental del Promontorio Arábigo, caracterizado además por un alto porcentaje de radiolarios y bajo contenido en $\%CaCO_3$. En este intervalo existe niveles con ausencia de foraminíferos. El brusco ascenso del índice P/B y del $\%CaCO_3$ y el descenso de la abundancia de radiolarios durante el Eoceno Inferior, justo despúes del evento del límite, parecen indicar una fuerte reducción en la intensidad de las corrientes ascendentes del fondo (Lu *et al.*, 1995).

Conclusiones

En el corte del tránsito P-E de Ben Gurion se han identificado las Biozonas de *L. pseudomenardii, M. velascoensis* y *M. subbotinae*. El evento de extinción de los foraminíferos bentónicos, la excursión isotópica del carbono y el incremento en abundancia de *Acarinina* ha sido identificado dentro de la Subzona de *A. berggreni*, en la parte media de la Biozona *de M. velascoensis*. Este evento puede ser el más apropiado e isocrónico para establecer el límite P/E, pero existe un hiato que impide a este corte ser un candidato para la definición del límite. El hiato que afecta a la Subzona de *A. sibaiyaensis* puede estar ocasionado por el ascenso del NCC característico del evento del límite P/E.

El índice P/B sufre un incremento brusco durante el evento del límite, pasando de un porcentaje de foraminíferos planctónicos del 25% en el Paleoceno Superior al 85-90% en el Eoceno Inferior. Durante este intervalo, el valor del $\delta^{13}C$ desciende progresivamente en todo el tránsito P-E y los valores de $\delta^{13}C$ entre los medios someros y profundos divergen justo después del evento de extinción de foraminíferos bentónicos. Todo esto parece indicar un cambio en la circulación de las corrientes oceánicas del Tetis justo después del evento del límite P/E, con una reducción de las corrientes ascendentes del fondo.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto DGES PB97-1016. El autor agradece a Eustoquio Molina, de la Universidad de Zaragoza (España) y Birger Schmitz de la Universidad de Göteborg (Suecia), sus valiosas sugerencias y a Chain Benjamini, de la Universidad de Ben Gurion (Israel), su apoyo durante el muestreo del corte.

Bibliografía

Arenillas, I. y Molina, E. 1996. Biostratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Cordilleras Béticas). *Revista Española de Micropaleontología*, **18**, 85-98.

Arenillas, I., Molina, E. y Schmitz, B. 1999. Foraminiferal planktic turnover and $\delta^{13}C$ isotopic changes across the Paleocene/Eocene boundary at Possagno (Italy). *Geologische Rundschau*, **88**, en prensa.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. III y Aubry, M.P. 1995. A revised Paleogene Geochronology and Chronostratigraphy. In: Geochronology, Time and Global Stratigraphic Correlation (Eds. W.A. Berggren *et al.*), *Society of Economic Geologist and Paleontologist, Special Publication*, 1-392.

Canudo, J.I., Keller, G., Molina, E. y Ortiz, N. 1995. Planktic foraminiferal turnover and $\delta^{13}C$ isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **114**, 75-100.

Charisi, S.D. y Schmitz, B. 1998. Paleocene to early Eocene paleoceanography of the Middle East: The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ isotopes from foraminiferal calcite. *Paleoceanography*, **13**, 106-118.

Kelly, D.C., Bralower T.J. y Zachos, J.C. 1998. Evolutionary consequences of the latest Paleocene thermal maximum for tropical planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **141**, 139-161.

Lu, G., Keller, G., Adatte, T. y Benjamini, C. 1995. Abrupt change in the upwelling system along the southern margin of the Tethys during the Paleocene-Eocene transition event. *Israel Journal of Earth-Sciences*,**44**, 185-195.

Molina, E., Canudo, J.I., Martinez-Ruiz, F. y Ortiz, N. 1994. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **77**(1): 47-61.

Molina, E., Arenillas, I. y Pardo, A. (1999). High resolution planktic foraminiferal biostratigraphy and correlation across the Paleocene/Eocene boundary in the Tethys. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170**(4), en prensa.

Orue-Etxebarría, X. y otros 14 autores (1996). Pysical and biostratigraphic analysis of two prospective Paleocene-Eocene Boundary Stratotypes in the intermediate-deep water Basque Basin, western Pyrenees: The Trabakua Pass and Ermua sections. *Neues Jahrbuch für Geologie and Paläontologie, Abhundlungen,* **201**(2), 1976-242.

Pardo, A., Keller, G. y Oberhansli, H. (1999). Paleoecologic and paleogeographic evolution of the Tethyan realm during the Paleocene-Eocene transition. *Journal of Foraminiferal Research*, **29**(1), 37-57.

Schmitz, B., Asaro, F., Molina, E., Monechi, S., Von Salis, K. y Speijer, R. (1997) High-resolution iridium, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **133**(1-2), 49-68.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Extinción y evolución de foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario de Tunicia

I. Arenillas[1], J.A. Arz[2] y E. Molina[1]

[1] Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. E-50009, Zaragoza, España

[2] Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, MEX-67700 Linares, N.L., México

Introducción

Los cortes marinos más expandidos del tránsito Cretácico-Terciario (K-T) del Tetis se encuentran en Tunicia (Fig. 1), destacando entre ellos los tres cortes estudiados: El Kef, Elles y Aïn Settara. El corte de El Kef fue oficialmente designado como estratotipo del límite Cretácico/Terciaro (K/T) en 1989 en el 28th International Geological Congress en Washington. Es posiblemente el corte más expandido y completo del tránsito K-T del Tetis conocido hasta la fecha, sólo comparable a los otros cortes tunecinos de Aïn Settara y Elles. En Tunicia, el límite K/T se reconoce por un estrato arcilloso de color gris oscuro ("arcilla del límite K/T") casi desprovisto de foraminíferos planctónicos y carbonatos. En la base de esta arcilla existe un nivel de color rojo-amarillento caracterizado por diversas evidencias de impacto meteorítico (anomalía de Ir, espinelas de Ni, microtectitas, etc.), así como un brusco descenso del $\%CaCO_3$ y el $\delta^{13}C$ (Smit, 1982; Robin *et al.*, 1991; Dupuis *et al.*, en prensa).

El límite K/T fue definido en la base de este nivel arcilloso y coincide con la mayor extinción en masa de foraminíferos planctónicos de toda la historia geológica. Sin embargo, estudiando cortes tunecinos (El Kef) y españoles (Agost y Caravaca), se han propuesto dos patrones de extinción diferentes que sirven para apoyar diferentes hipótesis sobre las causas de la extinción. La primera hipótesis sugiere que el patrón de extinción es catastrófico, extinguiéndose la mayor parte de las especies en coincidencia con el límite K/T (Smit, 1982, 1990). Esta extinción catastrófica es muy compatible con la hipótesis del impacto de un asteroide propuesta por Alvarez *et al.* (1980). La segunda hipótesis propone que el patrón de extinción es gradual, comenzando en el Maastrichtiense terminal y finalizando en el Daniense basal (Keller, 1988; Keller *et al.*, 1995). Este patrón de extinción sería más compatible con la hipótesis de la causas múltiples, que combina el vulcanismo, cambios eustáticos y paleoceanográficos y, quizás, el impacto de un meteorito (Canudo *et al.*, 1991).

El problema consiste en determinar cuál es el patrón de extinción real de los foraminíferos planctónicos en el tránsito K-T. El objetivo de este trabajo es discutir este problema integrando los resultados de tres mejores cortes tunecinos (El Kef, Aïn Settara y Elles). En este trabajo se realiza un estudio bioestratigráfico y cuantitativo, sintetizando los eventos identificados en los tres cortes, con la finalidad de analizar la extinción en masa de los foraminíferos planctónicos y los eventos evolutivos que acontecen justo después del límite K/T.

Patrones de extinción y evolución

El estudio bioestratigráfico y cuantitativo del tránsito Cretácico-Terciario en los diferentes cortes de Tunicia indica que el patrón principal de extinción de los foraminíferos planctónicos es catastrófico (Molina *et al.*, 1998; Arz *et al.*, 1999; Arenillas *et al.*, en prensa). Teniendo en cuenta tan sólo la parte superior de la Biozona de *Plummerita hantkeninoides* (Maastrichtiense terminal), el porcentaje de especies cretácicas que se extinguen es superior al 97 %. Este evento representa la extinción en masa de foraminíferos planctónicos más importante de toda su historia. Pero lo más importante de este evento es el hecho de que el 68.6% de las especies se extinguen en coincidencia con el límite K/T. En la Figura 2 se muestra una síntesis de la distribución bioestratigráfica de las especies identificadas en Tunicia y el porcentaje de extinción antes, justo y después del límite K/T. También se muestra la biozonación utilizada, que está basada en la de Molina *et al.* (1996).

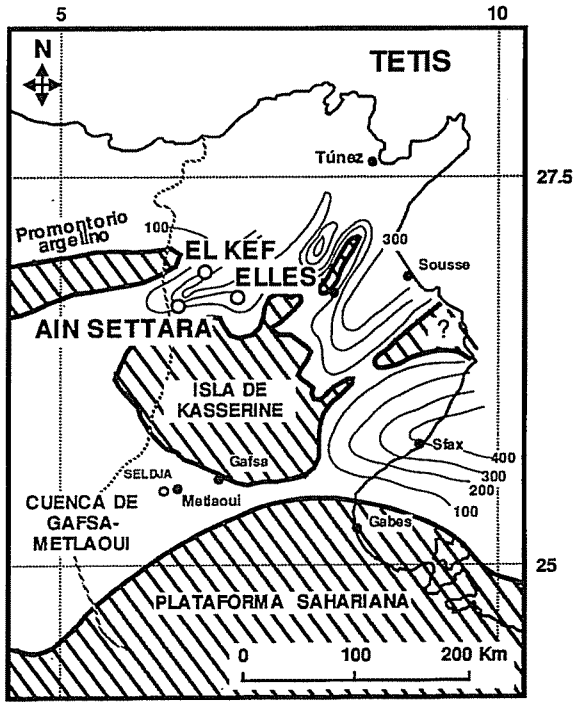


Figura 1. Situación paleogeográfica de los cortes de El Kef, Aïn Settara y Elles.

Las especies que se extinguen en el límite K/T son generalmente grandes, de morfología compleja y típicas de aguas tropicales y subtropicales. Estas especies pertenecen a los géneros más característicos del Maastrichtiense Superior: *Globotruncana, Globotruncanita, Abathomphalus, Contusotruncana, Rugoglobigerina, Racemi-*

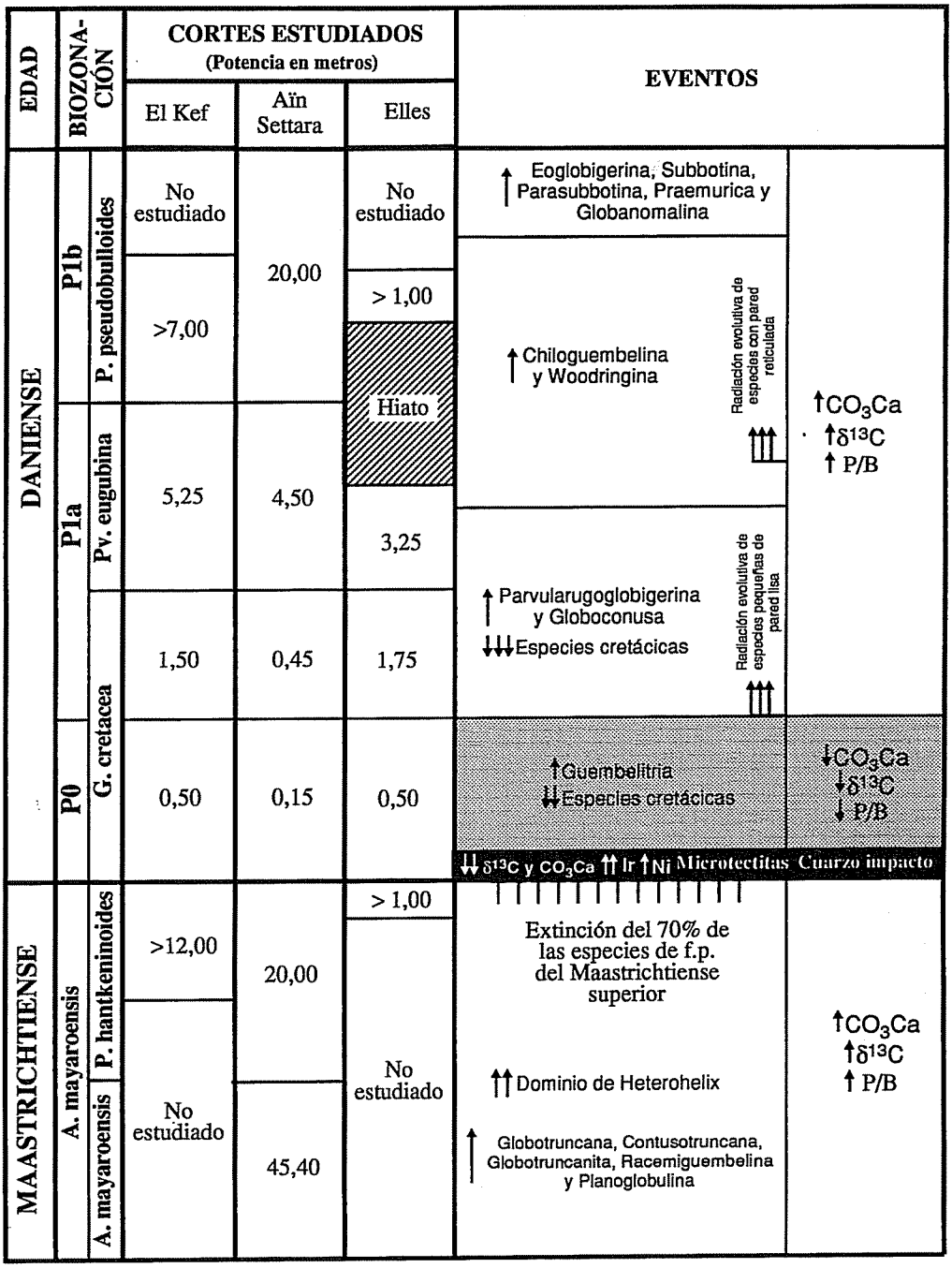


Figura 3. Potencia de las biozonas de foraminíferos planctónicos en los tres cortes estudiados y eventos sedimentológicos, isotópicos y micropaleontológicos más relevantes durante el tránsito Cretácico-Terciario de Tunicia.

guembelina, Planoglobulina y *Pseudotextularia*. La asociación de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiense terminal era la más diversificada de toda su historia y, por tanto, hemos de suponer que los foraminíferos planctónicos se encontraban en plena expansión. Su extinción coincide con la base del nivel rojo con evidencias de impacto (Fig. 3).

Sólo un 4,4% de las especies finicretácicas parecen extinguirse justo por debajo del límite. La desaparición de estas especies puede ser simplemente el resultado de un proceso normal de extinción de fondo y, por tanto, puede no estar relacionada directamente con el evento del límite. Además, son especies muy raras y pueden haber pasado desapercibidas en las últimas muestras del Cretácico debido al efecto Signor-Lipps (Signor y Lipps, 1982). Es posible que el efecto Signor-Lipps no se pueda eliminar por completo, pero sí minimizar con un estudio intensivo de todas las muestras, especialmente de la última muestra del Cretácico.

El resto de especies finicretácicas (28,6%) parece persistir en la parte basal del Daniense (Fig. 2). Estas son generalmente pequeñas, cosmopolitas y de morfología más simple, y pertenecen a géneros que fueron dominantes en el Maastrichtiense Superior: *Heterohelix, Hedber-*

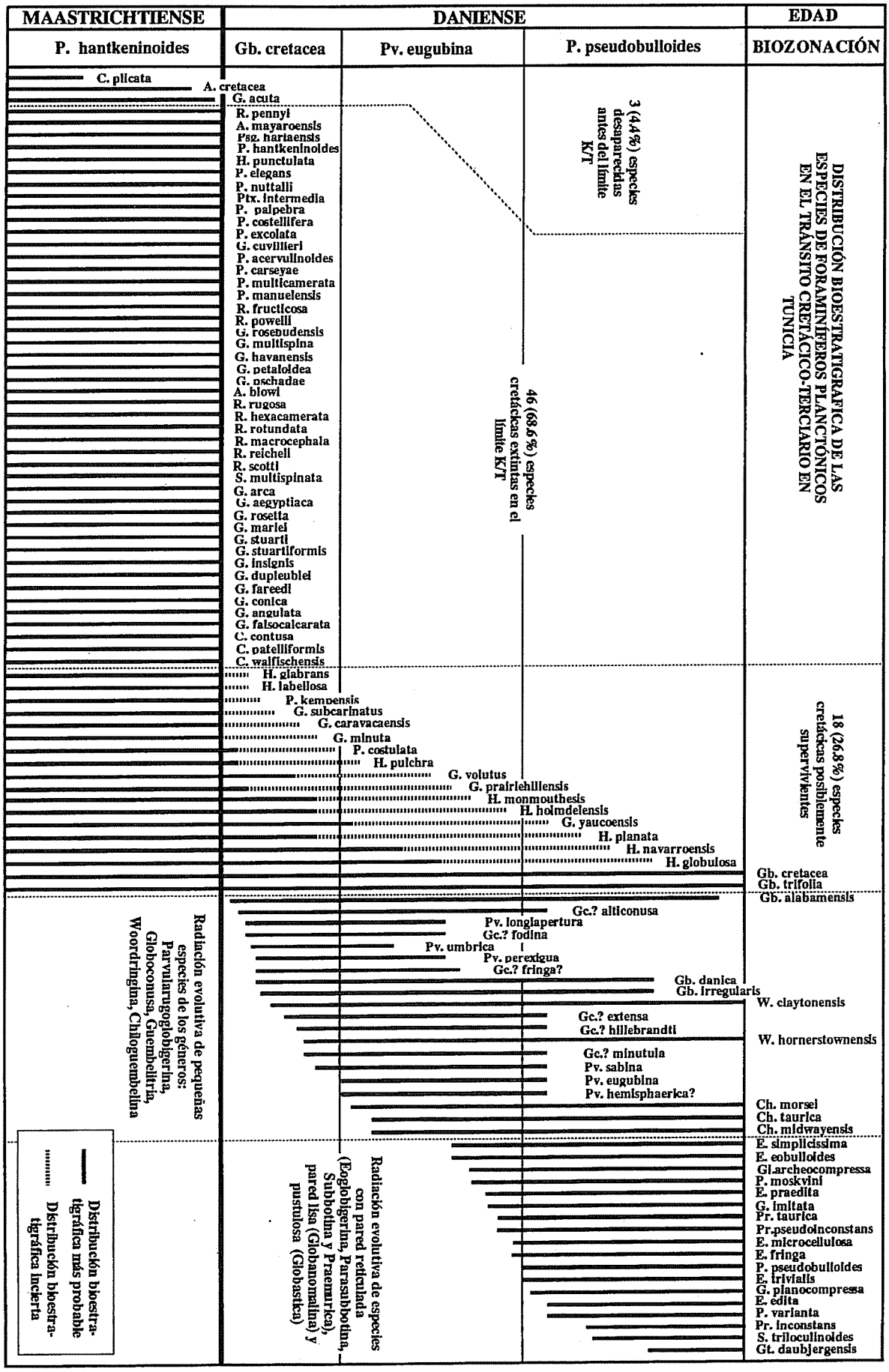


Figura 2. Distribución bioestratigráfica de las especies de foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario en Tunicia.

gella, Pseudoguembelina y *Globigerinelloides*. Su abundancia conjunta en el Maastrichtiense terminal es superior al 80%. Pueden considerarse especies generalistas ecológicas, ya que fueron comunes en las condiciones ambientales "normales" del final del Cretácico, con amplias tolerancias ambientales. Estas especies eran comunes, por ejemplo, en latitudes altas y en medios someros durante el Cretácico (Keller *et al.*, 1993). Aparentemente sobrevivieron a la crisis biológica, experimentando escasos cambios cuantitativos, al menos en abundancia relativa. No obstante, su abundancia absoluta (Smit y Nederbragt, 1997) y el tamaño de sus conchas sufrieron una reducción muy importante (Arenillas *et al.*, en prensa).

La supervivencia de estas especies es, además, una hipótesis todavía muy controvertida, debido a que muchos especialistas las han considerado como reelaboradas. No obstante, su presencia en la parte basal del Daniense es muy común y sus ejemplares no aparentan tener una conservación muy diferente de las especies terciarias. El problema fundamental es que en la mayoría de las ocasiones no hay un criterio visual sencillo para identificar si son acumulados, resedimentados o reelaborados. Algunas de estas especies cretácicas presentan señal isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) terciaria (Barrera y Keller, 1990); éste es, hasta el momento, el argumento más fuerte a favor de la hipótesis de su supervivencia. No obstante, el análisis isotópico tampoco puede considerarse como un prueba contundente ya que presenta problemas de tipo diagenético y ontogenético (Smit y Nederbragt, 1997). Además, existen otros estudios isotópicos que indican una reelaboración generalizada de especies cretácicas en la parte basal del Daniense (MacLeod y Huber, 1996; Kaiho y Lamolda, 1999).

Las únicas especies ciertamente supervivientes fueron *Guembelitria cretacea* y *Guembelitria trifolia*. Esta afirmación se basa en que su abundancia parece incrementarse en la parte inferior del Daniense (Fig. 3) y en que son el ancestro de *Globoconusa?* y *Woodringina*. Las especies de *Guembelitria* fueron especies oportunistas tipo desastre que se expandieron rápidamente después del límite K/T, siguiendo una estrategia-r. Las demás especies deben ser consideradas como posibles supervivientes, ya que podrían estar reelaboradas. Su controvertida extinción en la parte inferior del Daniense podría estar relacionada con los efectos paleoambientales secundarios del impacto del asteroide o, quizás, con la competencia biológica entre las especies cretácicas supervivientes y las primeras especies terciarias.

Justo después del límite K/T, se puede reconocer una gran radiación evolutiva de foraminíferos planctónicos (Fig. 2). En primer lugar aparecen especies pequeñas y oportunistas de los géneros *Parvularugoglobigerina*, *Globoconusa*?, *Woodringina* y *Chiloguembelina*, las cuales proliferaron en la parte superior de la Biozona de *G. cretacea* y en la Biozona de *Pv. eugubina*. El género *Guembelitria* puede ser, con casi toda seguridad, el ancestro directo de *Globoconusa*? y *Woodringina*. Por otro lado, *Globoconusa?* o *Hedbergella* pueden ser los ancestros probables de *Parvularugoglobigerina*, y *Woodringina* el ancestro probable de *Chiloguembelina* (Arenillas y Arz, 1996; Olsson *et al.*, 1999). En este intervalo, el $\%CaCO_3$ y el $\delta^{13}C$ comenzaron a aumentar, aunque sus valores todavía son más bajos que en el Maastrichtiense (Fig. 3). Posteriormente, en el tránsito entre las Biozonas de *Pv. eugubina* y *P. pseudobulloides*, aparecieron nuevas especies paleocenas de mayor tamaño con pared reticulada: *Eoglobigerina*, *Subbotina*, *Parasubbotina* y *Praemurica*. A partir de este intervalo, los valores de $\%CaCO_3$ y $\delta^{13}C$ ascienden a valores muy similares a los del Maastrichtiense Superior, lo cual indica que el ecosistema se recuperó definitivamente de los efectos desencadenados por el impacto meteorítico.

Discusión y conclusiones

De acuerdo con los resultados obtenidos en los cortes de El Kef, Elles y Aïn Settara, podemos concluir que el principal patrón de extinción de los foraminíferos planctónicos es catastrófico y coincidente con el límite K/T. Las desapariciones previas al límite son muy escasas y parecen no estar relacionadas con el evento de extinción del límite. Además, durante el Maastrichtiense Superior se observa una gran estabilidad de las asociaciones faunísticas de foraminíferos planctónicos que sugiere cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos poco importantes (Molina *et al.*, 1998; Arz *et al.*, 1999). Las extinciones previas al límite K/T identificadas por otros autores (Keller, 1988; Keller *et al.*, 1995) pueden ser una consecuencia del efecto Signor-Lipps, aspecto que ha sido comprobado en cortes como El Kef, Agost y Caravaca (Molina *et al.*, 1998; Arenillas *et al.*, en prensa).

Los cambios cualitativos y cuantitativos acontecen en y por encima del límite. En coincidencia con el límite K/T se produce la extinción de casi el 70% de las especies de foraminíferos planctónicos. La abundancia de las especies cretácicas supuestamente supervivientes disminuyen progresivamente y son sustituidas por las nuevas especies terciarias. El $\%CaCO_3$, el $\delta^{13}C$ y el índice planctónicos/bentónicos (P/B) también descendieron bruscamente en coincidencia con el límite K/T (Fig. 3) y se mantuvieron bajos durante las Biozonas *de G. cretacea* y la parte inferior de la Biozona de *Pv. eugubina*. Atendiendo a estos indicadores paleoecológicos, podemos deducir que la productividad biológica en la superficie oceánica y la abundancia de los foraminíferos planctónicos sufrieron un descenso muy brusco, disminuyendo la cantidad de carbonato biogénico y favoreciendo la formación de la arcilla del límite. Este hecho sugiere que, aunque las abundancias relativas de las especies cretácicas supuestamente supervivientes no varíen mucho en los primeros centímetros del Daniense, sus abundancias absolutas descendieron bruscamente.

Las características sedimentológicas, geoquímicas, isotópicas y micropaleontológicas del final del Maas-

trichtiense y la parte basal del Daniense son completamente diferentes. Este cambio se produce justo en el nivel rojo de la base de la arcilla del límite K/T, donde se han identificado las diversas evidencias de impacto meteorítico (Smit, 1982; Robin *et al.*, 1991; Dupuis *et al.*, en prensa). El evento de extinción en masa catastrófica y su coincidencia con las evidencias de impacto es muy compatible con la hipótesis del impacto de un asteroide. Los eventos evolutivos posteriores, como la extinción progresiva de las especies posibles supervivientes, y los cambios sedimentológicos, geoquímicos e isotópicos parecen una consecuencia de los efectos secundarios a medio y largo plazo del impacto. La radiación evolutiva post-K/T es también muy compatible con la teoría impactista de la extinción en masa catastrófica, ya que la radiación siempre comienza justo después del límite y nunca antes. Por otro lado, la gran estabilidad de las asociaciones de foraminíferos planctónicos y la ausencia de especiaciones en el Maastrichtiense final no es muy compatible con la hipótesis gradualista de las causas múltiples, la cual implicaría la evolución de nuevas especies a lo largo de todo el tránsito K-T y no solo por encima del límite K/T.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto DGES PB97-1016. Los autores agradecen a Christian Dupuis de la *Faculté Polytechnique de Mons* (Bélgica), su colaboración en los muestreos.

Bibliografía

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. y Michel, H.V., 1980. Extraterrestial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, **208**, 1095-1108.

Arenillas, I. y Arz, J.A. 1996. Origen y filogenia de las primeras especies de foraminíferos planctónicos del Paleoceno basal, tras el límite Cretácico/Terciario. *Actas XII Bienal RSEHN*, 267-271

Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E. y Dupuis, C., en prensa. An indepedent test of planktic foraminiferal turnover across the Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at El Kef (Tunisia): catastrophic mass extinction and possible survivorship. *Micropaleontology*.

Arz, J.A., Arenillas, I., Molina, E. y Dupuis, C., 1999. La extinción en masa de foraminíferos planctónicos en el límite Cretácico/Terciario (K/T) de Elles (Tunicia): Los efectos tafonómico y "Signor-Lipps". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **12**(2), 251-268.

Barrera, E. y Keller, G., 1990. Stable isotope evidence for gradual environmental changes and species survivorship across the Cretaceous/Tertiary boundary. *Paleoceanography*, **5**, 867-890.

Canudo, J.I., Keller, G. y Molina, E., 1991. Cretaceous/Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, SE Spain. *Marine Micropaleontology*, **17**, 319-341.

Dupuis, C., Steurbaut, E., Molina, E., Rauscher, R., Tribovillard, N.P., Arenillas, I., Arz, J.A., Robaszynski, F., Caron, M., Robin, E., Rochia, R., Lefevre, I., Schuler, M. y Larque, P. en prensa. Biotic evolution and events across the Cretaceous-Tertiary (K/T) boundary at the Aïn Settara section (Kalaat-Senan) of the Central Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Kaiho, K. y Lamolda, M., 1999. Catastrophic extinction of planktonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary evidenced by stable isotopes and foraminiferal abundance at Caravaca, Spain. *Geology*, **27**(4), 355-358

Keller, G. 1988. Extinction, survivorship and evolution of Planktic Foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. *Marine Micropaleontology*, **13**, 239-263.

Keller, G., Li, L. y MacLeod, N., 1995. The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype sections at El Kef, Tunisia: How catastrophic was the mass extinction?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**, 221-254.

Keller, G., Barrera, E., Schmitz, B. y Mattson, E., 1993. Long-term oceanic instability but no mass extinction or major $d^{13}C$ shift in planktic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary in Northern high latitudes: Evidence from Nye Klov, Denmark. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 979-997.

MacLeod, K.G. y Huber, B.T., 1996. Strontium isotopic evidence for extensive reworking in sediments spanning the Cretaceous-Tertiary boundary at ODP Site 738. *Geology*, **24**(5), 463-466.

Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J.A. (1996). The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost (Spain). *Revue Micropaléontologie*, **39**(3), 225-243.

Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J.A. (1999). Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **169**(3), 351-363.

Olsson, R.K., Hemleben, C, Berggren, W.A. y Huber, B.T. (1999). Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, **85**, 1-252.

Robin, E., Boclet, D., Bonte, P., Froget, L., Jehanno, C. y Rocchia, R., 1991. The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole 761C(Leg 122). *Earth and Planetary Science Letters*, **107**, 715-721.

Signor, P.W. y Lipps, J.H. (1982). Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. *Geological Society of America Special Paper*, **190**, 291-296.

Smit, J. (1982). Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geological Society of America Special Paper*, **190**, 329-352.

Smit, J. y Nederbragt, A.J. 1997. Analysis of the El Kef blind test II. *Marine Micropaleontology*, **29**(2), 95-100.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Pliensbachian Ostracoda of the Préjano section, Sierra de los Cameros (Cordillera Ibérica, Spain)

C. Arias
Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid

Introduction

Very little has been published on the Pliensbachian ostracods of Spain. Spanish Pliensbachian Ostracoda have been known since the pioneering study by Ramirez del Pozo (1969) on faunas from Asturias, northern Spain. Lord (1988) cited a checklist of ostracod genera recovered from a borehole drilled at Rincon del Obispo in the Sub-Betic area. Since that time much of the Pliensbachian ostracods have been described by Arias (1991), Arias & Comas-Rengifo (1992), Arias *et al* (1992), Arias (1999 a,b). In these papers, Upper Pliensbachian and Lower Toarcian ostracod assemblages from eight sections of the Cordillera Iberica have been described. The present paper considers the Pliensbachian Ostracoda assemblages from the Prejano section located in the Sierra de la Demanda, NE Cordillera Iberica (North East of Spain).

Other major works on Pliensbachian Ostracoda in the Iberian Peninsula Ostracoda are two studies concerning the microfaunas of the Zambujal (Exton, 1979, Exton & Gradstein, 1984) and Peniche (Lord, 1982) from the West Portugal. Only a few studies have been carried out on Jurassic Ostracoda from the Tethys area (Barbieri, 1964, Masoli, 1966, 1967; Maupin, 1977; Lord (in Farinacci *et al*, 1978); Baloge, 1981; Boutakiout, Donze & Oulmach, 1982; Lord, 1988).

Meanwhile, the Northern and Western European basins ostracod assemblages have been extensively studied, especially in France (Apostolescu, 1959; "Colloque sur le Lias Français" (1961)'s papers; Donze, 1985; Bodergat *et al.*,1985, 1991; Cubaynes & Ruget,1985; Bodergat & Donze, 1988) and Germany (Dreyer, 1967; Herrig's papers (1969-1981); Riegraf, 1985; Ohm (in Fischer *et al*, 1986); Richter, 1987; Harloff, 1993).

British Pliensbachian Ostracoda have been described in some locations across England and Wales by Lord's papers (1971-1982); Bate & Coleman, 1975; Boomer, 1988, 1989, 1991) and in the Fasnet Basin, southwestern Ireland (Ainsworth, 1986, 1987, 1989, 1990; Ainsworth & Horton, 1987; Ainsworth *et al.*, 1987). Largest studies on Lower Jurassic Ostracoda were made by Michelsen (1975) in the Danish Embayment and by Sivhed (1980) in Skane, South Sweden.

Material and methods

The ostracods described in this study were recovered from the Prejano section. This section is located about 1,5 Km southwest from the village of Prejano, Rioja (Fig.1) in the SW of the Sierra de la Demanda, northwestern Cordillera Ibérica, at 42° 10´30" N and 1°29´35" E (sheet no. 242 "Muniesa", Mapa Topográfico Nacional, 1:50.000).

Previous studies of the Jurassic sediments and its fossils content of this area are given by Olague (1936, 1937), Mensink (1965), Alonso & Gomez Velasco (1980), Goy & Ureta (1981), Comas-Rengifo (1985), Ureta (1985), Wilde (1990), Casas Sainz (1992), Martinez (1992), Herrero (1992).

The Pliensbachian sediments in the Prejano section are composed mainly of lithographic and fosiliferous limestones alternating with marls and marly limestones. Bioclastic

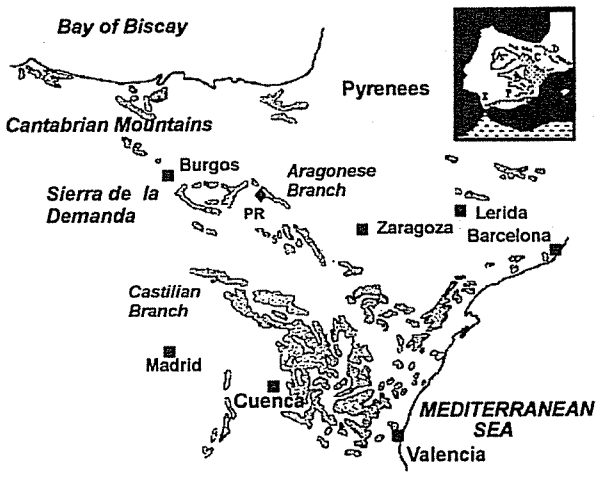


Figure 1. Location of the study area.

limestones with interbedded marly limestones dominate the upper part of the section (Comas-Rengifo, 1985).

A total of twenty-three samples were collected from the Pliensbachian mudstones and marls materials. The 100 g. sample was dispersed in a solution of hydrogen peroxide, sodium hydroxide and water and then, they were washed through sieves with mesh diameter of > 60, 125, 250, 500 and 1000 µm. All Ostracoda from the >125 µm fraction were picked and mounted onto cardboard microscope slides.

From the total of samples treated (four were barren), three hundred forty one ostracod specimens were recovered, which they were referred to twenty three species belonging to fourteen genera, twelve families, five superfamilies and two orders.

Ostracod assemblages

Lower Pliensbachian

The Lower Pliensbachian assemblages consist principally of cypridaceans and healdiids with a

			L. lanceolata	P. harpa	C. lindseyensis	E. cf. E. quadrata	Ogmoconchella sp.	L. cf. L. convergens	M. vulsa	K. aff. K. variabilis	Isobythocypris sp.	P. redcarensis	O. aequalis	P. vermiculata	L. septenaria	G. ubiquita	Polycope sp. A	Polycope sp. B	L. vestibulifera	P. liassica	O. gruendeli	I. tatei	O. contractula	E. cf. E. elongata	E. aff. E. vitiosa	
UPPER PLIENSBACHIAN	SPINATUM	494	8										13												7	28
		480											1													1
		470	6																					5		11
	MARGARITATUS	462	2										9								2		2			15
		448	6										40										22			68
		416	1										12								5	2				20
		394											2													2
	STOKESI	374											5								9					14
		336	2										2													4
		319																								0
LOWER PLIENSBACHIAN	DAVOEI	294	2																							2
		268																								0
		260																								0
		240											15													15
	IBEX	224	2	3									6						2	2						15
		194																								0
		178																4								4
		150	2										6	3												11
	JAMESONI	122	10	1	1			1		1	2	2	23	6	1	2	2									52
		74	16					1		1	3	4														25
		46	10	4	2			6	2																	24
		28	7	2	1		2																			12
		10	6	4	6	2																				18
			80	14	10	2	2	8	2	2	5	6	134	9	1	2	2	4	2	2	16	2	24	5	7	341

Figure 2. Stratigraphical distribution of Pliensbachian Ostracoda in the Préjano section,

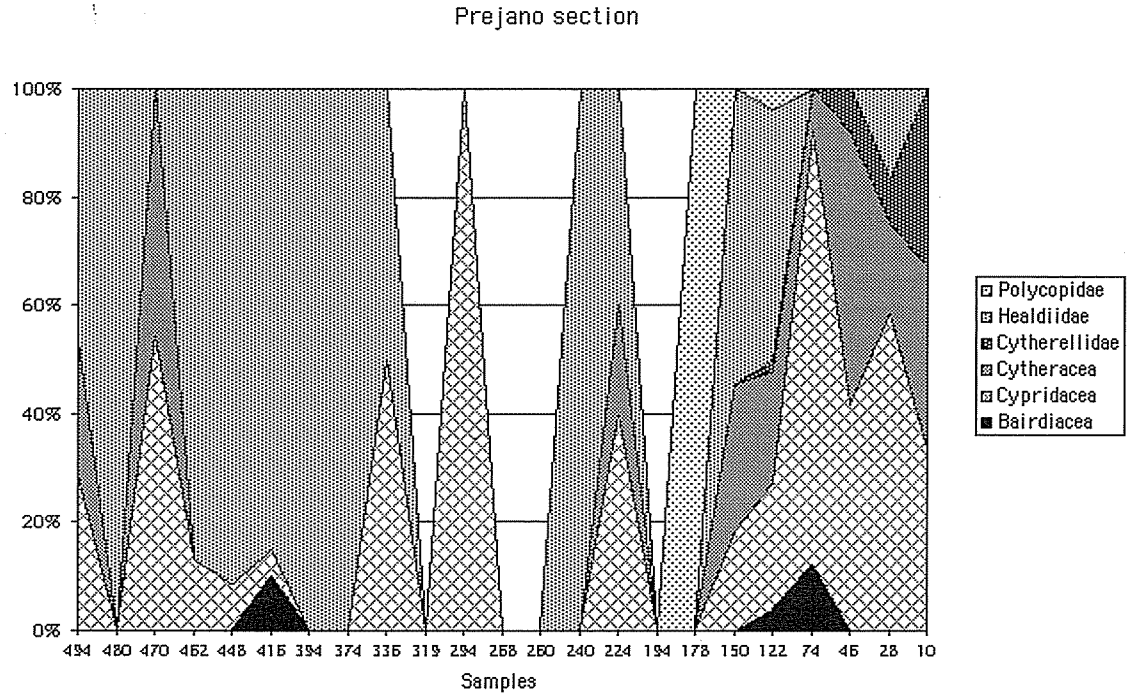


Figure 3. Faunal composition of the Préjano section.

subsequent gradual increase in cytheraceans ostracod abundance. The assemblages are characterised by the occurrence of two species, *Liasina lanceolata* (Apostolescu) and *Ogmoconchella aequalis* (Herrig). *Liasina lanceolata* is well known from Northwest Europe since the Upper Sinemurian become extinct in the Lower Toarcian (Gramann, 1963; Lord, 1982; Arias & Lord, 1999). *Ogmoconchella aequalis* has been recorded from the Upper Sinemurian to Lower Toarcian of North and Central Europe (Herrig, 1969, 1981; Michelsen, 1975; Ainsworth, 1990). Both species are two of the most widespread of European Pliensbachian ostracods.

LIST OF THE SITES

1 North Sea 2 Shane, Sweden 3 Danish Embayment 4 NE Germany 5 NW Germany 6 SW Germany 7 Switzerland	8 Paris Basin 9 Quercy 10 Great Britain 11 Fasnet Basin 12 Portugal 13 Canada 14 Italy

Ostracod Species	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Cytherella lindseyensis Lord, 1974										*				
Ektyphocythere quadrata Boomer & Lord, 1988								*		*		*		
Ektyphocythere aff. E.kt. vitiosa (Apostololescu, 1959)								*		*				
Gammacythere ubiquita Malz & Lord, 1976		*		*	*	*		*		*		*		
Isobythocypis tatei (Coryell, 1963)			*	*	*	*								
Ektphocythere elongata (Michelsen 1975)								*				*		
Klinkelinella variabilis (Klingler & Neuweiler, 1959)		*												
Ledahia septenaria (Grûndel, 1964)			*		*	*		*			*	*		
Liasina lanceolata (Apostolescu, 1959)			*			*		*		*		*		*
Liasina vestibulifera Gramann, 1962		*	*			*		*		*		*		
Lophodentina convergens Donze, 1968								*		*				
Monoceratina vulsa (Jones & Sherborn, 1988)			*		*	*				*		*		
Ogmoconcha contractula Triebel, 1941	*		*	*	*	*		*		*	*	*		
Ogmoconchella aequalis (Herrig, 1969)		*	*	*	*	*					*	*		
Ogmoconchella gruendeli Malz, 1971			*		*						*	*		
Paradoxostoma liassica Herrig, 1969					*							*		
Paracypris redcarensis (Blake, 1876)			*					*				*		
Pleurifera harpa harpa (Klingler & Neuweiler, 1959)		*	*	*	*	*		*				*		
Pleurifera vermiculata (Apostolescu, 1959)				*				*						

Table 1. Distribution of selected ostracod species in Préjano section. Each number represents the sites where these species has been recorded.

Cytheracean are represented by two species of genus *Pleurifera*, (*Pleurifera harpa harpa* (Klingler & Neuweiler) and *Pleurifera vermiculata* (Apostolescu)), *Gammacythere ubiquita* Malz & Lord, *Ektyphocythere* cf. *E. quadrata* Boomer & Lord, *Kinkelinella* aff. *K. variabilis* (Klingler & Neuweiler) and *Lophodentina* cf. *L. convergens*. Donze. *Pleurifera harpa* is a long ranging species (from the Upper Sinemurian to Lower Toarcian) and widely distributed in Europe (Arias & Lord, 1999). The rest of species, especially *G. ubiquita*, are very common in the Lower Pliensbachian ostracod assemblages of Great Britain and Germany (Klingler, 1962, Malz & Lord, 1976; Donze 1985, Ohm, 1986). Supplementary species include two cypridaceans *Liasina vestibulifera* Gramann and *Paracypris redcarensis* (Blake) and one cytheraceans *Monoceratina vulsa* (Jones & Sherborn). These species are recorded as having extensive stratigraphical ranges (from the Sinemurian to Pliensbachian) in other parts of Europe.

Upper Pliensbachian

Upper Pliensbachian ostracod assemblages are characterised by a smaller number of species, with *O. aequalis* as the most common species, together other two healdiids, *Ogmoconcha contractula* Triebel and *Ogmoconchella gruendeli* Malz. Both species have been described in the Pliensbachian of northern Europe (Herrig, 1969, 1981; Michelsen, 1975; Donze, 1985; Ohm, 1986). *Isobythocypris tatei* Coryell is a very common species described in the Upper Pliensbachian of Europe (Dreyer, 1967; Herrig, 1969, 1979; Michelsen, 1975; Harloff, 1993, Andreu *et al.*, 1988). Besides *O. aequalis*, *Liasina lanceolata* also ranges into the Upper Pliensbachian but declines its representation upward.

Conclusions

The ostracod assemblages of the Prejano show the alternating numerical dominance of the Metacopina, Cypridacea, and to a lesser extent, the Cytheracea (Fig.3). In particular it should be noted that the Metacopina became the more common component in the assemblages throughout the Upper Pliensbachian. During the Pliensbachian major changes in the composition of the ostracod assemblages took place across the Lower-Upper Pliensbachian transition.

The range chart (Fig.2) shows the short ranges of most of the ostracod species and the step like progression of first and last appearance of these species. The higher diversity is shown during the Jamesoni Zone, then dramatic falls in the Ibex and Davoei zones and rises again throughout the Upper Pliensbachian. The major faunal turnover is seen earlier in the Jamesoni-Ibex zones transition, with the last occurrence of twelve species and the first appearance of the most common species. *O. aequalis*. This species and *L. lanceolata* are the only two species that occur throughout the whole studied interval, although with important fluctuations in their abundance, showing apparently cyclic relationships between them. The Jamesoni-Ibex transition is a significant renewal period, where the Cypridacea are replaced by Healdiacea, which become dominant making up 50% of the total fauna in the Upper Pliensbachian (Fig.3).

Upward the Lower Pliensbachian this dramatic drop of the number of species, it has a corresponding drop in abundance. No ostracod specimens have been recovered from the upper part of the Davoei Zone. After this barren period, there is an increase in the abundance of the ostracod assemblages, with the highest abundance in the Margaritatus Zone.

Throughout the Prejano section there is a considerable variation in the relative dominance of the three major components of the ostracod fauna, the Healdiidae, Cypridacea and Cytheracea. The Fig.3 shows an interesting relationship almost of mutual exclusion between the last two superfamilies and the first one. The Cypridacea and Cytheracea are important elements in the Jamesoni Zone, (Lower Pliensbachian) and in the lower part of the Spinatum Zone (Upper Pliensbachian) ostracod assemblages, meanwhile, Healdiidae are very rare elements. These components, however, almost disappear from the succession when the Healdiidae become dominant in the Ibex (Lower Pliensbachian) and Stokesi and Margaritatus zones. Boomer (1991) throughout the Welsh Pliensbachian of the Mochras borehole, described the same pattern of variation of the main components of the ostracod assemblages. These changes in the diversity, abundance and composition of the ostracod assemblages may be related to changes in water depth or other environmental parameters (temperature, salinity, oxygen contents, etc.).

In attempting to compare the Pliensbachian ostracod of the Prejano section with faunas of equivalent age from elsewhere in Europe, we have encounter taxonomic and stratigraphical similitude (Table 1). The results of this analysis show a higher level of similarity with those ostracod assemblages described in Portugal, Denmark, Great Britain and SW Germany.

Acknowledgements

The author gratefully acknowledges support from the Comunidad de Madrid through the postdoctoral grant Programme of CAM.

References

Ainsworth, N. R. 1986. Toarcian and Aalenian Ostracoda from the Fasnet Basin, offshore Southwest Ireland. *Bulletin of the Geological Survey of Ireland*, Dublin, **3**, 277-336.

__. 1987. Pliensbachian Ostracoda from the Fasnet Basin, offshore Southwest Ireland. *Bulletin of the Geological Survey of Ireland*, Dublin, 4, **1**, 41-62.

__. 1989. Remarks on the nomenclature of two ostracod species from the Pliensbachian and upper Toarcian-Aalenian of the Fasnet Basin, offshore Southwest Ireland. *Bulletin of the Geological Survey of Ireland*, Dublin, 4 , **2**, 165-166.

Ainsworth, N. R. & Horton, N. F. 1987 Mesozoic micropaleontology of exploration well Elf 55/30-1 from the Fasnet Basin, offshore southwest Ireland. *Journal of micropaleontology*, London, 5, **1**, 19-29.

Ainsworth, N. R., O 'Neill, M., Rutherford, M. M., Clayton, G., Horton, N. F. & Penney, R. A. 1987. Biostratigraphy of the Lower Cretaceous, Jurassic and uppermost Triassic of the North Celtic Sea and Fasnet Basin. In: *Petroleum Geology of North West Europa* (Eds. J. Brooks, Glennie, K. Graham and Trotman, **611-622**.

Alonso, I. & Gomez-Velasco, J. 1980. Estudio geológico y paleontológico del Jurásico del borde Norte de la Sierra de la Demanda. *Berceo*, CSIC, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño: **39-101**.

Andreu, B., Bodergat, A.M., Brunel, F., Colin, J.P. & Cubaynes, R. 1998. Ostracodes du Carixien supérieur-Domerien (Jurasique inférieur) du Quercy, Bassin d'Aquitaine, France. *Paleontographica*, Abt **A, 250**: 4-6: 68-122.

Apostolescu, V. 1959. Ostracodes du Lias du bassin de Paris. *Revue del` Institute français de Pétrole*, Paris, 15, **6**, 795-817.

__. 1961. Sud du Bassin, Region D`Argenton-sur-Creuse et de la Chatre (Départments du Cher et del' Indre). Ostracodes. In: *Colloque sur le Lias français*. Mémorie Bureau Recherche Géologiques Minières, **4**, 445-449.

Apostolescu, V.; Magne, J. & Malmoustier, G. 1961. Quelques especes nouvelles d `Ostracodes du Toarcien de Thouars (Deux-Sevres). In: *Colloque sur le Lias français*. Mémorie Bureau Recherche Géologiques Minières, **4**, 399-415.

Arias, C. 1989. *Los ostrácodos del Domeriense superior-Toarciense inferior de la Cordillera Ibérica*. Unpub. MSc thesis. Fac. CC Geologicas, Universidad Complutense de Madrid, **192**.

__. 1991. Las asociaciones de Ostrácodos del Domeriense superior y Toarciense inferior de la Cordillera Ibérica. *Coloquios de Paleontología*., Madrid, **43**, 79-99.

__. 1995. *Los ostrácodos del Toarciense inferior en la Cordillera Ibérica*. Unpub. Ph.D. thesis. Fac. CC Geologicas, Universidad Complutense de Madrid, **521**

.Arias, C. 1997. Ostracod biostratigraphy of the Lower Toarcian in Cordillera Iberica. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, Stuttgar, **206**, 1, 67-91.

Arias, C. and Comas-Rengifo, M. J. 1992. Ostrácodos del Domeriense superior y Toarciense inferior de la Cordillera Ibérica. *Revista Española de Micropaleontología*, Madrid, XXIV, **3**, 111-155.

Arias, C., Comas-Rengifo, M. J., Goy, A. & Herrero, C. 1992. Variations dans les associations de brachiopodes, foraminiferes et

ostracodes du Toarcien basal dans le secteur central de la Cordillere Ibérique, un exemple dans La Rambla del Salto (Teruel, Espagne). *Cahiers Scientifiques de l'Université Catholique de Lyon*, Lyon, 5, 5-25.

Arias, C. & Lord, A. (1999): Upper Pliensbachian and Lower Toarcian Ostracoda from the Cordillera Iberica, North-East Spain (part. 1) *Revista Española de Micropaleontología*, **31**, 1, 73-98.

Arias, C. & Lord, A. (in press): Upper Pliensbachian and Lower Toarcian Ostracoda from the Cordillera Iberica, North-East Spain (part. 2). Re*vista Española de Micropaleontología.*

Baloge, P. A. 1981. Foraminiferes et ostracodes dans les facies "Ammonitico Rosso" et associes du Lias (Domerien-Toarcien) du Djebel Nador de Tiaret, Algerie. In: A. Farinacci and Elmi, S. (eds.), *Rosso Ammonitico Symposium*, Tecnoscienza, Roma, **27-37**.

Barbieri, F. 1964 . Micropaleontologia del Lias e Dogger del Pozzo Ragusa I (Sicilia) (I). Rivista Italiana de Paleontologia e Stratigrafia, Milano, LXX, **4**, 709-830.

Bate, R. H. & Coleman, B. E. 1975 Upper Lias Ostracoda from Rutland and Huntingdonshire. Bulletin of the Geological Survey of Great Britain, London, **55**, 42.

Bizon, J. J. 1961. Basse-Normandie (regions d' Isigny et sur de Bayeux). In:: Rioult, M. & Bizon, J.J. *Colloque sur le Lias français*. Mémorie Bureau Recherche Géologiques Minières, Paris, **4**, 431-438.

Bizon, J. J. & Oertli, H. 1961. Lorraine, région de Nancy et Thionville. In: Rioult, M. & Bizon, J.J. *Colloque sur le Lias français*. Mémorie Bureau Recherche Géologiques Minières, Paris, **4**, 433-436.

Bodergat A. M. & Donze, P. 1988. Biostratigraphical Scale in Toarcian of the Paris Basin. In: *Biology of ostracoda: Its Fundamental and Applications* (Eds. Hanai, T., Ikeya, N. & Ishizaki, K.) Procceding of the Ninth International Symposium on Ostracoda, Shizouoka, Japan. Developments in Paleontology and Stratigraphy, Elsevier, **11**, 1261-1267.

Bodergat A. M., Cubaynes, R., Courtinal , B. & Ruget, C. H. 1991. Stratégies adaptaties K, r et A dans l` evolution des Ostracodes du Toarcien quercynois (France). *Comptes Rendus de l`Academie des Sciences*, Paris, Francia, 312, **2**, 1177-1182.

Bodergat A. M., Donze, P., Nicollin, J. P. & Ruget, C. H. 1985. Repartition biostratigraphique des microfaunes toarciennes en bordure du Bassin de Paris. *Les Cahiers de l`Institut Catholique de Lyon*, Lyon, **14**,103-121.

Boomer, I. 1988. On *Ektyphocythere lanceolata* sp. nov. Boomer. *Stereo-Atlas of Ostracod Shells*, Leicester, 15, **21**, 97-100.

__. 1989. *The temporal and spatial distribution of Lower Jurassic Ostracoda from North-West Europe*. PhD Thesis, University College London. (ined), **382**.

__. 1991. Lower Jurassic ostracod Biozonation of the Mochras Borehole. *Journal of micropaleontology*, London, 9, **2**, 205-218.

Boutakiout, M., Donze, P. & Oulmach, F. 1982. Nouvelles espèces d`ostracodes du Lias moyen et supérieur du Jbel Dhar en Nsour (rides sud-rifaines, Maroc Septentrional). *Revue de Micropaléontologie*, Paris, 25, **2**, 94-104.

Casas Sainz, A. M., J. 1992. El frente norte de las Sierras de los Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. Zubia. Monografico 4. CSIC, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, **219**.

Champeau, H. 1961 Etude de la microfaune des niveau marneux du Lias dans le sud-est du Bassin de Paris. In: Colloque sur le Lias français. Mémorie Bureau Recherche Géologiques Minières, Paris, **4**: 437-443.

Comas-Rengifo, M. J. 1985. *El Pliensbachiense de la Cordillera Ibérica.* Unpub. Ph.D. thesis. Fac. CC. Geologicas, Universidad Complutense de Madrid, **591**.

Cousin, N. & Apostolescu, V. 1961. *Ostracodes*. Ardennes, région de Mézières (Département des Ardennes). In: *Colloque sur le Lias français.* Mémorie Bureau Recherche Géologiques Minières, Paris, **4**:, 423-431.

Cubaynes, R. & Ruget, C. 1985. Les Ecosequences de Nodosariides et d` ostracodes et leur significations dans les Marines Toarciennes du Sud-Quercy (Francce). *Les Cahiers de l`Institut Catholique de Lyon*, Lyon, **14**, 125-134.

Donze, P. 1985. *Lias inferieur et moyen*. In: Oertli, H. (ed.). Atlas des Ostracodes de France. Bulletin du Centre de Recherches Explotation- Production Elf- Aquitaine Memorie Bordeaux, 9,101-117.

Dreyer, E. 1967. Mikrofossilem des Rät und Lias von SW-Brandenburg. *Geologische Jahrbuch*, Hannover, **1**, 491-531.

Exton, J. 1979. Pliensbachian and Toarcian microfauna of Zambujal, Portugal. Sistematic Paleontology. *Geological Paper Carleton University*, 79, **1**, 1-104.

Exton, J. & Gradstein, F. M. 1984. Early Jurassic stratigraphy and micropaleontology of the Grand Banks and Portugal. In: *Jurassic and Cretaceous biochronology and biogeography of North America* (Ed. G. E. G .Westerman). *Special Paper of Geological Association*, **13-28**.

Farinacci, A., Lord, A., Pallini, G. & Schiavinotto, F. 1978 The depositional environment of the Domerian-Toarcian sequence of Strettura (Umbria). *Geologia Romana*, Roma, **17**, 303-323.

Fischer, R., Jager, M., Konstantinopoulu, A., Kristan-Tollmann, E., Luppold, F. W. & Ohm, H. H. 1986. Paläontologie einer epikontinentalen Lias-Schichtfolge: Oberes Sinemurium bis Oberes Domerium von Empelde bei Hannover. *Facies*, Erlangen, **15**, 53-176.

Goy, A. & Ureta, M. S. 1981. Bioestratigrafía del Aaleniense en Prejano y Muros de Agua. *Cuadernos de Geología, Universidad de Granada*, Granada, **10**, 107-119.

Gramann, F. 1963Liasinan. Gen (Ostracoda) aus dem deutschen Lias. *Geologische Jahrbuch*, Hannover, **82**, 65-74.

Gründel, J. 1964 a. Zür Gattung Healdia (Ostracoda) und zu einingen verwandten Formen aus dem unteren Jura. *Geologie*, Berlin, 13, **4**, 456-477.

Harloff, J. 1993. Ostracoden des Unter-Pliensbachiums in Baden-Württemberg. *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde*, Serie B (Geologie und Paläontoloie), Stuttgart, **191**, 214 .

Herrero, C. 1992. *Los Foraminiferos del Toarciense inferior de la Cordillera Iberica.* Unpub. Ph.D. thesis. Fac. CC Geologicas, Universidad Complutense de Madrid, **467**.

Herrig, E. 1969 a. Ostracoden aus dem Ober-Domerien von Grimmen westlich Griefswald (Teil I). *Geologie*, Berlin, **18**, 446-471.

__. 1969 b. Ostracoden aus dem Ober-Domerien von Grimmen westlich Griefswald (Teil II). *Geologie*, Berlin, **18**, 1072-1101.

__. 1979 a. Die Gattung *Bairdia* (Ostracoda, Crustacea) im Lias von Thüringen. *Zeitscrift für Geologischen Wissenchaften*, Berlin, 7, **5**, 641-661.

__. 1979 b. Ostrakoden aus dem Lias von Thüringen. Die Gattungen *Bairdia* (Teil II), Fabalacypris and Bairdiacypris. *Zeitscrift für Geologischen Wissenchaften*., Berlin, 7, **6**, 763-782.

__. 1980. Ostrakoden der Gattungen *Ledahia* and *Pseudohealdia* (Familie: *Healdiidae* Harlton) aus dem Lias von Thüringen. *Zeitscrift für Geologischen Wissenchaften*, Berlin, 8, **12**, 1539-1551.

__. 1981 a. Die Gattung *Ogmoconcha* Triebel, 1941 (Ostracoda) im Lias von Thüringen. *Zeitscrift für Geologischen Wissenchaften*, Berlin, 9, **2**, 207-219.

__. 1981 b. Die Gattung *Ogmoconchella*-Arten (Ostracoda) im Lias von Thüringen. *Zeitscrift für Geologischen Wissenchaften*, Berlin, 9, **5**, 561-579.

__. 1981c. Die polycopiden Ostrakoden aus dem thüringischen Lias. *Zeitscrift für Geologischen Wissenchaften*, Berlin, 9, **6**, 675-696.

Klingler, W. 1962. *Lias Deutschlands*. In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen, Leitfossilen der Mikropaläontologie, **73-122**.

Lord, A. 1971a. The ostracod genera Ogmoconcha and Procytheridea in the Lower Jurassic. *Danmarks Geologiske Undersogelse*, Kopenhavn, **21**: 319-336.

__. 1971b. Revision of some Lower Lias Ostracoda from Yorkshire. *Paleontology*, London, **14**, 642-665.

__. 1972. *Wicherella* and *Gramannella*, two new genera of Lower Jurassic from England. *Paleontology*, London, 15, **2**, 187-196.

__. 1974. Ostracods from the Domerian and Toarcian of England. *Paleontology*, London, **17**, 599-622.

__. 1978. *The Jurassic.* Part. 1 (Hettangian-Toarcian). In: A Stratigraphic Index of British Ostracoda (Eds. R. Bate, & Robinson, E.. Seel House Press, London, **8**, 189-212.

__. 1982. Metacopine ostracods in the Lower Jurassic. In: *Aspect of Micropaleontology* (Eds. F.T.Banner & Lord A. R. Allen & Unwin, London, **262-277**.

__. 1988. Ostracoda of the Early Jurassic Tethyan Ocean. In: *Biology of ostracoda: Its Fundamental and Applications.* (Eds. T. Hanai, T., Ikeya, N. & Ishizaki, K.) Procceding of the Ninth International Symposium on Ostracoda, Shizouoka, Japan. Developments in Paleontology and Stratigraphy, Elsevier, **11**, 855-867.

Magné, J. & Malmoustier, G. 1961. Quelques espéces nouvelles d' Ostracodes du Toarcien de Thouars (Deux-Sevres). In: *Colloque sur le Lias français. Mémorie Bureau Recherche Géologiques Minières*, Paris, **4**, 399-405.

Magné, J.; Séronie-Vivien, R. M. & Malmoustier, G. 1961. Le Toarcien de Thouars. In: *Colloque sur le Lias français.* Mémorie Bureau Recherche Géologiques Minières, Paris **4**, 357-397.

Malz, H. & Lord, A. R. 1976. *Gammacythere* n.g. (Ostracoda) and its occurrence in the Lower Jurassic of N.W. Europe- *Senckenbergiana lethaea*, **57**/4-6: 249-263

Martínez, G. 1992 *Hammatoceratinae (Ammonitina) del Toarciense superior y Aaleniense en la Cordillera Ibérica.* Unpub. Ph.D. thesis. Fac. CC Geologicas, Universidad Complutense de Madrid, **331**.

Masoli, N. 1966 Specie nuove di Ostracodi nel Domeriano di Verona (*Procytheridea grezzanensis* e *Procytheridea marrocui*). *Studi Trenini Science Naurale.* **A 43,** 2, 211-217.

Maupin, C. 1977. Données micropaléontologiques nouvelles et précisions stratigraphiques sur le Lias du Kef Ben Chikr Bou Rouhou et du Kef Toumiette Nord (Chaine Calcaire Kabyle-nord du Constanttinois-Algérie). *Revue du Micropaléontologie*, Paris, 19, **3**, 91-99.

Mensink, H. 1965. Stratigraphie und Palaeogeographie des marinen Jura in der nord-westlichen Iberischen Keten (Spanien). *Beihelfte Geologisches Jahrbuch*, Hannover, **44**, 55-102.

Michelsen, O. 1975. Lower Jurassic bioestratigraphy and ostracods of the Danish Embayment. *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, Kopenhavn, 104 , **2**, 289.

Olague, Y. 1936-1937. Notas para el estudio del Jurásico en la Rioja. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Madrid, **36,** 25-38; **37**, 101-126.

Ramirez del Pozo, J. 1969. Bioestatigrafía y Paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (Zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa). *Boletin Geológico y Minero,* Madrid**, 84**, 307-332.

Richter, H. 1987. Die Mikrofauna des Unteren Toarcium der Nordschweiz, **176**/1: 137-155.

Riegraf, W. 1985. Microfauna, Biostratigraphie und Fazies im Unteren Toarcian Südwestdeutschland und Vergleiche mit benachbarten Gebieten. *Tübinger Mikropalaontologische Mitteilungen*, **3**, 232.

Sivhed, U.1980. Lower Jurassic ostracodes and stratigraphy of western Skane, Southern Sweden. Sveriges Geologiska Undersokkning, C, Stockholm, **50**, 85.

Ureta, M.S. 1985. *Bioestratigrafía y paleontología (Ammonitina) del Aaleniense en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica.* Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, **452**.

Wilde, S. 1990. The Bathonian and Callovian of the Northwest Iberian Range. Stages of spacial and palaeogeographical differentiation on an epicontinental platform. *Cuadernos de Geología Iberica*, **14,** 113-142.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

El modelo de actividad de *Pachycrocuta* en Venta Micena: implicación de los hiénidos en el registro paleomastológico Plio-Pleistoceno español

A. Arribas[1] y P. Palmqvist[2]

[1]Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. E-mail: a.arribas@itge.mma.es
[2]Departamento de Geología y Ecología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Campus Universitario de Teatinos. 29071 Málaga. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es

Introducción

Los antecedentes sobre el estudio del registro fósil de grandes mamíferos asociado a la actividad de los hiénidos plio-cuaternarios, pertenecientes a los géneros *Pliocrocuta, Chasmaporthetes, Pachycrocuta* y *Crocuta,* se iniciaron hace poco más de dos décadas y se han centrado en la investigación de las acumulaciones óseas asociadas a los representantes pleistocenos de la hiena manchada actual (*Crocuta crocuta*), popularmente conocida como "hiena de las cavernas", que es denominada *Crocuta crocuta intermedia* en los yacimientos del Pleistoceno medio y *Crocuta crocuta spelaea* en las localidades del Pleistoceno superior. La razón de este sesgo estriba, fundamentalmente, en el hecho de que su registro en los yacimientos kársticos del Cuaternario europeo es relativamente abundante y, por otro lado, en que todavía se encuentran representantes de esta especie en los ecosistemas africanos modernos. Caso muy distinto es el estudio del comportamiento deducido para los representantes de los géneros extintos, ya que su registro resulta más dispar. Pese a ello, esta problemática no afecta ya al conocimiento de la actividad y alimentación de la especie *Pachycrocuta brevirostris* (Fig. 1), que ha podido ser clarificada gracias al análisis de la rica y diversa asociación ósea conservada en el yacimiento granadino de Venta Micena (Arribas, 1999), permitiendo caracterizar algunos de los parámetros relacionados con su paleoetología, como los relativos a sus hábitos carroñeros, tanto en lo que se refiere a la selección de los cadáveres de ungulados (Palmqvist *et al.,* 1996) como a la actuación específica sobre regiones anatómicas concretas de los mismos, en función de sus contenidos en nutrientes (Arribas & Palmqvist, 1998). En definitiva, tales estudios han mostrado que los resultados del comportamiento de esta especie se traducen en un registro paleontológico excepcional, siempre que los factores tafonómicos sean conservativos, como ocurre en el caso concreto de este yacimiento del Pleistoceno inferior, cuya asociación ósea resulta altamente fidedigna de la composición de la paleobiocenosis en la que se integraba la población de esta especie fósil.

Los hiénidos son unos agentes biológicos cuya etología se traduce, en lo que se refiere al registro fósil, en la concentración sobre puntos concretos del territorio de abundantes elementos óseos representativos de la práctica totalidad de las especies de grandes mamíferos con las que coexisten en el ecosistema. El resultado de sus actividades vitales se verifica tanto en el caso de los hiénidos actuales (*Crocuta, Hyaena* y *Parahyaena*) como en el de los representantes del registro plio-pleistoceno (*Pliocrocuta, Pachycrocuta* y *Crocuta*), siendo por el momento desconocidos los posibles resultados tafonómicos de la actividad de las especies del género *Chasmaporthetes.* Tales resultados adquieren, en sí mismos, la categoría de yacimientos paleontológicos, pues sus cubiles o comederos, localizados al aire libre o en cuevas y abrigos rocosos, contienen una fuente de información excepcional sobre la diversidad y las características de las poblaciones de macromamíferos presentes en la paleomastocenosis original, para el período de vida concreto de la población de hiénidos de que se trate.

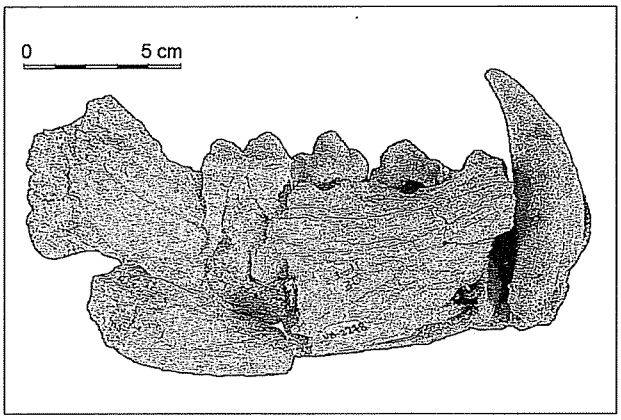


Figura 1. Hemimandíbula de *Pachycrocuta brevirostris* (ejemplar adulto), procedente del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada).

Por todo ello, resulta fundamental caracterizar los resultados específicos de la actividad de los hiénidos sobre los cadáveres y los huesos de los grandes mamíferos, a fin de evaluar el interés potencial de la información paleoecológica conservada en los yacimientos con restos de mamíferos continentales, en función del grado de influencia de los hiénidos en su génesis.

Actividad de *Pachycrocuta* sobre los restos de *Equus* en el Pleistoceno inferior

Centrándonos en el ejemplo concreto del hiénido *Pachycrocuta brevirostris* en el yacimiento de Venta Micena, se han analizado los resultados específicos más significativos de su actividad modificadora sobre los huesos del équido *Equus altidens* (Arribas, 1999). La razón de esta elección radica en el hecho de que las especies del género *Equus* son los ungulados que se encuentran mejor representados en las asociaciones óseas cuaternarias. Con ello se intenta, pues, establecer un modelo basado en ele-

mentos óseos definidos, roturas y frecuencias de especímenes, que permita describir la actividad de estos hiénidos en un yacimiento, con independencia de que en la localidad estudiada exista un registro fósil directo que atestigüe la presencia de este gran carnívoro.

La actividad de los hiénidos sobre los cadáveres de équidos se verifica tanto en los elementos craneales como en los huesos del esqueleto postcraneal, siguiendo pautas diferentes en función del elemento anatómico del que se trate, de su posición original y de sus funciones mecánicas. Esto se debe a que tanto la posición de cada hueso en el esqueleto como las funciones para las que se encuentra configurado (esto es, sustentación, locomoción, alimentación o protección) son aquellas características del elemento óseo que determinan su forma, estructura, volumen, densidad y composición mineral, así como su contenido en médula y grasa, todo lo cual determina, a su vez, el patrón específico de actividad del hiénido sobre dicho elemento.

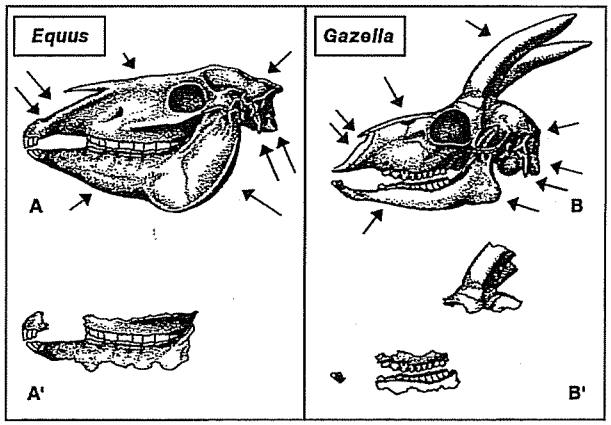


Figura 2. Cráneo de un équido (A) y de un bóvido (B) sin alteraciones, comparados con el registro que queda de ellos tras la actividad destructora (obtención de fases minerales y acceso a tejidos blandos) de *Pachycrocuta* (A' y B'). Las flechas indican los puntos de incidencia preferentes y el sentido de la actividad.

La figura 2 muestra los resultados de la actividad de *Pachycrocuta* sobre los cráneos de un macromamífero sin protuberancias óseas (un perisodáctilo, *Equus*) y sobre un macromamífero con apéndices craneanos (un artiodáctilo patrón, *Gazella*); conviene hacer constar que en el segundo caso no tiene relevancia, en principio, el que se trate de un artiodáctilo con núcleos óseos (bóvido) o con pedículos (cérvido). La destrucción por mordisqueo de un cráneo transfiere al registro paleontológico, por lo general, tres tipos de especímenes óseos: (i) porciones premaxilares y mandibulares, con los incisivos en posición anatómica, (ii) porciones mandibulares relativamente bien conservadas, sin la rama ascendente y con la región molar de la rama horizontal destruida hasta las raíces de los molariformes, y (iii) porciones maxilo-palatinas íntegras, con los molariformes en sus posiciones anatómicas. Estos tres tipos de restos craneanos son característicos de la actividad de *Pachycrocuta* sobre los cráneos de los artiodáctilos registrados en Venta Micena, pues se ha comprobado su presencia en las muestras de Cervidae cf. *Praedama*, *Eucladoceros giulli, Hemitragus alba, Soergelia minor* y Bovini cf. *Dmanisibos;* en estos casos sólo aparecen especímenes constituidos por las porciones mandibulares con los incisivos inferiores, al carecer estos taxa de incisivos superiores, a los que habría que añadir un cuarto tipo de restos, los configurados por aquella porción de la bóveda craneal en la que se ubican los núcleos óseos o los pedículos (esto es, regiones definidas por los huesos frontales y parietales).

En lo relativo a los huesos del esqueleto postcraneal más importantes de las muestras fósiles de équidos (es decir, el húmero, el radio-ulna, el fémur, la tibia, el metacarpiano III, el metatarsiano III, el calcáneo, el astrágalo y las falanges) se observa que los hiénidos efectúan una actividad de mordisqueo, roído y destrucción generalizada, que afecta fundamentalmente a aquellas regiones de los elementos que están formadas esencialmente por tejido esponjoso (Fig. 3). Este tipo de alteración, que se traduce en la destrucción del elemento o la porción afectada del mismo, es la única presente en los huesos más densos del esqueleto, como ocurre en el caso del astrágalo, el calcáneo y las falanges, mientras que indica el inicio de la actividad de los hiénidos sobre los huesos largos, quedando en estos casos limitada, según el tipo de elemento óseo del que se trate y la intensidad de la actuación, a las apófisis de las epífisis o afectando a la totalidad de las mismas. Dicha actividad inicial de mordisqueo y destrucción aporta al hiénido, en todos los casos, fases minerales fosfáticas y altas cantidades de la grasa que se encuentra contenida en el tejido esponjoso; asimismo, dada su concentración en las regiones articulares, tal actividad se encuentra directamente implicada en el desmembramiento de los cadáveres de las presas o animales carroñeados.

Tras esta actividad inicial se consiguen liberar los miembros de las cinturas escapular y pélvica, así como separar los elementos que conforman el estilópodo, el zeugópodo y el autópodo (basípodo+metápodo+acrópodo), lo que facilita el transporte de los restos y permite una mayor accesibilidad a cada elemento anatómico, con vistas a su procesamiento posterior, en función de los requisitos alimenticios y la propia capacidad destructiva del organismo agente, los cuales resultan altamente variables en función de la edad de los individuos implicados (infantiles, juveniles o adultos). Una vez desmembrado el cadáver, puede considerarse que finaliza la actividad de roído, iniciándose entonces la fracturación por presión del aparato yugal sobre los elementos, a fin de acceder al tuétano. En este punto, la actividad sobre los elementos óseos da como resultado la aparición de fragmentos de hueso con roturas de contorno espiral, que son comparativamente más frecuentes que las longitudinales, así como esquirlas óseas de morfología variada, resultantes de la rotura de los huesos largos. Esta etapa de intervención puede ser moderada, afectando a porciones de los huesos comprendidas entre 1/3 (húmero, tibia y metatarsiano III) y 1/2 de su longitud (radio y metacarpiano III) o puede ser muy intensa, quedando entonces como pro-

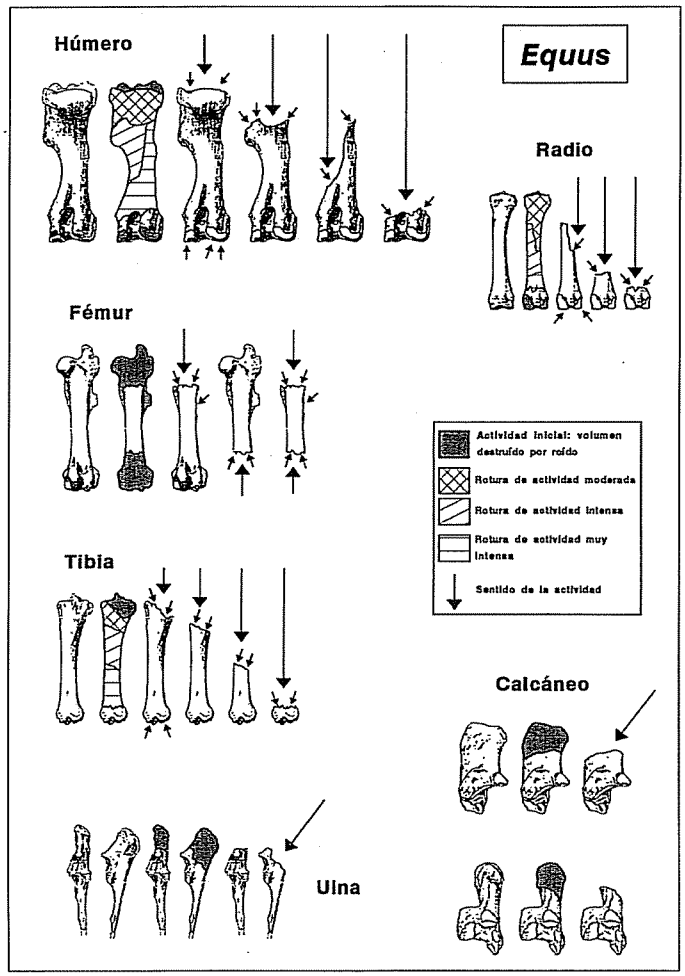


Figura 3. Secuencias más significativas de la actividad modificadora (roturas) de los huesos, realizada por los representantes de la especie *Pachycrocuta brevirostris,* sobre los elementos óseos de *Equus altidens* de Venta Micena; características del comportamiento durante la alimentación de este hiénido gigante del Pleistoceno inferior. Se produce la destrucción de regiones (apófisis y epífisis) por roído durante el desmembramiento, la rotura de regiones específicas (fundamentalmente las diáfisis) por presión de la serie yugal durante la adquisición de fases minerales, grasa y médula, observándose estrías de mordisqueo (en las diáfisis y en las epífisis) producidas durante la descarnación.

ducto de la actividad alimenticia de los hiénidos porciones que representan tan sólo 1/5 de la longitud total del elemento.

Aunque cada hueso presenta, en función de las características intrínsecas de su arquitectura ósea, diferentes líneas y puntos de fractura, se pueden diferenciar tres grandes conjuntos de huesos en función del sentido de la actividad modificadora de los hiénidos sobre los elementos:

(i) Huesos modificados con un sentido de la actividad invariable, que acontece siempre desde la epífisis proximal hacia la distal. Este grupo está constituido por el húmero, el radio, la tibia, la ulna y el calcáneo. En todos estos elementos la actividad de los hiénidos comienza por el roído de la epífisis proximal, que es destruida de manera sistemática (en este punto finaliza la intervención sobre la ulna y el calcáneo, mientras que los siguientes pasos se verifican en los restantes huesos del conjunto), continúa con la fracturación de la diáfisis en dirección a la epífisis distal y finaliza con el abandono de la epífisis distal o fragmentos de la misma, que suelen presentar marcas de roído y la desfiguración parcial de su superficie articular.

(ii) Huesos modificados por roído, con un sentido de la actividad variable, desde la epífisis proximal hacia la distal o viceversa, en los que se verifica la pérdida de las epífisis. Este grupo está formado tan sólo por el fémur. La actividad de roído comienza en este elemento indistintamente por cualquiera de sus epífisis, progresando en dirección a la diáfisis, para finalizar la intervención en los contactos entre las epífisis y la diáfisis, en los límites entre el hueso endocondral y el hueso pericondral (donde deja de haber tejido esponjoso). Tras la destrucción de una de las epífisis, el hiénido actúa entonces sistemáticamente sobre la restante.

(iii) Huesos modificados por fracturación, con un sentido de la actividad variable, desde la epífisis proximal hacia la distal o viceversa, y destrucción de epífisis. Este grupo se encuentra formado por los terceros metacarpianos y metatarsianos. En ellos las roturas bioestratinómicas no son tan frecuentes como en los restantes elementos de la muestra, debido fundamentalmente al gran grosor que presenta la cortical del hueso en la diáfisis, donde puede alcanzar valores superiores a 1 cm. La actividad de los hiénidos sobre estos huesos se limita, dada la dureza y el bajo contenido en grasa de las epífisis, a la fracturación del elemento en su tercio medio, lo que permite tener acceso a la médula que contiene la diáfisis. Sin embargo, resultan frecuentes en estos huesos las marcas producidas por los premolares del hiénido (Fig. 1) sobre la epífisis distal, resultado de la incidencia para el desmembramiento y la liberación de las falanges.

La figura 3 muestra, por lo tanto, las secuencias de roturas características de los huesos largos de équido carroñeados por los hiénidos del género *Pachycrocuta.* El húmero aparece representado en la asociación por cuatro tipos de especímenes, fundamentalmente, que reflejan la secuencia de intervención de estos carnívoros, durante su alimentación, en función del contenido en grasa y en médula, por un lado, así como de la densidad mineral de cada región del elemento óseo frente a las otras (Arribas & Palmqvist, 1998). La tibia se encuentra representada, debido a idénticas razones, por otros cuatro tipos de especímenes característicos, mientras que el radio presenta tan sólo tres tipos de fragmentos específicos. Estos tres huesos presentan un gradiente en la secuencia de intervención (alteración-destrucción), dirigido en sentido proximodistal. La ulna y el calcáneo muestran tan sólo evidencias de alteración de sus porciones esponjosas proximales, en las que se insertan los músculos y los tendones que configuran y refuerzan las articulaciones del codo y

del talón, respectivamente. Su destrucción es, por lo tanto, el resultado de un proceso de roído, con el objetivo de desmembrar y separar el estilópodo del zeugópodo y a éste último del autópodo. Por último, el fémur es un hueso que presenta epífisis especialmente ricas en tejido esponjoso y grasa, muy nutritivas, lo que le hace ser muy accesible y apetecible para los animales carroñeros. El especimen más abundante en la muestra, derivado de la alteración del fémur, es la diáfisis, que es abandonada una vez se ha efectuado el roído de ambas epífisis.

Así pues, se puede caracterizar la actividad de los representantes del género *Pachycrocuta* sobre el esqueleto de *E. altidens* de Venta Micena en función de los restos óseos, completos o fragmentados, que son abandonados tras la alimentación, ajustándose dicho patrón al siguiente esquema (Fig. 4):

(i) Se constata la existencia de unas áreas del esqueleto o puntos de incidencia, en las que se inicia la actividad de los hiénidos, a fin de desmembrar el cadáver (el proceso es el roído), desarticulando los diferentes elementos óseos susceptibles de ser alterados con posterioridad. En el cráneo tales áreas de incidencia se localizan en la apertura nasal, en la cresta occipital y en la rama ascendente de la mandíbula. En el miembro anterior se sitúan en la epífisis proximal del húmero (articulación escápula/húmero) y en la epífisis proximal de la ulna (articulación húmero/radio-ulna). En el miembro posterior se distribuyen por la epífisis proximal del fémur (articulación de la cadera con el fémur), por la epífisis distal del fémur y la proximal de la tibia (articulación fémur/tibia) y por la epífisis proximal del calcáneo (destrucción del paquete muscular del talón, con la liberación subsiguiente del tarso y los metápodos).

(ii) Una vez liberados los diferentes elementos óseos, tras la destrucción de las articulaciones de primer orden (que será presumiblemente realizada en aquel punto del territorio en el que yace el cadáver), se inicia la alteración de los distintos conjuntos o elementos esqueléticos susceptibles de haber sido transportados a los cubiles o comederos. Conviene precisar aquí que el transporte de las costillas va ligado al de las vértebras y que ambos tipos de huesos pueden ser intervenidos antes o después del transporte. En este momento se inicia la actividad de los hiénidos sobre los elementos óseos individualizados y sobre las arti-

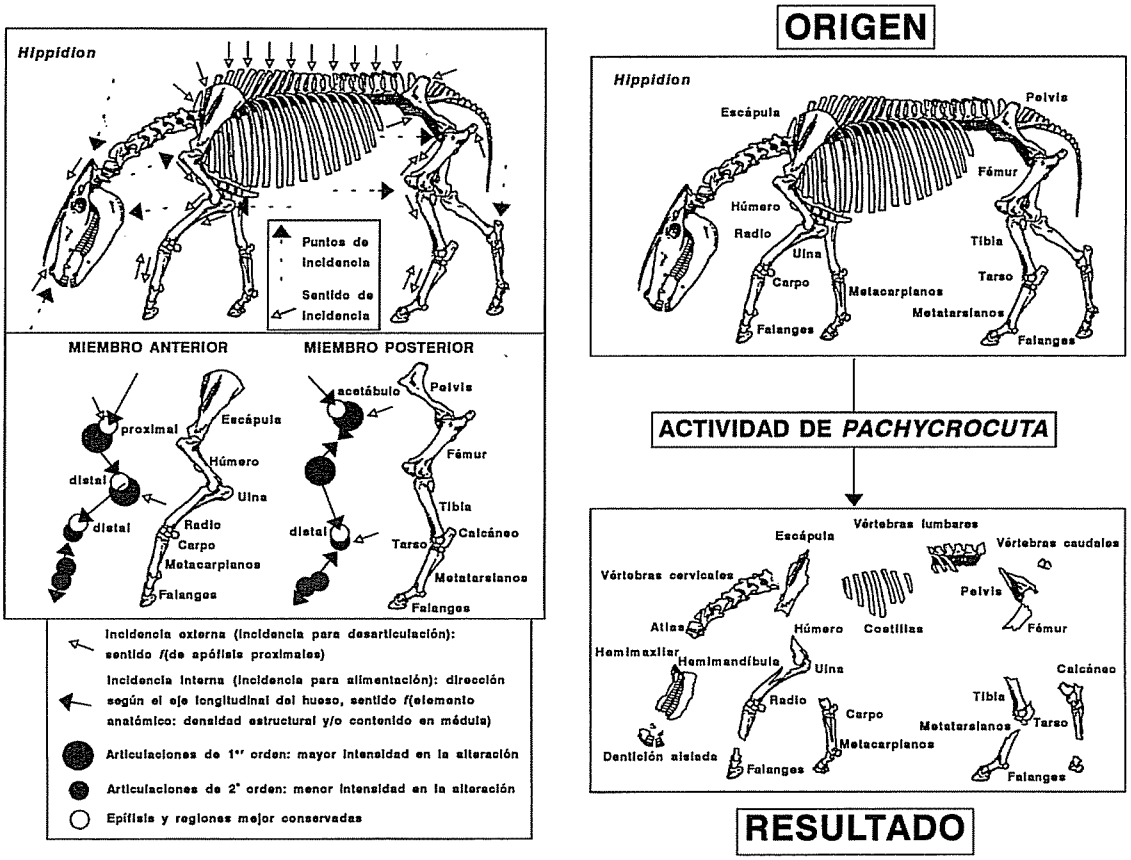


Figura 4. Modelo de intervención de los hiénidos sobre el esqueleto básico de los équidos Neógeno-cuaternarios (se ilustra como ejemplo un esqueleto de *Hippidion*). Se indican los tipos y puntos de incidencia, que marcan el inicio del desarrollo de la actividad de *Pachycrocuta* sobre el esqueleto de *Equus*, los tipos de articulaciones esqueléticas definidas en función del grado de actividad que soportan, así como la dirección y el sentido de la actividad de los hiénidos sobre los huesos individualizados. Los elementos y fragmentos abandonados, que serán los más abundantes en la muestra, son aquellos que tras la alimentación carecen de interés nutritivo para el agente modificador. Asimismo, se muestran los resultados de la actividad de *P. brevirostris* sobre *E. altidens* en el yacimiento de Venta Micena. Tras la actividad inicial de desmembramiento y desarticulación del cadáver, el transporte hasta el cubil o comedero de las porciones anatómicas y la intervención *in situ* sobre cada elemento óseo individualizado, la representación de un cadáver de caballo que puede pasar al registro fósil es la que muestra la figura (se indican los tipos y porciones de elementos óseos registrados, así como su integridad y estado de conservación).

culaciones de segundo orden, que ya tiene incidencia para el propio proceso de alimentación, lo que sigue pautas diferentes para cada hueso, en función de la densidad mineral de cada una de sus regiones y de sus contenidos relativos en grasa y médula. La intervención sobre cada elemento óseo diferenciado finaliza sistemáticamente, de forma mayoritaria, en una región específica del mismo, que es la más abundante en la muestra para cada uno de los elementos del esqueleto al haber sido abandonada sobre el substrato, pudiendo a partir de ese momento pasar a formar parte del registro fósil, en función de las restantes características tafonómicas de la localidad.

Por lo tanto, los elementos óseos registrados (p. ej., el humero, la escápula, el cráneo o la tibia) son aquellos son los que contienen mayores cantidades de nutrientes y fueron seleccionados de forma preferente por los hiénidos para transportarlos hasta los cubiles, con vistas a su alimentación, mientras que los especímenes registrados son las porciones de estos huesos que presentan contenidos más bajos en nutrientes o aquellas otras cuya estructura y composición dificultan el acceso a la materia orgánica que contienen, pero que llegan al punto de concentración y reagrupamiento en conexión anatómica con los restantes elementos.

En la figura 4 se observa, asimismo, el resultado de la actividad de *Pachycrocuta* sobre el esqueleto de los équidos del yacimiento de Venta Micena. Este hiénido selecciona inicialmente todas las regiones esqueléticas (esto es, el cráneo, las vértebras cervicales, las vértebras lumbares y las costillas, el miembro anterior y el miembro posterior), para intervenir con posterioridad consumiendo preferentemente unos elementos óseos específicos o determinadas regiones de los mismos, abandonando aquellos elementos o fragmentos que no presentan ya interés alimenticio. La asociación formada por este último conjunto de restos, integrado fundamentalmente por las porciones de huesos de los miembros que son el resultado final de su actividad sobre los cadáveres, es lo que configura la composición del propio yacimiento (Arribas, 1999).

Por lo visto hasta el momento, la actividad de *Pachycrocuta* sobre un cadáver de *Equus* sigue unos patrones específicos de comportamiento, que se encuentran determinados por las características intrínsecas de los elementos óseos. Tales patrones de intervención sobre las distintas regiones y elementos esqueléticos se traducen en la concentración, en sus lugares de habitación, de aquellos restos derivados directamente de su actividad alimenticia. Los desechos son, en realidad, los constituyentes del yacimiento paleontológico generado por los hiénidos, desechos que representan una muestra fidedigna (i) de la composición taxonómica de la paleomastocenosis original, (ii) de las clases de edad de las poblaciones de ungulados presentes en la misma y (iii) de los procesos biológicos verificados entre la muerte de los organismos y el posterior enterramiento de aquellas porciones de sus restos, definidas por el comportamiento de los propios hiénidos (Palmqvist *et al.*, 1996; Arribas & Palmqvist, 1998; Arribas, 1999). Estas

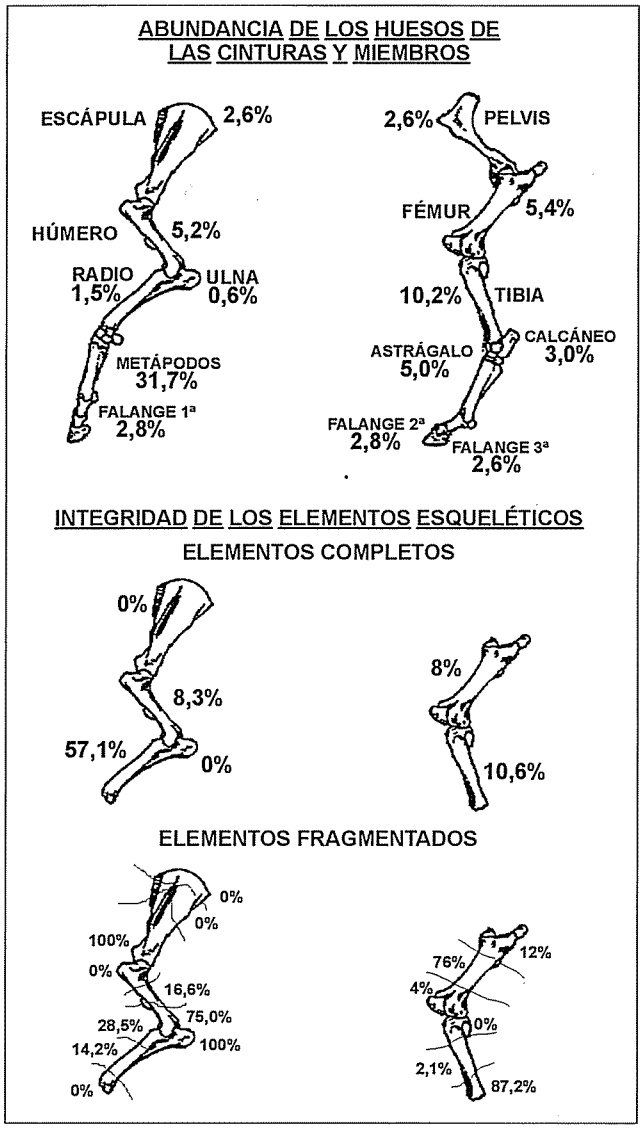


Figura 5. Abundancia de los huesos de las cinturas escapular y pélvica, así como de los miembros, e integridad de los elementos esqueléticos de los representantes de la especie *E. altidens* en la asociación de Venta Micena, concentrados y modificados por *P. brevirostris*. Respecto a la abundancia de huesos largos, destaca la proporción similar de cinturas escapulares y pélvicas conservadas en la asociación, lo que podría indicar la ausencia de preferencia inicial en la selección y alimentación sobre el miembro anterior frente al posterior. Esta consideración se ratifica al presentar porcentajes parecidos el estilópodo anterior y el posterior. Tales semejanzas desaparecen en el zeugópodo, estando mejor representado el posterior que el anterior. En el análisis del número de huesos completos destaca el hecho de que las escápulas, pelvis y ulnas nunca aparecen completas, lo que se puede deber a que se trata de huesos sobre los que es necesario actuar para poder separar los miembros de la columna vertebral (escápula y pelvis) o para liberar el húmero (ulna) del resto de los elementos óseos del miembro anterior (radio, carpo, metacarpianos y falanges), cuya capacidad nutritiva es inferior. La ausencia de escápulas completas en la muestra es realmente significativa, pues se observa que el 100% de los especímenes son fragmentos proximales y presentan fractura aguda proximal, producida por mordisqueo, tratándose de un criterio que permite evidenciar la desarticulación intencionada del miembro anterior completo.

porciones han sido caracterizadas para el binomio *Pachycrocuta/Equus* (sujeto agente-sujeto paciente; Fig. 5), donde se indica la abundancia relativa de los huesos de las

cinturas y de los miembros de los representantes del género *Equus* en la asociación generada por *Pachycrocuta* (los huesos más abundantes son los metápodos, las tibias, los fémures, los húmeros y los astrágalos). Asimismo, se muestra la abundancia de los huesos largos del estilópodo y del zeugópodo que se han conservado completos, entre los que el radio es el que aparece mejor representado, y se indica la abundancia de las porciones conservadas de cada uno de los elementos anatómicos significativos; así, la totalidad de las escápulas y las ulnas se encuentran representadas por fragmentos proximales, mientras que no hay registro de radios distales o tibias proximales, elemento este último que aparece representado mayoritariamente por la región distal.

Por lo tanto, existe una relación directa entre el tipo de hueso de que se trate (esto es, su ubicación en el esqueleto, su composición, su estructura y su contenido en nutrientes) y el interés y uso (aporte de fases minerales y nutrientes orgánicos) que de él puedan realizar los hiénidos.

Tras los datos expuestos con anterioridad, se postula el modelo presentado de la interacción de *Pachycrocuta* sobre *Equus,* con sus características descriptivas y cuantitativas, como señal de la actividad de dicho agente bioestratinómico en los yacimientos paleontológicos cuaternarios del medio continental.

Los hiénidos como agentes transmisores de información paleobiológica

El análisis de la calidad de la información paleobiológica aportada al registro paleontológico por los agentes tafonómicos más significativos del Plio-Pleistoceno, los hiénidos y los homínidos, suministra interesantes datos sobre la composición del registro Cuaternario español (Arribas, 1999). El análisis de los tipos de yacimientos continentales derivados de la actividad concreta de un organismo y su comparación con los yacimientos generados por causas "no orgánicas", permitirá establecer con garantías, a través del estudio tafonómico y paleobiológico de cada uno de los tipos básicos de yacimiento, en qué modo conserva y/o transmite información de calidad sobre los ecosistemas del pasado cada ambiente sedimentario y cada agente biológico o natural. Este avance permite vislumbrar la importancia de los organismos pretéritos, en particular los hiénidos, como transmisores de datos fiables sobre la vida durante el Plio-Cuaternario.

Los yacimientos paleontológicos españoles del Plioceno superior y del Pleistoceno en los que se puede identificar la actividad de las hienas durante el pasado como agentes fundamentales en su formación, independientemente de los procesos tafonómicos que puedan haber ocurrido tras su período de actividad, son relativamente abundantes. En el Plioceno superior, de un total de seis yacimientos altamente significativos con restos de macromamíferos, cinco tienen registro fósil de los propios hiénidos y dos (Villarroya y La Puebla de Valverde) muestran evidencias de la actividad modificadora y concentradora de los hiénidos, pertenecientes a la especie *Pliocrocuta perrieri,* sobre los huesos de las especies que forman la asociación (Arribas, 1999). Llama la atención el hecho de que precisamente estos dos yacimientos duplican el número medio de taxones de grandes mamíferos registrados en las asociaciones del Plioceno superior (Fig. 6). Así, en los restantes yacimientos la selección y concentración de restos óseos ha sido realizada,

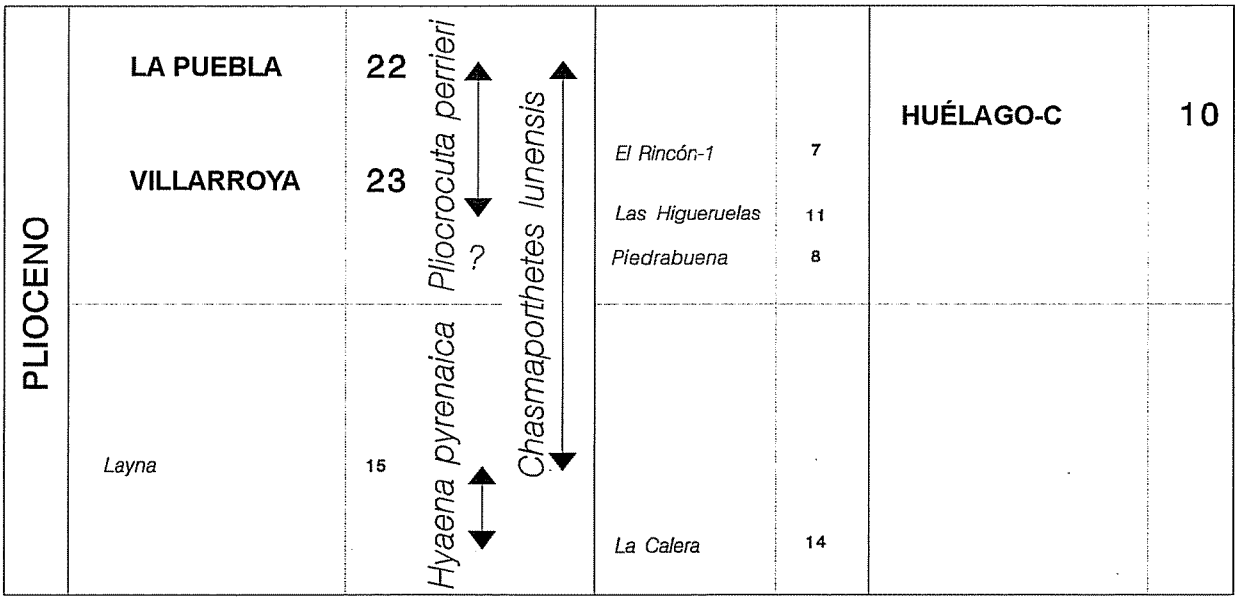


Figura 6. Yacimientos más significativos del registro Plioceno español con fósiles de macromamíferos en sus asociaciones faunísticas. La columna de la izquierda contiene a los generados por hiénidos que presentan registro fósil directo de dichos organismos, la central concentra a los yacimientos con registro de los representantes de esta familia, pero sin evidencias tafonómicas de su actividad como generadores de tales asociaciones óseas, y la columna derecha contiene a los yacimientos sin registro fósil de hiénidos ni evidencias de su actividad. Se indica el número de taxones de grandes mamíferos determinado en cada asociación (referencias en Arribas & Antón, 1997)

fundamentalmente, por las aguas encauzadas (p. ej., en Las Higueruelas, en Piedrabuena y en Huélago-c altos porcentajes de la muestra fósil presentan evidencias de abrasión y pulido), en sistemas fluviales meandriformes o en márgenes lacustres, siendo la densidad, la dureza, el volumen y las dimensiones lineales las variables de las que depende la supervivencia de los elementos (independientemente de sus contenidos en materia orgánica). Por el contrario, en los yacimientos generados por agentes biológicos, en este caso los hiénidos, se aprecia una mayor variedad de elementos y regiones anatómicas registrados, así como una elevada diversidad taxonómica. Ello se traduce en que, por el momento, los yacimientos generados por los hiénidos durante el Plioceno superior español son los que conservan una información paleobiológica de mayor calidad, tanto cualitativa como cuantitativamente.

El análisis del registro fósil del Pleistoceno español (Fig. 7) corrobora las deducciones efectuadas a partir del registro Plioceno, en el sentido de que la mayor calidad se encuentra nuevamente en aquellos yacimientos generados por procesos biológicos. En esta Serie habría que añadir a los homínidos dentro del grupo de agentes bioestratinómicos cuyos resultados tafonómicos presentan una alta diversidad taxonómica, pero su presencia e importancia en las paleomastocenosis ibéricas es gradual y poco significativa, en lo que a transmisión de información paleobiológica se refiere, durante el Pleistoceno inferior, pasando a ser ya exclusiva a partir de la segunda mitad del Pleistoceno superior, tras la extinción de los hiénidos.

Durante el Pleistoceno inferior sólo se han localizado dos yacimientos generados por hiénidos (*Pachycrocuta brevirostris*) que hayan conservado restos fósiles de estos organismos, Venta Micena y Cueva Victoria, mientras que aparecen fósiles de los representantes de esta familia en otros cinco yacimientos (una trampa natural –Incarcal-, dos depósitos acumulados bajo condiciones hidrodinámicas –Huéscar-1 y el Pontón de la Oliva- y otros dos depósitos generados por homínidos con posible modificación de su estructura por corrientes de agua en medio kárstico –Atapuerca TD-6 y TD-4). Por otra parte, la mayoría de los yacimientos del Pleistoceno inferior, hasta un total de 10 localidades, carecen de evidencias de actividad o registro de hiénidos y se localizan en unidades estratigráficas generadas en ambientes sedimentarios fluvio-palustres (ver referencias en Arribas, 1999).

Durante el Pleistoceno inferior la mayor calidad en la información paleobiológica del medio continental la encontramos nuevamente en yacimientos generados por los hiénidos, como ocurre con Venta Micena (donde están registradas 20 especies) y Cueva Victoria (que presenta un mínimo de 19 especies), en los que el número de taxones de grandes mamíferos identificado en sus asociaciones faunísticas duplica el número de especies registradas en el siguiente grupo de yacimientos generados por agentes biológicos, los acumulados por los homínidos, como es el caso de Fuente Nueva-3 y AT TD-6 (ambos con 11). Los yacimientos fluvio-palustres, en función de su posición dentro del sistema, presentan asociaciones más pobres tanto en número de restos como en diversidad taxonómica, conservando cada yacimiento 1-10 especies de grandes mamíferos, fundamentalmente proboscídeos, hipopótamos y rinocerontes. Por lo tanto, el registro del Pleistoceno inferior español, constituido por un mínimo de 17 yacimientos significativos, presenta la máxima diversidad y calidad de información paleobiológica conservada en 2 localidades (11% del total), situadas en el Sureste de España y que han sido generadas, en sentido estricto, por un único agente biológico, los hiénidos de la especie *P. brevirostris.*

Durante el Pleistoceno medio, a pesar del recambio de géneros acontecido en los representantes de la familia Hyaenidae, continua la tendencia definida previamente en el registro del Plioceno superior y el Pleistoceno inferior. De 16 yacimientos significativos desde la perspectiva paleomastológica, el 25% de ellos fueron generados por representantes de la especie *Crocuta crocuta intermedia,* encontrándose todos ellos ubicados en cavidades kársticas de las estribaciones del Sistema Central (provincias de Segovia, Madrid y Guadalajara). En estos casos decrece, respecto a períodos cronológicos anteriores, el número de especies de grandes mamíferos registradas en cada yacimiento (entre 9 y 15 taxones); pese a ello, su diversidad es superior a la de los yacimientos fluviales (p. ej., Pinedo, Buenavista y Áridos) u otros tipos de yacimientos kárticos (p. ej., Cueva del Agua). Las diferencias en la abundancia de especies son menores respecto a los yacimientos en los que se ha detectado presencia y/o actividad humana, ya sean palustres-lacustres (Torralba y Ambrona, Cúllar de Baza-1 y La Solana del Zamborino) o kársticos (niveles superiores de Dolina y Galería de Atapuerca). Al margen de las diferencias observadas en la abundancia de especies para cada tipo de yacimiento, en función de sus agentes generadores, en el registro del Pleistoceno medio se constata (y tal tendencia continúa durante el Pleistoceno superior) una mayor integridad de los elementos óseos registrados en los yacimientos con actividad concentradora y modificadora de hiénidos, mientras que en los yacimientos generados por los homínidos las muestras se encuentran constituidas por porcentajes elevados de esquirlas óseas no identificables, debido a la percusión intencionada sobre los huesos con vistas a la obtención del tuétano. Ello minimiza la información obtenible sobre la representación de clases de edad, el dimorfismo sexual en las poblaciones de ungulados o el tamaño corporal de las distintas especies de grandes mamíferos que habitaron en ese entorno geográfico durante dicho período de tiempo.

En el registro paleontológico del Pleistoceno superior se observa un cambio en la tendencia anterior durante el período de coexistencia de hiénidos y homínidos en la primera mitad del Pleistoceno superior (Würm I y II). Hasta la extinción definitiva en Europa de los hiénidos, representados por la variedad *Crocuta crocuta spelaea,* y de las poblaciones de *Homo neanderthalensis,* cuya fecha

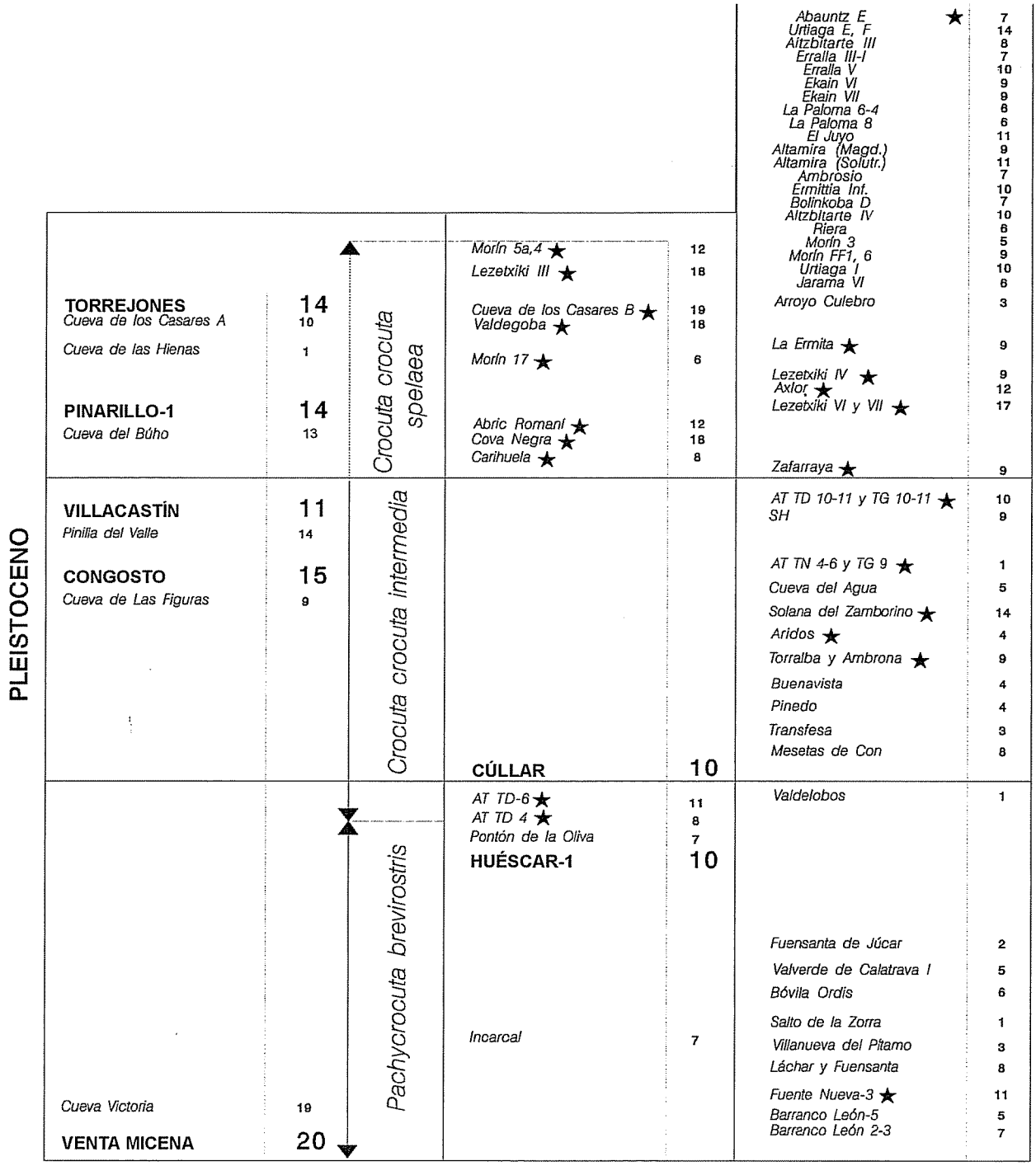


Figura 7. Yacimientos del Pleistoceno español con asociaciones de macromamíferos significativas. A la izquierda se localizan los que presentan registro directo de los propios hiénidos y de los resultados tafonómicos de su actividad, en la columna central se encuentran las localidades con fósiles de hiénidos, pero sin evidencias de su actividad concentradora de restos, y en la derecha se sitúan los yacimientos que carecen de cualquier registro relacionado con estos carnívoros. Se indica el número de especies de grandes mamíferos determinado en cada localidad y las estrellas marcan los yacimientos con un origen antrópico inicial, aunque en algunos casos presenten evidencias de resedimentación posterior (referencias en Aguirre, 1989; Arribas, 1995; Arribas *et al.*, 1997; Arribas & Jordá, 1999)

se centra en el intervalo de tiempo comprendido entre 35.000 y 30.000 años antes del presente, estos dos taxones son los agentes generadores de la gran mayoría de yacimientos paleontológicos con registro de grandes mamíferos. Así, las asociaciones generadas por hiénidos durante la primera mitad del Pleistoceno superior constituyen cerca del 30% (5/17) de las localidades conocidas para este período de tiempo, mientras que las acumuladas por homínidos constituyen aproximadamente el 65% (11/17); la única excepción es el yacimiento fluvial madrileño de Arroyo Culebro. Los yacimientos producto de la actividad de los hiénidos se localizan, tal y como ocurre durante el Pleistoceno medio, únicamente en depósitos kársticos y también se distribuyen predominantemente por las estribaciones del Sistema Central (provincias de Segovia y Guadalajara), con la excepción de la

asturiana Cueva de las Hienas, que puede interpretarse como una "guardería" de *Crocuta crocuta spelaea.* Asimismo, se mantiene constante respecto al Pleistoceno medio el número de taxones de macromamíferos y las familias registradas en estos yacimientos, lo que podría indicar una gran homogeneidad en las condiciones ambientales y faunísticas de esta región del centro peninsular durante una gran parte del Pleistoceno (Arribas & Jordá, 1999). De forma opuesta, los yacimientos generados por los neandertales ven enriquecidos sus listados faunísticos (p. ej., Cova Negra, Valdegoba y Cueva de los Casares B), situándose muy por encima de los registrados en los yacimientos del Pleistoceno medio debido a la actividad de los representantes de *Homo heidelbergensis,* hasta alcanzar niveles similares a los que mostraban los yacimientos generados por los hiénidos durante el Pleistoceno inferior. Por lo tanto, tal cambio de tendencia se caracteriza por la existencia de una mayor cantidad de información taxonómica en los yacimientos de origen antrópico frente a los generados por los hiénidos, aunque se han de seguir teniendo en consideración los comentarios realizados sobre el grado de fracturación de las muestras óseas generadas por los homínidos y las implicaciones que esto debe tener, necesariamente, en los estudios de carácter paleobiológico.

La segunda mitad del Pleistoceno superior (Würm III y IV), tras la extinción de los hiénidos y los panterinos, se caracteriza por la presencia exclusiva de yacimientos kársticos con origen antrópico, distribuidos fundamentalmente por la cornisa cantábrica, en los que la disminución en la diversidad de los taxones registrados no parece deberse tanto a diferencias en los hábitos cazadores y/o de carroñeo oportunista de *Homo sapiens* respecto a los neandertales como a la desaparición de un amplio espectro de especies de macromamíferos de las paleomastocenosis europeas durante el final del Pleistoceno (para una revisión básica sobre el tema, ver Arribas & Jordá, 1999), lo que puede explicar la alta especialización observada en la captura de individuos pertenecientes a especies concretas, en función del área geográfica peninsular, en los yacimientos de estas edades (Aguirre, 1989).

Conclusiones

El estudio de la actividad biológica de los representantes de la especie *Pachycrocuta brevirostris* en Venta Micena sobre los restos óseos de ungulados, particularmente équidos, permite caracterizar cualitativa y cuantitativamente dicho modelo de actividad durante la etapa bioestratinómica, con todas sus implicaciones en lo que se refiere a la transferencia de información paleobiológica al registro fósil. Por otra parte, según lo constatado hasta el momento, parece ser que los hiénidos son los agentes que han generado los yacimientos paleomastológicos más significativos, desde una perspectiva paleoecológica, del Plioceno superior y del Pleistoceno inferior español. Estas muestras fósiles son las que presentan una mayor diversidad de especies registradas y unos materiales fósiles más íntegros desde la perspectiva tafonómica. A partir del momento en que se instalan ya en la Península Ibérica poblaciones humanas estables, estos agentes adquieren progresivamente una mayor importancia como generadores de yacimientos en los que queda representada una amplia muestra del espectro de grandes mamíferos de los ecosistemas pretéritos. La información taxonómica recuperada en sus lugares de habitación iguala durante el Pleistoceno medio a la contenida en los cubiles de los hiénidos y la supera durante el Pleistoceno superior, convirtiéndose en los únicos agentes que transmiten información paleobiológica sobre los grandes mamíferos pleistocenos tras la extinción de los hiénidos en Europa occidental. No obstante, conviene no olvidar que debido a los diferentes mecanismos de intervención que muestran hienas y humanos sobre los cadáveres y restos óseos, los yacimientos generados por los últimos se encuentran constituidos por muestras óseas altamente fragmentarias, pertenecientes a regiones anatómicas poco diagnósticas, que difícilmente suministran información paleoecológica de tanta calidad como la recuperada en las asociaciones óseas acumuladas por hienas.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca en los proyectos PB97-1082 y PB97-1267-CO3-02, financiados por la *DGES.*

Bibliografía

Aguirre, E. 1989. Vertebrados del Pleistoceno continental. *Mapa del Cuaternario de España.* Instituto Tecnológico Geominero de España, 47-69.

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

Arribas, A. 1999. *Análisis y modelización de la tafonomía del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada) y su estudio comparativo con otras localidades españolas del Plio-Pleistoceno continental.* Tesis Doctoral (inédita), Universidad Complutense de Madrid.

Arribas, A. y Antón, M. 1997. Los carnívoros de los yacimientos pliocenos de Las Higueruelas y Piedrabuena (Ciudad Real, España). *Boletín Geológico y Minero,* **108,** 111-120.

Arribas Herrera, A. y Jordá Pardo, J.F. 1999. Los mamíferos del Cuaternario kárstico de Guadalajara (Castilla-La Mancha, España). En: *Patrimonio Paleontológico de Castilla-La Mancha* (Aguirre, E. y Rábano, I. coord.), *Patrimonio Histórico-Arqueología Castilla-La Mancha,* en prensa.

Arribas, A. y Palmqvist, P. 1998. Taphonomy and paleoecology of an assemblage of large mammals: hyaenid activity in the lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza Basin, Granada, Spain). *Geobios,* **31** (supplément), 3-47.

Arribas Herrera, A., Díez Fernández-Lomana, C. y Jordá Pardo, J. 1997. Primeras ocupaciones en los depósitos pleistocenos de la Cueva de los Torrejones (Sistema Central español, Tamajón, Guadalajara): litoestratigrafía y actividad biológica. *Cuaternario y Geomorfología,* **11,** 55-66.

Palmqvist, P., Martínez Navarro, B. y Arribas, A. 1996. Prey selection by terrestrial carnivores in a lower Pleistocene paleocommunity. *Paleobiology,* **22,** 514-534.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Registro micropaleontológico de los cambios naturales y antrópicos (500 años BP - presente) en un ecosistema de lagoon (Doniños, NO Península Ibérica)

R. Bao[1], L. Santos[1] y M. F. Sánchez-Goñi[2]

[1]Facultade de Ciencias, Universidade da Coruña, Campus da Zapateira s/n, E-15071 A Coruña. E-mail: xerobert@udc.es y xesantos@udc.es

[2] Département de Géologie et Océanographie, UMR-CNRS 5805 "EPOC", Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence, France
E-mail: mfsg@geocean.u-bordeaux.fr

Introducción

Los estudios paleoambientales del registro sedimentario más reciente han contribuido en los últimos veinte años a un nuevo entendimiento en la gestión correcta de los ecosistemas sometidos a influencia antrópica. En estas dos últimas décadas se ha enfatizado la importancia de disponer de series de datos temporales de largo período que permitan conocer las condiciones de referencia pre-impacto antrópico, distinguir la variabilidad natural de los ecosistemas frente a la inducida por el hombre y establecer su hipotética evolución futura (Smol, 1992). Sin embargo, dichas series de datos no se encuentran disponibles a partir de los trabajos realizados por los ecólogos ya que sus estudios tienen lugar, generalmente, sólo cuando el impacto sobre un ecosistema se ha reconocido, careciéndose por tanto de cualquier estimación del estado de los ecosistemas en su condición pre-cultural (Likens, 1988; Smol, 1998). A pesar del escaso interés que el trabajo de los paleontólogos suscita entre los ambientalistas con formación neontológica (Rivas, 1996), el análisis paleoecológico del registro sedimentario puede suplir aquellas carencias, ya que posee la capacidad de dar una perspectiva de los procesos que operan en los ecosistemas a escalas temporales de largo período.

Las lagunas costeras constituyen cuerpos de agua situados en el borde de la costa que resultan del ascenso del nivel del mar durante el Holoceno y la construcción de una barra arenosa por los procesos marinos. Su evolución depende de los cambios experimentados por el nivel del mar, los aportes de sedimento, la influencia de las olas, mareas y viento, así como la influencia humana (Kjerfve, 1994). Distinguir, por tanto, la importancia relativa de cada uno de estos parámetros forzadores en la evolución reciente de estos ecosistemas puede resultar de suma importancia para evaluar su salud actual y tendencias futuras en su evolución.

En este trabajo se exponen datos previos sobre la utilidad del registro micropaleontológico para detectar los cambios naturales y antrópicos a los que un sistema de barra-lagoon (Lagoa de Doniños, A Coruña) ha estado sometido en los últimos 500 años y su posible aplicabilidad para el conocimiento de su trayectoria futura.

Área de estudio

El complejo barra-laguna litoral de Doniños (UTM-29TNJ51, 0 m s.n.m.) se encuentra en la comarca de Ferrol, en la provincia de A Coruña (Fig. 1). Posee una superficie total de 150 Ha de las que 32 están ocupadas por un cuerpo de agua de unos 11-12 m de profundidad cerrado por un cordón dunar de 1,7 km de longitud que se extiende en dirección S-N.

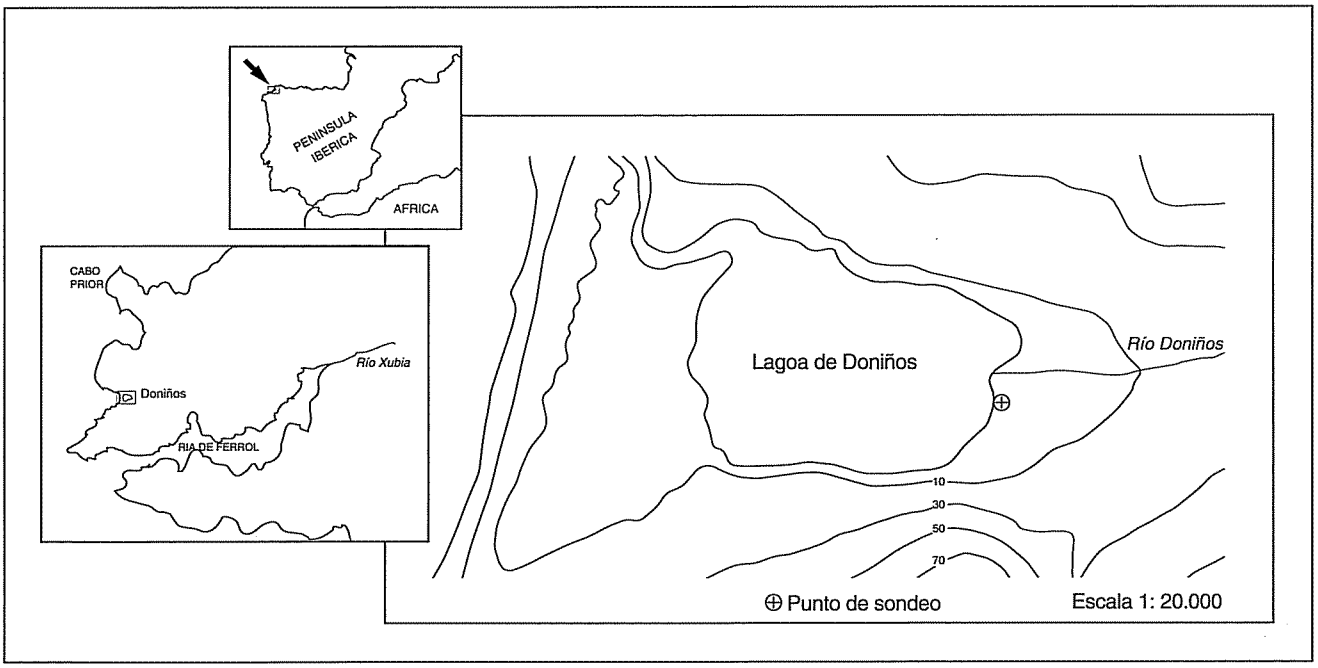


Figura 1. Mapa de situación del área de estudio

La precipitación media anual de la zona es de 970 mm/año con una temperatura media de 13,3°C (Carballeira *et al.*, 1983). La vegetación actual que rodea la laguna está constituida por terrenos cultivados y prados de siega, así como por un bosque de ribera residual de *Alnus* y *Salix* (Guitián Rivera, 1987). Las laderas de los montes colindantes se encuentran repobladas de *Pinus* y *Eucalyptus*.

Material y métodos

Se ha realizado un análisis micropaleontológico (diatomeas y polen) de un testigo de 420 cm extraído en una posición marginal de la laguna con una sonda de pistón de 50 mm de diámetro y con una edad AMS ^{14}C en su base de 530±30 años BP (Beta-118858). Las muestras para el análisis de diatomeas se trataron según el procedimiento de Renberg (1990). La reconstrucción de los ambientes sedimentarios inferida por diatomeas siguió la metodología de Vos y De Wolf (1993). El tratamiento de las muestras para análisis polínico se realizó siguiendo el método de De Vernal *et al.* (1996).

Resultados e interpretación paleoambiental

El diagrama de abundancias relativas de las especies de diatomeas con presencia mayor o igual al 5% en al menos una muestra, y agrupadas según los criterios de Vos y De Wolf (1993) (Fig. 2), ha permitido diferenciar, de muro a techo de la secuencia, tres zonas de diatomeas en el testigo:

ZONA Diat-A (420-230 cm; 530±30 años BP). Esta zona se caracteriza por la codominancia de diatomeas euplanctónicas de agua dulce como *Aulacoseira ambigua* y *Cyclotella pseudostelligera* con diatomeas epifíticas también dulceacuícolas como *Achnanthes minutissima*. Los valores alcanzados por estos táxones son los propios de un lagoon de agua dulce con muy reducida o nula influencia mareal (Vos y De Wolf, 1993). Los altos porcentajes de diatomeas euplanctónicas sugieren condiciones de profundidad moderada.

ZONA Diat-B (230-185 cm). En esta zona se produce la práctica desaparición de diatomeas euplanctónicas en favor, básicamente, del epifito dulceacuícola *Achnanthes minutissima*. Estos datos apuntan a un mayor desarrollo de la vegetación macrofítica litoral y un aumento generaliza-

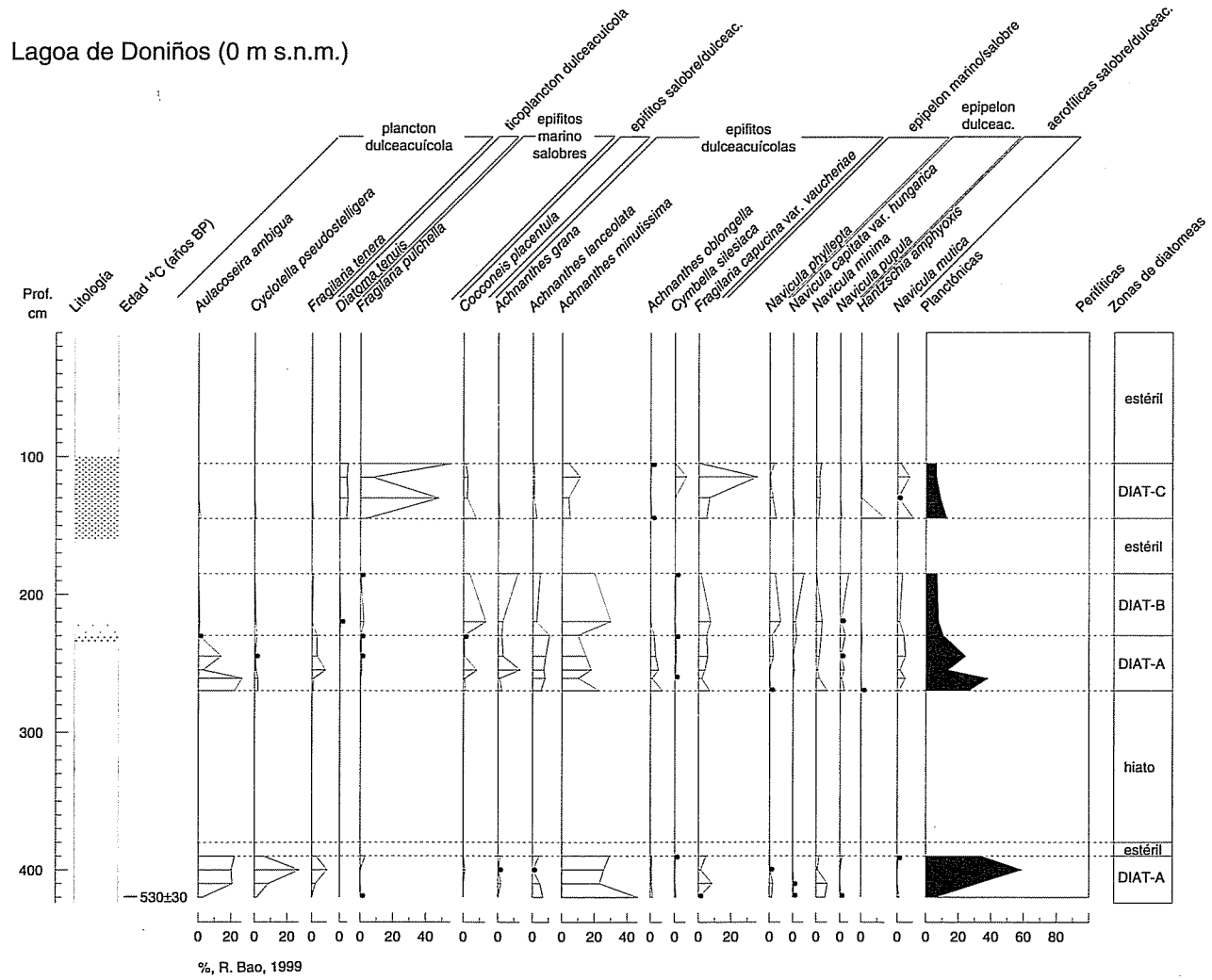


Figura 2. Diagrama de porcentajes de diatomeas con presencia ≥ 5% en al menos una muestra. Litología según Troels-Smith (1955).

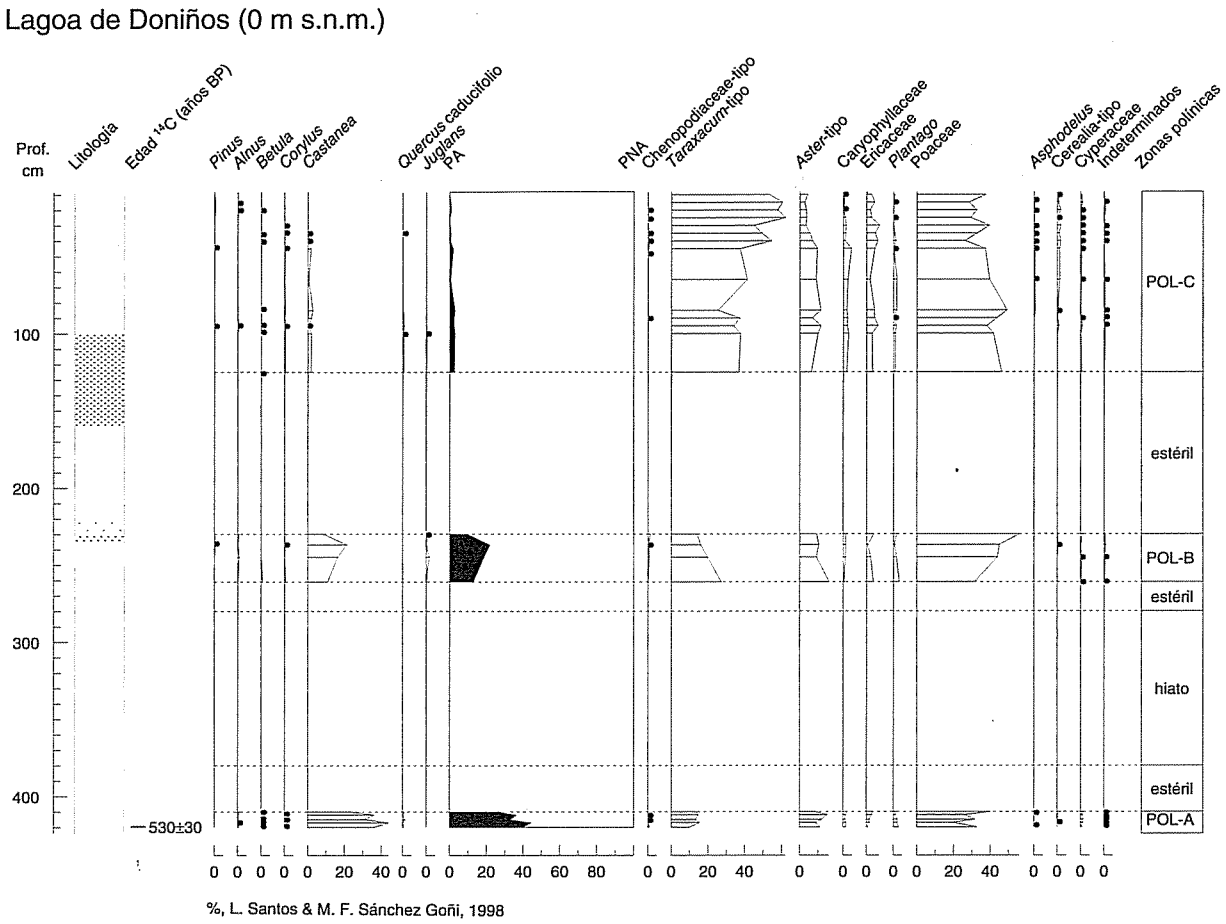


Figura 3. Diagrama polínico de porcentajes (taxones seleccionados). Litología según Troels-Smith (1955).

do en el grado de acreción del sistema. Un ligero incremento de la influencia mareal vendría sugerido por un aumento en la proporción de diatomeas salobre-dulceacuícolas.

ZONA Diat-C (145-105 cm). *Achnanthes minutissima* experimenta en esta zona una importante reducción, siendo sustituido por otro epifito dulceacuícola, *Fragilaria capucina* var. *vaucheriae* que alterna con una diatomea ticoplanctónica marino-salobre, *Fragilaria pulchella*. La dominancia de especies del género *Fragilaria* es indicativa de períodos de alta inestabilidad ambiental (Denys, 1990) probablemente asociados a la sucesión de períodos de barra cerrada (dominancia de *Fragilaria capucina* var. *vaucheriae*) y barra abierta (dominancia de *Fragilaria pulchella*).

El diagrama polínico (Fig. 3) permite distinguir también tres zonas de muro a techo de la secuencia:

ZONA Pol-A (420-410 cm; 530±30 años BP). Esta zona polínica se caracteriza porque registra el mayor porcentaje de polen arbóreo, representado fundamentalmente por *Castanea*, que alcanza porcentajes superiores al 40%. Se registra también la presencia, con porcentajes muy inferiores, de otros táxones arbóreos (*Betula*, *Corylus* y *Alnus*). Estos resultados sugieren la existencia de un bosque local monoespecífico de castaño acompañado de ejemplares aislados de abedúl, avellano y aliso. Compositae y Poaceae representarían la vegetación herbácea local y la presencia de polen de Cerealia indicaría la existencia de actividades agrícolas.

ZONA Pol-B (261-230 cm). Esta zona se caracteriza por el descenso gradual de los porcentajes de polen arbóreo, especialmente *Castanea*, lo que indicaría una reducción de la cubierta forestal. Esto, unido al desarrollo de Poaceae y a la aparición de otros táxones cultivados como *Juglans*, sugiere la transición, probablemente por influencia antrópica, a un medio local abierto.

ZONA Pol-C (125-10 cm). Se caracteriza esta zona polínica por el elevado porcentaje de herbáceas, en particular Cicoriáceas, Poáceas y Ericáceas. La vegetación arbórea es escasa, con la excepción de *Pinus*, que aumenta ligeramente sus porcentajes a techo de la secuencia debido, probablemente, a las recientes reforestaciones. Estos resultados sugieren la presencia de un medio local abierto que se podría interpretar como el reflejo del prado local actual.

Discusión y conclusiones

El registro micropaleontológico de la Lagoa de Doniños permite reconocer la variabilidad ambiental experimentada tanto a nivel regional como local que es inducida

por causas naturales o antrópicas y que puede ser contrastada con las fuentes históricas disponibles.

El análisis de las diatomeas en la base de la secuencia (AMS ^{14}C 530±30 años BP; cal AD 1420-1460) refleja el establecimiento de una facies lacustre de moderada profundidad en una posición hoy ocupada por un suelo (zona Diat-A). Tanto la abundancia de diatomeas euplanctónicas como de formas dulceacuícolas sugieren condiciones casi permanentes de barra cerrada que favorecieron la acumulación de agua dulce en el lagoon. Aunque no se reflejan evidencias de actividad antrópica directamente sobre la laguna, el registro polínico (zona Pol-A) detecta una doble acción humana sobre el medio colindante. Por una parte, existen evidencias de deforestación, tal como indica la abundancia de polen herbáceo, dato coincidente con las referencias históricas que señalan talas de madera con destino a los astilleros de Ferrol al menos desde el siglo XVI (Saavedra, 1991). Por otro lado, la propia abundancia de *Castanea*, que puede explicarse por su cultivo para el importante consumo que en la época se acostumbraba y cuyo abandono comenzó a producirse en torno al siglo XVII (Carballo, 1991).

La disminución progresiva en la relación de diatomeas planctónicas con respecto a las perifíticas hacia el techo de la secuencia, sugiere un paulatino fenómeno de somerización con un aumento de la vegetación macrofítica litoral (zonas Diat-B y Diat-C). Paralelamente, se produce el incremento de táxones herbáceos (zonas Pol-B y Pol-C) y la máxima concentración de Cerealia a techo de la secuencia. Los datos apuntan a una importante colmatación de la laguna mediada por la acción antrópica sobre el medio. Diversas fuentes históricas (Madoz, 1847 y Montero Aróstegui, 1858 en Fernández López, 1998) señalan una reducción del área de la laguna como consecuencia de las labores de relleno en las áreas marginales para la obtención de pastos. Este dato histórico es coincidente no sólo con los indicios micropaleontológicos de somerización y registro local de táxones herbáceos, sino también con la práctica desaparición en el registro de *Castanea*, que coincidiría con el abandono de su cultivo en una transición a prácticas agrícolas de carácter intensivo.

No existen datos históricos sobre la intervención humana en la barra para regular artificialmente la entrada de agua marina, operación que tampoco se produce hoy en día. El notable incremento de diatomeas marino-salobres a techo de la secuencia (zona Diat-A) y el carácter pionero de las formas dominantes (género *Fragilaria*) sugieren una mayor permeabilidad de la barra, al menos episódicamente y de carácter natural. Esta condición natural de barra más abierta, asociada con un vaciado hacia el mar del agua de la laguna, debió favorecer el aprovechamiento de su áreas marginales para el desarrollo de prados de siega como los que actualmente ocupan el lugar del sondeo.

El análisis micropaleontológico del registro sedimentario de los últimos 500 años en la Lagoa de Doniños, cotejado con las fuentes históricas disponibles, permite identificar los factores que más han influido sobre la evolución de este sistema en dicho período. Aunque para tiempos recientes existen evidencias de una mayor dependencia del sistema de los procesos de apertura de la barra, probablemente relacionados con un incremento en la actividad de las tormentas, no existen datos que permitan sospechar, al menos a la escala temporal considerada, un desmantelamiento producido por la acción del mar. Por el contrario, la evolución de la laguna está más claramente condicionada por un aumento de la acreción natural e inducida por el hombre que progresivamente disminuye la extensión del cuerpo de agua con el objeto de aumentar la superficie cultivable.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto "Evolución holocena de los sistemas lacustres litorales del norte de Galicia" financiado por la Xunta de Galicia (XUGA10302A97).

Bibliografía

Carballeira, A., Devesa, C., Retuerto, R., Santillán, E. y Ucieda, F. 1983 *Bioclimatología de Galicia*. Fundación Barrié de la Maza, A Coruña. 322 pp.

Carballo, F. 1991 Idade Moderna. En *Historia de Galicia* (eds. F. Carballo, F. Senén López, A. López Carreira, L. Obelleiro y B. Alonso), pp. 125-177. Edicións A Nosa Terra, Vigo.

De Vernal A., Henry M. y Bilodeau G. 1996 Techniques de préparation et d'analyse en micropaléontologie. *Les cahiers du GEOTOP* **3**, 16-27.

Denys, L. 1990 *Fragilaria* blooms in the Holocene of the western coastal plain of Belgium. In *Proceedings of the 10th International Diatom Symposium* (ed. H. Simola), pp. 397-406. Otto Koeltz, Koenigstein.

Fernández López, I. 1998 *Estudio xeomorfolóxico da pequena dorsal de Ferrol e o seu contorno*. Memoria de Licenciatura inédita. Dpto. Xeografía, Universidade de Santiago de Compostela. 312 pp.

Guitián Rivera, P. 1987 Aproximación al conocimiento de la flora y comunidades vegetales de la playa y laguna de Doniños (Ferrol, La Coruña). *Concepción Arenal. Ciencias y Humanidades* **17**, 91-103.

Kjerfve, B. 1994 Coastal Lagoons. In *Coastal Lagoon Processes* (ed. B. Kjerfve), 1-8. Elsevier, Amsterdam.

Likens, G. E. ed. 1988 *Long-Term Studies in Ecology*. Springer Verlag, New York. 214 pp.

Madoz, P. 1847 *Diccionario geográfico-estadístico-histórico de España y sus posesiones, Tomo VIII*. Ed. La Ilustración, Madrid.

Montero Aróstegui, J. 1858 *Historia y descripción de El Ferrol*. Ed. Gersán, Ferrol (1972).

Renberg, I. 1990 A procedure for preparing large sets of diatom slides from sediment cores. *Journal of Paleolimnology* **4**, 87-90.

Rivas, P. 1996 La Paleontología española hoy. Perspectivas de futuro. *Revista Española de Paleontología* **Nº Extraordinario**, 9-20.

Saavedra, P. 1991 *A Galicia do antiguo réxime. Economía e sociedade*. Proxecto Galicia-Historia, tomo III. Ed. Hércules, A Coruña.

Smol, J. P. 1992 Paleolimnology: an important tool for effective ecosystem management. *Journal of Aquatic Ecosystem Health* **1**, 49-58.

Smol, J. P. 1998 Paleoecology: A diagnostic approach to assessing ecosystem health. In *Ecosystem Health* eds. D. Rapport, R. Costanza, P. R. Epstein, C. Gaudet y R. Levins), 210-215. Blackwell Science, Malden, MA.

Troels-Smith, J. 1955 Karakterisaring af løse jordarter. *Danmarks Geologiske Undersøgelse, Series IV* **3**, 39-73.

Vos, P. C. y De Wolf, H. 1993 Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands: methodological aspects. *Hydrobiologia* **269/270**, 285-296.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Palinomorfos del Jurásico de Pedrógão (Portugal). Descripción y comparación con otros elementos micropaleontológicos y sedimentológicos

E. Barrón[1], A. C. Azerêdo[2], M. C. Cabral[2], M. Ramalho[3] y R. Pereira[2]

[1] Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid

[2] Departamento e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências de Lisboa, Universidade de Lisboa, Ed. C2, 5°Piso, Campo Grande, 1749 Lisboa

[3] Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Zambujal, 2720, Alfragide

El tránsito Dogger-Malm en la Cuenca Lusitana está marcado por una importante discontinuidad, que se manifiesta de modo diferente en la región oriental y en la occidental de la Cuenca, aunque siempre asociada a una significativa laguna estratigráfica que, al menos, incluye el intervalo Calloviense terminal-Oxfordiense inferior (tres biozonas de ammonites), aunque en algunas localidades ésta es mucho mayor (véanse, Ruget-Perrot, 1961; Mouterde *et al.*, 1979; Ramalho, 1981; Azerêdo *et al.*, 1997, 1998).

En el corte de Pedrógão (al S de Cabo Mondego, Figs. 1 y 2), los niveles datados como Dogger (con fauna de ammonites que indican Calloviense superior, pero no terminal – Ruget-Perrot, 1961) corresponden a facies marinas abiertas, representadas por margas y calizas con macro y microfósiles. Las formaciones suprayacentes, atribuibles al Malm, corresponden a medios marinos restringidos y a aguas dulces-salobres, estando representadas por margocalizas, frecuentemente ricas en lignito, con abundantes carofitas, ostrácodos, gasterópodos y evidencias de exposición subaérea. Hasta la fecha, sólo estos últimos sedimentos proporcionaron elementos de datación: la dasicladacea *Heteroporella lusitanica* (Ramalho, 1970), usualmente atribuida al Oxfordiense medio (Ramalho, 1981). Por ello, no es posible establecer con precisión la edad de los materiales depositados en el intervalo de tiempo señalado por los ammonites del Calloviense, y por la especie de dasicladacea referida.

En este artículo se presentan los primeros resultados del estudio de los palinomorfos obtenidos en muestras del Dogger y el Malm de Pedrógão. Los datos obtenidos se conjugan, en un primer análisis, con los proporcionados por otros grupos de microfósiles (ostrácodos, carofitas, dasicladaceas y foraminíferos), macrofósiles y las características sedimentarias de las formaciones en estudio. Al respecto, un conjunto de resultados preliminares sobre todos estos aspectos ya han sido dados a conocer (Azerêdo *et al.*, 1997, 1998; Wright *et al.*, 1997; Cabral *et al.*, 1998, 1999; Pereira *et al.*, 1998, 1999).

Hasta la fecha, el conocimiento palinológico del Jurásico de la Península Ibérica ha sido muy escaso. Éste se centró fundamentalmente en los tránsitos Retiense/Hettangiense (Adloff *et al.*, 1974; Barrón y Goy, 1994), de Portugal y Cordillera Ibérica, y Toarciense/Aaleniense, de la Cordillera Ibérica (Goy *et al.*, 1996), y en algunos afloramientos del Jurásico Superior de Portugal (Van Erve & Mohr, 1988; Mohr & Schmidt, 1988; Castro, 1996) y el Sur de España (Van Erve *et al.*, 1988).

Estudio palinológico

Para el tratamiento de las muestras palinológicas recogidas en el campo se ha utilizado el método palinológico clasico (Phipps & Playford, 1984) que consiste en un tratamiento ácido seguido de la concentración de los palinomorfos.

Tras la preparación de las muestras hemos podido constatar que son estériles desde un punto de vista palinológico: P10, P25, P27, P39 y P97; no son representativas por no presentar al menos 400 ejemplares: P4, P23 y P113; habiendo presentado un número suficiente de palinomorfos: P6base, P6muro, P8, P21, P33, P35, P51, P55, P59, P65, P71, P108 y P123.

En conjunto se han identificado 53 taxones correspondientes a quistes, esporas y granos de polen, atribuibles a los siguientes grupos: 1 de algas Botryococcales, 2 de acritarcos, 2 de dinoflagelados, 1 de algas incertae sedis, 31 de criptógamas vasculares y 16 de gimnospermas. Individualmente, los taxones inferidos presentan en su mayor parte rangos estratigráficos muy amplios que algunas veces ocupan la mayor parte del Mesozoico e

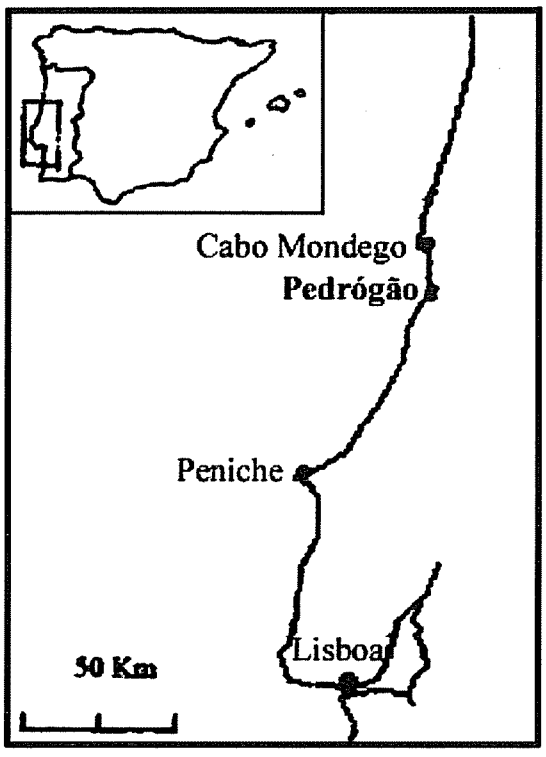


Figura 1. Mapa de localización

incluso se prolongan hasta el Cenozoico. Por esta razón, no se puede llegar con ellos a conclusiones de tipo bioestratigráfico. Además, hemos constatado la ausencia en nuestras muestras de esporas taeniadas del tipo *Cicatricosisporites* y granos de polen de angiospermas lo que indica una edad de las muestras estudiadas correspondiente al Jurásico e inferior al Kimmeridgiense.

En conjunto, los ejemplares determinados destacan por su estado de conservación, ya que en muchas ocasiones presentan una destrucción parcial de la exina con la consiguiente pérdida de la ornamentación. Esto se hace muy patente en ejemplares de la especie *Corollina* cf. *torosa*, los cuales presentan en algunas ocasiones una superficie lisa o más o menos escábrida habiendo perdido su típica ornamentación pseudoestriada en la zona ecuatorial. Tal vez, la pérdida de ornamentación sea debida a la composición química de los sedimentos en donde quedaron depositados los palinomorfos. En esta línea algunos autores han manifestado que los medios alcalinos no son los mejores para la conservación de los palinomorfos (Traverse, 1988), y dada la composición carbonática mayoritaria de los materiales en donde se recogieron las muestras suponemos que el ambiente de la zona de fosilización debió ser eminentemente básico. Esto nos ha ocasionado problemas en la determinación de algunos tipos polínicos, siendo éste el caso de cf. *Spheripollenites* sp. que usualmente se encuentra plegado, y con la exina posiblemente afectada por los procesos diagenéticos.

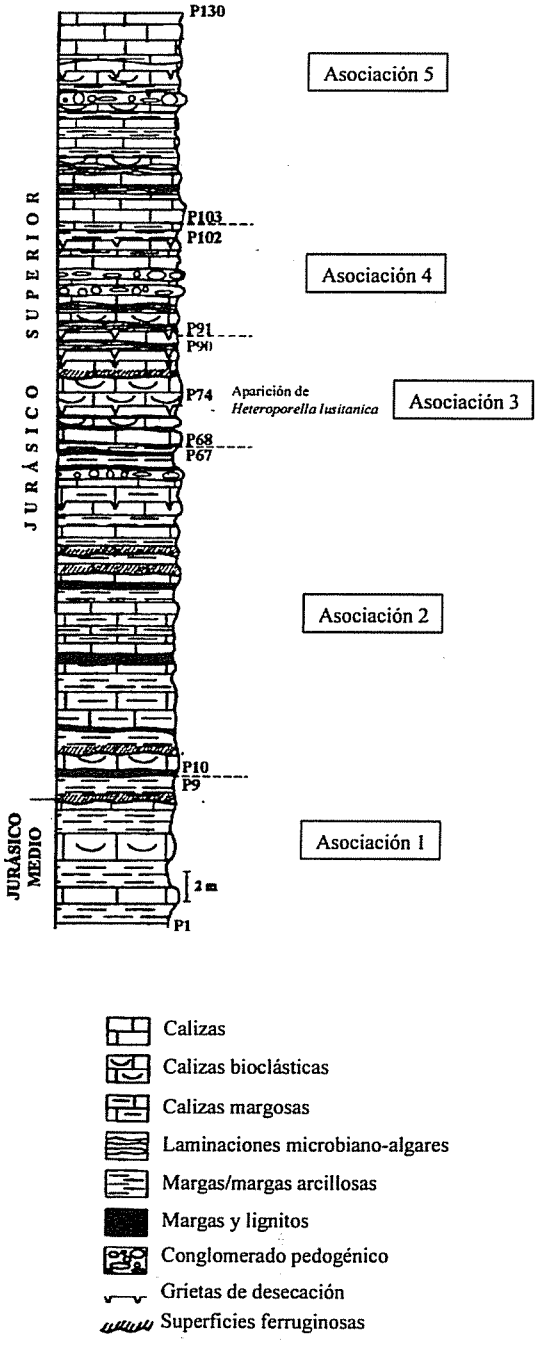


Figura 2. Secuencia de facies sintética del corte de Pedrógão

Los palinomorfos anemófilos relacionables con distintos tipos de gimnospermas son los más abundantes en nuestras preparaciones, encontrándose presentes en mayor o menor medida a lo largo de todo el perfil estudiado.

En este grupo volvemos a destacar a cf. *Spheripollenites* sp. ya que se encuentra presente en todas las muestras estudiadas, siendo por lo general el taxón con más altos porcentajes (Figs. 3 y 4). En algunos casos aparece con más de un 90% de presencia (muestras P6b y P6m). Esta abundancia posiblemente sea debida a un problema de tipo tafonómico, ya que este tipo de granos de dispersión anemófila debieron ser producidos en muy alta cantidad. Este tipo de palinomorfos, cuya distribución estratigráfica abarca todo el Mesozoico hasta la actualidad, se relacionan por lo general con gimnospermas de las familias Araucariaceae, Cupressaceae, Taxodiaceae y Taxaceae.

En segundo lugar, los palinomorfos mejor representados son los de *Corollina* cf. *torosa* (Figs. 3 y 4). Esta especie que se halla representada por granos circunsulcados pseudoreticulados. Los porcentajes de ésta podrían deberse tanto la entrada de estos en el medio condicionada por la dirección de los vientos de la zona; como a una mayor proximidad de las zonas emergidas del continente, ya que tradicionalmente las plantas productoras de este tipo de polen, pertenecientes a la familia Cheirolepidaceae, están consideradas habitantes de zonas costeras (Hughes & Moody-Stuart, 1967). *Corollina* cf. *torosa* presenta un máximo de abundancia en el nivel P59.

Los granos de polen bisacados, relacionados con diferentes grupos de gimnospermas, en su mayor parte no se han determinado a nivel específico debido a su alto grado de variabilidad morfológica. De todas maneras hemos identificado algunos granos que por el tamaño de sus sacos aéreos con respecto al cuerpo central, que es más pequeño, podrían relacionarse con el género *Podocarpidites*. Por otra parte, algunos de los granos estudiados podrían compararse a las especies *Protopinus* cf. *scanicus*, *Alisporites* sp. y *Vitreisporites* sp. Aunque normalmente se encuentran en todas las muestras estudiadas, a causa de su abundancia de este tipo polínico destaca el nivel P33 (Figs. 3 y 4).

	P6b	P6m	P8	P21	P33	P35	P51	P55	P59	P65	P71	P108	P123
Botryococcus sp.				6,032	22,19	33,26	6,27	6,29	•	•			
Crassosphaera sp.									•				
Acritarcos	•			•						•	•	•	
Dinoflagelados		•											
Araucariacites australis	2,73	2,64	4,38	3,10	1,34		•	1,95	•	1,73		•	2,41
Callialasporites dampieri	•	•	•	1,79	1,12		•	•	•	•		•	•
Cerebropollenites mesozoicus	•		1,039	9,24				•		•	•	•	
cf. Spheripollenites sp.	94,24	91,66	76,61	58,10	17,26	52,60	45,29	42,08	19,03	56,35	71,18	84,57	87,47
Corollina cf. Torosa	2,03	2,69	15,29	16,032	•		37,87	38,61	66,46	27,31	25,37	13,91	7,47
Bisacados	•	•	•	2,55	52,24	2,91	6,46	•	•	10,24	•	•	•
Monosulcados				•	•	•	•	•	•	•			
Deltoidospora australis	•	•	•	•	2,24	4,78	1,37	2,17	3,43	1,45			
Leiotriletes cf. torisimiis	•							6,07	2,88	•			
Dictyophyllydites harrisii	•	•	•	•	1,34	•	•	•	1,32	•		•	
Ischyosporites variegatus	•	•		•			•		1,09	•		•	
Laevigatosporites sp.						4,57			•				
Porcentaje total de esporas	0,356	0,638	1,03	1,466	4,02	10,61	2,337	9,77	12,53	4,76	0	0,158	0,34

Figura 3. Presencia/ausencia y porcentajes de los taxones polínicos más representativos del Jurásico de Pedrógão (el símbolo (indica la presencia de un taxón determinado con un valor porcentual por debajo del 1%).

En el conjunto de las gimnospermas también destacan las especies *Araucariacites australis* y *Callialasporites dampieri* que se asignan a la familia Araucariaceae. Estos se encuentra en casi todos los niveles estudiados con bajos porcentajes (Fig. 3).

Cerebropollenites mesozoicus es un palinomorfo de una gimnosperma de afinidades taxonómicas inciertas (Abbink, 1998) que posee una constatable representación en los niveles P8 y P21 (Fig. 3).

Entre las esporas, son las que presentan la exina psilada las que se encuentran en mayor cantidad. Esto podría ser debido a que esta característica les proporciona una mayor facilidad de dispersión, posiblemente anemófila o hidrófila, frente al resto de esporas que poseen una ornamentación más complicada. Entre las esporas que presentan porcentajes apreciables (Fig. 3) se encuentran *Deltoidospora australis*, según Guy (1971) comparable con esporas de helechos de los géneros *Dicksonia*, *Coniopteris* y *Aspidites*; *Leiotriletes* cf. *torisimilis*; *Dictyophyllidites harrisii*, posiblemente relacionable con las familias Dipteridaceae y Matoniaceae; y *Laevigatosporites* sp., asignable a la familia Polypodiaceae. Como excepción hemos encontrado porcentajes apreciables de la especie *Ischyosporites variegatus* en la muestra P59. Estas esporas que presentan un grueso retículo con areolas irregulares, se relacionan con las familias Dicksoniaceae o Schizaeaceae.

En el grupo de los protoctistas son reseñables los tantos por ciento de fragmentos de colonias de algas mucilaginosas del género *Botryococcus* (Fig. 3 y 4), interpretadas como indicadoras de medios dulceacuícolas o influenciados por aguas dulces (Guy-Ohlson, 1992).

De forma adicional, se han encontrado de forma puntual dos especies diferentes de dinoflagelados en la muestra P6 (Fig. 3), lo que es indicativo de una influencia marina del medio de sedimentación durante el depósito de los materiales de este nivel. Debe señalarse la aparición, también de forma puntual, de acritarcos (Fig. 3) del género *Mycrhystridium* y de uno indeterminado, que también podrían ser indicativos de influencia de aguas marinas.

Resultados palinológicos y relación con otros elementos paleontológicos

La lectura del registro palinológico descrito anteriormente sólo adquiere significado si se hace en términos de las asociaciones registradas, considerando presencia/ausencia de taxones y variabilidad de porcentajes (Fig. 3 y 4). En este trabajo se van a comparar los datos palinológicos obtenidos con los que proporcionaron otros grupos, ya estudiados en trabajos anteriores (Azerêdo *et al.*, 1997, 1998; Cabral *et al.*, 1998, 1999; Pereira *et al.*, 1998, 1999). El estudio de estos ha proseguido hasta la actualidad, habiéndose conseguido nuevos datos que permiten actualizar algunos aspectos, principalmente, los límites de varias asociaciones de microfósiles establecidas en Pedrógão (Fig. 2).

Los niveles de la base de la sección (del P1 al P9) se caracterizan por tratarse de una alternancia de margas y calizas con macrofósiles marinos, foraminíferos hialinos (fundamentalmente *Lenticulina* spp.) y ostrácodos, también marinos y muy abundantes, entre los que destacan : *Cytherella* spp., *Cytherelloidea* sp., *Patellacythere* sp.1, *Bythoceratina* (*Praebythoceratina*) sp. 1, *Procytheridea* cf. *gublerae* Bizon, 1958 y *Polycope* sp.1. A diferencia de los sedimentos suprayacentes debemos destacar la ausencia de carofitas.

Desde un punto de vista palinológico, estos niveles destacan por los muy elevados porcentajes de cf. *Spheripollenites* sp., que superan el 90% de los palinomorfos encontrados. La muestra P6 muestra de forma puntual dos tipos de dinoflagelados así como acritarcos del género *Mychrystridium*. La presencia de estas formas de protoctistas es indicativa de una clara influencia marina. Esto parece ratificado por los muy bajos porcentajes de esporas que presentan estos niveles que no llegan en ningún caso al 1%. A pesar de tener una baja proporción de esporas, el nivel P6 es uno de los que exhibe una mayor diversidad de taxones. Posiblemente esto pudiera ser debido a una cuestión tafonómica a causa de un transporte de los palinomorfos por corrientes hidráulicas desde los continentes, o por vientos.

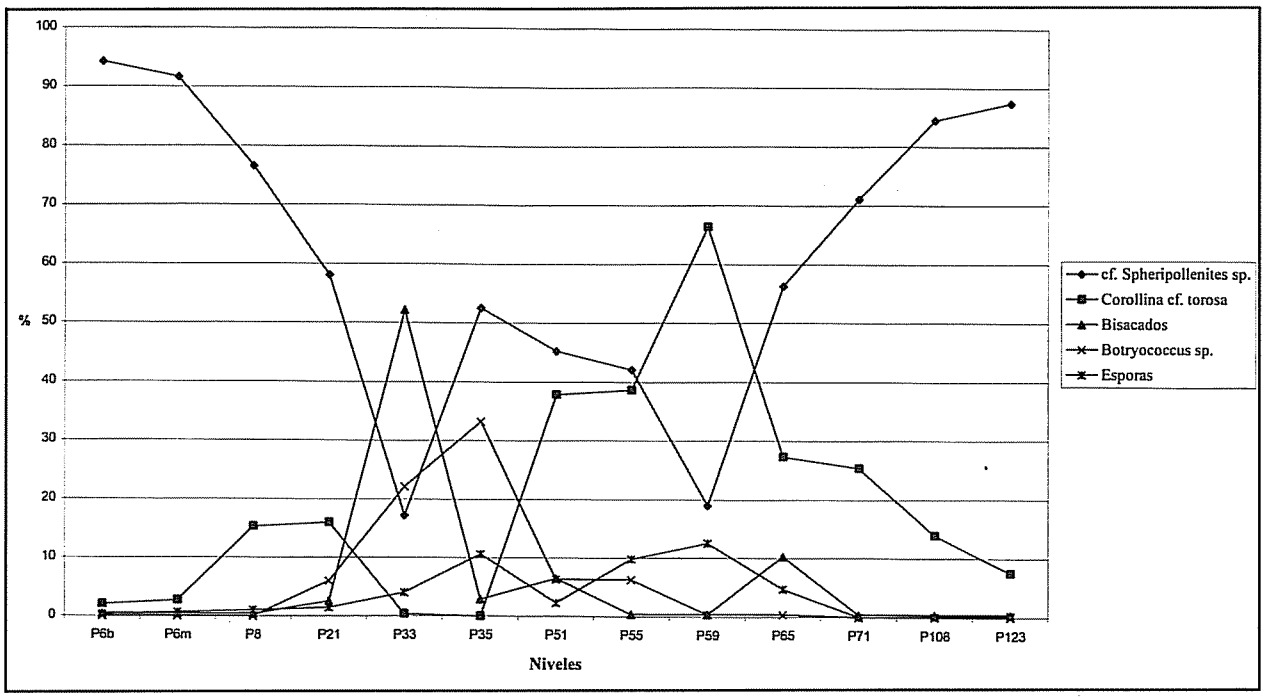


Figura 4. Diagrama sintético de la variación porcentual de algunos los palinomorfos mejor representados en el Jurásico de Pedrógão.

El nivel P8base, aunque muestra aún unos bajos porcentajes del total de esporas, ya destaca porque éste es de un 1%. Además, se reduce el valor del cf. *Spheripollenites*, aumentando el de *Corollina* cf. *torosa*. Todo esto podría ser indicativo de una mayor influencia de los continentes.

Los siguientes niveles estudiados (del P10 al P67) están constituidos por calizas y margas, frecuentemente ricas en lignitos, y conglomerados pedogénicos, encontrándose superficies ferruginosas y grietas de desecación indicativas de una clara influencia continental. Esto también se encuentra indicado por la abundante presencia de carofitas, que presentan su máxima diversidad en este intervalo de la sección (se destaca *Porochara sulcata*, *Porochara* sp.1, *Porochara* sp. 2 y *Aclistochara* sp.), y de ostrácodos que pertenecen a especies exclusivas de aguas dulce-salobres: *Theriosynoecum* spp. (5 especies distintas), *Darwinula* sp. 1, *Darwinula* sp. 2, "*Metacypris*" sp., etc.

A partir de P21 y hasta P65 aparece *Botryococcus*, lo que indica un cambio en las condiciones del medio, ya que la presencia de este alga indica una influencia de aguas dulces. No obstante, la presencia de este género en los niveles P59 y P65 es puntual. De forma paralela, hasta el nivel P65, se encuentran porcentajes de esporas por encima del 1%, hallándose los máximos tantos por ciento en los niveles P35, P51 y P59. Además, en estos niveles aumentan los porcentajes de *Corollina* cf. *torosa* y del grupo de los bisacados, y se encuentran palinomorfos monosulcados relacionables con plantas de los ordenes Bennetittales y Cycadales (Fig. 3). Todo esto parece ser indicativo de una clara influencia continental que se manifiesta de forma distinta en algunos de los niveles estudiados, como vamos a indicar a continuación.

El nivel P21 destaca por un descenso de los porcentajes de cf. *Spheropollenites* sp., a favor de los de *Corollina* cf. *torosa*, que ascienden hasta un 16%. Se registran valores bajos, aunque indicativos de bisacados y esporas, así como de *Araucariacites australis* y *Callialasporites dampieri*; también aparecen de forma puntual acritarcos (Fig. 3). Es posible, que aunque debe considerarse a este nivel dentro de un ambiente continental, debido a la presencia de *Botryococcus* y de una mayor diversidad de polen de gimnospermas. Dado el bajo porcentaje de esporas y la presencia de acritarcos este nivel aún haya tenido una cierta influencia marina.

El nivel P33 destaca por un aumento espectacular del porcentaje de bisacados y de *Botryococcus*, así como uno más moderados de esporas. Los valores de *Corollina* cf. *torosa*, se hacen puntuales y desaparecen los protoctistas planctónicos. Todo esto parece indicar que esta muestra se depositó en un medio continental sin influencia de las aguas del mar.

El nivel P35 no contiene granos de *Corollina* cf. *torosa*, y posee unos bajos valores de biscados. Por su parte, los de cf. *Spheripollenites* sp. aumentan hasta más de un 50% y los de esporas hasta algo más de un 10%. Esta variación con respecto al nivel anterior podría deberse a un cambio en las condiciones ambientales de la zona.

Los niveles P51 y P55 destacan por mostrar otra vez porcentajes de *Corollina* cf. *torosa* y un descenso que se hace muy patente en P55 de granos de polen bisacados.

La muestra P59 se caracteriza por presentar el máxi-

mo porcentaje de *Corollina* cf. *torosa*, que se eleva hasta un 66,46%. Este tanto por ciento viene acompañado por una casi desaparición de *Botryococcus* y la presencia puntual de *Crassosphaera* (Fig. 3). Todo esto podría ser indicativo de influencia marina, sin embargo hemos de reseñar los altos porcentajes de esporas que posee este nivel que se elevan por encima del 12%. Tal vez el depósito de los materiales de esta muestra se produjo en una zona continental próxima a la costa dados los valores de *Corollina* cf. *torosa*.

En el nivel P65 descienden los porcentajes de *Corollina* cf. *torosa*, aumentando los de cf. *Spheripollenites* sp. y bisacados. El porcentaje de esporas desciende, encontrándose representación de un acritarco indeterminado. Es posible que este nivel también haya tenido una influencia marina.

La parte del corte que abarca los niveles comprendidos entre el P68 y el P90, se encuentra integrada por calizas y calizas margosas frecuentemente bioturbadas y fosilíferas, con grietas de desecación en distintas superficies, escasos niveles bioclásticos con laminación oblicua, lumaquelas de *Heteroporella lusitanica* con nódulos de anélidos asociados, presencia ocasional de equinodemos y laminaciones algares. Además de *H. Lusitanica*, que aparece desde el nivel P74, también se han registrado algunos foraminíferos aglutinados (*Kurnubia palastiniensis*, Verneulinidae). Las carofitas disminuyen de forma apreciable en este intervalo. Con respecto a los ostrácodos, continúan siendo abundantes, encontrándose representados por la mayoría de las especies mencionadas para el intervalo (P10-P67), aunque presentan variaciones en sus cantidades relativas, con una especie eurihalina dominante: "*Metacypris*" sp.1.

En el conjunto de niveles que van desde el P91 al P102, la presencia de laminaciones algares, conglomerados pedogénicos, evaporitas y grietas de desecación, señalan un mayor confinamiento y/o disminución acentuada de la profundidad. La población de ostrácodos cambia radicalmente registrándose una disminución de su diversidad y la desaparición del género *Theriosynoecum*. En los niveles mencionados, las asociaciones de ostrácodos están dominadas numéricamente por "*Metacypris*" sp. 1, que se encuentra acompañada por *Galliaecytheridea* sp. 1 (especie marina), *Klieana* sp. 2 y *Darwinula* sp. Las carofitas están presentes, aunque se encuentran menos diversificadas, estando representadas por *Porochara kimmeridgensis* y *P. fusca*. De forma poco frecuente, en algunos niveles, aparecen: Verneuilinidae, *Pseudocyclammina* sp. y *H. lusitanica*.

Por último, en el intervalo que ve desde el nivel P103 a P130, se verifica un incremento del componente calizo sobre el margoso, y aunque permanecen las condiciones paleoambientales de emersión, la influencia marina fue probablemente más acentuada. Ésta se encuentra verificada por: una disminución de variedad en el conjunto de las carofitas, la presencia casi monoespecífica de "*Metacypris*" sp. 1 (a veces constituyendo más del 100% de las asociaciones), la aparición de foraminífros aglutinados como *Pseudocyclammina parvula* y *Valvulina* sp. y la escasa representación de *H. lusitanica*, equinodermos e icnofósiles.

Si contemplamos su contenido palinológico, desde P71 hasta P123 las muestras parecen volver a presentar una clara influencia marina debido a la baja diversidad de formas que muestran y por la presencia de protozoos planctónicos. A partir de P108 se observa una reducción aún mayor de esta diversidad, seguramente por razones de tipo tafonómico, aunque se cuentan gran cantidad de granos de polen de cf *Spheripollenites* sp. en P108 y P123.

Agradecimientos

Agradecemos la ayuda prestada en la determinación de los palinomorfos al profesor Dr. Paulo R. Trincão, de la Universidade de Aveiro (Portugal); también nos gustaría dar la gracias por la ayuda en la traducción al español de parte de este manuscrito a la Dra. Concha Herrero. Los estudios referidos se integran en el Proyecto PRAXIS XXI - PCNA/P/CTE/6/96, financiado por la "Fundação para a Ciência e Tecnologia" (Portugal).

Bibliografía

Abbink, O.A. 1998. Palynological investigations in the Jurassic of the Noth Sea region. *LPP Contribution Series*, **8**, 1-192.

Adloff, M.C., Doubinger, J. et Palain, C. 1974. Contribution à la palynologie du Trias et du Lias inférieur du Portugal. *Comunicações dos Serviços Geologicos de Portugal*, **58**, 91-144.

Azerêdo, A. C., Ramalho, M. M. & Wright, V. P. 1997. Contrasting palaeoclimatic events related to the Middle-Upper Jurassic unconformity in the Lusitanian Basin, Portugal. *(Abstract) IV Congreso de Jurasico de España-El Jurásico de Iberia y de las Cuencas peritetisianas*, Alcañiz, pp. 35-36.

Azerêdo, A. C., Ramalho, M. M. & Wright, V. P. 1998. The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for palaeoclimatic fluctuation. *Cuadernos de Geologia Ibérica*, **24** (in press.).

Barrón, E. y Goy, A. 1994. Caracterización palinológica del tránsito Triásico/Jurásico en la región de Sigüenza. *II Coloquio de Estratigrafía del Pérmico y Triásico de España, Cuenca*. Resúmenes, p. 13.

Boland, D. C. 1986. *Upper Jurassic (Portlandian) sedimentology and palynofacies of Cabo Espichel, Portugal*. Unpublished M.Sc.Thesis, Dep. Earth-Sciences, Memorial University, Newfoundland, Canada, 261 pp.

Cabral, M. C., Azerêdo, A. C. e Ramalho, M. M. 1998. Estudo preliminar dos Ostracodos de Pedrógão (passagem Dogger-Malm). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **84**(1-2), A74- A77.

Cabral, M. C., Azerêdo, A. C. & Ramalho, M. M. 1999. Jurassic ostracods from Pedrógão, Portugal: preliminary systematical and palaeoecological results. *(Abstract) 4th European Ostracodologists Meeting, Adana (Turkey)*, (in press.).

Castro, L. 1996. *Contribuição para o estudo palinostratigráfico do Jurássico superior (Oxfordiano superior-Titoniano) da Bacia Lusitânica*. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 125 pp. (Inédita).

Goy, A., Ureta, S., Arias, C., Bernad, J., Barrón, E., Canales, Mª L., García Joral, F., Gialanella, P.R., Gómez, J.J., Herrero, C., Martínez, G., Osete, Mª L., Perilli, N. & Villalaín, J.J. 1996. The Toarcian/Aalenian transition in Fuentelsaz section. *1st. Toarcian and 4th Aalenian working groups meeting, Nuévalos-Freiburg, Field-*

trip Iberian Range Guide-Book, 20-22 September 1996. Departamento de Paleontologia, Universidad Complutense de Madrid: 51-77.

Guy, D.J.E. 1971. Palynological investigations in the Middle Jurassic of the Vilhelmsfalt boring, Southern Sweden. *Publications of the Institut of the Mineralogy and Palaeontology of Quaternary Research*, **168**, 1-104.

Guy-Ohlson, D. 1992. *Botryococcus* as an aid in the interpretation of palaeoenvironment and depositional processes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **71**, 1-15.

Hughes, N. F. & Moody-Stuart, J.C. 1967. Palynological facies and correlation in the english Wealden. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **1**, 58-64.

Mohr, B. A. & Schmidt, D. 1988. The Oxfordian-Kimmeridgian boundary in the region of Porto de Mós (Central Portugal): stratigraphy, facies and palynology. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen.*, **176** (2), 245-267.

Mouterde, R., Rocha, R. B., Ruget, Ch. et Tintant, H.1979. Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra (U.N.L.)*, **5**, 29-52.

Pereira, R., Azerêdo, A. C. & Feist, M. 1999. Study on charophytes from the Lusitanian Basin (Portugal): Pedrógão and Vale de Ventos (Middle-Upper Jurassic boundary) (*Abstract*). *Procceding of the European Palaeontological Association Workshop, Lisboa* (in press.).

Pereira, R., Azerêdo, A. C., Feist, M. e Ramalho, M. M. 1998. Estudo preliminar das Carófitas da base do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **84**(1-2), A79-A82.

Phipps, D. & Playford, G. 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. *Papers of the Department of Geology of the University of Queensland*, **11**, 1-23.

Ramalho, M. M. 1981. Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. *Comunicações dos Serviços Geologicos de Portugal*, **67**(1), 41-45.

Ruget-perrot, Ch. 1961. Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. *Memórias dos Serviços Geologicos de Portugal, N.S.*, **7**, 1-197.

Traverse, A. 1988. *Paleopalynology*. Unwin Hyman, Boston. 600pp.

Van Erve , A. & Mohr, B. 1988. Palynological investigations of the late Jurassic microflora from the vertebrate locality Guimarota coal mine (Leiria, Central Portugal). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* Mh., **1988** (H4), 246-262.

Van Erve, A. W., Besems, R. E. & Love, C. F. 1988. A palynological investigation of some Lower Kimmeridgian deposits from Spain. *Journal of Micropaleontology*, **0**(0), 217-232.

Wright, V. P., Ramalho, M. M. & Azerêdo, A. C. 1997. The Cabaços Beds (Upper Jurassic) of Portugal. *(Abstract) I.A.S.18th Regional European Meeting of Sedimentology, Heidelberg*, p. 367.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Los foraminíferos orbitoliniformes: clasificación y problemática

J.M. Bernaus

Dpt. de Geologia (Paleontologia), Universitat Autònoma de Barcelona, 08193-Bellaterra

Los foraminíferos orbitoliniformes (orbitolínidos *s.l.*) constituyen una importante herramienta para la datación de las plataformas carbonatadas poco profundas del Tethys. Estos organismos son casi los únicos que pueden ser utilizados para las plataformas del Cretácico inferior. Sin embargo, la utilización del grupo resulta muy complicada para los especialistas y casi imposible para los no especialistas. Ello se debe a la falta de monografías, a la breve definición de algunos géneros y especies que, además, presentan insuficientes ilustraciones, y a la existencia de centenares de trabajos de índole estratigráfica donde las reparticiones o zonaciones de los mismos géneros son diferentes (por ejemplo, el género *Valserina* caracteriza el Hauteriviense superior-Barremiense inferior para Clavel *et al.* (1994) y básicamente el Barremiense superior para Arnaud *et al.* (1998)), lo cual puede llevar a dar edades erróneas en las que se basan, posteriormente, conclusiones estratigráficas, secuenciales o tectónicas.

En este trabajo se estudian los foraminíferos orbitoliniformes de los depósitos correspondientes al intervalo de tiempo Barremiense-Aptiense inferior de la Cuenca de Organyà.

La cuenca de Organyà es una cuenca de tipo extensional, de reducidas dimensiones, que tiene su origen en el "rifting" (ligado a la apertura del Golfo de Vizcaya), que afectó a la plataforma jurásica. Esta cuenca permaneció individualizada durante casi 38 m.a., del Berriasiense al Albiense (Beràstegui *et al.*, 1990) donde la subsidencia fue el factor dominante (Bernaus, 1998). Dicha cuenca está situada en el manto de Bòixols, el cual forma parte de la Unidad Surpirenaica Central (Seguret, 1972) o del conjunto de las Unidades Estructurales Superiores (Muñoz *et al.*, 1984) (Fig. 1). En la Cuenca de Organyà el intervalo Barremiense-Aptiense inferior está constituido por más de 1000 m de sedimentos carbonatados de plataforma (facies urgonienses).

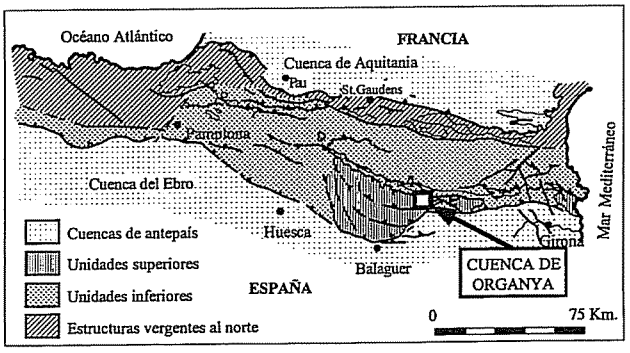


Figura 1. Situación de la Cuenca de Organyà en la estructura geológica de los Pirineos.

Los foraminíferos orbitoliniformes

Se define un foraminífero orbitoliniforme como un foraminífero de pared aglutinada, morfología cónica y disposición de las cámaras uniseriadas (Fig. 2). El estadio inicial consiste en un aparato embrionario, que puede ser simple (formado por una protoconcha y una deuteroconcha) o complejo (formado por la protoconcha, la deuteroconcha y las cámaras periembrionarias o subembrionarias) (Fig. 3). Las cámaras del estadio uniseriado son bajas y en ellas se distingue una zona marginal, la cual puede contener particiones subepidermales verticales y horizontales, y una zona central, ocupada por pilares o dividida por tabiques (Fig. 4). Únicamente en esta zona central es donde se encuentran las aberturas que comunican las sucesivas cámaras.

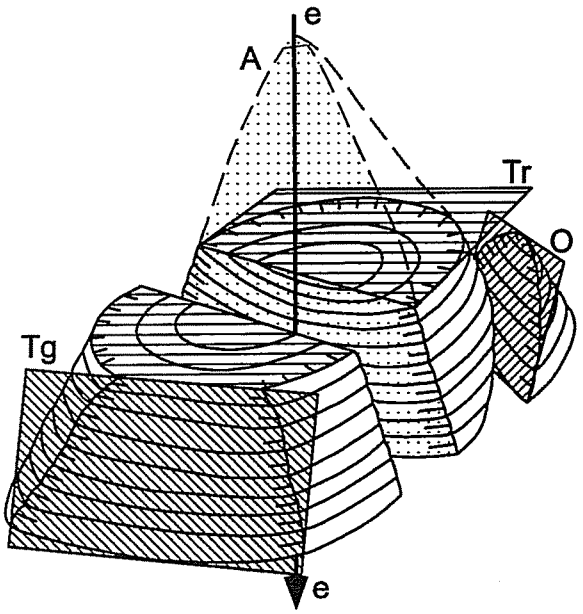


Figura 2. Disposición general de un foraminífero orbitoliniforme con sus secciones correspondientes: A: axial; O: oblicua; Tr: transversal; Tg: tangencial; e: eje de crecimiento (modificado de Hottinger y Drobne, 1980).

Basándose en esta definición, Loeblich y Tappan (1988) diferencian dos subfamilias, *Dictyoconinae* (formada por 26 géneros) y *Orbitolininae* (compuesta por 15 géneros), cuya única diferencia sería la existencia de un aparato embrionario simple o complejo. Sin embargo, este razonamiento no es el empleado por otros autores (véase Arnaud-Vanneau, 1980; Hottinger y Drobne, 1980), los cuales sugieren sendas jerarquías para la clasificación taxonómica.

La observación de las características morfológicas y estructurales de este grupo se basa principalmente en la

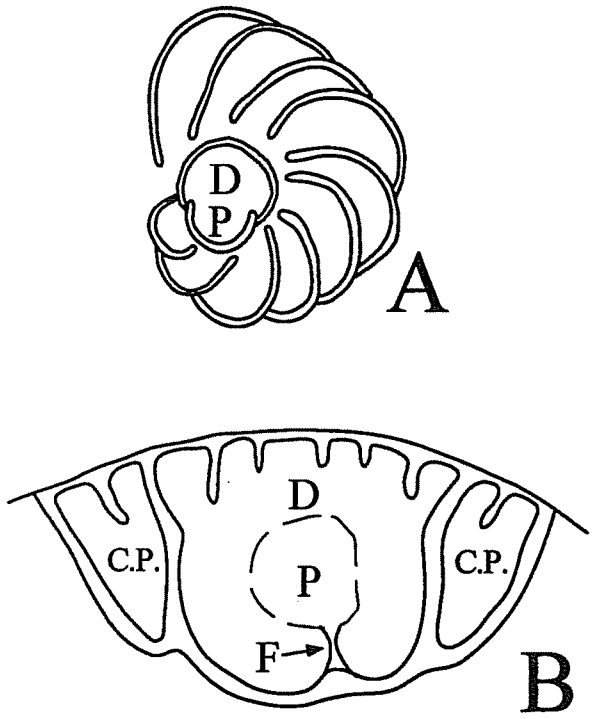


Figura 3. Estructura de un aparato embrionario simple (A) y uno complejo (B). Abreviaciones: P: protoconcha; D: deuteroconcha; F: funículo; C.P.: cámara periembrionaria.

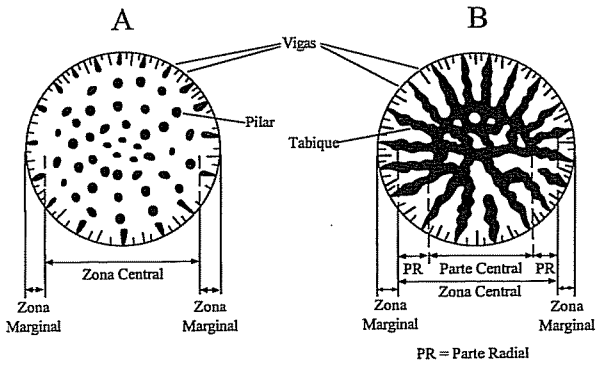


Figura 4. Secciones transversales de un género con pilares (A) y otro con tabiques (B). Sobre estas secciones se indica la situación de la zona marginal y la zona central, y las divisiones de esta última en parte radial y parte central (modificado de Arnaud-Vanneau, 1980).

realización de secciones orientadas de ejemplares sueltos, a partir de las cuales se pueden clasificar las secciones aleatorias obtenidas en los sedimentos carbonatados de plataforma.

Así, en este trabajo se ha pretendido establecer una jerarquía que permita la clasificación de las distintas formas encontradas en los sedimentos del Cretácico inferior de la Cuenca de Organyà, los cuales comprenden el período Barremiense-Aptiense inferior (Bernaus, 1998). Esta jerarquía se resume como sigue:

A.- Estructuras exosqueléticas.

El exosqueleto es la división más o menos compleja de la pared de la cámara (Reichel, 1931, 1937). Está situado en la zona marginal de la concha de un foraminífero orbitoliniforme y forma un anillo independiente del sistema de aberturas. Se diferencian dos elementos estructurales: las vigas, que son perpendiculares a los septos, y las viguecillas, que son paralelas a los mismos (Fig. 5). Las vigas, en algunos casos, continúan hacia la zona central uniéndose con los elementos del endosqueleto. Las vigas pueden ser continuas de una cámara a la siguiente o bien alternantes. Según la inexistencia de elementos exosqueléticos, la presencia de solamente vigas o de vigas y viguecillas, se pueden diferenciar tres morfologías diferentes:

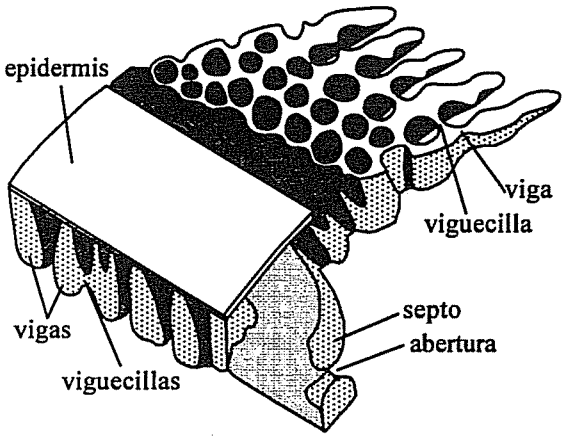


Figura 5. Exosqueleto de un foraminífero donde se puede observar las vigas y las viguecillas (Hottinger, 1967).

a) formas simples: son las formas que no tienen elementos exosqueléticos (ni vigas ni viguecillas);
b) en alcobas: son aquellas que únicamente tienen desarrolladas las vigas. La superficie externa aparece dividida en compartimentos regulares rectangulares o cuadrangulares;
c) reticular subepidérmica: son las formas que tienen vigas y viguecillas, las cuales dibujan un retículo en la superficie externa de la concha. Es visible desde el exterior debido a la presencia de una capa muy fina (epidermis) que la cubre.

B.- Estructuras endosqueléticas.

El endosqueleto es el conjunto de elementos estructurales situados en el interior de la cámara y que dependen del flujo del protoplasma (Douvillé, 1906). Estos elementos pueden ser:

- **pilares** : estructuras de sección más o menos circular que atraviesan toda la cámara de la base al techo reposando sobre dos septos consecutivos (Fig. 4A, Fig. 6A). Su disposición puede ser más o menos regular. En algunos casos, los pilares no llegan al techo de la cámara y se habla de **hemipilares**. Los pilares pueden presentarse también como formas no regulares, y entonces reciben los nombres de: **pilares-tabiques** o

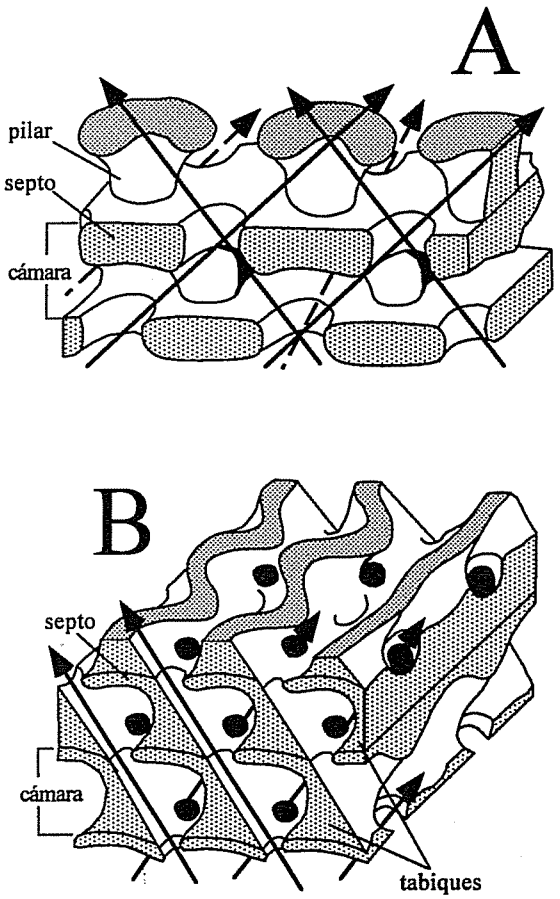


Figura 6. Tipos de endosqueleto en los foraminíferos orbitoliniformes: A: en pilares; B: en tabiques (Hottinger y Drobne, 1980).

pilaroides. Los primeros son estructuras de dirección radial donde la parte superior presenta un contorno meandriforme y la parte inferior está dividida en pilares, mientras los segundos son estructuras que en su origen son similares a los pilares, pero en los que las secciones se transforman en irregulares llegando a unirse entre ellas;

- **tabiques** : estructuras continuas de dirección radial que suelen iniciarse en una viga de la zona marginal (Fig. 4B, Fig. 6B). Normalmente son más anchos en la zona del techo de la cámara que en la base. En sección axial tienen forma triangular, con el vértice dirigido hacia la cara oral, lo cual les hace muy característicos. Dada la disposición radial de estos elementos se distinguen dos partes:
  * una parte externa donde los elementos presentan una clara disposición radial;
  * una parte central donde, dado el menor espacio disponible, los tabiques se unen y forman un retículo más o menos denso.

En algunas formas se puede observar un tipo particular de lo que se podría llamar "endosqueleto" (denominado en **cúpulas,** Arnaud-Vanneau, 1980), aunque se trata de invaginaciones del septo que pueden llegar o no a dividir la cámara.

Estas estructuras endosqueléticas están íntimamente relacionadas con el sistema de aberturas, el cual se dispone según dos modelos:

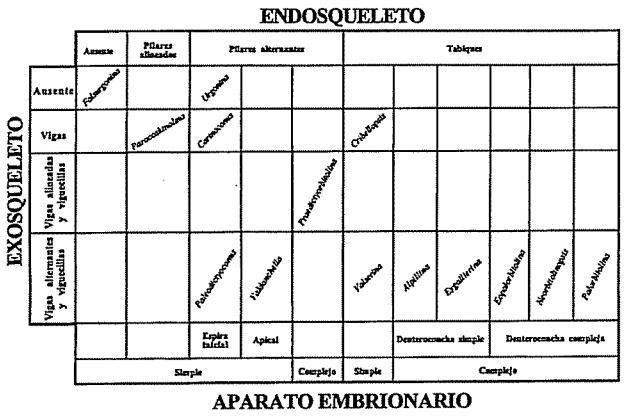


Figura 7. Llave de reconocimiento de los géneros de foraminíferos orbitoliniformes urgonienses encontrados en la Cuenca de Organyà.

- Las aberturas están alineadas de una cámara a la siguiente según una línea generatriz que parte del vértice de la concha. Los elementos estructurales asociados a este tipo de disposición de las aberturas son los pilares.
- las aberturas están alineadas según líneas diagonales que parten de la pared y se dirigen hacia la parte central de la concha. Los elementos estructurales asociados a esta disposición de las aberturas son los tabiques, aunque algún género posee pilares.

C.- Aparato embrionario.

El aparato embrionario es diferente en las formas macrosféricas y en las microsféricas:

- en las formas microsféricas, el aparato embrionario está formado por una protoconcha simple situada en el extremo de una pequeña espira;
- en las formas macrosféricas, puede ser:
  * simple, es decir, formado por la protoconcha seguida de la deuteroconcha, las cuales forman el inicio de una planispira o trocospira más o menos excéntrica (fig. 3A);
  * complejo, el cual se encuentra casi siempre en posición apical, y cuya deuteroconcha puede tener ya elementos exosqueléticos. El conjunto de las dos cámaras puede estar rodeado por otras cámaras embrionarias adicionales (cámaras periembrionarias (fig. 3B) o subembrionarias).

Aplicando los criterios anteriormente expuestos al estudio de los foraminíferos orbitoliniformes de los sedimentos urgonienses de la Cuenca de Organyà, se ha elaborado una llave de reconocimiento de géneros basado en las descripciones originales, o en las revisiones de las mismas, la cual se reproduce en la figura 7.

Este trabajo ha sido financiado por la C.I.R.I.T. (TDOC 1998).

Bibliografía

Arnaud H., Arnaud-Vanneau A., Blanc-Alétru M.C., Adatte T., Argot M., Delanoy G., Thieuloy J.P., Vermeulen J., Virgone A., Virlouvet B. y Wermeille S. 1998. Répartition stratigraphique des orbitolini-

dés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France). *Géologie Alpine*, **74**, 3-89.

Arnaud-Vanneau A. 1980. Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreause (Alpes occidentales). *Geologie Alpine*, mem. **11**, 874 p.

Beràstegui X., García-Senz J.M. y Losantos M. 1990. Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (Central South Pyrenean Unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bull. Soc. Géol. France*, **2**, 251-264.

Bernaus J.M. 1998. L'Urgonien du Bassin d'Organyà (NE Espagne): micropaléontologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle. Tesis de la Universidad Joseph Fourier-Grenoble 1, 206 p.

Clavel B., Schroeder R., Charollais J. y Busnardo R. 1994. Biozonation de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur en domaine de plate-forme carbonatée. *Publ. Dép. Géol. Paléontol. Univ. Genève*, **14**, 1-14.

Douvillé 1906. Evolution et enchaînement des Foraminifères. *Bull. Geol. France* (**4**)/**6**, 215-237.

Hottinger L. 1967. Foraminifères imperforés du Mesozoïque marocain. Notes Mém. Serv. Géol., **209**, p. 1-179.

Hottinger L. y Drobne K. 1980. Early Tertiary Conical Imperforate Foraminifera. *Razpr.* (IV) **22/3**, 90 p.

Loeblich A.R. y Tappan H. 1988. *Foraminiferal genera and their classification.* Van Nostrand Reinhold Company, Inc. New York. 2 vol. 970 p., 847 pl.

Muñoz J.A., Puigdefàbregas C. y Fontboté J.M. 1984. Orógenos alpinos III.4.1. In*: El Pirineo.* Inst. Geol. Min. España. Ed. Libro Jubilar J.M. Ríos, *Geología de España*, **2**, 161-205.

Reichel M. 1931. Sur la structure des Alvéolines. *Eclogae Geol. Helv.* **24/2**, 289-303

Reichel M. 1937. Étude sur les Alvéolines. *Mém. Suisses de Paleont.* **57/59**, 1-147.

Seguret M. 1972. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrenees. *Pub. Ustela, Sér. Géol. Struct.*, **2**, Montpellier, 155 p.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Análisis de la variación del índice de alteración del color de los conodontos (CAI) en el sector NW de la Zona Cantábrica

C. Brime[1], S. García-López[1], F. Bastida[1], M.L. Valín[1], J. Sanz-López[2] y J. Aller[1]

[1] Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España

[2] Facultad de Ciencias da Educación, Universidad da Coruña, España

La Zona Cantábrica representa la parte externa del Orógeno Varisco en el NW de la Península Ibérica y está caracterizada por una tectónica en la que la translación de rocas ha dominado sobre la deformación interna, por lo cual el clivaje es una estructura poco frecuente, y el metamorfismo sólo tuvo lugar en algunas áreas y es siempre de grado muy bajo (Julivert 1971; Aller *et al.* 1987; Pérez-Estaún *et al.* 1988). Por consiguiente, esta zona reúne unas condiciones óptimas para el estudio de la transición diagénesis-metamorfismo, y para conocer, incluso en áreas diagenéticas, la variación espacial de las condiciones térmicas existentes durante la deformación varisca en función del enterramiento de las rocas, la deformación y superposición tectónica, la presencia de cuerpos ígneos y la erosión.

El sector NW de la Zona Cantábrica (Fig. 1) presenta un Paleozoico Inferior constituido sobre todo por rocas siliciclásticas, un Devónico representado por una alternancia de formaciones carbonatadas y siliciclásticas, un Carbonífero Inferior formado por rocas carbonatadas y un Carbonífero Superior constituido principalmente por rocas siliciclásticas; el Estefaniense tiene una pequeña representación en el área, tratándose de rocas tardivariscas discordantes.

Desde el punto de vista estructural, el área estudiada está limitada al NW por el cabalgamiento de La Espina, que la separa de las rocas Precámbricas y del Paleozoico Inferior de la Zona Asturoccidental-leonesa (Fig. 1), en la cual, el metamorfismo regional y las foliaciones tectónicas presentan un desarrollo generalizado. Por otro lado, este sector representa la prolongación NE de las unidades cabalgantes de Somiedo, La Sobia y el Aramo, y lleva asociados importantes cambios estructurales, puesto que más al sur dichas unidades superponen rocas del Cámbrico Inferior sobre rocas carboníferas, mientras que en el área estudiada sólo aparecen cabalgamientos con separa-

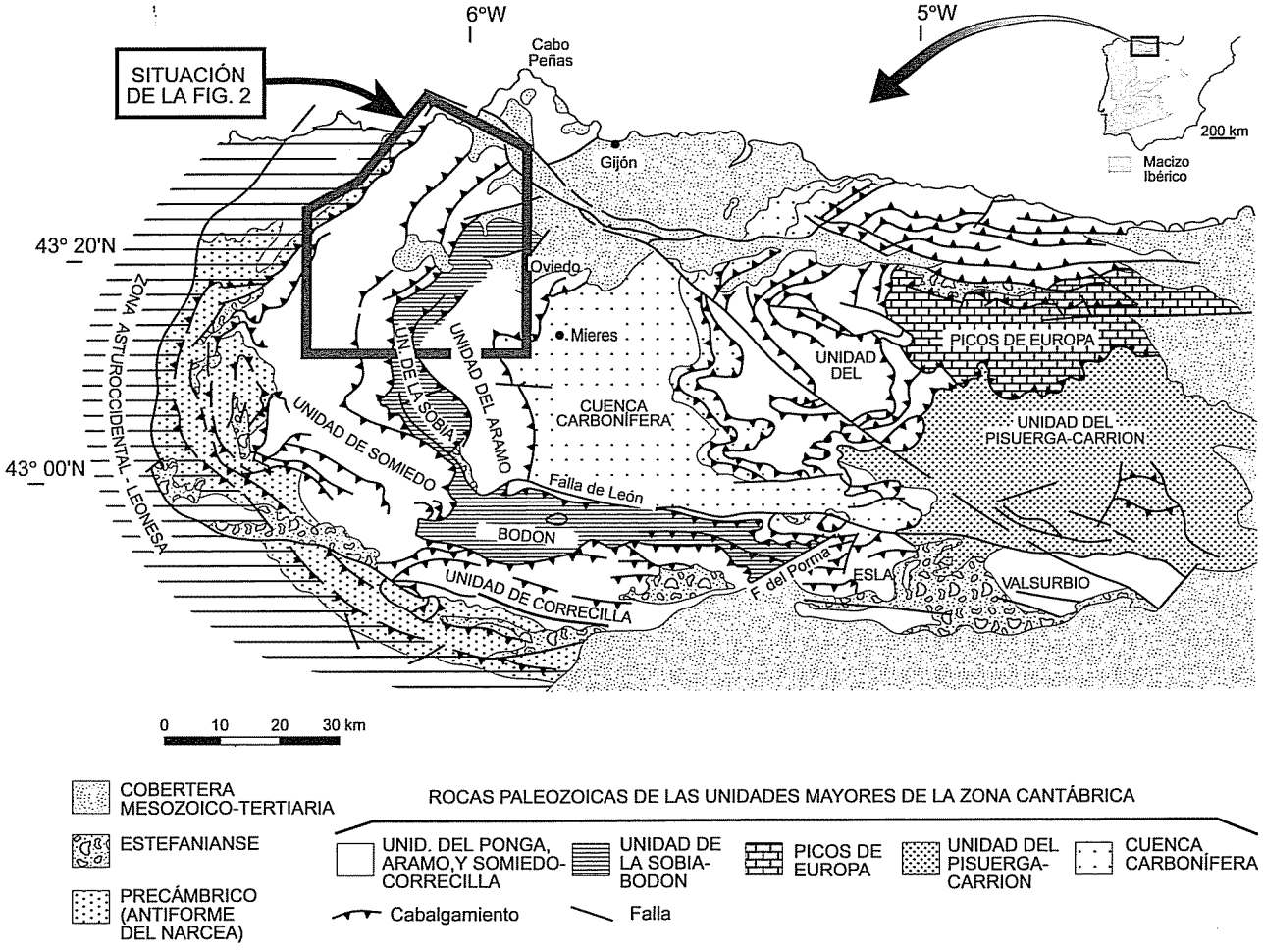


Figura 1. Situación de la zona estudiada en el contexto de la Zona Cantábrica (esquema geológico según Julivert, 1971).

ción estratigráfica menor y pliegues de propagación de falla (Alonso *et al.* 1991; Alonso & Marcos 1992).

Aunque la presencia de rocas ígneas es rara en la Zona Cantábrica, existen pequeños cuerpos intrusivos en el sector NW, que han dado lugar a aureolas de metamorfismo de contacto, en las que se alcanza las facies de las corneanas hornbléndicas y de las corneanas piroxénicas (Suárez 1995). En las rocas carbonatadas, el metamorfismo de contacto ha dado lugar a "skarns" en los que aparecen concentrados minerales de interés económico, principalmente oro y sulfuros.

El fin del presente estudio es utilizar el índice de alteración del color de los conodontos (CAI) para establecer las condiciones térmicas de las rocas durante la deformación varisca, relacionarlas con la estratigrafía y la estructura del área, y determinar las variaciones térmicas asociadas al metamorfismo de contacto en las áreas adyacentes a las rocas ígneas. Para ello se utilizarán como valores del CAI límites de la anquizona los obtenidos en el corte Cabo Peñas-Cabo Torres mediante correlación con los valores estándar del índice de cristalinidad de la illita (IC); en consecuencia, el intervalo de valores del CAI considerado para la anquizona es 5,5 > CAI ≥ 4 (García-López *et al.* 1997). Por otra parte, las medidas del CAI se han complementado en muchas localidades con medidas del IC.

Resultados e interpretación

La distribución de los valores del CAI se muestra en la Fig. 2; dichos valores varían de 1 a 6,5. En general, el CAI se adapta a grandes rasgos a la estructura regional, de forma que, en el núcleo de los sinclinales donde aflo-

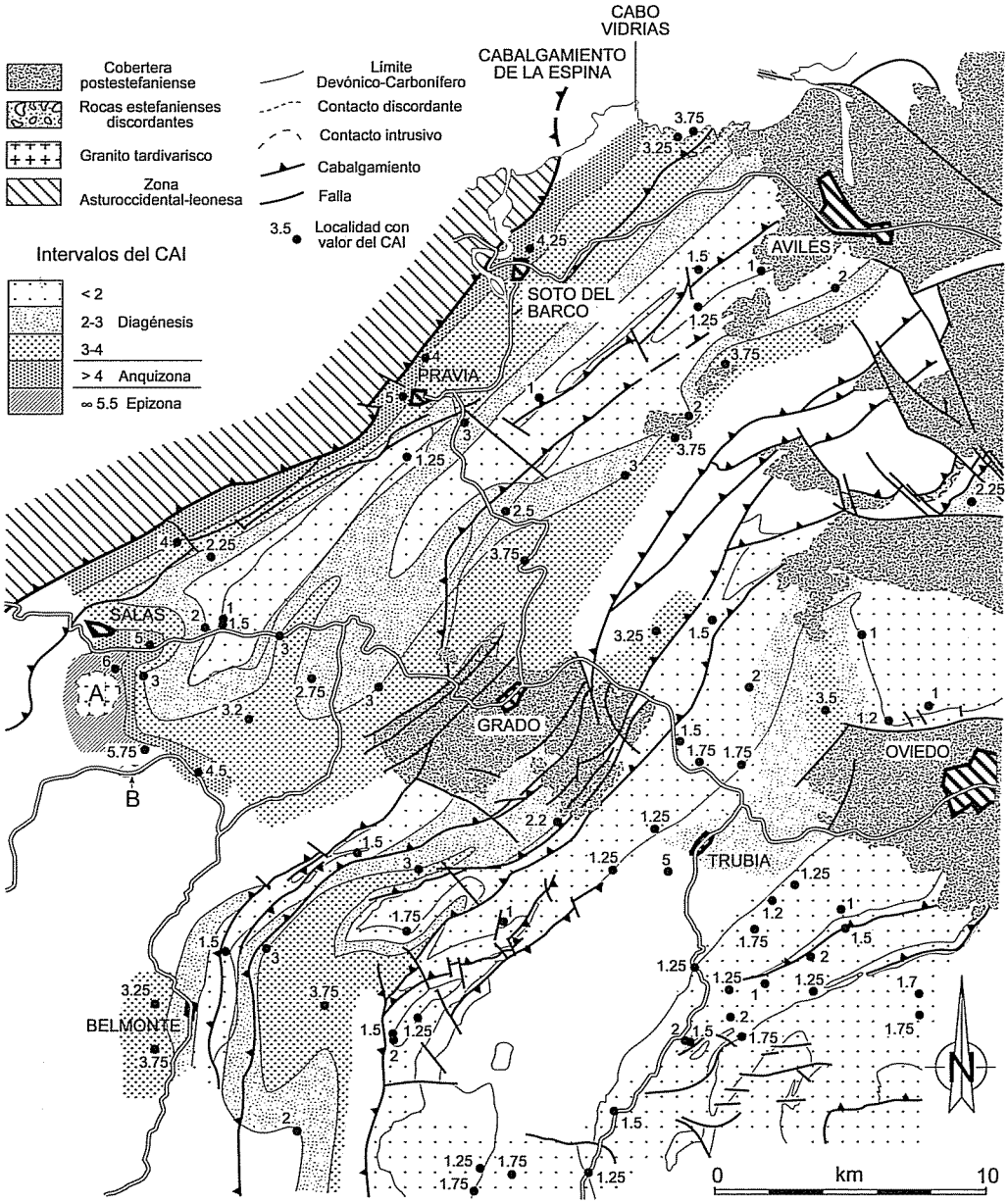


Figura 2. Mapa en que se muestran la situación de localidades y valores medios del CAI así como curvas de isovalores del CAI

ran rocas carboníferas, los valores del CAI son generalmente inferiores a 2, mientras que en las rocas más antiguas con conodontos, de edad Devónico Inferior, son frecuentes valores del CAI superiores a 3. En consecuencia, se observa un aumento general del CAI con la edad de las rocas.

Los valores del CAI indican que la mayor parte del área estudiada se encuentra en zona diagenética. No obstante, existe una banda situada en la proximidad del cabalgamiento de La Espina, y dentro del bloque cabalgado, que presenta valores del CAI mayores o iguales a 4, tratándose, por tanto, de una banda dominantemente anquizonal. Por otro lado, alrededor del granito de Arcellana se observa un notable aumento del CAI, el cual define un área anquizonal e incluso localmente epizonal.

El clivaje es poco frecuente, estando algo más desarrollado en la parte del bloque cabalgado situada junto al cabalgamiento de La Espina. Únicamente en las rocas pelíticas del Ordovícico Medio próximas al Cabo Vidrias (Fig. 2), existe un clivaje generalizado y una estructura en lápices en las localidades donde el ángulo entre la estratificación y el clivaje es grande. En la mayoría de los casos, el clivaje es espaciado y aparece en rocas del Devónico Inferior (con CAI > 3) o más antiguas.

El aumento del CAI con la edad de las rocas y el trazado plegado de los contornos del CAI mostrados en la Fig.2, indica que el evento térmico que dio lugar a los valores del CAI fue anterior al plegamiento varisco de las rocas del área. La escasa frecuencia del clivaje, salvo en la vecindad del Cabo Vidrias, también sugiere que el incremento térmico con la profundidad fue el resultado del enterramiento de las rocas. Los bajos valores del CAI en las rocas carboníferas de los sinclinales indican un espesor de rocas suprayacentes inferior a 1 km. En consecuencia, la superposición tectónica sobre estas rocas carboníferas debió ser pequeña o fue compensada rápidamente por erosión.

La variación de los valores del CAI a través de la sucesión estratigráfica sugiere un intervalo de gradiente entre 40 y 100°C km^{-1}, que, a pesar de su amplitud, parece indicativo de condiciones de baja relación P/T (en el sentido de Miyashiro 1994).

La banda de valores del CAI relativamente altos contigua al cabalgamiento de la Espina, junto con las condiciones epizonales, indicadas por valores de IC, que reflejan las rocas precámbricas adyacentes situadas en el bloque superior de dicho cabalgamiento, indican un metamorfismo invertido aparentemente continuo, que puede ser explicado por un calentamiento del bloque cabalgado como consecuencia del calor aportado por la parte basal del bloque cabalgante. Este metamorfismo lleva asociado un clivaje, particularmente bien desarrollado en las rocas pelíticas del Ordovícico Medio, de forma que esta banda de altos valores de CAI representa el frente del metamorfismo regional orogénico, que se extiende hacia el W en la Zona Asturoccidental-Leonesa. La edad de 321,1±1,0 Ma (Namuriense), obtenida por Dallmeyer *et al.* (1997) para el cabalgamiento de Trones (Gutiérrez-Alonso 1998), que está situado inmediatamente al W del cabalgamiento de La Espina, da una idea de la edad del metamorfismo en la proximidad de estos cabalgamientos, que es relativamente temprana en el contexto de la Zona Cantábrica.

Los datos del CAI permiten detectar la existencia de una continuidad cartográfica de la anquizona asociada con la aureola del metamorfismo de contacto de los granitoides de Arcellana y Carlés (Fig. 2), sugiriendo que ambos afloramientos pertenecen al mismo cuerpo ígneo. La edad de los granitoides es de 293 ± 2 Ma (Valverde-Vaquero *et al.* 1999), que corresponde a la proximidad del límite Carbonífero-Pérmico, por lo que tanto los granitoides como el metamorfismo asociado pueden ser considerados tardivariscos.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto DGE95-PB1047 "Evolución tectonotérmica de las rocas paleozoicas de la Zona Cantábrica y de la Zona Axial Pirenaica".

Bibliografía

Aller, J., Bastida, F., Brime, C. & Pérez-Estaún, A. 1987. Cleavage and its relation with metamorphic grade in the Cantabrian Zone (Hercynian of North-West Spain). *Sciences Géologiques Bulletin* **40**, 255-272.

Alonso, J. L., Aller, J., Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A. & Pulgar, J. A. 1991. Mapa Geológico de España e. 1:200.000, Hoja nº2 (3-1), Avilés. *Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid, 103 pp.

Alonso, J.L. & Marcos, A. 1992. Nuevos datos sobre la estratigrafía y estructura de la Sierra del Pedrosu (Zona Cantábrica, NW de España): implicaciones tectónicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* **5**, 81-88.

Dallmeyer, R.D., Martinez Catalan, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. & Aller, J. 1997. "Diachronous Variscan Tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics". *Tectonophysics*, **277**, 307-337.

García-López, S., Brime, C., Bastida, F. & Sarmiento, G. N. 1997. Simultaneous use of thermal indicators to analyse the transition from diagenesis to metamorphism: an example from the Variscan Belt of northwest Spain. *Geological Magazine*, **134**, 323-334.

Gutiérrez-Alonso, G. 1998. La estructura del Antiforme del Narcea y su relación con los mantos occidentales de la Zona Cantábrica. Parte I: el sector occidental. *Studia Geol. Salmanticensia*, **32**, 63-128.

Julivert, M. 1971. Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *American Journal of Sciences*, **270**, 1-29.

Miyashiro, A. 1994. *Metamorphic Petrology*. UCL Press, Londres, 404 pp.

Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. & Pulgar, J.A, 1988. A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, **7**, 517-537.

Suárez, O. 1995. Las rocas ígneas y el metamorfismo. In: *Geología de Asturias* (C. Aramburu y F. Bastida), Trea, Oviedo, 123-138.

Valverde-Vaquero, P, Cuesta, A., Gallastegui, G., Suárez, O., Corretgé, L. G. & Dunning, G. R. 1999. U-Pb dating of Late Variscan magmatism in the Cantabrian Zone (Northern Spain). EUG10, abstract.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Asociaciones de foraminíferos del Toarciense superior y Aaleniense en la sección de Moyuela (Zaragoza)

M.L. Canales y C. Herrero

Depto. y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencas Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España

En este trabajo se caracterizan y describen, por primera vez, las asociaciones registradas de foraminíferos en los materiales del Toarciense superior y Aaleniense (tránsito Jurásico Inferior/Jurásico Medio) de la sección de Moyuela.

Esta sección se encuentra en la provincia de Zaragoza, dentro del Sector Central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. El afloramiento estudiado se sitúa aproximadamente a 1km de la localidad que le da nombre, junto al cruce de las carreteras locales que unen las poblaciones de Moyuela, Moneva y Muniesa.

Desde un punto de vista litológico, cabe destacar que los materiales del tránsito Jurásico Inferior/Jurásico Medio muestran en esta sección un importante desarrollo en comparación con otras áreas de la cuenca, sin que se aprecien en ellos discontinuidades importantes. Se trata de una alternancia más o menos regular de calizas y margas, en bancos de espesor centimétrico a decimétrico, que se organizan en secuencias de somerización, excepto en la parte inferior del corte, donde se han reconocido secuencias de profundización (Ureta *et al.*, 1997). La sucesión estudiada corresponde a parte de dos unidades litoestratigráficas: la Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (Goy *et al.*, 1976) y la Formación Carbonatada de Chelva (Gómez y Goy, 1979).

Los materiales del Toarciense superior y Aaleniense en Moyuela presentan un abundante y diverso contenido fósil, especialmente en ammonoideos, los cuales han permitido caracterizar tres biozonas para el Toarciense (Insigne, Pseudoradiosa y Aalensis) y tres para el Aaleniense (Opalinum, Murchisonae y Bradfordensis). Por encima de la Biozona Bradfordensis, se han reconocido varios niveles de removilización con ammonoideos reelaborados que indican la existencia de una laguna estratigráfica que abarcaría, al menos, la Biozona Concavum. Posteriormente, en la sucesión se encuentran ammonoideos que permiten caracterizar la Biozona Discites del Bajociense (Ureta *et al.*, 1997).

Los trabajos previos sobre foraminíferos jurásicos en la Cordillera Ibérica, entre los que cabe destacar los de Ruget (1982) y Herrero (1992), se han centrado fundamentalmente, en materiales del Pliensbachiense terminal y Toarciense inferior. Sin embargo, en el intervalo estratigráfico objeto de estudio en este trabajo, son escasas las investigaciones micropaleontológicas (Herrero *et al.*, 1996; Herrero y Canales, 1997; Canales, 1998), siendo notable la ausencia de los mismos en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Se han analizado un total de 25 muestras, siguiendo el criterio general de tomar dos muestras por subzona de ammonites. Tras el tratamiento químico realizado a cada una de ellas, se han obtenido más de 8000 ejemplares, clasificables a nivel específico. El estado de conservación que muestran los foraminíferos recuperados es, en general, bueno. Sin embargo, se han observado algunos mecanismos de alteración tafonómica, tales como bioerosiones, rellenos, fragmentación, disolución parcial o total de las conchas, recristalizaciones y deformaciones mecánicas, que enmascaran las características morfológicas de las conchas.

La totalidad de las asociaciones registradas están dominadas por los representantes del Suborden Lageninа, alcanzando porcentajes muy elevados en todas ellas. Dentro de este suborden, cabe destacar que la mayoría de los ejemplares corresponden al género *Lenticulina*. Los representantes de los Subórdenes Spirillinina (representado por el género *Spirillina*) y Textulariina (representado fundamentalmente por el género *Ammobaculites*) son minoritarios o están ausentes en dichas asociaciones. Los representantes de los subórdenes Robertinina y Rotaliina son accesorios, habiéndose identificado muy escasos ejemplares, en alguna de las muestras estudiadas. A nivel específico, son numerosos los taxones que muestran rangos de distribución muy amplios, encontrándose en la práctica totalidad de los niveles analizados. Por otro lado, señalar que todos los taxones identificados corresponden a formas bentónicas y las asociaciones registradas son típicas de las plataformas boreales del Jurásico.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto PB97-0274.

Bibliografía

Canales, M.L. 1998. *Foraminíferos del Aaleniense en la Cuenca Vasco-Cantábrica.* Tesis Doctoral. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, 759 pp. (inédita).

Gómez, J.J. & Goy, A. 1979. Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, **35**, 569-598.

Goy, A., Gómez, J.J. y Yébenes, A. 1976. El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte). I Unidades Litoestratigráficas. *Estudios geológicos*, **32**, 391-423.

Herrero, C. 1992. *Los foraminíferos del Toarciense inferior de la Cordillera Ibérica.* Tesis Doctoral. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, 467 pp. (publicación de 1993, *Colección Tesis Doctorales*, **87/93**, 1-523).

Herrero, C. y Canales, M.L. 1997. Diversidad en los foraminíferos del tránsito Toarciense/Aaleniense en la sección de Fuentelsaz (Cordillera Ibérica). *Revista Española de Paleontología*, **12**(2), 233-242.

Herrero, C., Copestake, P. & Johnson, B. 1996. *Saracenella mochrasensis* sp. nov. (Foraminiferida), a regional biostratigraphic marker species for the upper Toarcian (Jurassic) of Europe. *Journal of Foraminiferal Research*, **26** (3), 187-192.

Ruget, Ch. 1982. Foraminifères du Lias moyen et supérieur d'Obon (Chaînes Ibériques, province de Teruel, Espagne). *Geobios*, **15**(1), 53-91.

Ureta, S., Goy, A., Gómez, J.J. y Martínez, G. 1997. El Toarciense superior y el Aaleniense en la sección de Moyuela (Zaragoza). *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, **3**, 85-96.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Datos bioestratigráficos sobre las formaciones cenomanienses de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (España)

A. Calonge García, J. García Sánchez y M.T. Bercial Sanz

Dpto. Geología. Universidad de Alcalá. 28871. Alcalá de Henares (Madrid)

Situación geológica y estratigráfica del área estudiada

El área de estudio comprende los materiales cretácicos que desde las cuencas del Duero y el Ebro se extienden hasta Molina de Aragón (Figura 1). Los afloramientos estudiados forman parte tanto del Mesozoico que aflora en el borde suroccidental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (columnas de Pozuel del Campo, Carretera de Ibdes, y Nuévalos), como el que constituye el borde nororiental (columna de Rudilla).

Los primeros trabajos de cartografía y estratigrafía sobre la sucesión cretácica en este sector indican la presencia de arenas en facies Utrillas en su base, que pasan a una serie principalmente calcárea y culminan en un conjunto dolomítico sobre el que se apoyan los materiales de edad Turoniense correspondientes a la Formación Calizas nodulares de Monterde (Saenz García, 1931; Ciry, 1933; 1940; Wiedmann, 1962; 1979; Meléndez y Pedauye, 1980; Floquet *et al.*, 1981; 1982; García, 1982; etc.). Estos materiales afloran entre el límite de las provincias de Guadalajara, Zaragoza y Teruel, formando parte de un Páramo alto con relieves residuales. Aparecen en laxos anticlinales y sinclinales de dirección Ibérica en general. Están limitados al Oeste por materiales triásicos y paleozoicos que forman la parte más occidental de la región de Daroca. Sólo localmente se apoyan sobre materiales jurásicos. Al Oeste están delimitados por depósitos terciarios de la fosa de Arcos del Jalón o materiales jurásicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

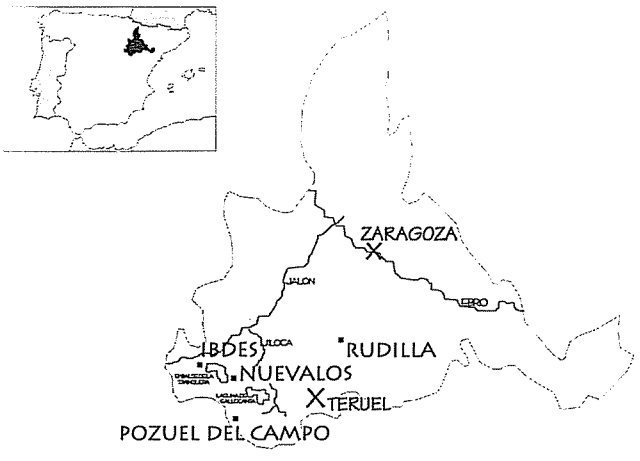


Figura 1. Situación geográfica del área estudiada.

En trabajos más recientes (García *et al.*, 1984; 1996; Segura *et al.*, 1983, 1996) se han propuesto diferentes subdivisiones del Cretácico en Unidades Tectosedimentarias (por ejemplo, la quinta secuencia deposicional de edad Cenomaniense superior no terminal incluye el Miembro Nuévalos de la Rama Aragonesa) cuya validez requiere la solución de problemas aún pendientes y más estudios adicionales.

La sucesión que aparece entre las formaciones Arenas de Utrillas y Calizas nodulares de Monterde incluye una serie sedimentaria principalmente calcárea con algunos intervalos de sedimentación terrígena y de dolomías que a continuación se detalla (Figura 2):

- Una unidad inferior (Formación Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas), formada por arcillas bioturbadas o con laminación de algas, con intercalaciones de niveles arenosos y calizos. Las areniscas son nodulosas y pasan a dolomías arenosas o margosas con intercalaciones de margas. Los tramos calcáreos, casi siempre calcareníticos, poseen intercalados niveles margosos o dolomíticos. Su potencia varía entre los 52 metros de Ibdes y los aproximadamente 20 metros de Nuévalos.
- Una unidad superior (Formación Calizas dolomíticas de Nuevalos), constituida por calizas masivas o laminadas que pasan a calizas bionodulares y terminan en calizas dolomíticas o dolomías. Poseen intercalaciones de limos dolomíticos y margas. Las calizas bionodulares son muy fosilíferas, con abundantes Foraminíferos (principalmente Alveolínidos y Miliólidos), localmente bioturbadas o con laminación de algas o ripples. Las calizas masivas poseen intercalaciones de niveles lumaquélicos. A veces estas calizas presentan laminación paralela, de ripples o de algas, siendo en este caso los niveles intercalados calcareníticos. A techo de algunos niveles existen costras ferruginosas. Las calizas dolomíticas aparecen dispuestas en bancos o son de aspecto bionodular, con intercalaciones de niveles margosos y calizos bionodulares. Las margas, de color verde, son muy fosilíferas y están en su mayor parte bioturbadas. Las dolomías se disponen en bancos, que pasan a dolomías masivas bioturbadas y dolomías tableadas. Su potencia varía entre los 48 m. de Nuévalos y los 63 m. de Pozuel del Campo.

Resultados bioestratigráficos

La unidad inferior (Formación Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas) es muy pobre en

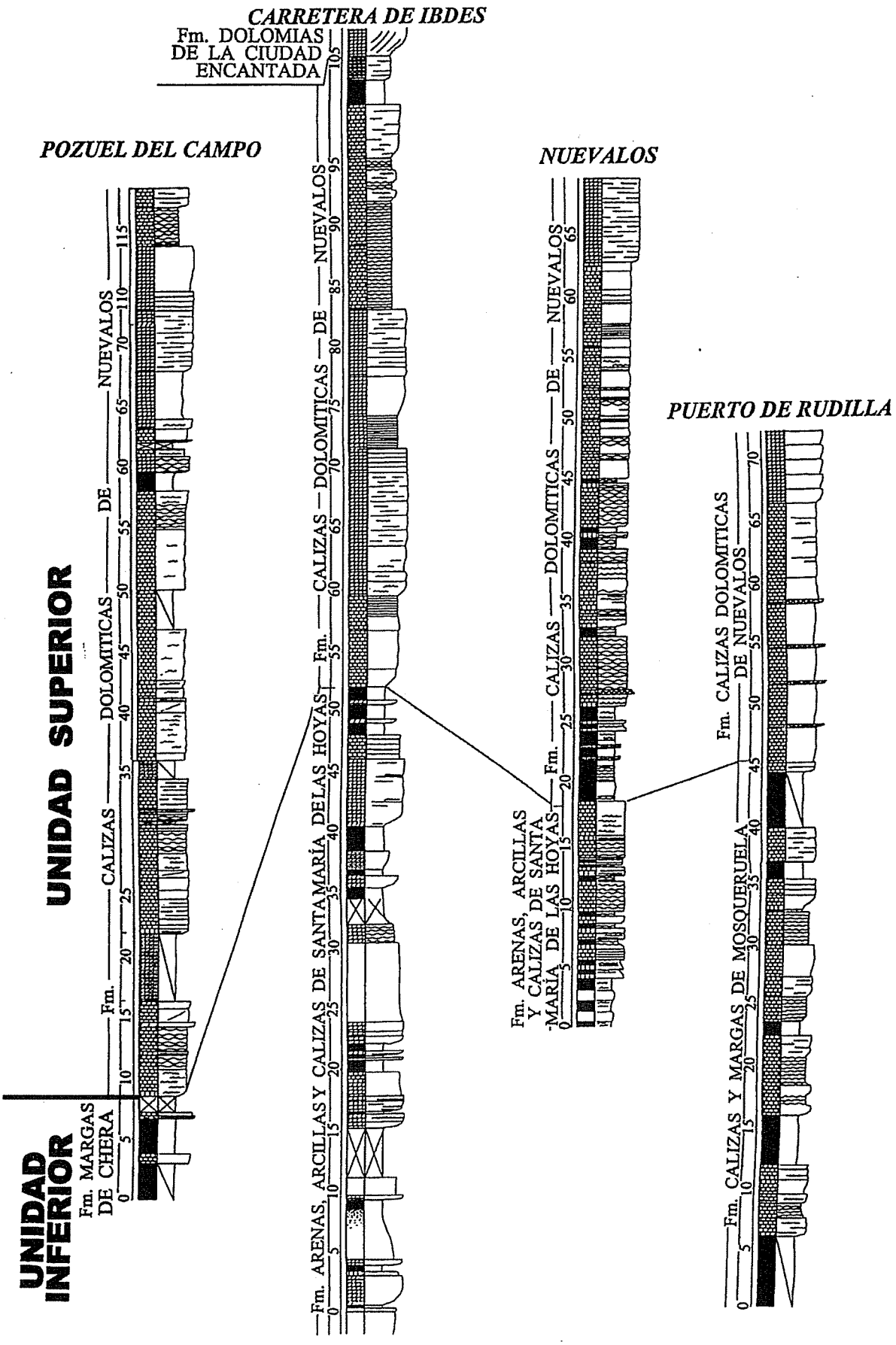


Figura 2. Para explicación ver texto

restos fósiles. Únicamente se han identificado Pelecípodos, Braquiópodos, Equinodermos, Ostrácodos, Algas verdes y Foraminíferos.

Esta unidad forma la base del Cretácico medio de las columnas de la Rama Aragonesa. Pasa lateralmente a la Formación Arenas de Utrillas, a la Formación Calizas y Margas de Mosqueruela y a la Formación Margas de Chera. Sobre ella suele aparecer la Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos (columnas de Nuévalos e Ibdes).

Floquet *et al.* (1982) incluyen esta unidad en el Cenomaniense superior, localmente medio. Debido a su posición estratigráfica y en relación con otras Unidades de la Cordillera Ibérica (Calonge, 1989) parece más probable datarla como Cenomaniense inferior aunque su parte superior debe ser ya Cenomaniense medio.

La unidad superior (Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos) contiene abundantes fósiles de Ostreidos, Rudistas y otros Pelecípodos, Gasterópodos, Equinodermos, Serpúlidos, Briozoos, Ostrácodos, Algas verdes y Foraminíferos bentónicos, tales como Alveolínidos, Lituólidos, Miliólidos, Nezzazátidos, Textuláriidos y pequeños Foraminíferos.

Esta Formación se apoya sobre la Formación Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas (ej. Nuévalos), sobre la Formación Calizas y Margas de Mosqueruela (ej. Puerto de Rudilla) o sobre la Formación Margas de Chera (ej. Pozuel del Campo), y sobre ella aparece la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (ej. Ibdes). Se puede correlacionar con parte de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Vés, y con la Formación Dolomías del Barranco de los Degollados. Lateralmente pasa progresivamente a la Formación Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas.

Floquet *et al.* (1982) incluyen esta Unidad en el Cenomaniense superior. Tomando como base los resultados de este estudio, esta Formación correspondería al Cenomaniense medio, aunque no se descarta la posibilidad de que el techo dolomitizado sea ya Cenomaniense superior. Tal determinación está avalada por la presencia de *Praealveolina, brevis, P. cretacea, P. simplex, Pseudedomia drorimensis* y *Ovalveolina ovum*, entre otros Foraminíferos bentónicos .

Bibliografía

Calonge, A. 1989. Bioestratigrafía del Cenomanense de la Cordillera Ibérica por Foraminíferos Bentónicos. – *Colección tesis doctorales de la Universidad Complutense de Madrid*, nº 2117/89. – 568 pp. Madrid.

Carenas, B., García, A., Calonge, A., Pérez, P. & Segura, M. 1989. Middel Cretaceous (Upper Albian – Turonian) in the central sector of the Iberian Ranges (Spain). –In: *Wieddmann, J. (Ed.), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd. International Symposium, Tübingen* 1987, pp. 265-279. Stuttgart.

García, A. (Ed.). 1982. El Cretácico en España. –680 pp., *Univ. Complutense, Madrid.*

García, A. Segura, M. y Carenas, B. 1984. El Cenomanense en la transversal Valdecabras (Serranía de Cuenca) – Cañada Velilla (Maestrazgo Noroccidental). *I Congreso Español de Geología,* **1**: 43 – 52.

García, A., Segura, M., García-Hidalgo, J.F. y Carenas, B. 1996. Sequences, cycles and hiatuses in the Upper Albian – Cenomanian of the Iberian Ranges (Spain): a cyclostratigraphic approach. *Sedimentary Geology,***103**: 175-200.

Floquet, M., Melendez, A. y Peduaye, R. 1981. El Cretácico superior de la región de Alhama de Aragón (Borde septentrional de la rama Castellana, Cordillera Ibérica). Corte del Pantano de la Tranquera. *Jornada de campo*. El Cretácico del sector central de la Cordillera Ibérica. *Libro guía. Grupo español del Mesozoico. Dpto. Estratigrafía. Facultad de Ciencias de Zaragoza*: 387-190.

Floquet, M. , Alonso, A. y Melendez, A. 1982. El Cretácico superior (Cameros – Castilla) en *El Cretácico de España. Univ. Complutense de Madrid*: 387-456.

Melendez, A. y Pedauye, R. 1980. Estudio de las facies carbonatadas del Cretácico Superior de la región de Nuévalos (Prov. de Zaragoza). *IX Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca.*

Melendez, A. y Pendón, J.C. 1982. Sedimentary evolution of upper cretaceous platform carbonate of Northwestern Iberian Chain (NE. Spain). *Abstr. I.A.S. 3 rd. EUR. MTG., Copenhague,* 1982, 49-51.

Mojica, J. y Wiedmann, J. 1977. Kreide.Entwieklung und Cenomanien / Turonien – Grenze der mittleren Keltiberisce ketlen bei Nuévalos (prov. Zaragoza, Spanien). *Eclogae. Geol. Helv.,* **70 (3)**: 739-759.

Saenz García, C. 1931. Pantanos de la Tranquena y Carenas en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas del emplazamiento y vaso. *Publ. Conf. Sind. Hidrogr. Ebro,* **36**: 31-110.

Schroeder, R. & Neumann, M. 1985. Les grands Foraminiféres du Cretacé moyen de la région méditerranéenne. – *Geobios, mém. Spéc.*, **7**, 160 pp.

Segura, M. y Wiedmann, J. 1982. La transgresión del Cretácico superior en el sector de Atienza – Sigüenza (Guadalajara, Cordillera Iberica) y el significado de la fauna Ammonitifera. *Cuadernos de geología Ibérica*, **8**: 239-307.

Segura, M., García, A. y Carenas, B. 1983. La transgresión cenomanense en el sector septentrional de la "Serranía de Cuenca" (provincias de Cuenca y Guadalajara, Cordillera Ibérica). *Bol. R. Soc. Hispánica*, **20** (3/4): 247-264.

Segura, M., García, A., García-Hidalgo, J.F. y Carenas, B. 1996. The Cenomanian – Turonian transgression in the Iberian Ranges (Spain): depositional sequences and the location of the Cenomanian – Turonian boundary. *Cretaceous Research*, **14**: 519-529.

Villena, J. y Ramirez, J. 1975. Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón. *Acta y Symp. Cretácico Cordillera Ibérica*: 169-188.

Wiedmann, J. 1962. Ammoniten aus der vascogotischen Kreide (Nord Spanien) I. Phylloceratine, Lytoceratina. *Paleontographica*, **118** (4-6): 119-237.

Wiedmann, J. 1979. Itineraire geologique á travers le Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtiberiques (Espagne du Nord). *Cuader. Geol. Iberca*, **5**: 127-214.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Tendencias evolutivas de *Alicornops simorrense* (Rhinocerotidae) en el Mioceno medio y superior de España

E. Cerdeño[1] y B. Sánchez[2]

[1] IANIGLA-CRICYT. Avda. Ruiz Leal s/n. C. Correo 330. 5500 Mendoza, Argentina

[2] Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid, España

La especie *Rhinoceros simorrense* (Rhinocerotidae, Perissodactyla) fue descrita por Lartet (1851) a partir de algunos restos del Mioceno medio de Simorre y Villefranche d'Astarac (Francia). Tras haber sido incluida en distintos géneros de Aceratheriinae, Ginsburg y Guérin (1979) crearon para ella el subgénero *Alicornops* dentro del género *Aceratherium*. Poco después se consideró a nivel genérico, condición aceptada ampliamente por los especialistas (*e.g.*, Heissig 1989). El análisis cladístico de la Familia Rhinocerotidae situó *Alicornops* próximo a *Peraceras* y *Chilotheridium*, clado para el cual se propuso la Tribu Alicornopini dentro de la Subfamilia Aceratheriinae (Cerdeño 1995).

Alicornops simorrense fue uno de los rinocerótidos más ampliamente distribuidos en Europa durante parte del Mioceno medio (Aragoniense superior) y el principio del Mioceno superior (Vallesiense). Se ha registrado en un gran número de yacimientos de Europa occidental (Guérin 1980), así como en el Aragoniense superior y Vallesiense inferior de Rumania (Codrea 1992, 1996), Vallesiense inferior de Moldavia (Lungu 1984) y el Mioceno medio de Polonia (Kubiak 1981). Fuera de Europa, *A. simorrense* ha sido reconocida en el Mioceno medio de Turquía (Heissig 1976) y, aparentemente, en el Vallesiense de los Siwaliks (Guérin 1980, p. 387). De todas las áreas mencionadas, es en España donde se encuentra la mejor representación de *Alicornops simorrense* (Cerdeño, 1989). El abundante material español ha proporcionado importante información sobre la variabilidad intraespecífica y las tendencias evolutivas de esta especie.

Material

Los restos de *A. simorrense* españoles proceden de más de 30 yacimientos miocenos de las principales cuencas sedimentarias: Tajo, Duero, Calatayud-Teruel y Vallés-Penedés (Fig. 1). En algunos de ellos, su representación es escasa, pero en otros cuenta con cientos de ejemplares (Paracuellos-III, Madrid; Los Valles de Fuentidueña, Segovia). La mayor parte del material estudiado corresponde a las colecciones del Museo Nacional de Ciencias Naturales (Madrid), pero también se han consultado restos de las colecciones del Museo Geominero (Madrid) y la Universidad de Utrecht (Holanda). El material procedente de la cuenca del Vallés-Penedés se encuentra depositado en el Instituto de Paleontología Miquel Crusafont (Sabadell) y fue previamente estudiado por Santafé (1978).

Resultados

Entre el Aragoniense superior y el Vallesiense inferior, las diferencias observadas entre las distintas poblaciones de *A. simorrense* se refieren a cierto incremento general de la talla, tanto a nivel dentario como postcraneal (Los Valles de Fuentidueña, Chiloeches y Nombrevilla). Este aumento de talla es más evidente en el diámetro antero-posterior máximo de algunos huesos y en el de la diáfisis de los metápodos (*e.g.*, Los Valles *versus* Paracuellos III, La Cistérniga, etc.). Sin embargo, estas diferencias no nos parecen suficientes para justificar la subespecie *A. s. duratonense* creada por Alberdi *et al.* (1981) para la población de Los Valles de Fuentidueña, ya que no existen límites claros con otras poblaciones; mostrarían simplemente la tendencia al aumento de talla y robustez de *A. simorrense* (Cerdeño 1989). Por el contrario, el registro español ha proporcionado restos del Vallesiense superior de La Roma 2 (Teruel) que permitieron el reconocimiento de una segunda especie de *Alicornops, A. alfambrense* (Cerdeño y Alcalá 1989). Se diferencia no sólo por su mayor talla, sino por un claro cambio de proporciones que habría tenido lugar entre el Vallesiense inferior y el superior. Por otra parte, *A. simorrense* también está presente a lo largo del Vallesiense de la cuenca del VallésPenedés (Santafé 1978), pero no muestra la misma tendencia observada en los demás yacimientos de esta edad. Los metápodos de Hostalets de Piérola (Aragoniense superior), Can Ponsic, Can Llobateres y Can Jofresa (Vallesiense) presentan diámetros similares a los observados en los restos de La Roma 2, pero una longitud mayor, lo que implica que no alcanzan tanta robustez (Cerdeño 1989). Esto lleva a considerar que las poblaciones aragonienses de *A. simorrense* siguieron dos tendencias evolutivas distintas: 1) en las cuencas centrales, con aumento progresivo de la robustez, dando origen a *A. alfambrense,* y 2) en la cuenca del VallésPenedés, aumentando la talla, pero manteniendo las proporciones.

Los abundantes restos de *A. simorrense* de España han permitido la estimación de su talla general, aunque haya sido a partir de elementos esqueléticos de distintas poblaciones (Cerdeño 1989). Las longitudes medias de las extremidades indican un animal que no alcanzaría 1 m de alto en posición anatómica. La relación cráneo/extremidades sería similar a la de los actuales *Rhinoceros unicornis, Dicerorhinus sumatrensis* y *Diceros bicornis* (a partir de datos de Guérin 1980). La masa de *Alicornops simorrense* ha sido estimada en 967.5 kg (Cerdeño y Nieto 1995; Cerdeño 1998).

La comparación de las poblaciones españolas de *A. simorrense* con las de otras áreas geográficas muestra una

Ma	EPOCA	EDAD	ZONAS MN	TAJO	CALATAYUD - TERUEL	DUERO	VALLES-PENEDES
9	MIOCENO SUPERIOR	VALLESIENSE SUPERIOR	10		La Roma2*		Can Jofresa
10							
11		VALLESIENSE INFERIOR	9	Chiloeches Cendejas	Nombrevilla Carrilanga-1	El Lugarejo Los Valles de F. Relea	Can Gabarró Can Llobateres Can Ponsic Can Almirall Poble Nou
12	MIOCENO MEDIO	ASTARACIENSE (ARAGONIENSE SUPERIOR)	7/8			La Cistérniga Coca Cerro del Otero Fuensaldaña	TrincheraFerroc. Can Feliú Can Barberá H. de Piérola S. Pere de Ribes
13			6	Moraleja de E. Paracuellos III	Andurriales Darocaarea Toril-3		

Figura 1. Distribución cronológica de los yacimientos españoles con *Alicornops simorrense* y (*) *A. alfambrense*. El área de Daroca incluye los yacimientos de Arroyo del Val, Murero, Armantes, Solera y Manchones.

semejanza general clara, con pequeñas diferencias que son atribuibles a la variación intraespecífica. De las 22 localidades citadas por Guérin (1980) con *A. simorrense*, 12 son de España, nueve de Francia y una de Alemania y sólo en pocos casos (Simorre, La Grive y Montredon, Francia) el material recuperado es abundante, estando siempre los dientes mejor representados que el esqueleto postcraneal. Comparando los datos métricos, se observa que sólo cuando los ejemplares españoles están incluidos en las tablas (Guérin op. cit.) nuestras dimensiones entran en el rango de variación de la especie dado por este autor y siempre alrededor de los valores mínimos. Los especímenes de *A. alfambrense* de La Roma 2 son los únicos que alcanzan e incluso superan ocasionalmente los valores máximos, aunque manteniendo mayor robustez. Por otra parte, la gran variación métrica proporcionada por Guérin (1980) para *A. simorrense* nos llevó a considerar la posibilidad de que parte del material pueda realmente corresponder a *A. alfambrense* (Cerdeño 1989; Cerdeño y Alcalá 1989), hipótesis que sólo se podrá comprobar con un estudio directo del material de los distintos yacimientos. Sólo se ha confirmado la presencia de *A. alfambrense* fuera de España en Montredon (Francia) y Dorn-Dürkheim (Alemania) (Cerdeño 1997).

La subespecie *A. s. orientalis* del Vallesiense inferior de Moldavia (Lungu 1984) presenta nasales más cortos que los de los cráneos españoles. La posición de la escotadura nasal y el borde anterior de la órbita es muy similar y la talla de los dientes es comparable a la de los ejemplares españoles más grandes, siendo los premolares relativamente más grandes que los molares.

Respecto a los restos del Mioceno medio de Przeworno (Polonia) (Kubiak 1981), los premolares superiores son más grandes que los homólogos españoles, los P2 próximos a los ejemplares españoles más grandes. El m3 descrito por Kubiak (1981, pl.2) como *A. simorrense* corresponde, en nuestra opinión, a *Brachypotherium brachypus.*

El material turco de *A. simorrense* procede de tres yacimientos de la Península de Anatolia (Heissig 1976), del Aragoniense superior (Sofça, Catakbagyaka I y IV) y Vallesiense inferior (Yaylacilar), pero sólo cuenta con nueve restos dentarios y cinco postcraneales, todos ellos de dimensiones similares a los ejemplares aragonienses españoles de *A. simorrense.*

Consideraciones finales

Alicornops simorrense aparece abundante en el Aragoniense superior de Europa occidental. Ginsburg y Guérin (1979) consideraron como *Alicornops* sp. los restos del Aragoniense inferior de WintershofWest (Alemania), los cuales representarían el origen de la especie. En España, el yacimiento más antiguo en el que se ha citado *A. simorrense* es Armantes-1 (Zaragoza) (Cerdeño, 1989), correspondiente a la base de la unidad MN 5 (Daams *et al.*, 1999). También se ha señalado en esa unidad en Montejo de la Vega (Segovia) (Mazo *et al.* 1998), confirmando su presencia en el Aragoniense medio español. En cualquier caso, es a partir del Aragoniense superior (MN 6) hasta el Vallesiense superior (MN 10) cuando tenemos la mejor representación de *A. simorrense.*

En España, *A. simorrense* es el rinoceronte más abundante durante el Aragoniense superior y Vallesiense inferior. En localidades como Paracuellos III, es una de las especies de macromamíferos más abundante (Cerdeño y Nieto 1995). En general, *A. simorrense* coexiste con otros rinocerótidos *(Acerorhinus tetradactylum, Aceratherium*

incisivum, Lartetotherium sansaniense o *L. schleiermacheri)*, generalmente mejor representado que ellos, excepto en los yacimientos del VallésPenedés, donde es relativamente escaso.

Durante el final del Vallesiense y el principio del Turoliense, se produjo un cambio climático con aumento de la temperatura y descenso de la humedad (Calvo *et al.* 1993; Cerdeño y Nieto 1995). El aumento de la aridez probablemente contribuyó al declive de *Alicornops* y de los rinocerontes en general (Cerdeño y Nieto 1995). *A. simorrense* se ha asociado a bosques abiertos con áreas lacustres o palustres (Guérin 1980, p. 396), que se verían alterados por esos cambios climáticos. El tipo anatómico de *Alicornops,* con extremidades acortadas y epífisis robustas (especialmente en los metápodos), proporcionaría una buena adaptación a suelos blandos (Cerdeño 1998). *A. simorrense* tendría un comportamiento gregario que le proveería una forma de defensa frente a los predadores, teniendo en cuenta su talla relativamente pequeña y la ausencia de cuernos (Cerdeño y Nieto 1995).

Bibliografía

Alberdi, M. T., L. Ginsburg y J. Morales 1981. Rhinocerotidae del yacimiento de Los Valles de Fuentidueña. *Estudios geol.* 37, 439-465.

Calvo, J. P., R. Daams, J. Morales, N. López, J. Agusti, etc. 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis y paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España* 6(3-4), 29-40.

Cerdeño, E. 1989. *Revisión de la sistemática de los rinocerontes del Neógeno de España.* Edit. Univ. Complutense de Madrid, Colecc. Tesis Doctorales 306/89, 429 pp., 64 t., 51 l.

Cerdeño, E. 1993. Rinocerontes fósiles en la Comunidad de Madrid. *Madrid antes del Hombre.* Madrid, MNCN-CSIC, Comunidad de Madrid, 46-48.

Cerdeño, E. 1995. Cladistic analysis of the Family Rhinocerotidae. *Am. Mus. Novitates* 3143, 1-25.

Cerdeño, E. 1997. Rhinocerotidae from the Turolian site of Dorn-Dürkheim 1 (Germany). *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* 197, 187-203.

Cerdeño, E. y L. Alcalá 1989. *Aceratherium alfambrense* sp.n., nueva especie de rinocerótido del Vallesiense superior de Teruel (España). Revista Española de Paleontología 4, 39-51.

Cerdeño, E. y M. Nieto 1995. Changes on Western European Rhinocerotidae related to climatic variations. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 114, 325-338.

Codrea, V. 1992. New mammal remains from the sarmatian deposits at Minisu de Sus (Taut, Arad County). *Studia Univ. Babes-Bolyai, Geol.* 37(2), 35-41.

Codrea, V. 1996. Miocene rhinoceroses from Romania: an overview. *Acta Zool. cracov.* 39(1), 83-88.

Daams, R., A.J. van der Meulen, M.A. Alvarez Sierra, P. Peláez-Campomanes y W. Krijgsman. 1999. Aragonian stratigraphy reconsidered, and a re-evaluation of the middle Miocene mammal biocronology in Europe. *Earth and Planet. Sci. Letters,* 165, 287-294.

Ginsburg, L. y C. Guérin 1979. Sur l'origine et l'extension stratigraphique du petit Rhinocérotidé miocène *Aceratherium (Alicornops) simorrense* (Lartet 1851) nov. subgen. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.* 3, 114-116.

Guérin, C. 1980. Les rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* 79(1-3), 1-1182.

Heissig, K. 1976. Rhinocerotidae (Mammalia) aus der *Anchitherium*-Fauna Anatoliens. *Geol. Jahrb.* 19, 1-121.

Heissig, K. 1989. The Rhinocerotidae. En *The evolution of Perissodactyls,* D. R. Prothero y R. M. Schoch, eds. Oxford Univ. Press, 399-417.

Kubiak, H. 1981. Equidae and Rhinocerotidae (Perissodactyla, Mammalia) from the Miocene of Przeworno in Lower Silesia. Acta *Geol. Pol.* 31(1-2), 71-79.

Lartet, E. 1851. *Notice sur la colline de Sansan.* Auch, J. A. Portes. 45 pp.

Lungu, A. N. 1984. *Hipparion* fauna of the Middle Sarmatian in Moldavia. [en ruso]. *Stiinca,* 1-114.

Mazo, A. V., J. v. d. Made, J. F. Jordá, E. Herráez y I. Armenteros 1998. Fauna y bioestratigrafía del yacimiento aragoniense de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). *Estudios geol.* 54(5-6), 231-248.

Santafé, J. V. 1978. *Rhinocerótidos fósiles de España.* Tesis Doctoral inédita, Univ. Central de Barcelona, 489 pp.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

El registro de mamíferos cuaternarios de la Región Interserrana de San Luis, Argentina

J. O. Chiesa[1], E. N. Strasser[1], G. C. Tognelli[1], J. L. Prado[2] y C. Kaufmann[2]
[1] Dpto. Geología. Univ. Nac. de San Luis. Ejército de los Andes 950. 5700 San Luis, Argentina
[2] INCUAPA. Universidad Nacional de Centro. Del Valle 5737, 7400 Olavarría, Argentina

Desde un punto de vista paleontológico, el Cuaternario en la provincia de San Luis esta poco estudiado, la ubicación estratigráfica de la mayoría de los fósiles es imprecisa y muchas veces se indica sólo su procedencia geográfica. Recientemente, se realizaron las primeras excavaciones sistemáticas en el marco del Proyecto de Investigación 348901, de la Secretaría de Ciencia y Técnica, de la Universidad Nacional de San Luis (Tognelli *et al.* 1993; Strasser *et al.* 1996, 1998).

Esta contribución tiene como objetivo la caracterización paleontológica y litológica de las unidades del Pleistoceno superior y Holoceno, como así también establecer una correlación tentativa de los sedimentos cuaternarios aflorantes en la región central de la depresión tectónica de Conlara, entre las sierras de San Luis y Comechingones, apoyan fundamentalmente sobre el basamento cristalino y presentan potencias que varían de 10 metros a 250 metros en profundidad.

Se desea expresar un agradecimiento especial a los señores Tomas Alfredo Palacio, Ramón Marino Palacio y Ruperto Sosa, de las localidades de Merlo y Santa Rosa.

Estratigrafía

La región con estudios detallados comprende el borde occidental de la depresión, donde se ubica el área de derrames del Río Conlara, considerados como Formación San Felipe; y el borde oriental de la depresión, cuyos sedimentos pertenecen a la Formación Uspara.

La Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979), representa pequeños afloramientos del Neógeno, que apoyando sobre el Basamento son expuestos en las barrancas del río Conlara en el oeste de Santa Rosa del Conlara y en Barranca Colorada (entre Merlo y Piedra Blanca), fueron identificados como Formación Papagayos (C.A.A.A.S., 1973). Su textura dominante son limolitas finas a medianas, poco arcillosas, escasa fracción psamítica, de color castaño claro y rosado anaranjado.

El Conglomerado Merlo (C.A.A.A.S., 1973), constituye una unidad que aflora saltuariamente a lo largo del borde occidental de la Sierra de los Comechingones, con escasa extensión en sentido este-oeste. Consiste en conglomerados gruesos con matriz arenosa y cementación calcárea. Estos depósitos corresponden a niveles más antiguos de abanicos aluviales cuaternarios que se observan en ocasiones coronando a pequeños bloques de basamento cristalino.

La Formación San Felipe (Santa Cruz, 1979) apoya sobre las sedimentitas de la Formación Río Quinto y presentan una reducida expresión areal. Sus afloramientos están bien expuestos en las barrancas del río Conlara, perfil Los Gaviones (5 km al norte de Santa Rosa), presentando en la base, 0,60 metros de gravas finas y arenas medianas, de caracter fluvial. Seguidamente, se pueden diferenciar tres procesos de pedogénesis. El más antiguo, desarrollado entre los 6,40 y 2,90 metros de profundidad, posee en la base el horizonte de material original de textura franco limosa y color pardo amarillento, con restos de Stegomastodon; sigue con límite neto un horizonte Gley, de textura arcillo limosa y color oliva. Coincidente con una fina capa arenosa y límite neto. Sobre este se apoya un horizonte intermedio (Go) de textura limo arcillosa y color pardo grisáceo. Coronando esta sucesión aparece un horizonte A, humífero, de textura franco arcillosa y color negro. Se interpreta como un suelo desarrollado bajo condiciones hidromórficas, asociado a una capa freática permanente, cuyo flujo se ve impedido por el material de baja permeabilidad, posiblemente asociado a una llanura de inundación o brazo fluvial abandonado.

El segundo proceso, desde 2,90 a 1,50 metros de profundidad, posee en la base un horizonte de textura franco limosa, color pardo grisáceo muy oscuro y 1,10 metros de espesor. A través de un límite neto, suprayace un horizonte humífero-sapropélico de textura franco limosa a arcillosa, de color negro y 0,30 metros de espesor. Desde 1,50 metros hasta la superficie, se desarrolla el suelo actual a partir de un material de textura franco arenosa a franco.

Chiesa *et al.* (1997 a) identificaron en la sección media aflorante en Punta del Agua (10 km al norte de Los Gaviones), una asociación de diatomeas y gastrópodos, lo que sumado a las características estratigráficas, presencia de yeso y calcita, conductividad eléctrica del extracto sedimentario y quimismo del agua subterránea, permite inferir para esta unidad un paleoambiente semiacuático, en parte estancado y poco profundo, moderadamente rico en nutrientes, clima templado, con vegetación sumergida y costas semivegetadas, de aguas dulces a levemente salobres, de composición sulfatadas sódicas.

La Formación Uspara (C.A.A.A.S., 1973) corresponde a depósitos de bajadas aluviales, constituida por arenas con selección y grado de consolidación diversa, generalmente con cemento calcáreo, bastante friables y sus componentes clásticos mal seleccionados, cuya angulosidad evidencia poco transporte (Murillo, 1996). Apoya sobre el Basamento y Conglomerado Merlo.

En el sitio de los hallazgos, perfil Pasos Malos, los sedimentos presentan características loessoides, el contenido de gravillas, arenas muy gruesas y la presencia de reducidos lentes gravo-arenosos permitió discriminar e inferir distintas etapas de eventos con predominio de procesos de erosión hídrica mantiforme, reptación y remo-

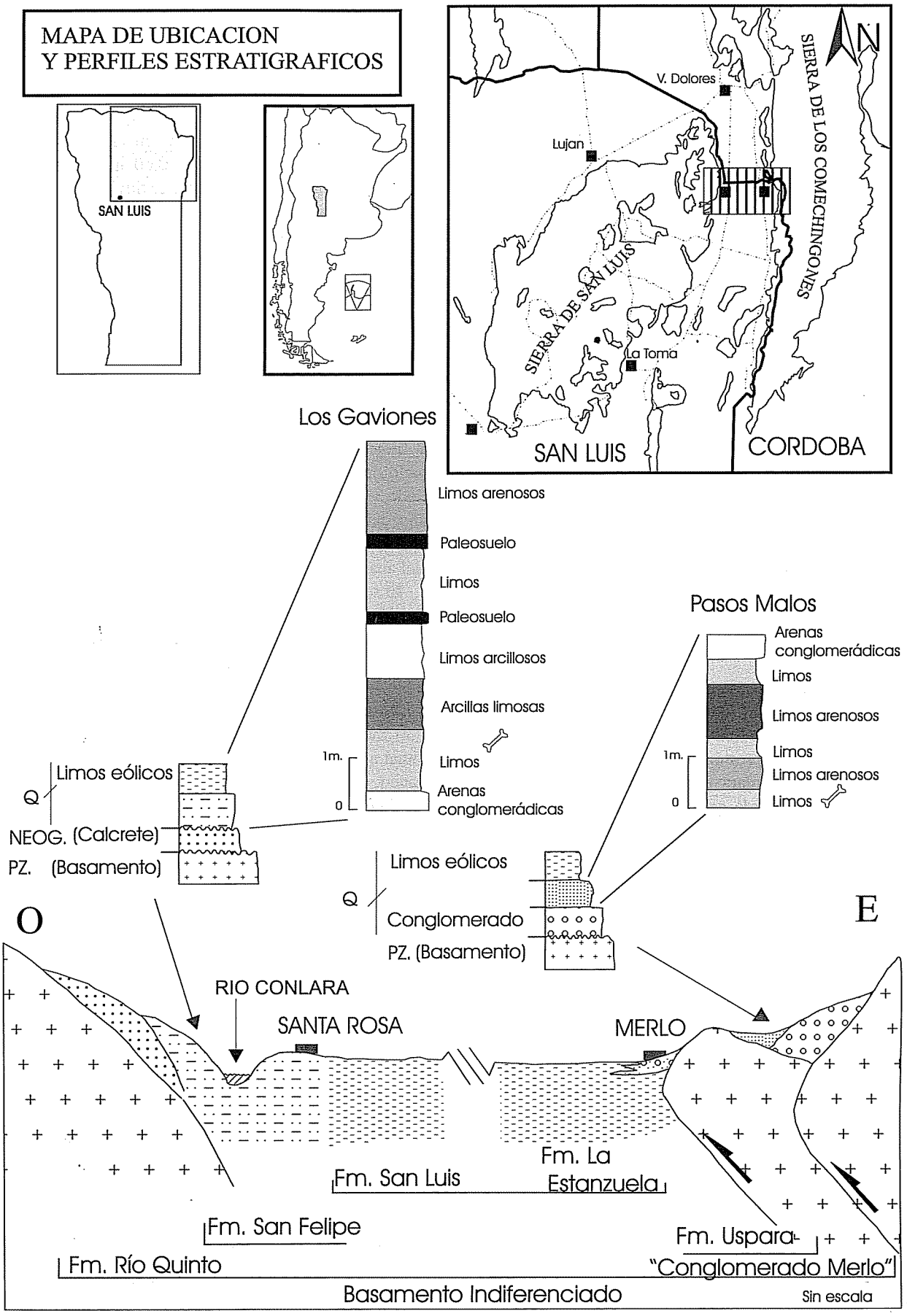


Figura 1. Mapa de ubicación y perfiles estratigráficos

sión en masa del material coluvial y aluvio-eólico. Bioturbaciones, estructuras pedales, color y moteados permitieron diferenciar niveles donde los procesos de pedogénesis tuvieron mayor intensidad.

En dicha sucesión de techo a base se distinguen 6 niveles; de 0 a 0,50 m, suelo actual con horizonte superficial decapìtado por erosión hídrica de color pardo muy oscuro, desarrollado en un material coluvial areno gravo limoso; de 0,50 a 1,30 m corresponde a un paleosuelo de color pardo oscuro a pardo amarillento oscuro y textura franca a franca limosa, con presencia de bioturbación y pseudomiscelios carbonáticos; de 1,30 a 2,10 m paleosuelo desarrollado a partir de limo areno gravoso de color pardo amarillento oscuro, aumentando el contenido de gravas hasta un 22% hacia su base, abundante moteados de color pardo a negro inmersos en la masa limo arenosa de color pardo claro, estos evidencian condiciones hidromórficas temporarias; de 2,10 a 2,75 m paleosuelo de color pardo amarillento y textura franco a franco limosa, con bioturbación y abundantes moteados de color amarillo pardusco; de 2,75 a 3,25 m paleosuelo de color pardo amarillento oscuro y textura limo arenoso, que incluye en su masa un 14% de gravillas; de 3,25 a 3,75 m material de textura franco a franco limosa y color pardo amarillento oscuro, no supera el 4 % de gravilla, con bioturbación y restos de Sclerocalyptus, Scelidotherium, Ctenomys y Equus.

Los afloramientos de las formaciones San Luis (Santa Cruz, 1979) y La Estanzuela (C.A.A.A.S., 1973), son limos eólicos que cubren las unidades antes citadas de la depresión de Conlara. Chiesa et al. (1997 a,b) dan a conocer características sedimentológicas y paleontológicas que contribuyen a acotar temporalmente y definir el paleoambiente depositacional en el Cuaternario.

Paleontología

Los restos de mamíferos estudiados fueron recolectados durante las campañas efectuadas en 1996 y 1997. Actualmente se encuentran depositados en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis y en exposición en la Dirección de Cultura de las ciudades de Merlo y Santa Rosa.

Clase MAMMALIA Linnaeus, 1758
Superorden XENARTHRA Illiger, 1811
Orden CINGULATA Illiger, 1811
Familia Glyptodontidae Burmeister, 1879
Subfamilia Sclerocalyptinae Ameghino, 1895
Tribu Sclerocalyptini Ameghino, 1895
Género *Sclerocalyptus* Ameghino, 1891
Sclerocalyptus ornatus (Owen, 1845)

Material: Caparazón casi completo con parte del escudo caudal y pelvis

Distribución estratigráfica y geográfica: Frecuente en los depósitos del Pleistoceno (Edades mamífero Ensenadense y Lujanense) de las provincias de Buenos Aires, Córdoba, Corrientes y Entre Ríos en Argentina y en el Uruguay.

Hábitat: Según Fidalgo y Tonni (1983) esta especie habitaba áreas abiertas de pastizales y estepas.

Observaciones: El caparazón es ovalado y bajo, con la parte anterior proyectada hacia delante por prolongaciones laterales. Las placas son pequeñas y delgadas, las dorsales con la figura central algo deprimida, placas laterales con figura central proporcionalmente más grande.

Orden TARDIGRADA Latham y Davies, 1795
Familia Mylodontidae Gill, 1872
Subfamilia Scelidotheriinae Ameghino, 1889
Género *Scelidotherium* Owen, 1840
Scelidotherium leptocephalum Owen, 1840

Material: cráneo completo.

Distribución estratigráfica y geográfica: El género se registra en el Pleistoceno de Ecuador, y Uruguay. En Argentina en Córdoba, Santa Fé y Entre Ríos. En el Pleistoceno tardío de la provincia de Buenos Aires. Esta especie es característica de la Edad Lujanense referida al Pleistoceno tardío (Scillato-Yané et al. 1995). Es frecuente en los yacimientos de la Provincia de Buenos Aires. Esta especie ha sido citada para la Unidad mamífero Lujanense en las Faunas locales Paso Otero, Luján y Quequén Salado Indio Rico (Alberdi et al. 1989).

Hábitat: Según Bombin (1976), esta especie fue característica de biomas abiertos y subarborizados templados y su alimentación probablemente consistió en pastos altos y arbustos y vegetación arbórea.

Observaciones: Para su identificación se compararon los restos de San Luis con el esqueleto completo que se exhibe en la sala VII del Museo de La Plata (MLP 3-401). Las especies asignadas a la subfamilia Scelidotheriinae son de talla mediana a grande, pero siempre menor en general que aquellas de los milodontinos. El cráneo de esta especie es alargado, estrecho y bajo.

Orden RODENTIA Bowdich, 1821
Familia Octodontidae Waterhouse, 1839
Género *Ctenomys* Blainville, 1826
Ctenomys sp.

Material: craneo completo

Distribución estratigráfica y geográfica: Pleistoceno de Argentina; Pleistoceno medio de Bolivia. Actualmente habita en la Región Neotropical: Sudeste de Paraguay, Sur de Perú, centro y Sur de Bolivia, Este y Sudeste de Brasil, Uruguay, Chile y Argentina. Las especies de este género se encuentran en todas las áreas abiertas, no inundables, desde el nivel del mar hasta los 4.500 metros.

Hábitat: Areas áridas o semiáridas, o con condiciones locales de esas características. Se alimentan de raíces y frutos.

Observaciones: El status sistemático de las numerosas especies de *Ctenomys* es extremadamente confuso. La morfología dentaria de la mandíbula y del cráneo es muy similar en varias especies que incluso poseen un rango de tamaño superpuesto. En conse-

cuencia por el momento consideramos mantener su asignación a escala genérica.

Orden PROBOSCIDEA Illiger, 1811
Familia Gomphotheriidae Cabrera, 1922
Género *Stegomastodon* Pohlig, 1912
Stegomastodon platensis (Ameghino, 1888)

Material: miembro anterior derecho completo y articulado, escápula derecha, atlas y vértebras cervicales y dorsales.

Distribución estratigráfica y geográfica: Esta especie es característica del Pleistoceno medio y tardío de Argentina, especialmente en la Región Pampeana. También en Uruguay y posiblemente en Paraguay (Alberdi y Prado, 1995). En la región pampeana, esta especie es frecuente en los depósitos Ensenadenses no sobrepasando el paralelo 37° en la provincia de Buenos Aires. Es poco frecuente en los depósitos Lujanenses donde predominan condiciones ambientales más frías y secas.

Hábitat: adaptada a un clima templado - cálido con predominancia de pastizales o sabanas.

Observaciones: Esta es una especie bien fundamentada, principalmente sobre la base de caracteres craneales y la morfología de las defensas (Paula Couto, 1979). En nuestro caso si bien no contamos con estos caracteres las proporciones del húmero, cúbito y el radio coinciden con el rango de variabilidad de la especie (longitud máxima del cúbito 64 cm).

Orden PERISSODACTYLA Owen, 1848
Familia Equidae Gray, 1821
Género *Equus* Linnaeus, 1758
Subgénero *Equus* (*Amerhippus*) Hoffstetter, 1950
Equus (*Amerhippus*) sp.

Material: M_{1-2}

Distribución: Pleistoceno medio y tardío de América del Sur hasta el río colorado (Argentina). En la Región pampeana esta forma parece ser exclusiva del Pleistoceno tardío.

Hábitat: E. (*Amerhippus*) *neogeus* se asocia a áreas abiertas de pastizales xerófilos en Argentina y Brasil.

Observaciones: El material estudiado presenta caracteres semejantes a los mencionados para *Equus* (*Amerhippus*) *neogeus*. No obstante, hemos convenido en asignarlo sólo a Equus (*Amerhippus*) sp. por lo fragmentario del material.

Consideraciones finales

El registro de *Equus* (*Amerhippus*) sp. y *Scelidotherium leptocephalum* en estos depósitos permite referir los mismos al Pleistoceno tardío, al intervalo entre 28,000 y 13,000 AP. Esta inferencia se basa en el registro de ambas especies en las localidades con una buena cronología de la Región Pampeana (Prado & Alberdi, 1999).

Desde el punto de vista paleoambiental, esta asociación faunística, pone de manifiesto condiciones ambientales similares a las registradas para el Pleistoceno más tardío en la Región Pampeana. Para este lapso temporal se verifican condiciones áridas a semiáridas (Prado & Alberdi, 1999). Bombín (1975) sugirió que durante el Lujanense se verificarían condiciones climáticas similares para la Región Pampeana, Uruguay y sur de Brasil. Sin embargo los datos más recientes apoyan la hipótesis de que las asociaciones faunísticas registradas durante la parte final del Pleistoceno tardío en las áreas de Río Grande do Sul (Bombín, 1975), Uruguay (Ubilla, 1985) y Entre Ríos (Tonni, 1992), tuvieron una mayor similitud entre sí que con las de las provincias de Buenos Aires y San Luis. Estas diferencias entre ambas áreas, seguramente son el resultado de las variaciones latitudinales del Anticiclón Subtropical (véase González, 1990).

Bibliografía

Alberdi, M. & Prado, J. 1995. Los mastodontes de América del Sur. In: M.T. Alberdi, G. Leone and E.P. Tonni (Editors.), Evolución biológica y climática de la Región Pampeana durante los últimos 5 millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo occidental. Monografías, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, pp. 277-292

Alberdi, M., Menegaz, A., Prado, J. & Tonni, E. 1989. La fauna local Quequén Salado -Indio Rico (Pleistoceno tardío de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Aspectos paleoambientales y bioestratigráficos, *Ameghiniana*, **25** (3), 225-236.

Bombin, M. 1975. Afinidade Paleoecológica. Cronológica e Estratigráfica do Componente de megamamíferos na Biota do Quaternário Terminal da provincia de buenos Aires (Argentina, Uruguay e Río Grande do Sul (Brasil). *Comunicaçoes do Museu de Ciencias de PUCRGS* **15**, 1-90.

Bombin, M. 1976. Modelo paleoecológico-evolutivo para o Neocuaternário da regio da Campanha Oeste do Rio Grande do Sul (Brasil). A Formaçao Touro Passo, seu conteúdo fossilífero e a pedogénese pós-deposicional. *Comunicaçoes do Museu de Ciencias da PUCRGS,* **15**, 1-90.

C.A.A.A.S. 1973. (Convenio Argentino Alemán de Aguas Subterráneas). *"Recursos de Agua Subterránea y su aprovechamiento en la Llanura Pampeana y en el Valle del Conlara, Provincias de Córdoba, Santa Fe y San Luis, República Argentina"*. Secretaría de Minería de la Nación. Buenos Aires. Inédito.

Chiesa, J., Prado, J., Strasser, E. & Tognelli, G. 1997b. Estratigrafía y Paleontología del Cuaternario aflorante en la región central de la depresión de Conlara. San Luis. Argentina. *XV Congreso Brasileiro de Paleontología*, Resúmen, 132 . San Pedro.

Chiesa, J., Strasser, E., Tognelli, G. & Prado, J. 1997a. Paleontología y Sedimentología del Pleistoceno-Holoceno del río Conlara, San Luis. Inferencias Paleoambientales. *Ameghiniana,* 34 (1), 117.

Fidalgo, F. & Tonni, E. (1983). Geología y paleontología de los sedimentos encauzados del Pleistoceno tardío y Holoceno en Punta Hermengo y Arroyo Las Brusquitas (Partidos de General Alvarado y General Pueyrredon, Provincia de Buenos Aires). *Ameghiniana,* **20**(3-4), 281-296.

Gonzalez, M. 1990. Probable evolución climática de la República Argentina durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Segunda Reunión PICG 281 "climas cuaternarios de América del Sur". Publicación Especial Nro. **2**, 1-17, Medellín.

Murillo, M. 1996. *Neotectónica del flanco occidental de la sierra de Comechingones, entre los arroyos Piedra Blanca y San Miguel (Pcia de San Luis).* Tesis de Licenciatura Inédita, U.B.A., 135pp.

Paula Couto, C. 1979. Tratado de Paleomastozoología. *Academia Brasileira de Ciencias,* **52**, 1-590.

Prado, J. & Alberdi, M. 1999. Mammal record and climatic change of the last 30,000 years in the pampean region, argentina. Quaternary International.

Santa Cruz, J. 1973. Mapa geológico del Valle del Conlara, San Luis. Informe Interno INCYTH, Instituto Nacional de Ciencias y Tecnológicas Hídricas. Buenos Aires.

Santa Cruz, J. 1979. Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Provincia de San Luis, República Argentina. *Séptimo Congreso Geológico Argentino,* Actas I, 335-349.

Scillato-Yané, G., Carlini, A., Vizcaino, S. & Ortiz Jaureguizar, E. 1995. Los Xenartros. En "Evolución biológica y climática de la región Pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo Occidental", Eds Alberdi, M. Leone, G. & Tonni, T. Monografía 12 del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, 183-209.

Strasser, E., Tognelli, G., Chiesa, J. & Prado, J. 1996. Estratigrafía y sedimentología de los depósitos eólicos del Pleistoceno tardío y Holoceno en el sector Sur de la Sierra de San Luis. *Actas del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* **4**, 73-83.

Strasser, E., Chiesa, J., Tognelli, G. & Panelo, H. 1998. El Pleistoceno superior-Holoceno de la vertiente oriental del centro-sur de la sierra de San Luis, Argentina. *X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica,* **1**, 46-51. Buenos Aires.

Tognelli, G., Strasser, E., Chiesa, J., Almandoz, G. & Prado, J. 1993. El Pleistoceno tardio-Holoceno en el Arroyo Barranquita, San Luis, Argentina. Hallazgo de mamíferos e implicaciones paleoambientales. *Actas del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* **2**, 207-212.

Tonni, E. 1992. Tapirus Brisson, 1762 (Mammalia, Perissodactyla) en el Lujanense (Pleistoceno superior-Holoceno inferior) de la provincia de Entre Ríos, República Argentina. *Ameghiniana,* **29**(1), 3-8.

Ubilla, M. 1985. Mamíferos fósiles, geocronología y paleoecología de la Formación Sopas (Pleistoceno superior) de Uruguay. *Ameghiniana,* **22**(3-4), 185-196.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Nueva clasificación de la familia Archaediscidae (foraminíferos)

P. Cózar y S. Rodríguez
Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid
E-mail: Sergrodr@eucmax.sim.ucm.es

Archaediscidae es una de las principales familias de foraminíferos del Carbonífero Inferior; su importancia radica en que poseen un gran valor bioestratigráfico para el intervalo Viseense-Serpujoviense. La sistemática del grupo es una de las más complicadas dentro de los foraminíferos de esta época. A pesar de lo complejo de su taxonomía, el problema mayor radica en las primeras clasificaciones propuestas para la familia, con importantes errores que fueron arrastrados durante bastantes años. Las últimas clasificaciones han sido bastante más acertadas, aunque han seguido arrastrando algunos de los problemas de las propuestas previas. Gran parte de las clasificaciones son propuestas por las escuelas clásicas de paleontólogos que trabajaron en los endotiráceos. En función de estas escuelas se puede hacer una revisión histórica de las tendencias seguidas. En Brenckle *et al.* (1987) se revisan los trabajos más antiguos, por lo que aquí solamente veremos las propuestas últimas y más importantes.

La clasificación de Conil y Pirlet en Pirlet y Conil (1977) fue seguida mayoritariamente por muchos autores. El criterio básico utilizado por estos autores es el modo de enrollamiento, que en repetidas ocasiones se ha demostrado que no es válido, ya que puede variar a lo largo del desarrollo ontogenético. Otro gran problema de esta clasificación es que no respeta la prioridad de los géneros previamente descritos por autores rusos. Consideran válidos para la diferenciación de géneros y subgéneros caracteres formalmente no aceptables, como pueden ser los subtipos del enrollamiento sigmoide o el estrellamiento central, que no pueden ser distinguibles en cualquier tipo de corte, y en consecuencia no pueden ser útiles más que para la diferenciación de especies, y no en todos los casos.

Zaninetti y Altiner (1979) proponen una clasificación basada en la anterior, pero en la que mejoran algunos de los criterios, siguiendo fundamentalmente los trabajos originales de los paleontólogos rusos. Además revisan la prioridad de algunos de los taxones definidos por Conil y Pirlet en Pirlet y Conil (1977). El problema de esta clasificación es que con el fin de mantener parte de los criterios de aquella, llegan a definir géneros y subgéneros cuyas diagnosis se solapan (i.e. *Ammarchaediscus* y *Nudarchaediscus*). Estos autores consideran que las formas más evolucionadas pierden en su totalidad la capa microgranular, quedando sólo una hialina (más que una fibrosa rudimentaria). Esto conduce a que en la propuesta final están incluidos representantes de órdenes distintos.

Brenckle *et al.* (1987) sientan las bases de las clasificaciones modernas, considerando como criterios principales la reducción de la capa microgranular y el aumento progresivo de la oclusión de la cámara tubular. Consideran total la reducción de la capa microgranular lo que invalida la clasificación. Además sólo consideran la oclusión del lumen total, refiriéndose a la oclusión de toda la altura de la cámara tubular, independientemente del número de vueltas que estén afectadas; en consecuencia no consideran la oclusión parcial del lumen (en altura), de forma que los géneros con este carácter son totalmente ignorados. La diferenciación de algunos géneros es muy compleja debido a la gran cantidad de pasos evolutivos intermedios (*Paraarchaediscus-Archaediscus*), de forma que partiendo de un carácter válido como es la reducción de la capa microgranular, la diferenciación de estos géneros se hace a partir de ligeras diferencias en el desarrollo de la misma, por lo que llega a ser un parámetro subjetivo.

Vachard (1988), propone una nueva clasificación que contempla la revisión de la nomenclatura propuesta por Pirlet y Conil (1977), elevando los subgéneros al rango de géneros, y simplificando la misma. El principal avance es la utilización en la clasificación de la evolución de la morfología de las cámaras y la diferenciación de formas con nodos y sin nodos, que son algunos de los criterios que nosotros seguiremos. Sin embargo en nuestra opinión complica en exceso la sistemática con los estados evolutivos: utiliza en algunas ocasiones un único género para todos los estados (*Archaediscus*); en otras ocasiones junta dos géneros en uno único (i.e. *Lensarchaediscus*, *Planospirodiscus*). Además propone nuevos géneros para incluir ciertas formas descritas (i.e. *Conilidiscus*), donde agrupa formas muy distintas, con diferentes estados de evolución de la pared microgranular e hialina. Por todo ello crea divisiones artificiales, innecesarias y arbitrarias. Al final, un trabajo que parte de unos criterios bastante razonables, crea una clasificación poco adecuada, puesto que muchos criterios son abiertos y poco definidos (ver por ejemplo las especies incluidas en *Kasachstanodiscus*).

Conil y Laloux en Perret (1993), modifican ligeramente la clasificación expuesta en Conil & Pirlet en Pirlet y Conil (1977), aunque mantienen la base de la misma: modo de enrollamiento y diferenciación en subgéneros. En este trabajo, se exponen pruebas con catodoluminiscencia sobre la naturaleza de los nodos. También se presenta un esquema evolutivo de la "familia", en aspectos como el enrollamiento, pared, perfil del lumen, nodos, estrellamiento y su localización. Este esquema, plantea dos problemas importantes. El primero es que la capa microgranular llega a desaparecer en los últimos estados evolutivos. El segundo es que el estrellamiento es considerado un carácter sistemático importante el estrellamiento. Ambas cuestiones, habían sido ya anteriormente discutidas y rechazadas.

Simultáneamente a nuestro estudio (Cózar-Maldonado, 1998), se ha publicado el trabajo de Pinard y Mamet

<table>
<tr><td rowspan="12">Familia ARCHAEDISCIDAE</td><td rowspan="9">Cámara tubular no ocluida</td><td colspan="2" rowspan="2">Pared fibrosa no recubre todas las vueltas</td><td colspan="2" rowspan="2">Subfamilia PLANOARCHAEDISCINAE</td><td>Enr. no planoespiral</td><td>Planoarchaediscus</td></tr>
<tr><td>Enr. planoespiral</td><td>Viseidiscus</td></tr>
<tr><td rowspan="7">Pared fibrosa recubre todas las vueltas</td><td colspan="2" rowspan="2">Pared microgranular con contrafuertes</td><td colspan="2" rowspan="2">Subfamilia URALODISCINAE</td><td>Enr. no planoespiral</td><td>Glomodiscus</td></tr>
<tr><td>Enr. planoespiral</td><td>Uralodiscus</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Sin contrafuertes</td><td rowspan="5">Subfamilia ARCHAEDISCINAE</td><td rowspan="2">Capa fibrosa rudimentaria y microgranular marcada</td><td>Enr. no planoespiral</td><td>Archaediscus</td></tr>
<tr><td>Enr. planoespiral</td><td>Pirletidiscus</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Capa fibrosa-prismática y microgranular residual</td><td>Enr. no planoespiral</td><td>Betpakodiscus</td></tr>
<tr><td>Enr. planoespiral</td><td>Brownediscus</td></tr>
<tr><td>Enr. polar</td><td>Eosigmoilina</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Cámara tubular ocluida</td><td rowspan="3">Subfamilia ASTEROAR-CHAEDISCINAE</td><td colspan="2" rowspan="2">Presencia de nodos y capa microgranular marcada</td><td>Enr. planoespiral</td><td>Nodosarchaediscus</td></tr>
<tr><td>Enr. no planoespiral</td><td>Kasachstanodiscus</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Oclusión continua capa microgranular residual</td><td rowspan="2">Enr. no planoespiral</td><td>Oclusión parcial</td><td>Neoarchaediscus</td></tr>
<tr><td>Oclusión casi total</td><td>Asteroarchaediscus</td></tr>
<tr><td colspan="3">Enrollamiento planoespiral</td><td>Planospirodiscus</td></tr>
<tr><td colspan="3">Enrollamiento polar</td><td>Brenckleina</td></tr>
</table>

Figura 1. Esquema de la clasificación propuesta para Archaediscidae.

(1998), en el que se plantea la clasificación más semejante a la que se nosotros proponemos. Los criterios básicos seguidos para la diferenciación de la familia, subfamilias y géneros son parecidos a los que se utilizan en este trabajo, pero el resultado final a nivel genérico difiere bastante del nuestro, con diagnosis diferentes de las que adoptaremos.

Todas las clasificaciones expuestas tienen ventajas e inconvenientes; la consecuencia inmediata es que los estudiosos de estos foraminíferos han elegido una u otra clasificación o modificaciones de las mismas, contribuyendo al caos sistemático existente en el grupo. Cabe destacar que mientras algunos autores consideran la clasificación que adoptan única viable, otros admiten los errores y problemas de las mismas (Zaninetti y Altiner, 1979; Brenckle, *et al.*, 1987; Perret, 1993), y adoptan una como la mejor entre las publicadas; en algunas ocasiones se admiten taxones por cuestiones pragmáticas de uniformidad nomenclatural.

Ante estos problemas, y por trabajar con material de edad Viseense-Serpujoviense, periodo en el que tenemos representados muchos de los estados evolutivos de los Archaediscidae, se nos planteó la necesidad de adoptar una de las clasificaciones, o modificarla en función de nuestras observaciones. En trabajos anteriores (Cózar-Maldonado, 1994), optamos por adaptarnos a la clasificación de Brenckle *et al.* (1987); dado que tiene algunos criterios poco aplicables, hemos optado por modificar algunos de éstos y proponer una nueva clasificación.

Nueva propuesta

La completa revisión de las clasificaciones previas tiene como objetivo final la identificación de los criterios evolutivos más correctos, y su simplificación de forma que la clasificación sea lo más sencilla e intuitiva posible, aunque esto conlleve errores metodológicos; esta es una propuesta provisional que debe ser contrastada con material de otros periodos y otras áreas. Hemos utilizado datos de Brenckle *et al.* (1987), Laloux en Perret (1993), Mamet (comunicación personal), y los datos obtenidos por nosotros. Un esquema básico de la clasificación tendría que incorporar los dos criterios básicos que son fundamentales para otros investigadores, además de un tercero también seguido por algunos autores:

1.- Grado de oclusión de la cámara tubular.
2.- Evolución de la relación entre la pared microgranular y la pared fibrosa (hialina para algunos autores).
3.- Evolución en la forma de la cámara tubular, o lo que es semejante, los estadios evolutivos planteados por Conil *et al.* (1979), Vachard (1988), y otros.

Una síntesis de los géneros considerados, con los criterios más claros y simples que hemos encontrado para diferenciarlos se presenta en la Fig. 1, y un modelo de evolución de caracteres como la forma de la cámara o tipo de pared, se puede observar en la Fig. 2. La mayor parte de las especies tipo se encuentran representadas en la Fig. 3.

La familia ha sido dividida en cuatro subfamilias:

- Planoarchaediscinae Mamet 1975, caracterizada por la escasa presencia de la capa fibrosa, que está reducida a las vueltas internas. Los géneros incluidos son *Planoarchaediscus* Miklukho-Macklay 1956 y *Viseidiscus* Mamet 1975. El criterio adoptado para diferenciar los géneros es el tipo de enrollamiento, planoespiral o no planoespiral.
- Uralodiscinae Grozdilova emend. Vdovenko en Vdovenko *et al.* 1993, caracterizada por el desarrollo de la capa fibrosa hasta la penúltima o última vuelta y la presencia de contrafuertes (engrosamientos basales de

la capa microgranular). Los géneros incluidos son *Glomodiscus* Malakhova 1973 y *Uralodiscus* Malakhova 1973. El criterio adoptado para diferenciar los géneros es el tipo de enrollamiento, planoespiral o no planoespiral.

- Archaediscinae Cushman 1928, caracterizada por el desarrollo de la capa fibrosa hasta la última vuelta y la ausencia de oclusión de la cámara tubular. Los géneros incluidos son *Archaediscus* Brady 1873, *Pirletidiscus* Vachard 1988, *Betpakodiscus* Marfenkova 1983, *Brownediscus* Brenckle *et al.* 1987, y *Eosigmoilina* Ganelina 1956. Los criterios utilizados para diferenciar los géneros son la evolución de la capa microgranular, evolución de forma de la cámara tubular y finalmente tipo de enrollamiento (planoespiral o no).

Asteroarchaediscinae Miklukho-Macklay 1956, caracterizada por el desarrollo de la capa fibrosa hasta la última vuelta y la oclusión de la cámara tubular. Los géneros incluidos son *Nodosarchaediscus* Conil & Pirlet en Pirlet & Conil 1977, *Kasachstanodiscus* Marfenkova 1978, *Neoarchaediscus* Miklukho-Macklay 1956, *Asteroarchaediscus* Miklukho-Macklay 1957, *Planospirodiscus* Sossipatrova 1962, y *Brenckleina* Zaninetti & Altiner 1979. Los criterios utilizados para diferenciar los géneros son el grado de oclusión, evolución de la capa microgranular, y finalmente tipo de enrollamiento (planoespiral o no).

Discusión

La Fig. 1 no incluye algunos géneros que son dudosos en nuestra opinión, y los que no están representados en el Guadiato, por los que nuestra opinión está basada en datos bibliográficos. Éstos últimos son fáciles de añadir a nuestra clasificación. Interpretamos *Tournarchaediscus* como una patología a partir de las figuraciones originales y por su escasez. Para Pinard y Mamet (1998) es sinónimo de *Planoarchaediscus*. *Quasiarchaediscus* tiene una posición muy semejante a *Eosigmoilina*, incluso para algunos autores son sinónimos. Se diferencian en que el primero de los citados tiene un desarrollo relativamente marcado de la pared microgranular, mientras que en *Eosigmoilina*, ésta es prácticamente residual. De momento, no lo incluimos ya que no hemos tenido la posibilidad de observar ningún ejemplar en lámina delgada, y en las figuraciones este tipo de caracteres queda muy difuminado. Seguimos el modelo evolutivo de la forma del lumen y la pared propuesto por Laloux en Perret (1993), que se puede ver en la Fig. 2, en la que tampoco se incluyen los taxones mencionados.

En este esquema encontramos algunos problemas taxonómicos, que vamos a comentar a continuación.

El primero se refiere a las formas con contrafuertes; el desarrollo de la capa hialina está bien definido entre las especies tipo de los géneros, pero se encuentran algunas especies que en la diagnosis original o en citas posteriores de otros autores no tienen capa hialina envolviendo la última vuelta. Nosotros consideramos que *Viseidiscus* y *Planoarchaediscus* son formas que tienen la capa hialina reducida a la zona interna, y estas formas que tienen capa hialina en todo el ejemplar excepto en la última vuelta, son asignadas a *Uralodiscus* o *Glomodiscus*.

El segundo problema a destacar es la diferenciación en géneros que hacen algunos autores de diferentes estadios evolutivos de los *Archaediscus* (*Paraarchaediscus-Archaediscus*), y los que hemos incluido como *Pirletidiscus* (*Conilidiscus-Pirletidiscus*). La diferenciación entre ellos puede estar clara en formas extremas, pero no en las intermedias, por lo que ante estas posibles incertidumbres, hemos optado por agruparlos en géneros únicos, ya que no existe ningún criterio objetivo para separarlos. Un caso aparte es el estado *tenuis*, con morfologías muy diferenciadas, por lo que las hemos separado como géneros independientes (*Betpakodiscus* y *Brownediscus*). Hasta aquí el único punto de discrepancia puede estar en la definición de *Betpakodiscus*, ya que su diferenciación con *Brownediscus* no es exclusivamente su enrollamiento no planoespiral. Otra diferencia es que el estado *evolutus-tenuis* solamente está bien expresado en las últimas vueltas de los ejemplares, teniendo la zona interna un estado *angulatus*, ya que es una forma muy próxima a los *Archaediscus* en estado *angulatus*, en concreto a las formas más evolucionadas de *Archaediscus stilus* Grozdilova. Desde un punto de vista práctico, estos géneros parecen adecuados, pero si observamos esto desde un punto de vista sistemático riguroso, la diferenciación no tendría mucha base. Por tanto, introducimos algunas modificaciones, puesto que no existen formas no planoespirales con todas las vueltas en estado *evolutus-tenuis*, según nuestra concepción del mismo. La justificación de esta diferenciación está en el aspecto prismático de la capa clara, más evolucionada que en los Archaediscus en estado *evolutus* y la reducción más marcada de la capa microgranular.

Dentro de la subfamilia Archaediscinae algunos autores distinguen la subfamilia Eosigmoilininae para las formas más evolucionadas. La mayor parte de los géneros incluidos podrían justificar la subfamilia, pero también incluyen *Brenckleina*, que es una forma con nodos, que en nuestra opinión estaría incluida en Asteroarchaediscinae. Si consideráramos válida esta reunificación, los criterios principales de la clasificación serían el tipo de pared y modo de enrollamiento; en consecuencia los géneros incluídos en Archaediscinae y Asteroarchaediscinae deberían ser reunificados en una única subfamilia.

A diferencia de otras clasificaciones, en nuestra propuesta todas las formas con nodos más o menos glomoespirales, sin oclusión verdadera, están incluidas bajo un único género, *Nodosarchaediscus*, que tiene prioridad frente a otros géneros como *Rugosarchaediscus*.

El último punto que conviene precisar es que en las formas no planoespirales de morfologías con oclusión verdadera (lo que la escuela franco-belga denominó en

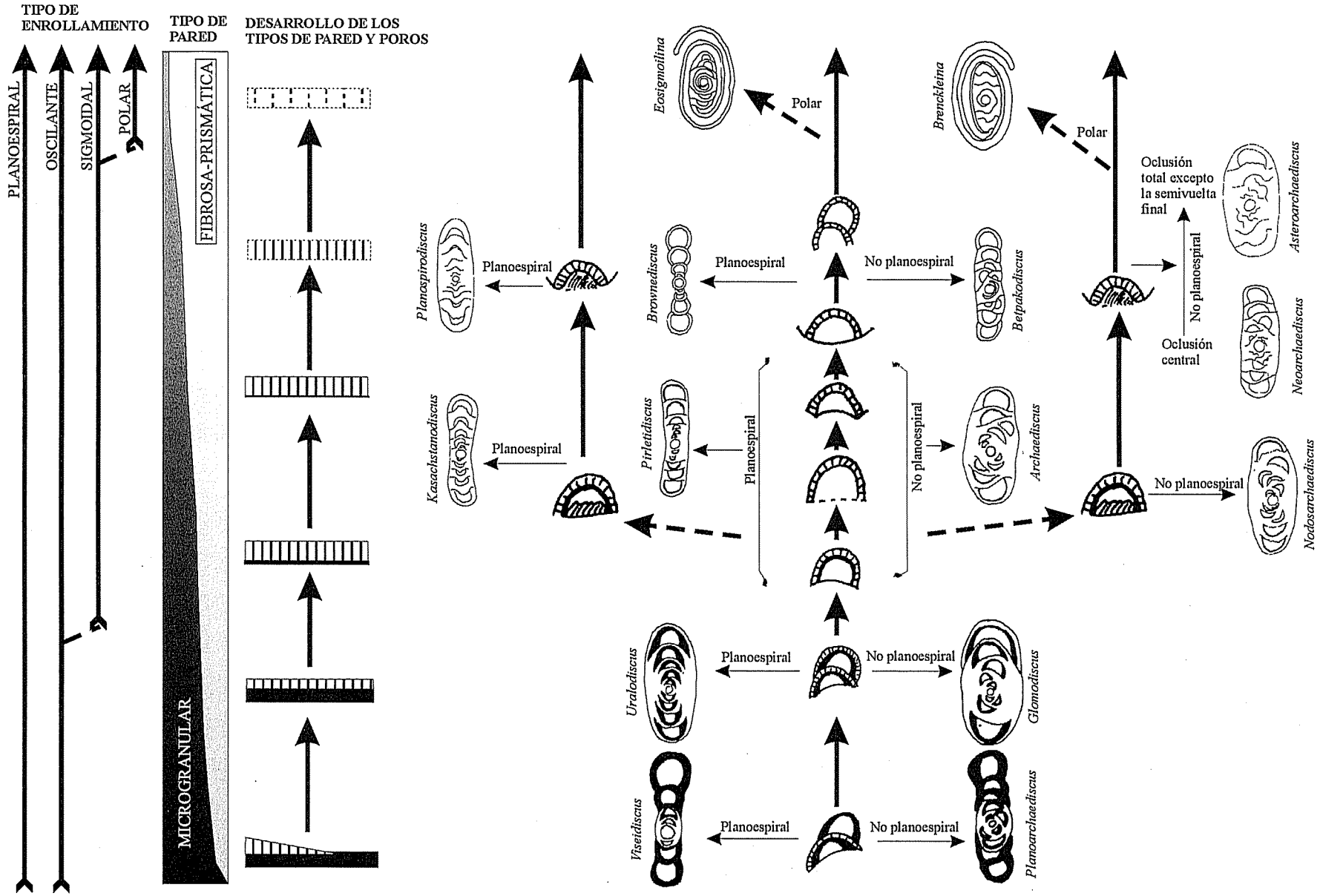


Figura 2. Modelo evolutivo de Archaediscidae, donde se pueden ver el tipo de enrollamiento, relación de la capa microgranular y fibrosa, evolución de los poros en la capa fibrosa, y filogenia de los géneros (modificado de Cózar-Maldonado, 1998).

forma de "w") hemos admitido los géneros *Neoarchaediscus* y *Asteroarchaediscus* por cuestiones prácticas. En la bibliografía ambos son muy utilizados, aunque están íntimamente relacionados, siendo el primero el antecesor del segundo. Entre ambos podemos encontrar toda una serie de formas intermedias, y en los periodos más modernos llegan a coexistir, aunque no podemos llegar a conocer la posible interfecundidad entre ambos. Desde un punto descriptivo puramente físico, se pueden definir diferentes morfologías en función del grado de oclusión encontrado, diferenciándose muy bien las formas extremas, pero siendo muy dudosa y complicada la diferenciación de los términos intermedios. Estos dos géneros vienen a representar un caso semejante al de *Paraarchaediscus-Archaediscus*, *Conilidiscus-Pirletidiscus*, o *Nodosarchaediscus-Rugosoarchaediscus*, pero en esta ocasión existe un criterio para diferenciarlos, como es el grado de oclusión.

Tradicionalmente, se ha definido la diferenciación entre los géneros con diferente grado de oclusión, de forma que *Asteroarchaediscus* está mayoritariamente ocluido, ocluido todo menos la última vuelta y media, etc. Son de resaltar los problemas expuestos por Brenckle en Brenckle y Grelecki (1993) que, en función del tipo de corte dado, un ejemplar de dos vueltas sin ocluir o un poco más, puede llegar a presentar un corte con menos de 1,5 vueltas sin ocluir, y por tanto en lugar de ser un representante de *Neoarchaediscus*, sería determinado como *Asteroarchaediscus*. Este problema siempre va a existir independientemente del límite entre uno y otro género. En las especies encontradas tenemos formas poco ocluidas, medianamente ocluidas (ambas formas en *Neoarchaediscus*), y formas muy ocluidas (*Asteroarchaediscus*). Se han planteado muchas dudas acerca de la posibilidad de variación intraespecífica, ya que el modelo de enrollamiento, forma, estado evolutivo de la pared y demás caracteres son semejantes, por tanto una posibilidad sería reagruparlas en un género. Esto implicaría la reunificación de las especies afines según el modelo de filogenia considerado. En el estudio presente no vamos a decantarnos por esta opción, ya que nunca tendremos la posibilidad de demostrar la afinidad específica desde el punto de vista biológico. En el caso de aplicar esta reunificación de los dos géneros, según la ley de prioridad, el taxón adoptaría el nombre de *Asteroarchaediscus* Miklukho-Macklay.

A la vista de la polémica existente, surge una segunda cuestión: ¿cual es el punto de separación entre los dos géneros? Como hemos dicho anteriormente, el grado de oclusión es un tanto relativo en función de los autores considerados; en esta clasificación adoptamos el criterio más útil para su uso en bioestratigrafía. Mamet (1970) define *Asteroarchaediscus* como totalmente ocluido o casi, donde sólo puede estar abierta menos de la mitad de la vuelta final, o un cuarto. La aparición de este límite de oclusión, coincide con el tránsito Viseense-Serpujoviense, por lo que nos parece el criterio más útil de todos los expuestos.

Conclusiones

En este trabajo se propone una nueva clasificación para la familia Archaediscidae. Los criterios básicos para una nueva proposición son: grado de oclusión de la cámara tubular, evolución de la relación entre la capa microgranular y la fibrosa, y finalmente, evolución de la forma de la cámara tubular.

Se han considerado cuatro subfamilias: Planoarchaediscinae, Uralodiscinae, Archaediscinae y Asteroarchaediscinae. Los criterios que se han utilizado para la diferenciación son la relación entre la capa microgranular y la fibrosa, y la oclusión de la cámara tubular. Las dos primeras subfamilias están compuestas por dos géneros cada una, que se diferencian exclusivamente en el tipo de enrollamiento, planoespiral o no.

En Archaediscinae se han incluido cinco géneros, que se diferencian en la evolución de la forma de la cámara tubular (muy relacionada con la progresiva reducción de la capa microgranular), y en el tipo de enrollamiento planoespiral o no.

En Asteroarchaediscinae han sido distinguidos seis géneros, teniendo en cuenta el grado de oclusión del lumen y el tipo de enrollamiento planoespiral o no. En el caso de *Planospirodiscus-Permodiscus* también ha sido necesario considerar el desarrollo de la capa fibrosa en la zona del eje de enrollamiento.

La propuesta final (Fig. 1) considera las siguientes categorías: Familia Archaediscidae Cushman 1928, con las subfamilias Planoarchaediscinae Mamet 1975 (con los géneros *Planoarchaediscus* Miklukho-Macklay 1956 y *Viseidiscus* Mamet 1975), Uralodiscinae Grozdilova emend. Vdovenko en Vdovenko *et al.* 1993 (que agrupa *Glomodiscus* Malakhova 1973 y *Uralodiscus* Malakhova 1973), Archaediscinae Cushman 1928 (*Archaediscus* Brady 1873, *Pirletidiscus* Vachard 1988, *Betpakodiscus* Marfenkova 1983, *Brownediscus* Brenckle *et al.* 1987, y *Eosigmoilina* Ganelina 1956), y Asteroarchaediscinae Miklukho-Macklay 1957 (*Nodosarchaediscus* Conil & Pirlet en Pirlet & Conil 1977, *Kasachstantodiscus* Marfenkova 1978, *Neoarchaediscus* Miklukho-Macklay 1957, *Asteroarchaediscus* Miklukho-Macklay 1957, *Planospirodiscus* Sossipatrova 1962 y *Brenckleina* Zaninetti & Altiner 1979).

El resultado final de la clasificación es más fácil de aplicar que las clasificaciones previamente propuestas por otros autores, aunque esta propuesta no está exenta de problemas.

Agradecimientos

La investigación se llevó a cabo gracias a las subvenciones de los proyectos de la DGYCIT PB91-0083 y PB96-0842. Los autores agradecen a Isabel Rábano y María José Comas-Rengifo la lectura crítica del manuscrito; sus observaciones han servido para mejorarlo en gran medida.

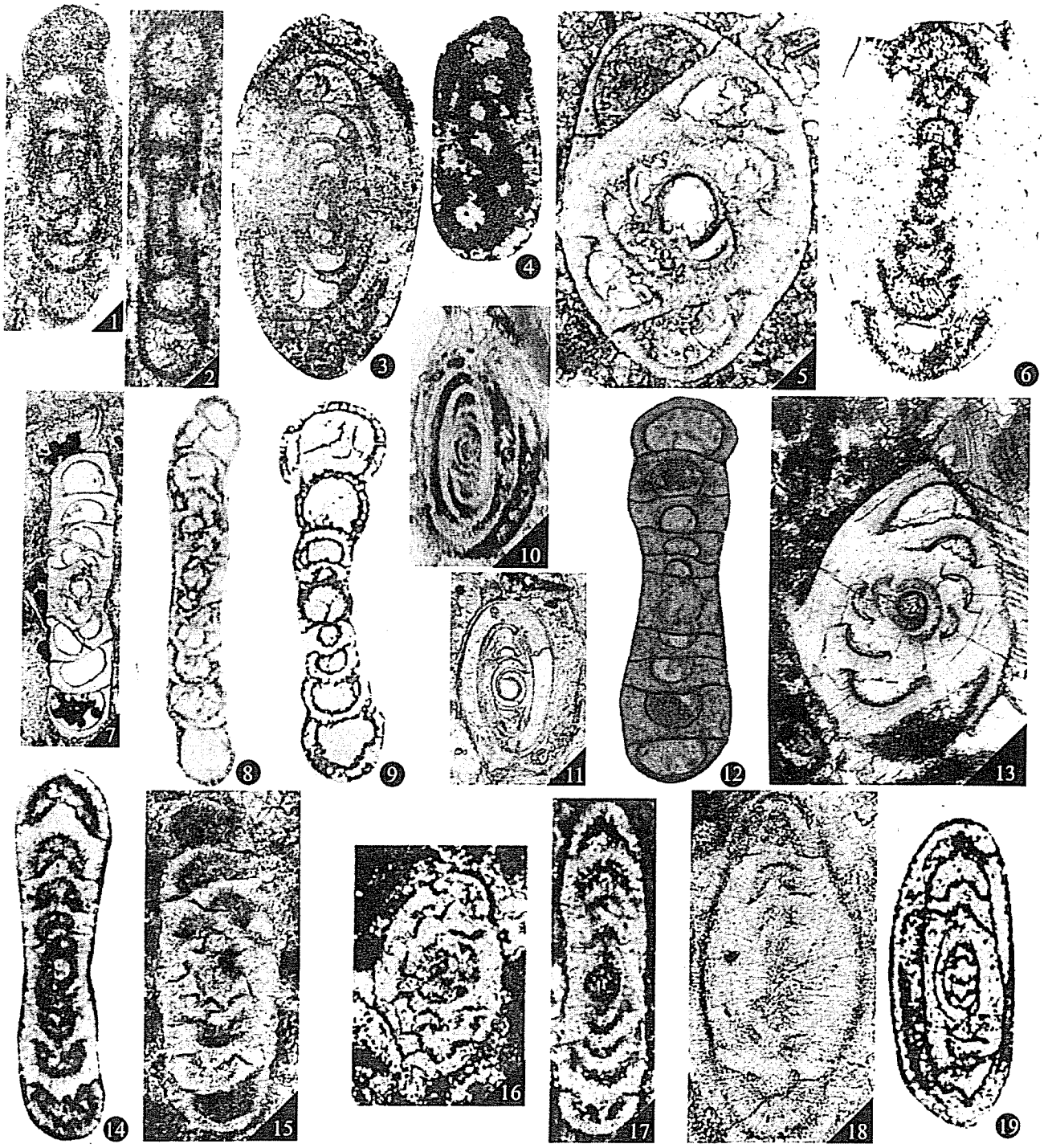


Figura 3. Especies tipo o más representativas de los géneros propuestos. 1. *Planoarchaediscus spirillinoides* (Rauser-Chernoussova), holotipo (x180). 2. *Viseidiscus monstratus* (Grozdilova & Lebedeva), holotipo (x165). 3. *Uralodiscus librovichi* Malakhova, holotipo (x115). 4. *Glomodiscus biarmicus* Malakhova, holotipo (x150). 5. *Archaediscus moelleri* Rauser-Chernoussova (= *Archaediscus karreri* Brady(, holotipo (x200). 6. *Pirleticus settlensis* (Conil & Longerstaey), holotipo (x 110). 7. *Betpakodiscus compressa* (Vdovenko) (= *Betpakodiscus attenuatus* (Marfenkova)(, holotipo (x190). 8. *Betpakodiscus attenuatus* (Marfenkova), paratipo (x105). 9. *Brownediscus leckwijcki* (Conil), paratipo (x165). 10. *Eosigmoilina pamirensis* (Miklukho-Macklay) (= *Eosigmoilina robertsoni* (Brady)(, holotipo (x100). 11. *Eosigmoilina explicata* Ganelina (= *Eosigmoilina robertsoni* (Brady)(, espécimen de Brazhnikova (x200). 12. *Brownediscus simplissimus* (Browne & Pohl), holotipo (x380). 13. *Nodosarchaediscus maximus* (Grozdilova & Lebedeva), holotipo (x200). 14. *Kasachstanodiscus bestubensis* (Marfenkova), holotipo (x130). 15. *Neoarchaediscus incertus* (Grozdilova & Lebedeva), holotipo (x200). 16. *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krestovnikov & Theodorovitch), holotipo (x100). 17. *Planospirodiscus taimyricus* Sossipatrova, holotipo (x230). 18. *Planospirodiscus vetustus* (Dutkevitch), paratipo (x165). 19. *Brenckleina rugosa* (Brazhnikova), holotipo (x230). La mayor parte de los ejemplares son reilustraciones tomadas de los trabajos de Brenckle y Grelecky (1993) y Loeblich y Tappan (1988), donde las fotografías son de mejor calidad que en los trabajos originales.

Bibliografía

Brady, H. B. 1973. On *Archaediscus karreri*, a new type of Carboniferous foraminifera. *Annals and Magazine of Natural History*, ser. 4, **12**, 286-290.

Brenckle, P. L. & Grelecki, C. J. 1993. Type Archaediscacean foraminifers (Carboniferous) from the former Soviet Union and Great Britain. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*. Special Publication **30**, 1-58.

Brenckle, P., Ramsbottom, W. C. H. & Marchant, T. 1987. Taxonomy and classification of Carboniferous Archaediscean foraminifers. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, **98**, 11-24.

Conil, R., Longerstaey, P. J. & Ramsbottom, W. H. C. 1979. Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne. *Mémories du Institut de Géologie de l'Université de Louvain*, **30**, 1-187.

Cózar-Maldonado, P. 1994. *Bioestratigrafía con foraminíferos del Carbonífero Inferior de la Sierra del Castillo (Cuenca del Guadiato, Córdoba)*. Tesis de licenciatura de la Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, inédita, 271 p.

Cózar-Maldonado, P. 1998. *Bioestratigrafía con foraminíferos del Carbonífero Inferior del sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba)*. Tesis doctoral de la Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, inédita, 590 pp.

Cushman, J. A. 1928. *Foraminifera: Their classification and economic use*. Cushman Laboratory Foraminiferal Research, Special Publication, 401 p.

Ganelina, R. A. 1956. Foraminíferos de los depósitos del Viseense de la región noroeste de la cuenca de Moscú inferior (en ruso). *Trudy Vsesoyuznogo Nauchno-Issledovatel'skogo Geologorazvedochnogo Instituta (VNIGRI)*, n. ser. **98** (Mikrofauna SSSR Sbornik 8), 61-159.

Malakhova, N. P. 1973. Sobre la edad y posición estratigráfica de las series de Gusikhinsk en los Urales del sur. In: Depósitos carboníferos de la vertiente oriental de los Urales del sur (en ruso) (Eds. N. P. Malakhova & B. I. Chuvashov). *Trudy Instituta Geologii i Geokhimii, Akademiya Nauk SSSR, Ural'skiy Nauchnyy Tsentr*, **82** (Sbornik po Voprosam 15), 127-185.

Mamet, B. L. 1970. Carbonate microfacies of the Windsor Group (Carboniferous), Nova Scotia and New Brunswick. *Geological Survey of Canada*, Paper **70-21**, 1-121.

Mamet, B. L. 1975. *Viseidiscus*, un nouveau genre de Planoarchaediscinae (Archaediscidae, foraminifères). *Comptes Rendus Somaires de la Société Géologique de France*, Supp. 1, **17** (2), 48-49.

Marfenkova, M. M. 1978. Foraminíferos y estratigrafía del Viseense inferior y medio de Kzakhstan meridional (en ruso). *Trudy Instituta Geologii i Geofiziki, Akademiya Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie*, **386**, 78-99.

Marfenkova, M. M. 1983. Archaedíscidos del Viseense y Serpujoviense de Kazakhstan (en ruso). *Akademiya Nauk Kazahskoi SSR*, Seriya Geologicheskaya **3**, 42-53.

Miklukho-Macklay, A. D. 1956. Archaediscidae. In: Nuevas familias y géneros de invertebrados (en ruso) (Eds. L. D. Kiparisova, B. P. Markovski & G. P. Ratchenko). *Trudy Vsesoyznogo Nauchno-Issledomvatel'skogo Geologorazvedochnogo Instituta*, Byull. **12**, 9-15.

Miklukho-Macklay, A. D. 1957. Nueva información concerniente a la sistemática de la filogenia de los Archaediscidae (en ruso). *Vestnik Leningradskogo Universiteta*, **24** (4), 1-37.

Perret, M. F. 1993. Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (Conodontes-Foraminifères) dans le Carbonifère Pyreneen. *Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul-Sabatier Toulouse*, Série 2, Mémoires, **21**, 1-597.

Pinard, S. & Mamet, B. 1998. Taxonomie de petits foraminifères du Carbonifère supérieur-Permien inférieur du bassin de Sverdrup, Arctique canadien. *Palaeontographica Canadiana*, **15**, 1-253.

Pirlet, H. & Conil, R. 1977. L'évolution des Archaediscidae viséens. *Bulletin de la Société belge de Géologie, Paléontologie et Hydrologie*, **82** (2), 241-300.

Sossipatrova, G. P. 1962. Foraminíferos del Paleozoico superior de Taimyr (en ruso). *Nauchno-Issledovatel'skiy Institut Geologii Arktiki (NIIGA) Sbornik Statey po Paleontologii i Biostratigrafii*, **30**, 35-72.

Vachard, D. 1988. Pour une classification raisonnée et raisonable des Archaediscidae (Foraminifera, Carbonifère inférieur-moyen). In: *Benthos'86, Third International Symposium on Benthic Foraminifera*, 103-123.

Vdovenko, M. V. Rauser-Chernoussova, D. M. Reitlinger, E. A. & Sabirov, V. A. (with contributions by L. P. Grozdilova) 1993. *Reference on systematic of small Paleozoic foraminifera (with the exception of the endothyroids and Permian multichambered lagenoids)* (en ruso con resumen en inglés). Trudy, Geological Institut, Russian Academy of Sciences, Commission of Micropaleontology, "Nauka", Moscow, 128 p.

Zaninetti, L. & Altiner, D. 1979. La famille des Archaediscidae (foraminifères): Analyse taxonómique et propositions pour une nouvelle subdivisión. *Archives des Sciences de Genève*, **32** (2), 163-175.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Bivalvos del Jurásico Medio y Superior en el afloramiento Tía Chula (Oliete, Cadena Ibérica Nororiental)

G. Delvene, I. Pérez-Urresti y J. Ramajo
Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza

Introducción

El afloramiento estudiado (T Ch) se encuentra próximo a las pinturas rupestres de la Tía Chula emplazadas en pleno Parque Cultural del río Martín y lleva su mismo nombre. Éstas se encuentran en una pista al sur del pueblo de Oliete (provincia de Teruel, Fig.1). Dicho afloramiento está ubicado en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la Sierra de los Moros. Este perfil es descrito por primera vez y es complementario de los clásicos estudiados por numerosos autores y revisados por los firmantes (Pérez-Urresti (1996), Meléndez *et al* .(1997) y Delvene (1998)).

El objeto de esta nota es mostrar las principales características estratigráficas y las especies de bivalvos registradas en el intervalo Calloviense-Oxfordiense Medio en este perfil, cuyos materiales carbonatados pertenecen a las Formaciones Chelva y Yátova.

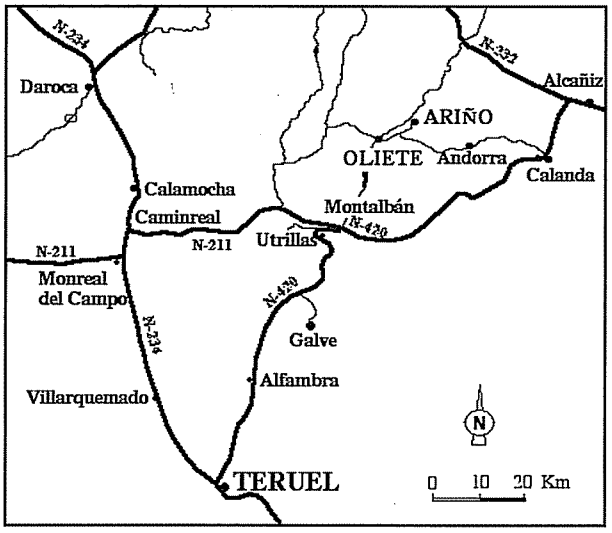


Figura 1. Situación geográfica del perfil Tía Chula (Oliete, Teruel).

Descripción del perfil estratigráfico

La serie del Jurásico Medio y Superior se presenta en posición invertida y sobre ella se encuentran discordantes los materiales del Cretácico Inferior (Fm. Blesa). El perfil estudiado (Fig. 2) tiene una potencia de 7,5 m y abarca los materiales de edad Calloviense-Oxfordiense Medio. En él podemos distinguir, según sus características litológicas y sus facies, cuatro tramos bien diferenciados.

El primer tramo (niveles 0-13), se compone de 2,5 m de calizas con intercalaciones margosas, de edad Bathoniense y Calloviense. El contacto Bathoniense-Calloviense se presenta como una superficie neta y ferruginosa (*hard-ground*), de morfología ligeramente irregular con frecuentes moldes de ammonoideos. Las calizas del Bathoniense presentan una facies de *packstone* de peloides con bioclastos (braquiópodos, bivalvos, ammonoideos y foraminíferos bentónicos). Esta facies se interpreta como equivalente lateral de la facies oolítica del alto de Ejulve (Bulard, 1972, Aurell *et al.* 1998). Los materiales de edad Calloviense consisten en calizas de color crema dispuestas en estratos tabulares de potencia decimétrica con intercalaciones margosas. Las facies observadas son las típicas del Calloviense de este área y corresponden a *wackestone -packstone* de peloides y bioclastos minoritarios. Hacia el techo evolucionan a un *packstone* de peloides y el contenido fósil se hace mayor, encontrándose frecuentes ammonoideos del Calloviense Inferior, Biozona Bullatus (*Macrocephalites macrocephalus* Zittel, *Hecticoceras (Chanasia)* sp., *Homeoplanulites* sp.)

El tramo 2 (niveles 14 y 16) corresponde a la Capa de Arroyofrío (Gómez y Goy, 1979) con una potencia de hasta 0,8 m. Se pueden distinguir dos niveles. El nivel inferior está formado por oolitos heterométricos, predominando los de pequeño tamaño, y el superior está constituido por oolitos homométricos, de tamaño mayor (hasta 0,5 cm) y formas irregulares. Ambos niveles están separados por una superficie irregular y ferruginizada. Las calizas corresponden a una facies de *wackestone* a *packstone* de oolitos ferruginosos y bioclastos, similar a la que se encuentra en afloramientos cercanos de Ariño y Barranco de las Estacas (Bello *et al.,* 1996, Meléndez *et al.*, 1997, Ramajo *et al., in litt*).

El tercer tramo (niveles 18 a 26) está formado por 2 m de calizas con esponjas dispuestas en estratos masivos de aspecto noduloso a irregular con potencias decimétricas, en la base presentan ocasionales oolitos ferruginosos. Se observa una disminución de las esponjas así como la existencia de bioturbación a techo de la serie. La facies en la parte inferior (niveles 17-19) consiste en un *wackestone-packstone* de esponjas con restos de oolitos resedimentados y abundantes ferruginizaciones. Son frecuentes los tuberoides, fragmentos de esponjas e intraclastos y bioclastos (foraminíferos bentónicos y organismos incrustantes como serpúlidos, nubeculéridos y briozoos). Hacia la parte superior (niveles 20 a 26), se produce el desarrollo de una facies de *wackestone* de bioclastos con restos de esponjas (tuberoides y fragmentos). Hacia el techo de algunos niveles se desarrolla un *hard-ground* con pisoides y bioclastos ferruginizados. Los bioclastos son foraminíferos planctónicos y béntonicos (miliólidos) así como fragmentos de equinodermos, bivalvos, braquiópodos y organismos incrustantes. Aunque el conteni-

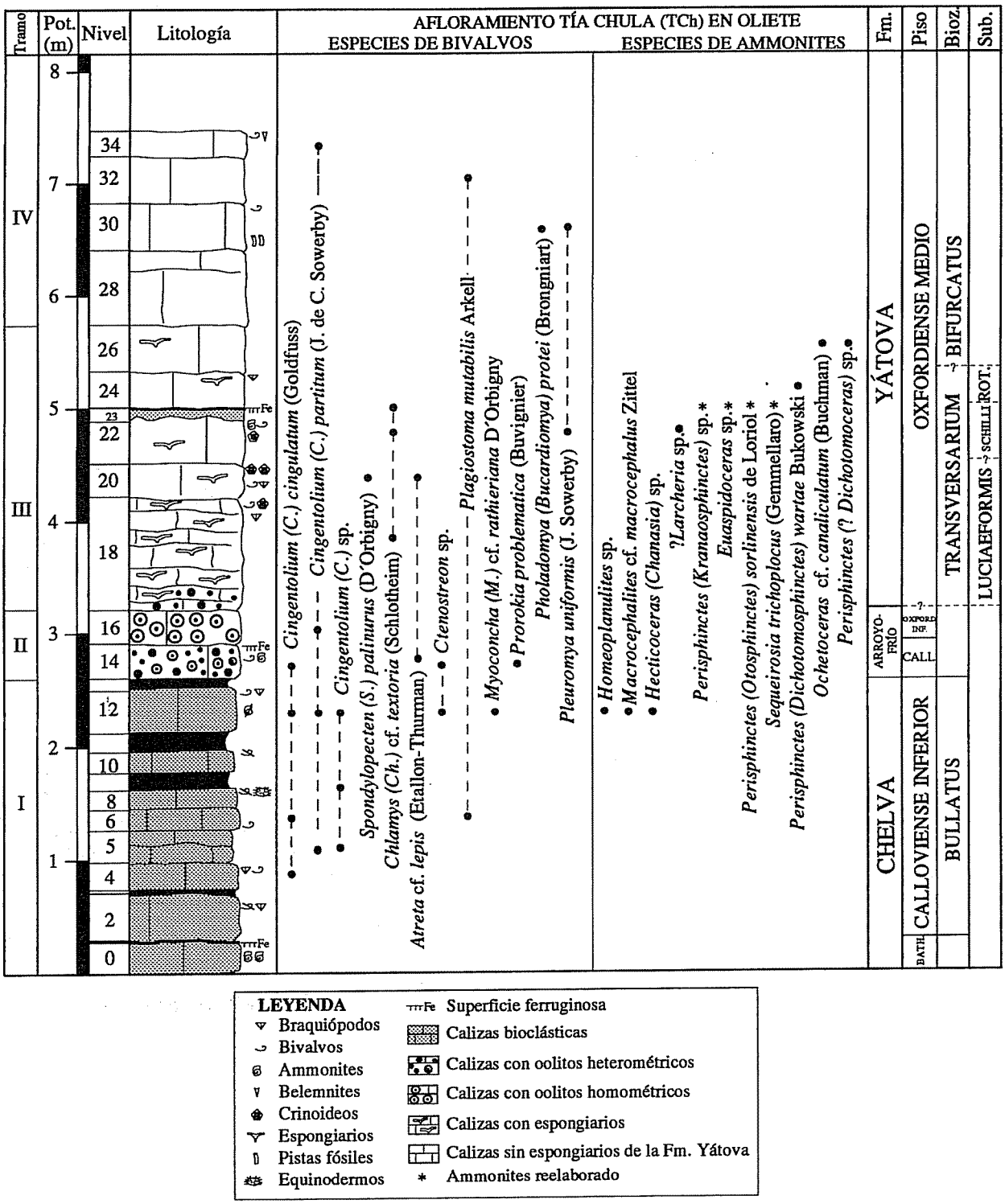


Figura 2. Perfil estratigráfico del afloramiento Tía Chula (Oliete) mostrando las especies de bivalvos y ammonites registradas.

do en ammonites es muy reducido se ha registrado en el nivel 22 un ejemplar de *?Larcheria* sp. El nivel 23 presenta un elevado contenido en ammonoideos de la Biozona Transversarium, Subbiozona Luciaeformis (*Perisphinctes (Otosphinctes) sorlinensis* de Loriol, *Perisphinctes (Kranaosphintes)* sp., *Sequeirosia trichoplocus* (Gemmellaro), *Euaspidoceras* sp.) cuyo relleno no está en continuidad textural con la roca, lo que es un criterio de reelaboración y probablemente esta capa pertenezca ya a la Subbiozona Rotoides, Biohorizonte Wartae, así como el siguiente nivel, donde se han registrado frecuentes ejemplares de *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) wartae* Bukowski. En este nivel 24 se observan restos de esponjas bien conservadas y algunas en posición de vida. En el nivel 26 el contenido en espongiarios se hace mucho más reducido, representando una transición gradual hacia el cuarto tramo. En esta capa se encuentran *Ochetoceras* cf. *canaliculatum* (Buchman) y *Perisphinctes (Dichotomo-*

ceras) sp. de la base de la Biozona Bifurcatus, Subbiozona Stenocycloides.

El cuarto tramo (niveles 28-34) presenta 2,5 m de espesor. La facies se corresponde con un *packstone* de peloides e intraclastos y es similar a la facies descrita en el Oxfordiense Medio-Superior por Aurell *et al.* (1997a) en este sector. Esta facies presenta peloides de tamaño medio a grueso (0,2 a 0,5 mm) con escasos bioclastos y granos alóctonos de glauconita en porcentaje variable, siempre mayor del 5%. Los bioclastos son fundamentalmente foraminíferos bentónicos y planctónicos así como restos de bivalvos y braquiópodos. En la base del nivel 30 se observa una intensa bioturbación.

Bivalvos

En el afloramiento Tía Chula se han identificado 10 especies de bivalvos pertenecientes a las familias Entoliidae, Pectinidae, Dimyidae, Limidae, Permophoridae, Astartidae, Pholadomyidae y Pleuromyidae (Tabla 1), cuya distribución en la columna estratigráfica se puede ver en la Fig. 2. Las especies mejor conservadas se han figurado en la lámina 1.

Este perfil es menos fosilífero que otros cortes de referencia cercanos (Barranco de las Estacas y Ariño 1 entre las localidades de Ariño y Oliete) donde el grupo de los límidos (varias especies de *Plagiostoma* y *Ctenostreon proboscideum* (J. Sowerby)) está muy bien represen-

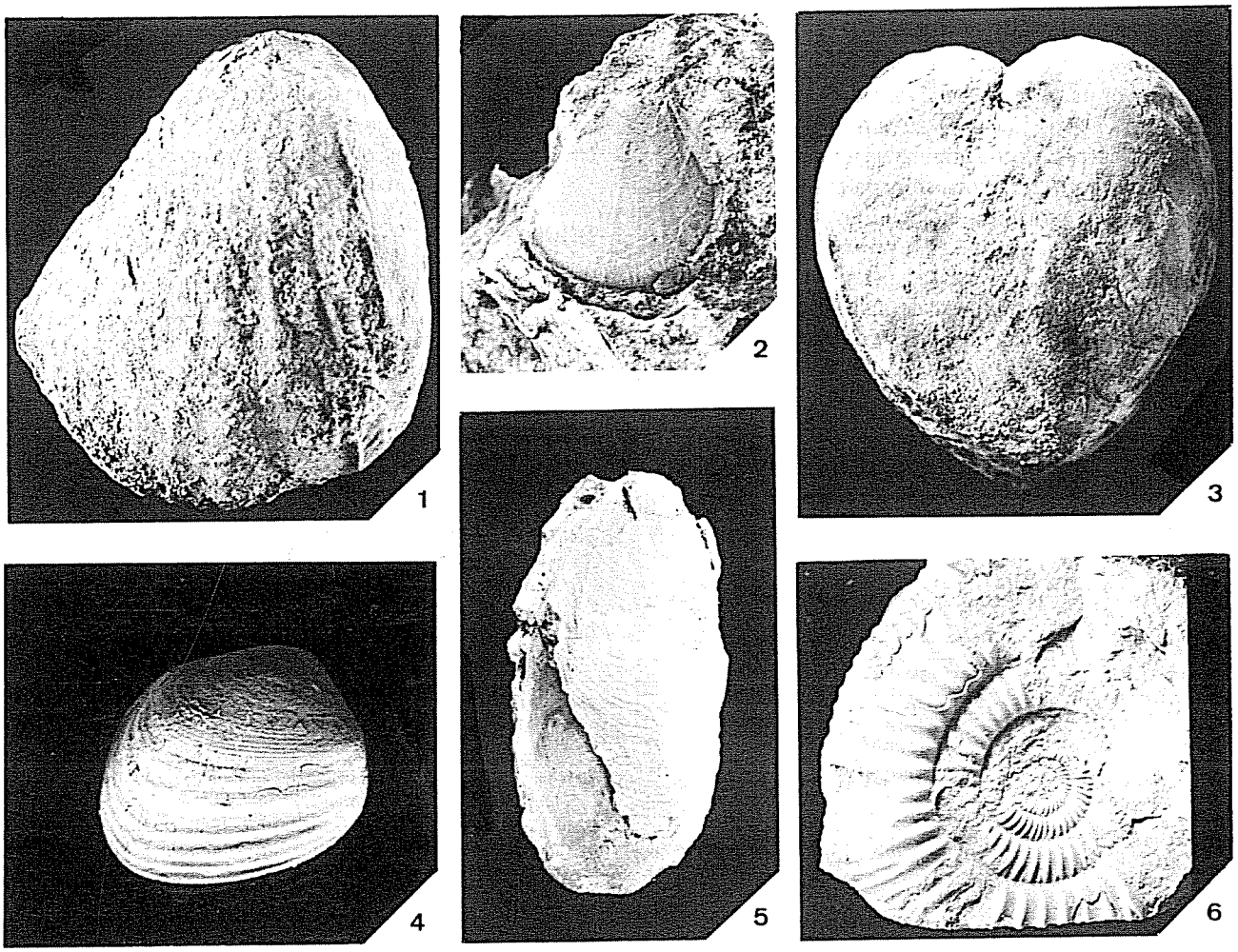


Lámina 1

Pholadomya (Bucardiomya) protei (Brongniart, 1821)

1: Molde interno de ejemplar articulado; vista derecha. Tía Chula, Oliete (Oxfordiense Medio); Tch/30; x 0,8

3: Molde interno del mismo ejemplar; vista anterior. Tía Chula, Oliete (Oxfordiense Medio); Tch/30; x 0,8

2: *Cingentolium (Cingentolium) cingulatum* (Goldfuss, 1835)

Valva no identificada. Tía Chula, Oliete (Calloviense Inferior); Tch/6; x 2

4: *Prorokia problematica* (Buvignier, 1852)

Vista derecha de un molde interno. Tía Chula, Oliete (Calloviense Inferior); Tch/14; x 3,5

5: *Myoconcha (M.)* cf. *rathieriana* d´Orbigny, 1850

Ejemplar articulado; vista de la valva derecha. Tía Chula, Oliete (Calloviense Inferior); Tch/12; x 0,8

6: *Homeoplanulites* sp.

Fragmento de vuelta interna que conserva parcialmente la concha. D=53mm. Tía Chula, Oliete (Calloviense Inferior, Biozona Bullatus); Tch/12; x 1,1

tado. La totalidad de las especies identificadas se encuentran en el sector de la Sierra de Arcos y otros de la Cordillera Ibérica (Delvene 1998, *in litt.*; Delvene *et al.* 1998) excepto la especie *Prorokia problematica* (Buvignier) (Lámina 1, fig.4) que sólo se ha encontrado en este perfil. Se trata de un ejemplar de pequeño tamaño con evidencias de alguna patología debido a condiciones de crecimiento no favorables. De hecho, no se han encontrado más representantes del género *Prorokia* hasta el momento en este tipo de facies, sin embargo, es muy frecuente en la facies correspondiente a la Fm. Sot de Chera en el sector más proximal de la plataforma (sector Ricla). La especie *Myoconcha (M.)* cf. *rathieriana* d'Orbigny (Lámina 1, fig. 5), es muy abundante en el Calloviense del sector de la Sierra de Arcos. En los otros perfiles estudiados todos los ejemplares de esta especie se conservan como moldes internos, y el interés de este corte radica en que se ha localizado un ejemplar que conserva parcialmente la concha y pueden observarse las características externas.

La mayor parte de los bivalvos se encuentran conservados como valvas aisladas y algunas fragmentadas por lo que no es posible determinar si el registro fósil se corresponde con una asociación paleoecológica o no. Sólo se ha encontrado un ejemplar en posición de vida que pertenece a la especie *Pholadomya (Bucardiomya) protei* (Brongniart) (Lámina 1, fig. 1 y 3). No se observa una distribución determinada de las especies a lo largo del perfil estratigráfico, en parte debido a que no es muy fosilífero, por lo que no se pueden obtener conclusiones de carácter paleoecológico.

FAMILIA	ESPECIE
Entoliidae	*Cingentolium (C.) cingulatum* (Goldfuss, 1835)
	Cingentolium (C.) partitum (J. de C. Sowerby, 1840)
	Cingentolium (C.) sp.
Pectinidae	*Spondylopecten (S.) palinurus* (D'Orbigny, 1850)
	Chlamys (Ch.) cf. *textoria* (Schlotheim, 1820)
Dymyidae	*Atreta* cf. *lepis* (Etallon-Thurman, 1858)
Limidae	*Ctenostreon* sp.
	Plagiostoma nutabilis Arkell, 1926
Permophoridae	*Myoconcha (M.)* cf. *rathieriana* D'Orbigny, 1850
Astartidae	*Prorokia problematica* (Buvignier, 1852)
Pholadomyidae	*Pholadomya (Bucardiomya) protei* (Brongniart, 1821)
Pleuromyidae	*Pleuromya uniformis* (J. Sowerby, 1813)

Tabla 1. Especies de bivalvos registrados en el perfil Tía Chula (Oliete) y las familias en las que éstas se incluyen.

Conclusiones

Este perfil tiene características estratigráficas muy similares a los afloramientos del sector de la Sierra de Arcos siendo el contenido fosilífero menor. Los materiales del Calloviense presentan una litología, potencia, edad y registro de bivalvos similar. Se observa una reducción en el espesor de la Capa de Arroyofrío, aunque mantiene los dos niveles diferenciados, uno de edad Calloviense y el otro de edad Oxfordiense. En el primero de ellos (nivel 14), se ha identificado la especie *Prorokia problematica* (Buvignier) no localizada en ningún otro perfil de la Cordillera Ibérica. En los materiales de la Fm. Yátova no se aprecian diferencias sustanciales. El límite entre las subbiozonas Schilli y Rotoides se corresponde con un *hard-ground* (nivel 23) correlacionable con el nivel 116 del perfil Ar. 1 (Ariño) descrito por Meléndez *et al.* (1997) y el nivel 20 de Mo.1 (Moneva) descrito por Aurell *et al.*, 1997b).

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto P35/97 del Gobierno de Aragón y de una Ayuda a la Investigación concedida por el Instituto de Estudios Turolenses (1998-1999). G Delvene disfruta de una beca de investigación de la Diputación General de Aragón.(CONSI+D). Agradecemos al Dr. Marcos Aurell su colaboración en el trabajo de campo.

Bibliografía

Aurell, M., Bádenas, B., Bello, J., Delvene, G., Meléndez, G., Pérez-Urresti, I. & Ramajo, J. 1997a. Síntesis bioestratigráfica y paleogeográfica del Oxfordiense en la Cuenca Ibérica (Sector nororiental) y correlación con la Cuenca Catalana. *Comunicaciones IV Congreso de Jurásico de España*. Meléndez, G. & Pérez-Urresti, I (eds.) Alcañiz, 31-34.

Aurell, M., Bádenas, B., Bello, J., Delvene, G., Meléndez, G., Pérez-Urresti, I. & Ramajo, J. 1997b. El Jurásico Medio y Superior de Moneva. *Guía de la excursión. IV Congreso de Jurásico de España*. Meléndez, G. & Delvene, G. (eds.) Alcañiz, 97-116.

Bello, J., Pérez-Urresti, I. & Ramajo, J. 1996. Reconstrucción del ambiente paleoecológico del Jurásico Superior (Oxfordiense Medio-Superior) en el área de la Sierra de Arcos (Cordillera Ibérica Nororiental). *XII Jornadas de Paleontología*, 19-21.

Bulard, P.F. 1972. *Le Jurasique moyen et supérieur de la Chaine Iberique sur la bordure du basin de l'Ebre.*Thèse Sc.Univ. Nice, n° C.N.R.S.A.O. 7095, 353 p.

Delvene, G. 1998. Bivalvos del Jurásico Medio y Superior de la Cordillera Ibérica Nororiental (Ariño y Oliete, España). *Coloquios de Paleontología*, **49**, 59-75.

Delvene, G. (*in litt.*). Jurassic Bivalves in Iberian Range (Spain). *Biology & Evolution of the Bivalvia.*

Delvene, G., Ramajo, J. & Pérez-Urresti, I. 1998. Nuevos datos sobre Paleontología y Bioestratigrafía en la Formación Sot de Chera (Jurásico Superior) de Ricla, España. *Coloquios de Paleontología*, **49**, 77-95.

Gómez, J.J. & Goy, A. 1979. Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, **35**, 17-57.

Meléndez, G., Bello, J., Delvene, G. & 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.

Pérez-Urresti, I. 1996. Las sucesiones de Ammonoideos del Oxfordiense Superior en la Cordillera Ibérica nororiental: Nuevos datos bioestratigráficos. *Coloquios de Paleontología*, **48**, 125-145.

Ramajo, J., Aurell, M., Bádenas, B., Bello, J., Delvene, G., Meléndez, G. & Pérez-Urresti, I. (*in litt*). Síntesis del Oxfordiense en la Cuenca Ibérica (Sector nororiental) y correlación con la Cuenca Catalana. *Cuadernos de Geología Ibérica.*

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Presencia de *Kingaspis campbelli* (King 1923) (Trilobita) en el Bilbiliense (Cámbrico Inferior) de Murero (Zaragoza)

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

[1]Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. Ciudad Universitaria. 50009-Zaragoza

[2]Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjassot

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, la parte inferior de la sucesión de Murero representa el segmento terminal del Piso Bilbiliense (Cámbrico Inferior tardío) y constituye uno de los mejores registros fósiles conocidos a escala mundial de la transición Cámbrico Inferior y Medio, en el sentido que se utiliza en la Provincia Acadobáltica. La bondad de las secciones Rambla de Valdemiedes 1 (RV1) y Rambla de Valdemiedes 2 (RV2) en torno al límite (Liñán & Gozalo, 1986; Liñán *et al.*, 1993) se debe a la riqueza en fósiles, fundamentalmente trilobites, braquiópodos, equinodermos, algas, esponjas, priapúlidos e hyolites (Liñán *et al.*, 1996) a la diversidad de especies de trilobites presentes (15 taxones) y a la continuidad de su registro. Ello ha permitido definir en Murero, el Evento Valdemiedes que se ha venido relacionando con la desaparición de las familias más importantes de trilobites del Cámbrico Inferior y también con la extinción de los arqueociatos (Liñán *et al.* 1993). Este evento, no siempre diferenciable en el registro geológico de la Regresión Daroca del Bilbiliense Inferior, ha sido también el causante de la existencia de amplios hiatos en el límite Cámbrico Inferior y Medio como sucede en el Cámbrico de la península Escandinava.

Sin embargo, y a pesar de estas excepcionales condiciones, uno de los principales problemas para correlacionar las capas del Bilbiliense Superior, fuera del ámbito de las Cadenas Ibéricas, fue que muchas de las especies de trilobites del Cámbrico Inferior de Murero fueron originalmente definidas en la Rambla de Valdemiedes y sólo lentamente se han ido posteriormente encontrando estas especies en otros lugares.

Entre los especímenes encontrados en la Rambla de Valdemiedes, Liñán *et al.* (1993) y posteriormente Gozalo *et al.* (1996) citan la presencia de un ejemplar de *Kingaspis* sp. en la sección de la Rambla de Valdemiedes 1

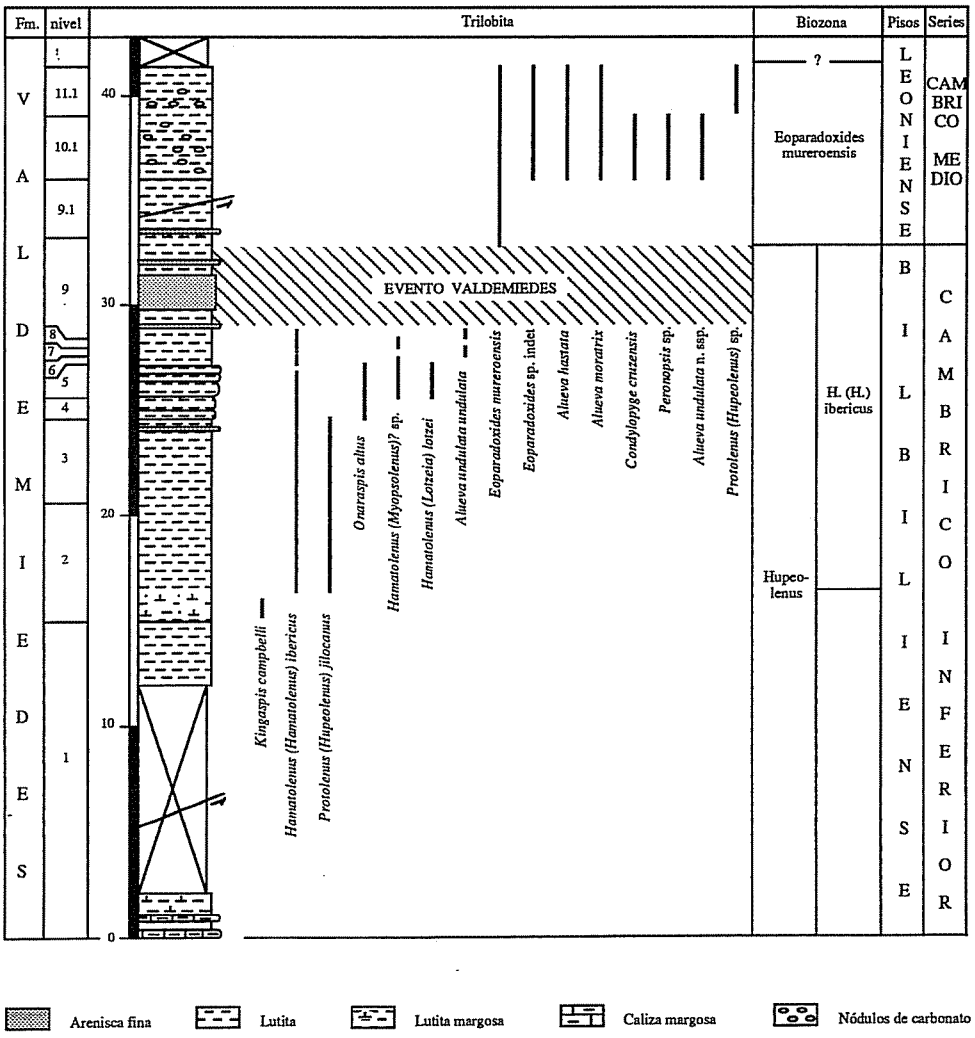


Figura 1. Columna estratigráfica de la parte basal de la sección RV1, modificada de Liñan *et al.* (1993).

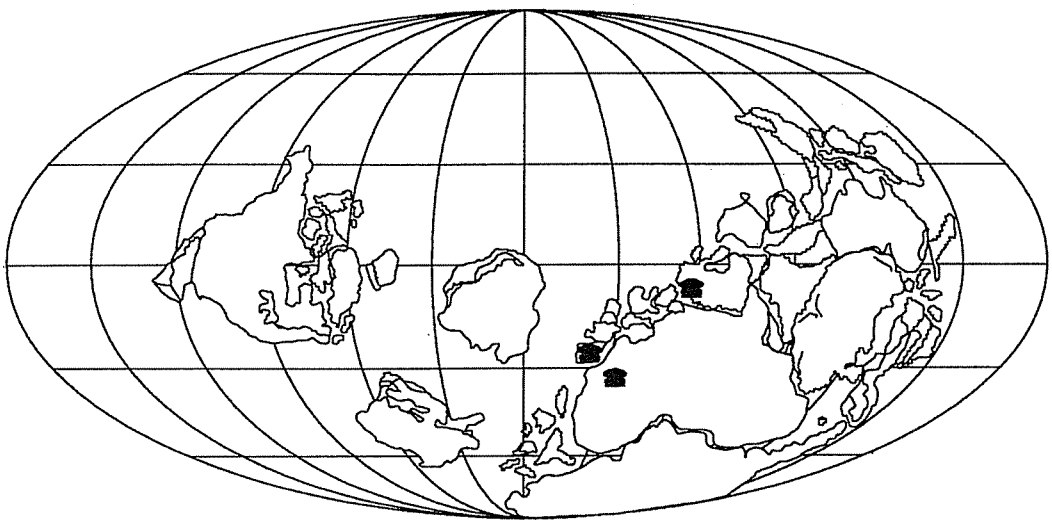


Figura 2. Paleogeografía de Bilbiliense superior con la distribución biogeográfica de *Kingaspis campbelli* (King 1923) ☎ ,modificado de Gozalo y Liñán (1995)

de Murero (figura 1); ejemplar que Álvaro *et al.* (1993) figuraron junto a otro procedente de Ateca.

Los muestreos realizados posteriormente han rendido nuevo material de *Kingaspis* en la sección de Rambla de Valdemiedes 1, que nos ha permitido identificar la especie *Kingaspis campbelli* (King 1923) como primicia para el Cámbrico español.

La especie *Kingaspis campbelli* fue descrita originalmente por King en calizas del Cámbrico Inferior de Jordania, que constituyen el techo de la Formación Burj en la localidad de Wadi Zarqa Ma'in. Recientemente, Rushton y Powell (1998) redescriben el material que dan en asociación con *Palaeolenus antiquus* (Chernysheva 1956) y lo asignan al Bilbiliense. En Marruecos, Hupé (1953) encontró esta especie en Ourika n'Ouarmast dentro de la Formación Brèche Micmacca, pero como sugiere Geyer (1990) los ejemplares publicados en 1953 no pertenecen en realidad a esta especie. Sin embargo Geyer (1990) describe y figura *K. campbelli* procedente de Bou Kaïs (Anti Atlas) de los que desconoce la posición estratigráfica, pues los especímenes referidos proceden de la colección de Du Dresnay. Por ello, Geyer los asimila con dudas a la Zona de *Ornamentaspis frequens* establecida por él en Marruecos y que es equivalente al Leoniense.

Desde el punto de vista biocronológico, *Kingaspis campbelli* ha sido asignado al Bilbiliense por Rushton & Powell (1998), debido a su asociación con *Palaeoelenus antiquus* y a su posición estratigráfica que ellos sitúan por encima de los trilobites *Realaspis* sp. nov. *sensu* Rushton & Powell 1998 y *Redlichops blanckenhorni* Richter & Richter 1941. Estos autores correlacionan *K. campbelli* con la zona de *Hupeolenus* de Marruecos que, en opinión de Sdzuy *et al.* (1996), es considerada como una superzona dentro del Bilbiliense. En Murero, *K. campbelli* se encuentra dentro de la superzona de *Hupeolenus*; más concretamente se registra por debajo de la Zona de *Hamatolenus ibericus* y alcanza la base de esta zona donde desaparece, caracterizando así el Bilbiliense Superior.

El hallazgo de esta especie revaloriza la utilidad cronológica del Piso Bilbiliense dentro de la subprovincia Mediterránea (figura 2) y permite una mejor correlación con el Cámbrico de Jordania.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PB96-0744 de la Dirección General de Estudios Superiores y 166/99 del Departamento de Educación y Cultura de la Comunidad Autónoma de Aragón. M. E. Dies disfruta en la actualidad de una beca predoctoral del Departamento de Educación y Cultura de la Comunidad Autónoma de Aragón. Los autores agradecen también la ayuda en la preparación de las muestras a los Sres. Enrique Oliver, Silvia Gracia y Teresa Rodríguez.

Bibliografía

Álvaro, J., Gozalo, R. y Liñán, E. 1993. Bioestratigrafía del límite Cámbrico Inferior-Medio en Ateca (Cadena Ibérica occidental, España). *Revista Española de Paleontología* **nº extr.**, 40-48.

Geyer, G. 1990. Die marokkanischen Ellipsocephalidae (Trilobita: Redlichiida). *Beringeria* **3**, 1-363.

Gozalo, R. & Liñán, E. 1995. Leonian (early Middle Cambrian) *Paradoxides* biostratigraphy. *Beringeria* Special Issue **2**, 169-171.

Gozalo, R., Liñán, E. & Sdzuy, K. 1996. September 20. The Lower and Middle Cambrian of Murero and Villafeliche (West Asturan-Leonese Zone. Western Iberian Chain). In *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts* (eds. E. Liñán, J.A. Gámez Vintaned and R. Gozalo), pp. 73-80. Zaragoza: Universidad de Zaragoza.

Hupé, P. 1953. Contributions à l'étude du Cambrien inferieur et du Précambrien III de L'Anti-Atlas marocain. *Notes du Service Géologique du Maroc* **103**, (1952), 402 pp.

Liñán, E., Fernández-Nieto, C., Gámez, J.A., Gozalo, R., Mayoral, E., Moreno-Eiris, E., Palacios, T. & Perejón, A. 1993. Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología* **nº extr.**, 26-39.

Liñán, E., Gámez Vintaned, J. A. y Gozalo, R. 1996. Hallazgo de una biota tipo Burgess Shale en el Cámbrico Inferior tardío de Murero (Zaragoza). In *Comunicaciones XII Jornadas de Paleontología. Badajoz, 30 de octubre - 2 de noviembre de 1996* (Palacios, T. & Gozalo, R., eds.), 77-78.

Liñán, E. y Gozalo, R. 1986. Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Murero (Cordillera Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **2**, 1-104.

Rushton, A. W. A. y Powell, J. H. 1998. A review of the stratigraphy and trilobite faunas from the Cambrian Burj Formation in Jordan. *Bulletin Natural History Museum London (Geology),* **54** (2), 131-146.

Sdzuy, K., Liñán, E. & Gozalo, R. 1996. The Middle Cambrian Series. In *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts* (eds. E. Liñán, J.A. Gámez Vintaned and R. Gozalo) pp. 16-18. Zaragoza. Universidad de Zaragoza.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Una megasuperficie bioerosionada en Oura (Albufeira): Implicaciones para la evolución sedimentaria del Mioceno de Algarve (S de Portugal)

R. Domènech[1], C.M. da Silva[2], M. Cachão[2] y J. Martinell[1]

[1]Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, E-08028 Barcelona
[2]Departamento e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa Codex. Portugal

Introducción

Los primeros estudios estratigráficos sobre el Mioceno de Algarve (S de Portugal) se remontan al inicio del siglo XX, con los trabajos de Cotter (Dollfus *et al.*, 1903-04). Se debe a Cotter la bipartición del Mioceno algarvense en dos unidades principales (de inferior a superior): Molasso do Helveciano superior de Serro das Mós" y "Arenitos finos micáceos do Tortoniano de Cacela".

Hacia finales de los setenta se iniciaron trabajos de actualización estratigráfica del Neógeno de Algarve, acompañando el levantamiento cartográfico a escala 1:50.000 de este sector de Portugal.

Así, ya en la década de los ochenta, Antunes *et al.* (1981) formalizan las dos unidades miocenas antes referidas como "Formação Carbonatada de Lagos-Portimão" (=Molasa de Sierra das Mós), que atribuyeron al Mioceno inferior (Aquitaniense?-Burdigaliense), y "Formação de Cacela" (=Arenitas finas de Cacela), que atribuyeron al Mioceno superior (Tortoniense).

Para la región de Oura, Antunes y Pais (1993) presentan la siguiente secuencia: "Formação de Lagos-Portimão" (Aquitaniense?-Burdigaliense) y "Arenito Carbonatado com *Sand Waves* e Calcários com Calhaus de Quartzo", que atribuyen al Mioceno medio (Langhiense-Serravaliense). Antunes & Pais (1993) presentan estas unidades separadas por una discordancia (paraconformidad) situada en el límite Burdigaliense/Langhiense. Sin embargo, aunque atribuída por ellos a una importante fase tectónica de epirogénesis, esta discontinuidad no está expresada por estos autores por ningún hiato temporal.

Más tarde, Cachão (1995) retoma el estudio del Neógeno algarvense, considerando tres unidades principales: "Formação de Lagos-Portimão", reformulando parcialmente el concepto de Antunes *et al.* (1981) y atribuyéndola al Mioceno medio (Langhiense-Serravaliense); "Formação de Cacela", reformulando en parte el concepto de Antunes *et al.* (1981) y manteniendo su posición en el Mioceno superior (Tortoniense superior a Plioceno), y "Formación de Praia da Falésia", que atribuyó al Plioceno.

Para la región de Oura, Cachão (1995) considera la secuencia: "Biocalcarenita de Lagos" (Serravaliense), miembro inferior de la "Formación de Lagos-Portimão"; "Areolas de Galé-Oura" (Tortoniense superior), miembros medio a superior de la "Formación de Cacela", y la "Formação de Praia da Falésia" (Plioceno). Según Cachão (1995), ambas unidades inferiores están en contacto mediante una importante discordancia, correspondiente a un hiato estratigráfico que abarca el final del Serravaliense y todo el Tortoniense inferior y medio.

Recientemente, Antunes *et al.* (1997) revalidaron el posicionamiento estratigráfico de su "Formação de Lagos-Portimão", extendiendo su límite superior hasta el límite Serravaliense/Tortoniense, aproximándose de esta forma al modelo propuesto inicialmente por Cachão & Silva (1992). En consecuencia, la unidad "Arenito Carbonatado com *Sand Waves* e Calcários com Calhaus de Quartzo" en la región de Oura se reubica en el Tortoniense inferior. De ello se deriva que, según el modelo de Antunes *et al.* (1997), la discordancia entre ambas unidades sigue sin tener una expresión temporal apreciable. Estos autores asocian esta discordancia con el inicio del ciclo eustático de segundo orden TB3 de Haq *et al.* (1987).

De todo ello resulta que la caracterización de las discordancias que separan las principales unidades litostratigráficas del Mioceno algarvense continúa siendo un aspecto relevante para la comprensión de su estratigrafía y de su evolución tectonosedimentaria. En este contexto, el estudio de las estructuras bioerosivas asociadas a paleolitorales rocosos, como es el caso particular de la megasuperficie bioerosionada de Oura, es de crucial importancia en la medida en qué, al permitir el reconocimiento de superficies de inundación marina ("superficies transgresivas") sobre sustratos litificados, pone en evidencia la existencia de importantes discontinuidades estratigráficas (Silva *et al.*, 1999).

Localización geográfica

La sección de Oura, en la que aflora la megasuperficie bioerosionada estudiada, está situada en el litoral al Oeste de la Playa de Oura, unos 3 km al Este de la población de Albufeira, en Algarve central, sur de Portugal (véase la Carta Topográfica Militar nº 605 a escala 1:25.000; Fig. 1).

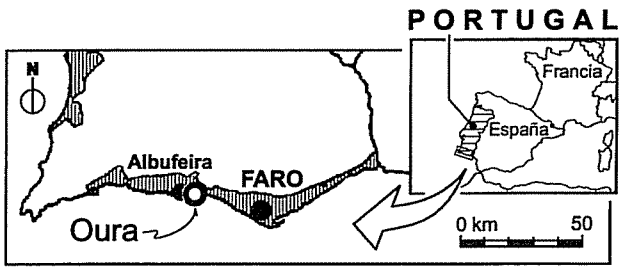


Figura 1. Localización geográfica del afloramiento estudiado (Oura, Albufeira, Algarve). La superfíce rayada corresponde a las principales zonas de afloramientos neógenos marinos.

Estratigrafía

La megasuperfície bioerosionada de Oura corresponde a la discontinuidad que separa, en la región de Algarve central, dos unidades litostratigráficas principales (litoestratigrafía según Cachão *et al.*, 1998): una unidad carbonatada, la "Formação de Lagos-Portimão", y una siliciclástica, la "Formação de Cacela". En Oura en particular (Fig. 2), esta superficie pone en contacto: 1) el miembro inferior de la "Formação de Lagos-Portimão", el "Biocalcarenito de Lagos", constituido por calizas detríticas y biocalcarenitas muy fosilíferas en bancos potentes, datada como Serravaliense medio a superior (CN5a de Okada & Bukry, *vide* Cachão, 1995; 11.5Ma +0.8 -0.5, 11.3Ma +0.9 -1.3, *vide* Antunes *et al.*, 1997); con 2) el miembro medio de la "Formação de Cacela", las "Areolas e Argilitos de Cacela Fábrica", constituído por arenas finas micáceas ("areolas") con bioturbación abundante y niveles de concreciones carbonatadas, datado como Tortoniense superior (8,15Ma +/- 0.29, 7.54Ma +/-0.27, Boski *et al.*, 1995; 9.5Ma +1.0/-0.5, 8.3Ma +2.2/-3.3, Antunes *et al.*, 1997). Actualmente, la erosión diferencial ha puesto de relieve esta superficie de discontinuidad que, en Oura, aflora a lo largo de cerca de 1,5 km.

Según el modelo de Cachão (1995), esta discontinuidad refleja el final de la sedimentación asociada al ciclo de segundo orden TB2 de Haq *et al.* (1997), asi como a la importante fase tectónica ocurrida en la secuencia de migración de la microplaca de Alborán hacia occidente, con desarrollo de potentes mantos olistostrómicos y la rotación dextrógira concomitante de la Cuenca del Guadalquivir (según el modelo tectónico de Galdeano & Vera, 1991). La instalación de la plataforma de abrasión marina sobre esta superficie y la bioerosión asociada a ella es contemporánea del ciclo eustático de tercer orden 3.2 de Haq *et al.* (1987), dentro del ciclo TB3.

La "Formação de Lagos-Portimão" se encuentra ligeramente basculada hacia el Este. En la región de Oura (Albufeira) es en dónde aflora en las mejores condiciones para observar la bioerosión en su superfície somital. Hacia el Oeste, de Lagos a Arrifão (Albufeira), el techo de esta formación se encuentra a cotas superiores, presentándose fuertemente carstificado, lo que podría haber obliterado la superficie bioerosionada observada en Oura. Hacia el Este, de Olhos de Água (Albufeira) a Tavira, la "Formação de Lagos-Portimão", deformada en "graben", apenas aflora esporádicamente.

Bioerosión

La existencia de superficies bioerosionadas sobre acantilados o niveles endurecidos en la base del Mioceno ha sido documentada abundantemente en los últimos años en la Península Ibérica (Gibert *et al.*, 1994; Mayoral *et al.*, 1998; Silva *et al.*, 1999). Sin embargo, se desconocían ejemplos de tales superficies en posición intramiocénica.

La superfície bioerosionada de Oura coresponde a la discontinuidad que separa una unidad carbonatada constituida por calizas detríticas y biocalcarenitas muy fosilíferas (Serravaliense medio a superior) de una unidad siliciclástica formada por arenas finas micáceas con abundante bioturbación y niveles de concreciones carbonatadas (Tortoniense superior) (Fig. 2). Esta superficie aflora a lo largo de cerca de 1,5 km en la zona de Oura, lo que la convierte en el ejemplo de mayor extensión conocido hasta el momento.

La unidad carbonatada resalta por su elevado contenido en fósiles, principalmente algas rodofíceas, ostras y equínidos (*Scutella*), formando una acumulación. A techo de la unidad se aprecia abundante bioturbación, representada por *Thalassinoides* con un diámetro de las galerías entre 3-7 cm aproximadamente, cuyas chimeneas aparecen truncadas. Debido a una mayor cementación, estos icnofósiles presentan un relieve ligeramente positivo sobre la unidad, lo que facilita su observación. El sedimento arenoso de relleno de *Thalassinoides* es, por su parte, diferente del que compone la unidad donde se desarrollaron y, asimismo, distinto del de la unidad superior (arenas de grano más fino). Esto hace pensar en la ausencia de una unidad que sedimentó a continuación de la construcción de las galerías, las rellenó, y después fue erosionada. Tendríamos así un hiato que sólo se registra en el relleno de la bioturbación (Fig. 3).

La unidad carbonatada, litificada y carstificada, sobre la que se instaló una plataforma de abrasión marina, actuó como un paleolitoral rocoso sobre el que tuvo lugar un proceso de bioerosión, el cual afecta tanto la roca calcárea como los muchos ejemplares de *Thalassinoides*. Entre las perforaciones hasta el momento se han identificado dos icnoespecies, *Gastrochaenolites torpedo* y *G. turbinatus*, cuyas estructuras superiores han desaparecido por erosión (la profundidad de las cavidades oscila entre menos de 1 cm hasta unos 5 cm). Estas perforaciones se hallan repartidas de forma desigual por toda la superficie, si bien en determinadas zonas la concentración es relativamente elevada. Cálculos teóricos a partir de contajes realizados en el campo permiten calibrar su densidad en unas 300 perforaciones/m^2, cifra muy baja si se compara por ejemplo con las 1.500 perforaciones/m^2 calculadas en otros paleolitorales rocosos miocenos, como por ejemplo en los del litoral de Tarragona (Gibert *et al.*, 1994).

Cabe resaltar también la ausencia en esta superficie de otras trazas, habituales en la mayor parte de paleoacantilados neógenos conocidos, como *Entobia*, *Caulostepsis* o *Maeandropolydora* (Gibert *et al.*, 1998). Sin embargo esta ausencia puede deberse al proceso de abrasión marina que afectó fuertemente esta superficie y que también se encargó de truncar las perforaciones.

Finalmente, la unidad siliciclástica superior fosiliza la superficie erosionada y rellena las perforaciones. Dentro de esta unidad cabe resaltar la gran abundancia de bioturbación, entre la que resaltan bonitos ejemplares de *Gyrolithes* y *Ophiomorpha*, asi como la presencia ya conocida de dientes de seláceos, entre otros macrofósiles.

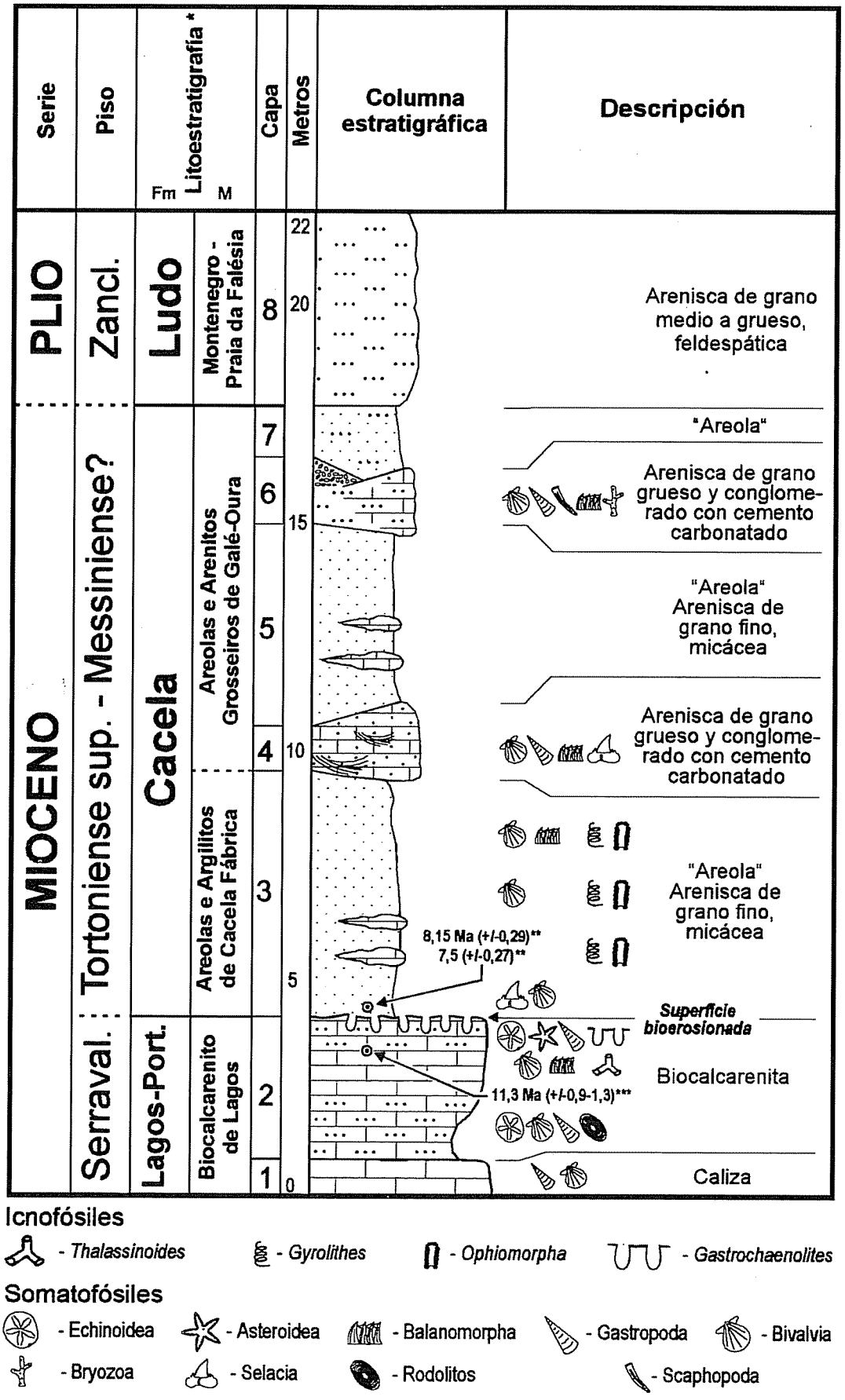


Figura 2. Corte geológico de la serie neógena en la que se incluye la superficie de bioerosión intramiocena estudiada (playa de Oura, Albufeira). * según Cachão *et al.* (1998); ** según Boski *et al.* (1995); *** según Antunes *et al.* (1997).

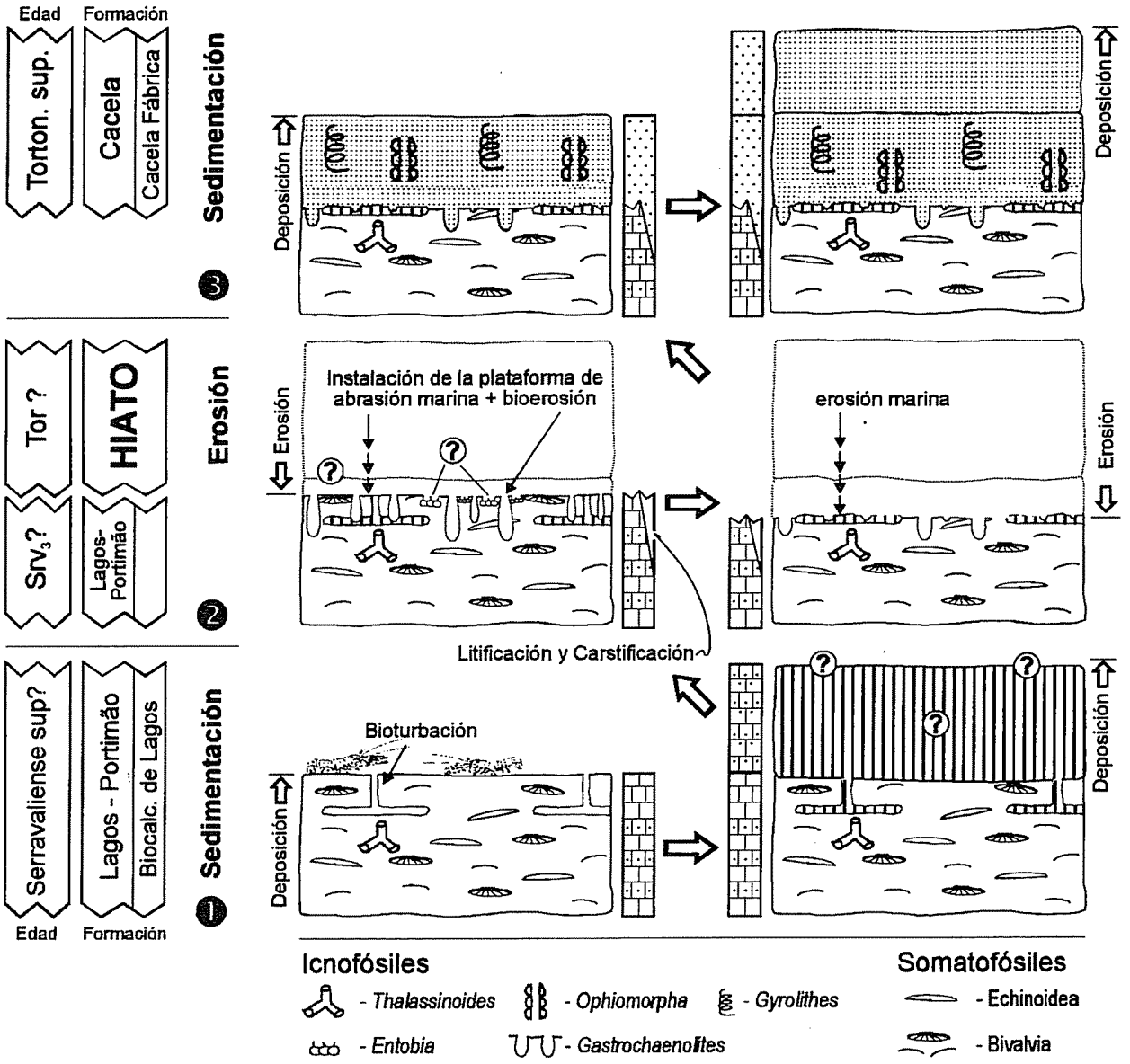


Figura 3. Esquema interpretativo de la génesis de la plataforma de bioerosión.

Conclusiones

La superficie bioerosionada de Oura (Algarve, Portugal), correspondiente al límite entre la Fm. de Lagos-Portimão y la Fm. de Cacela, es una importante referencia para la estratigrafía del Neógeno de Algarve. El hecho de que la superficie se encuentre bioerosionada confirma su naturaleza como plataforma de abrasión marina instalada sobre substrato miocénico (Fm. de Lagos-Portimão) litificado y carstificado. Esta interpretación de la génesis de la megasuperfície bioerosionada de Oura está de acuerdo con el modelo estratigráfico de Cachão *et al.* (1995), confirma su naturaleza marina, y subraya la existencia de un importante hiato estratigráfico (unos 3 Ma) entre el techo de la Fm Lagos-Portimão y la base de la Fm. de Cacela.

Finalmente, cabe resaltar que se trata de la superficie bioerosionada más extensa conocida hasta el momento en el registro geológico, al aflorar a lo largo de cerca de 1,5 km.

Este trabajo se encuadra en el proyecto de investigación PB98-1229 del Ministerio de Educación y Cultura español y es la Contribución nº 32 del "Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural da Universidade de Lisboa".

Bibliografía

Antunes, M.T.; Bizon, G.; Nascimento, A. & Pais, J. 1981. Nouvelles données sur la datación des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal) et l'evolution géologique regionale. *Ciências da Terra* (UNL), **6,** 153-168.

Antunes, M.T. & Pais, J., 1993. The Neogene of Portugal. Ciências da Terra (UNL), **12**, 7-22.

Antunes, M.T.; Elderfield, H.; Legoinha, P. & Pais, J. 1997. The Neogene of Algarve, in González-Delgado, J.A.; Sierro, F.J. & Pais, J. (Coord.), *The Guadalquivir Basin and Algarve (Spain, Portugal).* Second RCANS Congress, Salamanca, 1997, pp. 37-55.

Boski, T.; Moura, D.; Santos, A.; Delgado, J.A. & Flores, A. 1995. Evolução da Bacia Algarvia (Centro) durante o Neogénico. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto*, **4**, 47-51.

Cachão, M. & Silva, C.M. da 1992. The Neogene Paleogeographic Evolution of Algarve Basin (Southern Portugal): a Two Step Model. *Gaia*, **4**, 39-42.

Cachão, M., 1995. *Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de* Coccolithus pelagicus. Tesis Doctoral, Univ. de Lisboa, pp. 356.

Cachão, M.; Boski, T.; Moura, D.; Dias. R.; Silva, C.M. da; Santos, A.; Pimentel, N. & Cabral, J. 1998. Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, **84** (1), A169-A172.

Dollfus, G.F.; Cotter, J.C.B. & Gomes, J.P. 1903-04. Mollusques tertiaires du Portugal. Planchesde Céphalopodes, Gasterópodes et Pélécipodes laissées par F.A. Pereira da Costa. Accompagnées d'une explication sommaire d'une esquisse géologique. *Mém. Com. Serv. Geol. Portugal,* **34**, 117 pp.

Gibert, J.M. de; Martinell, J. & Domènech, R. 1994. El Mioceno marino entre las playas de L'Arrabassada y El Miracle (Tarragona): aspectos paleontológicos e implicaciones sedimentológicas. *Acta Geol. Hisp.*, **29** (2-4), 133-148.

Gibert, J.M. de; Martinell, J. & Domènech, R. 1998. Entobia Ichnofacies in Fossil Rocky Shores, Lower Pliocene, Northwestern Mediterranean. *Palaios*, **13**, 476-487.

Haq, B.; Hardenbol, J. & Vail, P. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-167.

Mayoral, E.; Chaves, F.M.; Muñiz, F.; Gibert, J.M. de; Domènech, R. & Martinell, J. 1998. New evidences of fossil rocky shores in the Upper Miocene of the Iberian peninsule (Sierra de Tejeda, Betic Range, SE Spain). *Proc. 2nd Internat. Bioerosion Workshop*: 44-46.

Silva, C.M. da; Cachão, M.; Martinell, J. & Domènech, R. 1999. Bioerosional evidence of rockypaleoshores in the Neogene of Portugal: environmental and stratigraphical significance. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **45**, 156-160.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

New orbitoidiform foraminifers from the Paleocene of Pakistan

C. Ferràndez-Cañadell

Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí Franquès s/n, 08028-Barcelona (Spain)

cferran@natura.geo.ub.es.

The Paleocene foraminiferal fauna of the Punjab Salt Range includes a set of orbitoidiform foraminifers which have been assigned to a number of different genera, including *Lepidorbitoides, Orbitocyclina, Polylepidina, Discocyclina, Orbitosiphon, Actinosiphon* and *Dictyokathina*. A revision of such forms was performed with material collected from different localities in the Salt Range (Pakistan) in the frame of IGCP No. 286. Two different forms were distinguished and assigned to two genera. The first form, with a typical orbitoidiform test with arquate equatorial chamberlets connected by crosswise-oblic stolons and two layers of lateral chamberlets corresponds to the type species of *Orbitosiphon* Rao, *O. punjabensis* (DAVIES). The second form is characterized by an asymmetrical test with dorsal and ventral sides, the former having lateral chamberlets and the latter a miogypsinid-like canal system. Two different species of this form were distinguished: a "primitive", smaller and structurally more simple one, and a larger and more complex one, with a different stratigraphical distribution (Hangu and Lockhart-base of Patala Fms. respectively). Due to its unique morphostructure, different from any other group of larger foraminifers, it will be assigned to a new genus and classified into a new family (Ferràndez-Cañadell, in prep).

Previous work

The Paleocene orbitoidiform larger foraminifers from Pakistan-Tibet were firstly studied by Douvillé (1916) who described two species from the Upper Paleocene of Tibet, and assigned them to the genus *Lepidorbitoides* (*L. tibetica* and *L. polygonalis*). Davies (1937) studied the larger foraminifers from the Salt Range and found a form which he considered to be very similar to those described by Douvillé (1916), but he assigned them to a new species, *Lepidocyclina (Polylepidina) punjabensis*. Davies pointed out the presence of two different forms in this species, that he attributed to trimorphism. Tan Sin Hok (1939), Brönnimann (1944), and Hanzawa (1965) assigned the species of Davies (1937) to *Orbitocyclina*, the former also pointing out the variability noted by Davies. Rao (1940, 1944) proposed a new genus, *Orbitosiphon*, to group the species of Douvillé (1916) and Davies (1937), differentiating two forms (which he called A_1 and A_2 forms). Posteriorly the Asian *Orbitosiphon* has been put in synonymy with the American genus *Actinosiphon* Vaughan 1929 by other authors such as Cole (1948), Hanzawa (1962), and Loeblich and Tappan (1987).

The present revision, using material collected in the Salt Range, has shown that the variability or "trimorphism" recognized in this forms is actually due to the presence of two different genera, both of them with a concavo-convex text shape. One of them corresponds to the type species of *Orbitosiphon*, *O. tibeticus* (Davies). The test of *Orbitosiphon* (Figure 1a) has the typical orbitoidiform growth, with and equatorial layer of arquate equatorial chamberlets arranged in concentric annuli and layers of lateral chamberlets at both sides. It has a bilocular megalospheric embryo, of small dimensions and with only one "auxiliary" chamberlet. The equatorial chamberlets are connected by crosswise-oblique stolons, which configure spiral alignments in two directions. The chamberlets of the same annulus are connected by annular stolons, located proximally.

The second genus recognized (Figure 1b) differs considerably from *Orbitosiphon*. It has dorsal and ventral differentiated sides, with lateral chamberlets in the dorsal side and myogypsinid-like canal system in the ventral side. The megalospheric embryo is bilocular, followed by one (sp. 1) or two (sp. 2) "auxiliary" chamberlets. The equatorial chamberlets are connected by three different types of communications: those of successive annuli by stolons; those of the same annulus, by an annular passage; and those of alternate annuli by radial canaliferous passages. The morphostructure of the test is different from any other known orbitoidiform foraminiferal group. It resembles to that of myogypsinids, from which it differs in that it has an orbitoidiform growth from the embryo (rotaliform spiral in myogypsinids), and it has lateral chamberlets in only one side. Thus, this new genus will be placed in a new family (Ferràndez-Cañadell, in prep.).

Biostratigraphy

Orbitosiphon tibeticus and the new genus sp. 2 occur in the Lockhart Fm and in the base of the Patala Fm, together with a larger foraminiferal assemblage constituted mainly by *Lockhartia, Miscellanea, Ranikothalia* and *Assilina*. Throughout this interval, which corresponds to the Thanetian, there is an increase in test and embryo dimensions in both species. The "primitive" sp. 1 of the new genus occurs in the underlying Hangu Fm, of Danian age, together with *Sherbornina glabra* (Wood and Haque).

Relationship with the American genus Actinosiphon

Rao (1944) regarded *Orbitosiphon* as an intermediate form linking the Cretaceous *Lepidorbitoides* with the

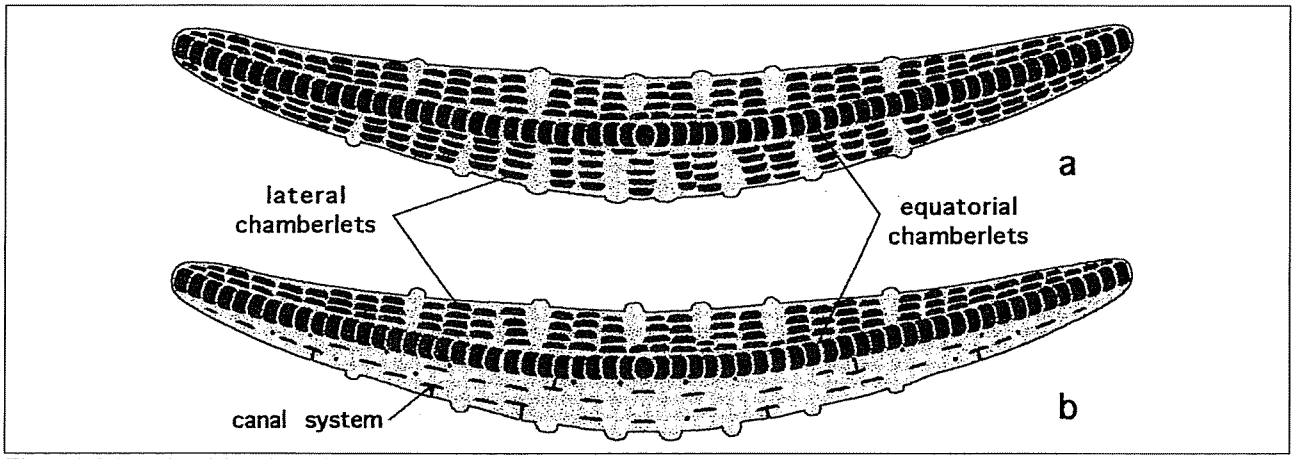


Figure 1. Schematic axial sections of *Orbitosiphon* (a), with lateral chamberlets at both sides; and the new genus (b), with lateral chamberlets only in the dorsal side, and a canal system in the ventral side.

"Eocene" (actually Paleocene) American genus *Actinosiphon* Vaughan. Posteriorly, several authors have synonymized *Orbitosiphon* with *Actinosiphon* (e.g. Cushman, 1948; Cole, 1948; Smout & Haque, 1956; Hanzawa, 1962; Loeblich and Tappan, 1987, Matsumaru, 1991).

However, this two genera differ in almost all characters (test shape, embryo shape, equatorial chamberlets shape, arrangement and communications). Thus, it is concluded that they are two different forms and that both genera are valid. The presence of two Paleocene genera known only in Pakistan (e.g. Davies, 1937), Tibet (e.g. Douvillé, 1916; Wan, 1991), and India (e.g. Rajendran *et al.*, 1987) points to the development of an endemic fauna of orbitoidiform larger foraminifers in the Himalayan zone during Paleocene. The presence of *Actinosiphon* in Central Iran, reported though not described neither figured by Bizon, Bizon and Ricou (1972) needs to be confirmed.

Co-ocurrence of Setia and Orbitosiphon with orthophragminids

Contrary to what has been published by some authors, none of this forms occurs together with orthophragminids (Discocyclinidae and Orbitoclypeidae). The reports of co-ocurrence are due to erroneous assignation to *Discocyclina* of either *Orbitosiphon* or the new genus sp. 2 specimens (e.g. Butt, 1991; Weiss, 1993).

The study of a sequence of samples from different sections in the Salt Range revealed that both groups are never found together. The first occurrence of orthophragminids coincides with that of *Nummulites*, in the lowermost Ilerdian, and is found in the Patala Shales about 25 m above the last occurrence of *Orbitosiphon* and the new genus, in the upper Thanetian. Since there is an interval without larger foraminifers between *Orbitosiphon* and orthophragminids it cannot be concluded that the endemic genera became extinct because of the arrival of orthophragminids. The change in the foraminiferal fauna is probably related to a deepening of the basin (Gibson, 1994).

References

Bizon G., Bizon J.J., & Ricou L.E. 1972. Etude stratigraphique et paléogéographique des formations tertiaires de la région de Neyriz (Fars interne, Zagros iranien). *Rev. Inst. Fr. Pétrol.*, **27**, 369-405.

Brönnimann, P. 1944. Ein neues Subgenus von *Orbitocyclina* aus Iran nebst Bemerkungen der *Helicolepidina* Tobler und verwandte Formen. *Schw. Pal. Gesel, Abh.*, **64**, 1-42.

Butt A.A. 1991. *Ranikothalia sindensis* zone in Late Paleocene biostratigraphy. *Micropaleontology*, **37**, 77-85.

Cole W.S. 1959. Faunal associations and the stratigraphic position of certain American Paleocene and Eocene larger Foraminifera. *Bull. Amer. Paleontol.*, **39**, 377-393.

Cushman J.A. 1948. *Foraminifera, their classification and economic use.* 4th edition. i-ix + 605 pp. Harvard University Press, Cambridge, Massachusets.

Davies, L.M. & Pinfold, E.S., 1937. The Eocene beds of the Punjab Salt Range. *Memoirs of the Geological Survey of India, Paleontologia Indica*, **24**, 1-79.

Douvillé H. 1916. Le Crétacé et l'Eocène du Tibet Central. *Memoirs of the Geological Survey of India, Paleontologia Indica*, **5**, 1-84.

Gibson, T. 1994. Foraminiferl evidence for Paleocene-eocene boundary tectonism in Northwestern Pakistan. *PaleoBios* **16**(2) Supplement FORAMS' 94, 32.

Matsumaru K. 1991. On the evolutionary classification of the family Lepidocyclinidae. *Transact. Proceed. Palaeontol. Soc. Japan*, **164**, 883-909.

Rajendran C.P., Raha P.K., & Sen M.K. 1987. The foraminiferal species *Actinosiphon* from the subsurface sediments of Kerala. *Journal of the Geological Society of India*, **30**, 77-79.

Rao, S.R.N, 1940. On Orbitosiphon, a new genus of orbitoidal foraminifera from the Ranikot Beds of the Punjab Salt Range, N. W. India. *Current Science*, **9**, 414-415.

Rao S.R.N. 1944. A revision of some foraminifera described by Douvillé from the Kampa System of Tibet. *Proc. Natn. Acad. Sci. India*, **14**, 93-101.

Smout A.H., & Haque A.F.M.M. 1956. A note on the larger foraminifera and ostracoda of the Ranikot from the Nammal Gorge, Salt Range, Pakistan. *In*: Haque A.F.M.M. (ed.), *Shorter contributions to the Geology of Pakistan. Records Geol. Surv. Pakistan*, **8**, 49-60.

Tan Sin Hok 1939. On *Polylepidina, Orbitocyclina* and *Lepidorbitoides. De Ingenieur in Nederlandsch-Indië*, **6**, 53-84.

Wan X. 1991. Palaeocene larger foraminifera from southern Tibet. *Revista Española de Micropaleontología*, **23**, 7-28.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Equínidos del tránsito Cretácico-Terciario en el norte de España

J. Gallemí[1], A. B. Smith[2], C. H. Jeffery[2], G. Ernst[3] y P. Ward[4]

[1] Museu de Geologia de Barcelona, Parc de la Ciutadella s/n, 08003 Barcelona, España

[2] Depts. of Palaeontology and Zoology, The Natural History Museum London, Cromwell Road, London SW7 5BD, Gran Bretaña

[3] Institut für Paläontologie, Freie Universität Berlin, Malteserstrasse 74/100 Haus D, D-12249 Berlin, Alemania

[4] Dept. of Geological Sciences, AJ-20, University of Washington, Seattle 98195, Estados Unidos de América

Zonas estudiadas

Se han estudiado las faunas de equínidos del Maastrichtiense y Paleoceno de los alrededores de Santander (Cantabria), del litoral del País Vasco (España y Francia) y de la zona de La Barranca (Navarra). Estos depósitos van desde carbonatos de plataforma somera a clásticos de talud continental superior.

En la costa norte de Santander, se ha muestreado la serie Maastrichtiense-Paleoceno que aflora en los acantilados inmediatamente al W del Cabo Mayor hasta la playa de El Bocal. Los niveles maastrichtienses corresponden a la Formación Cabo de Lata (García-Mondéjar y Pujalte, 1982) y suponen la *Megasequence 5* de Wilmsen *et al.* (1996). Sobre éstos se encuentran, sucesivamente, la Formación San Juan cuya edad se atribuye al Dano-Montiense y la Formación Sancibrián con microfauna del Tanetiense.

En el País Vasco se han identificado los equínidos maastrichtienses de la Formación Zumaya-Algorri (Mathey, 1982) recolectados en las series estratigráficas costeras de Sopelana, Zumaia, Hendaya y Bidart.

En el área de La Barranca (Sakana) y sus alrededores (Navarra) las localidades corresponden:

- al Maastrichtiense de plataforma proximal de la Formación Puerto de Olazagutia (Amiot, 1982) en su localidad tipo (Olazti) del que ya Radig (1973) publicó una pequeña lista de equínidos,
- al Maastrichtiense de plataforma externa próxima a talud de Sarasate (al S de Irurtzun) y de Larumbe (Küchler, 1983),
- al Daniense de plataforma profunda con niveles conglomeráticos intraformacionales de Erice de Iza, Larumbe (Küchler, 1983) y Aristregi (Plaziat *et al.*, 1975), y
- al Tanetiense de Casas de Oraien (Larumbe) de facies detríticas proximales con *Ophiomorpha* (Küchler, 1983).

Paleontología sistemática

El total de especies identificadas es de 58 de las cuales 40 corresponden al Maastrichtiense, 9 al Daniense y otras 9 al Tanetiense. Se ha descubierto en el Tanetiense de Navarra el primer representante fósil de la familia Aeropsidae cuyos representantes actuales viven exclusivamente en zonas profundas. Los nuevos taxones descritos incluyen el género *Sphenaster* Jeffery y las especies *Camerogalerus cantabrus* Smith y Gallemí, *Adelopneustes ernsti* Smith y Gallemí, *Stegaster palaeocenicus* Smith y Gallemí, *Ovulaster reticulatus* Smith y Gallemí y *Sphenaster larumbensis* Jeffery.

Niveles de extinción

La extinción de los equínidos se ha estimado alrededor del 40% en ambientes de aguas someras aunque puede haber sido más intensa en ambientes más profundos. Los niveles de extinción son comparables a los de otras faunas europeas occidentales bien estudiadas como las de la cuenca de Dinamarca y las de la región del Limburg (Bélgica-Holanda). Entre finales del Cretácico y el Paleoceno, tuvo lugar un sorprendente cambio en la distribución geográfica de los taxones que, durante este tiempo, migraron tanto de la cuenca danesa hacia el sur como desde la región del Tethys hacia el norte.

Agradecimientos

El punto de partida de esta comunicación es la Acción Integrada Hispano-Británica HB95-26 concedida a los tres primeros firmantes de la misma. Asimismo, es una contribución al Proyecto de Investigación PB95-0505 de la D. G. E. S. (M. E. y C.).

Bibliografía

Amiot, M. 1982. El Cretácico Superior de la Región Navarro-Cántabra. 88-111. *In*: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense, Madrid.

García-Mondéjar, J. y Pujalte, V. 1982. El Cretácico Superior de la franja costera de Cantabria. 84-88. *In*: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense, Madrid.

Küchler, T. 1983. Beiträge zur litho- und biostratigraphischen Gliederung der echinidenreichen Oberkreide in der östlichen Barranca sudöstlich Irurzun (N-Spanien). Mit speziellen Untersuchungen des Campan in neuen Autobahn-aufschlüssen. Tesis de Diploma inédita, Freie Universität Berlin, 1-97.

Mathey, B. 1982. El Cretácico Superior del Arco Vasco. 111-136. *In*: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense, Madrid.

Plaziat, J. C., Toumarkine, M. & Villatte, J. 1975. L'age des calcaires pélagiques et néritiques de la base du Tertiaire (Danien, Paléocène), Bassin basco-cantabrique et béarnais (Espagne, France). Mise au point sur leurs faunes d'échinides. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **68**, 613-647.

Radig, F. 1973. Beiträge zur Kenntnis der höheren Oberkreide der Baskischen Depression (Nordspanien) und ihrer Echinozoen-Fauna. *Erlanger geologische Abhandlungen*, **94**, 1-68.

Wilmsen, M., Wiese, F. y Ernst, G. 1996. Facies development, events and sedimentary sequences in the Albian to Maastrichtian of the Santander depositional area, northern Spain. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, **77**, 337-367.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Datos preliminares sobre los Poríferos fósiles de Demués (Carbonífero de Asturias)

D. García-Bellido Capdevila
UEI-Depto. Paleontología (CSIC-UCM), Fac. de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040-Madrid

Los primeros fósiles de Esfinctozoos de la Península Ibérica (Barrois, 1882) se encontraron en rocas del Carbonífero de Asturias. Steinmann (1882) lleva a cabo el trabajo de descripción de los especímenes encontrados por Barrois, realizando el primer estudio paleontológico sistemático del grupo, dedicando un nuevo taxón (Género *Sebargasia*) a una localidad española. En el trabajo de Mallada (1891) se mencionan otras localidades con Esfinctozoos del Carbonífero. Pero hasta los años sesenta no se vuelve a trabajar con estos fósiles, apareciendo nuevas localidades y ampliándose su área de distribución (Van de Graaff, 1969 y Truyols *et al.*, 1975). Los afloramientos más óptimos para la recolección de esfinctozoos se encuentran en diferentes áreas de la Cordillera Cantábrica y el Macizo de Picos de Europa: Demués, Sebarga, Berodia y Coballes en Asturias; Vergaño, Piedrasluengas, Perapertú y Celada en Palencia; Minas de Mazarrasa en Cantabria, y Candemuela y Villafeliz en León.

Hemos realizado dos visitas a la localidad asturiana de Demués, con el apoyo de varios miembros del área de Paleontología de la Universidad de Oviedo, en las cuales se ha levantado la sucesión estratigráfica y se ha llevado a cabo el muestreo detallado de los fósiles en los primeros 40 metros de la sucesión (fig. 1). En niveles más altos no hemos encontrado restos de esfinctozoos. Esta sucesión, estudiada por Sánchez de Posada *et al.* (en prensa), está incluida dentro de la Unidad Picos de Europa, con una edad comprendida entre el Moscoviense terminal y el Kasimoviense medio.

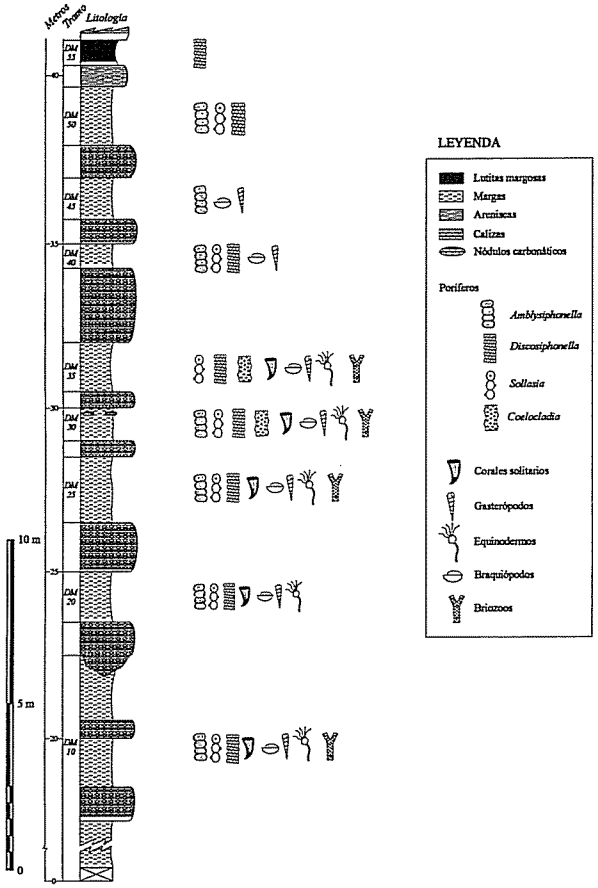


Figura 1. Columna estratigráfica de la base de la sucesión de Demués (Carbonífero, Asturias).

Este trabajo forma parte parte de la Tesis Doctoral "Los Poríferos del Paleozoico de la Península Ibérica", en la que estamos estudiando los afloramientos del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica, donde son localmente abundantes los fósiles de Esfinctozoos (Espongiarios con esqueleto segmentado calcificado).

Contenido macropaleontológico

En la sección de Demués hemos recogido, además de espongiarios, corales solitarios (e.g. *Cyathaxonia cornu*), braquiópodos (Espiriféridos), briozoos, gasterópodos, escafópodos, fragmentos de crinoides y equinoideos y algas Dasicladáceas.

El contenido en poríferos fósiles, de acuerdo con los criterios sistemáticos de Senowbari-Daryan (1990), es el siguiente:

Filo PORIFERA Grant, 1836
Clase DEMOSPONGEA Sollas, 1875
Subclase CERACTINOMORPHA Lévi, 1973
Orden PERMOSPHINCTA Termier & Termier, 1977a
Suborden PORATA Seilacher, 1962
Familia SEBERGASIIDAE Steinmann, 1882
Subfamilia SEBERGASIINAE Senowbari-Daryan, 1990
Género *Amblysiphonella* Steinmann, 1882
Amblysiphonella barroisi Steinmann, 1882
Subfamilia CYSTOTHALAMIINAE Girty, 1908a
Género *Discosiphonella* Inai, 1936 (pro *Cystauletes* KING, 1943)
Discosiphonella mammilosa (KING, 1943)
Suborden APORATA Seilacher, 1962
Familia THAUMASTOCOELIIDAE Ott, 1967
Género *Sollasia* Steinmann, 1882
Sollasia ostiolata Steinmann, 1882
Orden EPIPOLASIDA Sollas, 1888
Familia HELLIOSPONGIDAE Finks, 1960
Género *Coelocladia* Girty, 1908
Coelocladia spinosa Girty, 1908

El estudio cuantitativo de la asociación paleontológica encontrada (fig. 2) parece indicar, en los tramos margosos más bajos, un predominio de los Esfinctozoos frente al resto de los fósiles. Nótese, sin embargo, que los ejemplares de *Sollasia ostiolata* generalmente se hallan fragmentados, siendo mayoritarios los ejemplares con

dos o tres cámaras y excepcionales los ejemplares con cuatro o cinco cámaras. Pero a partir del tramo DM30 se produce un cambio significativo, disminuyendo los Esfinctozoos y aumentando notablemente el número de corales solitarios, gasterópodos y "otros" (en su mayoría algas Dasicladáceas).

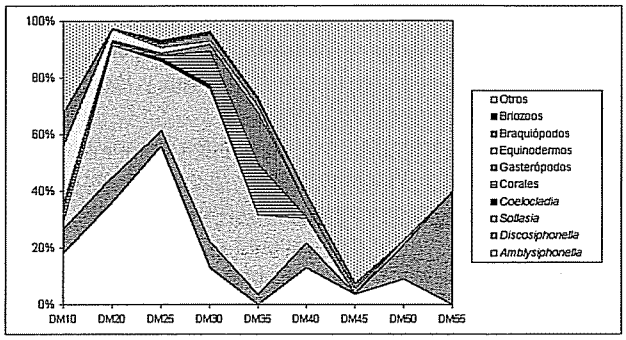


Figura 2. Diagrama de frecuencias relativas de los distintos taxones encontrados en la sucesión de Demués (Carbonífero, Asturias).

Contenido micropaleontológico

El estudio de las láminas delgadas realizadas nos ha permitido reconocer la presencia de esponjas indeterminadas, corales tabulados (Siringopóridos), fragmentos de trilobites, briozoos laminares y ramosos, foraminíferos (*Eolasiodiscus donbassicus* y *Triticites*?) y láminas algales de *Archaeolithophyllum* y del tipo *Aphralysia*, a menudo creciendo sobre los ejemplares de esfinctozoos.

Bibliografía

Barrois, C. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Memoires de la Sociéte Géologique du Normandie*, **2**, 1-630.

Mallada, L. 1891. Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 18, 1-253.

Sánchez de Posada, L.C.; Villa, E.; Martínez Chacón, M.L.; Rodríguez, M.R., Rodríguez, S. & Coquel, R. (En prensa). Contenido paleontológico y edad de la sucesión de Demués (Carbonífero, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo.*

Senowbari-Daryan, B. 1990. Die systematische Stellung der thalamiden Schwämme und ihre Bedeutung in der Erdgechichte. *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen, A,* **21**, 1-326.

Steinmann, G. 1882. Pharetronen-Studien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie,* **2**, 139-191.

Truyols, J.; Martínez Chacón, M.L. & Sánchez de Posada, L.C. 1982. Noticia sobre los Esfinctozoos del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica y su posición estratigráfica. *Coloquios de Paleontología,* **37**, 73-78.

Van de Graaff, W.J.E. 1969. Carboniferous sphinctozoa from the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen,* **42**, 239-257.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Eocrinoides del Cámbrico español y el origen del pedúnculo en Pelmatozoos

D. Gil Cid y P. Domínguez Alonso

Departamento y U.E.I. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (Universidad Complutense de Madrid) e Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.-U.C.M.), 28040 Madrid

En las asociaciones marinas del Paleozoico Inferior, los equinodermos ponen de manifiesto por medio de sus restos fosilizados uno de los grandes eventos de diversificacion (Sprinkle 1992, Sprinkle y Guensburg 1977). Durante el Cámbrico Inferior tuvo lugar una radiacion inicial de baja diversidad mientras que en el Cámbrico Medio se registra un incremento en la diversidad que dará paso gradualmente a la gran biodiversificacion ordovicica (Sepkoski, 1987). Dentro de los equinodermos haremos referencia en este trabajo, a la Clase Eocrinoidea Jaekel, 1918 y al registro del que actualmente hay evidencias en los sedimentos de edad Cámbrico (Inferior y Medio) en España.

Los Eocrinoides son un grupo parafilético de equinodermos del Paleozoico Inferior, que en un sentido filogenético podriamos considerarlos como grupo nodal de los pelmatozoos y, en cualquier caso, como grupo parafilético de Crinozoa y Blastozoa. El concepto de eocrinoide fue ideado por Jaekel en 1899 para agrupar y diferenciar unos fósiles considerados previamente por otros autores como cistoideos y que él, en cambio, los considera crinoides primitivos (del gr. eós aurora, figuradamente comienzo, crinoides primitivos), si bien el estatus formal de este grupo no fué establecido hasta 1918 cuando este mismo autor publica "*Phylogenie und System der Pelmatozoen*", una obra en la que establece las bases de la moderna sistemática de los pelmatozoos. Jaekel (1899) separa varios géneros previamente considerados cistoideos y los incluye entre los Cladocrinoidea Jaekel, 1894 (=Crinoidea Camerata); en su trabajo de 1918 los incluye entre los crinoidea como Subclase Eocrinoidea ("Unterklasse A. Eocrinoidea Jaekel, 1899."), aunque como observa Ubaghs (1967) el estatus formal debe ser establecido en 1918. Los eocrinoides son poco conocidos y la mayor parte de los problemas que plantea su caracterización como grupo son debidos al pequeño número de especies conocidas, las cuales son pobremente descritas por la conservación fragmentaria de los restos y el bajo número de ejemplares conocidos; adicionalmente hay que destacar la gran disparidad de formas y por lo tanto, de criterios taxonómicos a aplicar. Por lo cual no es de extrañar que hayan sido relativamente abundantes los comentarios y opiniones de varios autores en el sentido de considerarlos un conjunto artificial o polifilético de pelmatozoos primitivos; por otro lado este es quizá el criterio diagnostico más adecuado, su primitivismo.

J.Sprinkle (1992, p. 379) ofrece un cuadro sintético en el que se incluyen los géneros de equinodermos citados para el Cámbrico Inferior y Medio; respecto a los eocrinoides, este autor cita en ese esquema *Cymbionites* y *Peridionites* para el Cámbrico Inferior; *Gogia* para el Cámbrico Inferior- Medio y *Akadocrinus, Acanthocystites*, *Luhocrinus, Eustypocystis* y *Eocystites* para el Cámbrico Medio;estas formas corresponden a localidades de Norte América, Europa y Australia. Por otra parte, se han citado eocrinoides en Inglaterra (Donovan y Paul, 1982) y en Rusia (Rozhnov *et al.*, 1992).

Para el Cámbrico Inferior de España hemos de referirnos a Ubaghs y Vizcaino (1991) que publican la presencia de *Gogia (Alanisicystis) andalusiae* para las capas de Alanis (Sevilla). En esta especie el pedúnculo se presenta como un adelgazamiento aboral de la teca y en su extremo distal está presente un disco de fijacion al sustrato. Morfológicamente el pedunculo de *Gogia* (*Alanisicystis*) presenta caracteres primitivos con un transición abrupta del caliz al holdfast; éste es corto y distalmente inflado, compuesto por numerosas y pequeñas placas ornamentadas (Ubaghs y Vizcaino, 1991, pag. 250).

En los sedimentos del Cámbrico Medio se han citado placas aisladas y elementos desarticulados de *Eocystites* (Gil y Dominguez, 1998); una nueva especie de *Gogia* procedente de Murero (Gil y Domínguez, en prensa) y recientemente se ha incorporado al registro un nuevo género de Eocrinoide. Este último, encontrado en el Cámbrico Medio de Los Barrios de Luna (León), muestra una infrecuente buena conservacion, lo que ha hecho posible acceder a una reconstrucción casi completa del ejemplar, desde los brazos hasta el órgano de fijación (hold-fast); la moderada desarticulacion del resto fosilizado permite constatar la práctica conexión anatómica de las partes de este eocrinoide; asi pues se puede observar una continuidad estructural en las braquiolas, caliz, pedúnculo y órgano de fijación.

Los fósiles conocidos de eocrinoides del Cámbrico Inferior proceden todos de las "Capas de *Saukianda*", en el área de Alanís (Sevilla) y los del Cámbrico Medio del área de Zafra (Extremadura), Murero (Zaragoza) y Barrios de Luna (León). Respecto a las formas del Cámbrico Superior, los materiales españoles de esta edad han sido muy poco estudiados. Destaca el área de la Sierra de la Demanda (Josopait y Schmitz, 1971). En esta zona se han descrito los únicos restos conocidos de pelmatozoos (placas columnares aisladas) del Cámbrico Superior Iberico (*Oryctoconus lobatus* Colchen y Ubaghs, 1969).

El pedúnculo de los primeros Eocrinoides

Los eocrinoides pedunculados son relativamente poco frecuentes en el Cámbrico Médio, si bien su número aumenta en el Cámbrico Superior y Ordovícico (Sprinkle, 1992). El origen del pedúnculo lo encontramos en los eocrinoides del Cámbrico Inferior como un adelgazamiento de la porción aboral de la teca que penetraba par-

cialmente en el sustrato, tal es el caso de *Kinzericystis* y de *Lepidocystis*, con tegumentos pedunculares flexibles en los que unos osículos en forma de escama que se imbrican. En ambos géneros encontramos una estructura distal de anclaje de forma discoidal poco diferenciada. En *Gogia (Alanisicystis) andalusiae* Ubaghs y Vizcaino, 1991 encontramos un adelgazamiento importante de la base de la teca con auténticos discos de fijación; este tipo de pedúnculo está formado por un tegumento en el que se disponen, dispersos, osículos esferoidales heterométricos. En cualquier caso, todos los eocrinoides descritos para el Cámbrico Inferior son pedunculados y debemos esperar al Cámbrico Medio para encontrar formas apedunculadas. Podemos pues admitir que la condición primitiva en los eocrinoides era la prolongación de la teca y la ausencia de esta estructura es un caracter apomórfico.

Respecto a los Eocrinoides del Cámbrico Medio, encontramos formas apedunculadas sin estructuras de fijación, tal y como es el caso de *Lichenoides* (Ubaghs, 1953 y 1967), *Peridionites* y *Cymbionites* (Whitehause, 1941; Ubaghs, 1967; Smith, 1982, Sprinkle, 1992). Un segundo grupo lo forman Eocrinoides sin pedúnculo pero con estructuras tecales de fijación como *Marjumicystis* (Ubaghs y Robison, 1985; Sprinkle, 1992; Daley, 1995). Finalmente un tercer grupo lo constituyen formas pedunculadas, si bien debemos distinguir dos tipos de pedúnculo bien definidos; el más primitivo es equivalente al ya comentado anteriormente para *Gogia (Alanisicystis) andalusiae* y lo podemos encontrar en diversas especies de *Gogia* (v. g. *Gogia ojeani* y *Gogia gondi;* Ubaghs, 1987) y posiblemente sería tambien el de *Acanthocystites*. Lamentablemente los ejemplares conocidos carecen de la base de la teca y del pedúnculo, si bien en opinión de Jaekel *Lapillocystites fragilis* Barrande, 1887 puede ser un anclaje bulboso de *Acanthocystites* (Ubaghs, 1967). El segúndo tipo de pedúnculo que encontramos en eocrinoides del Cámbrico Medio es holomérico, con osículos columnares bien definidos, como el que presenta *Acanthocystites, Akadocrinus, Luhocrinus, Eustipocystis* y el nuevo eocrinoide de León.; así mismo lo presentarían los eocrinoides de Bornholm (Berg Madsen 1986) y Zafra (Gil y Domínguez, 1998). Los osículos columnares de Zafra han sido atribuidos a *Eocystites*, ya que las únicas placas tecales encontradas se corresponden con este género (Bather, 1918). Las tres especies de *Akadocrinus* (*A. jani* Prokop, 1962, *A. nuntius* Prokop, 1962 y *A. kniezi* Fatka) presentan un pedúnculo con un gran lumen, las placas columnares son anulares y de poca altura; aparentemente presentan una tenue crenulación visible desde el exterior (Ubaghs, 1967) pero que no hemos podido observar ni en *A. nuntius* ni en *A. jani*. Smith (1988), basandose en la redescripción de *Acanthocystites briareus* Barrande, 1887 basada en el hallazgo de nuevo material de *Acanthocystites* que hicieron Fatka y Kordule (1984) considera *Akadocrinus* como "Synonyme le plus recent" de *Acanthocystites*. En nuestra opinión, basada en el estudio del material tipo de las especies de *Akadocrinus* y de *Acanthocystites* así como en la descripción y figuras de Fatka y Kordule (1984), esta sinonímia no esta justificada.

Los osículos columnares de poca altura, gran diámetro y gran lumen son típicos del Cámbrico Medio, en estas formas las proporciones de los osículos columnares suelen mantenerse a lo largo de toda su longitud; mientras que en las formas ordovícicas los osículos presentan una altura relativa mayor con un canal axial o lumen pequeño, al menos en las porciones medias y distales del pedúnculo (Berg-Madsen, 1985). Osículos de este tipo han sido descritos por Berg-Madsen (1985); Gil Cid y Domínguez Alonso (1998), y han sido estudiados por uno de los autores en material procedente del Cámbrico Medio de la Columbia Británica (Canada) (Colecciones antiguas de la Col. Springer, Smithsonian Institution) y es el que presenta el nuevo eocrinoide de León. En cualquier caso, los osículos pedunculares holoméricos aparecieron en diversas ocasiones entre los pelmatozoos (v. g. en Blastoidea-Paracrinoidea, en Crinozoa y en Diploporita-Eocrinoides planos-Dichoporita).

Akadocrinus jani Prokop, 1962 es la especie descrita más antigua (parte alta del Piso de *Paradoxides paradoxissimus*, s. Berg-Madsen, 1985) y presenta un gran lumen con columnares holoméricas en forma de cuña. *Luhocrinus monicae* Prokop y Fatka, 1985 posee un pedúnculo largo que se adelgaza distalmente, con un gran lumen y columnares anulares. *Eustipocystis minor* Sprinkle, 1972, tiene columnares discoidales, aparentemente sin crenulación (Sprinkle, 1972; Berg-Madsen, 1985; observación personal (P. D. A.) sobre el holotipo). Finalmente Berg-Madsen (1985) ha descrito, para la parte media del Cámbrico Medio de Bornholm, Dinamarca, dos series de osículos pedunculares holoméricos correspondientes, al menos a dos especies de Eocrinoideos. Uno de estos grupos corresponde a un tipo avanzado de osículos con facetas articulares crenuladas y *latera* con nódulos o espinas que muestran cierta similitud con las que se encuentran en el Eocrinoide del Cámbrico superior *Trachelocrinus resseri* Ulrich, 1929. El otro tipo de osículos corresponde a formas discoidales, moliniformes, de poca altura y canal axial estrecho. Ambos tipos de osículos representaron hasta el presente trabajo los restos de columnares atribuidas a eocrinoides más antiguos conocidos (parte baja de la Piso de *Paradoxides paradoxissimus,* s. Berg- Madsen, 1985).

Los Eocrinoides pedunculados son relativamente escasos en el Cámbrico si bien hay un cierto incremento en el Cámbrico superior y en el Ordovicico (Sprinkle, 1992). Esta estructura penetra moderademente en el sustrato (como en *Kinzericystis* y *Lepidocystis)* por medio de tegumentos aborales flexibles en los que vemos osículos en forma de escamas que se imbrican y representa, en cierta manera, un esbozo de pedúnculo. El pedúnculo en las formas más primitivas de Pelmatozoos es un simple tubo o extensión de la teca en el que se disponen pequeños osículos esferoidales. A partir de este tipo inicial de pedúnculo, los diferentes grupos han desarrollado independientemente

otros con una disposición geométrica más regular. En el caso de *Gogia* encontramos una gran variedad estructural en las estructuras aborales de fijación. Así, *Gogia guntheri* presenta una estructura aboral bulbosa, posiblemente apomórfica; *Gogia prolifica* presenta un pedúnculo que no es más que un adelgadamiento aboral de la teca. y *Gogia kitchnerensis* presenta un pedúnculo bien diferenciado de la teca formado por osículos esferoidales. Si bien todas las formas de Eocrinoides del Cámbrico Inferior son pedunculadas, o al menos presentas divesas estructuras de fijación al sustrato, en el Cámbrico Medio aparecen citadas una gran variedad de formas de fijación al sustrato e incluso formas apedunculadas que no presentan organos de fijación como *Lichenoides*, *Peridionites y Cymbionites* (Whitehouse, 1941; Ubaghs, 1967; Smith, 1982; Sprinkle, 1992), o bien formas sin pedunculo pero con estructutas adhesivas de fijación (*Marjumicystis*; Ubaghs y Robison, 1985; Sprinkle, 1992; Daley, 1995). En algunos eocrinoides del Cámbrico Medio aparece un pedúnculo holomerico, largo, homeomorfo y con fijación distal; los elementos columnares presentan sección circular, lumen estrecho y sin crenulaciones articulares.

Bibliografía

Bather, F. A. 1918. *Eocystis*, 1. *Eocystites primaevus* Hart. Geological Magazine vol. V, pag. 49-57.

Barrande J. 1887. *Système silurien du centre de la Bohème*. 1e partie: Recherches Paléontologiques. V 7. Classe des Echinodermes. Ordre des Cytidées. Ed. Rivnac. Leipzig y Praga.I-VII+1-233.

Berg-Madsen, V. 1985. The Middle Cambrian of Bornholm, Denmark: a revision of the lower alum shale and associated anthraconites. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 107: 357-376.

Berg-Madsen, V. 1986. Middle Cambrian cystoid (sensu lato) stem columnals from Bornholm, Denmark. *Lethaia*, 19(1): 67-80.

Colchen, M. y Ubaghs, G. 1969. Sur des restes d'echinodermes du cambro-ordovicien de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logrono, Espagne). Translated title: Echinoderms in the Cambro-Ordovician of the Sierra de la Demanda, Burgos-Logrono, Spain]. Soc Geol: Fr., C. RNo. 6,.

Daley, P. 1995. Anatomy, locomotion and ontogeny of the solute *Castericystis vali* from the Middle Cambrian of Utah. *Geobios*, 28 (5): 585-615.

Donovan, S. K. y Paul, C.R.C. 1982. Lower cambrian echinoderm plates from comley, Shropshire, England. Geological Magazine, 119:611-614.

Fatka, O. y Kordule, V. 1984. *Acanthocystites* Barrande, 1887 (Eocrinoidea) from the Jince Formation (Middle Cambrian) of the Barrandian area. *Vestnik Ústředniho Ústavu Geologickeho* (= Bulletin of the Geological Survey, Prague), 59: 299-302.

Gil Cid, M. D. y Domínguez, P. 1998. "Carpoidea" and Pelmatozoa from de Middle Cambrian of Zafra (SW Spain). *In:* R. Mooi y M. Telford (Eds.), *Echinoderms: San Francisco*. 93-98.

Gil Cid, M. D. y Domínguez, P. Diversidad de equinodermos y carpoideos en el Cámbrico Inferior y Medio de la Península Ibérica. COL-PA (en prensa).

Jaekel, O. 1899. *Stammesgeschichte der Pelmatozoen. I. Thecoidea und Cystoidea*. Springer. Berlín. 1-18.

Jaekel, O 1918. Phylogenie und System der Pelmatozoen. *Palaeont. Z.*, 3: 1-128.

Josopait, V. y Schmitz, U. (1971): Beitrag zur Stratigraphie im Unter- und Mittelkambrium der Sierra de la Demanda (NE-Spanien). Münster. Forsch. Geol. Paläont., 19: 85-99.

Prokop, R. y Fatka, O. 1985. *Luhocrinus monicae* gen. et sp. n. (Eocrinoidea) from the Middle Cambrian of Bohemia. Vestnik Ustredniho Ustavu Geologickeho = Bulletin of the Geological Survey, Prague 60(4): 231-234.

Rozhnov, S. V., Fedorov, A.B. y Sayutina, T.A. 1992. Lower Cambrian Echinodermata on the USSR territory. Paleontological Journal, 1992. 53-66.

Sepkoski, J. J. Jr. 1987. Environmental trends in extinction during the Phanerozoic. Science 235: 64-66

Smith, A. B. 1982. The affinities of the Middle Cambrian Haplozoa (Echinodermata). Alcheringa 6(1-2): 93-101.

Smith, A.B. 1988. Patterns of diversification and extintion in early palaeozoc echinoderms. Palaeontology 31:799-828

Sprinkle, J. 1973. *Morphology and evolution of blastozoan echinoderms*. Special publication. The Museum of Comparative Zoology. Harvard University. Cambridge, Mass. 1-284.

Sprinkle, J. 1992. Radiation of Echinodermata. *In*: J. H. Lipps and P. W. Signor (Edts.), *Radiation of echinodermata. Origin and early evolution of the metazoa. Topics in Geobiology,* 10. Plenum Press. Nueva York. 375-398.

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

Ubaghs, G. 1953. Notes sur Lichenoides priscus Barrande, Eocrinoïde du camcrien Moyen de la Tchécoslovaquie. Inst. Royal Sci. Nat. Belgique, Bull. 29(34):1-24.

Ubaghs, G. 1967. Eocrinoidea.- In: Moore, R.C. (Ed.). *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part S. Echinodermata* 1(2): S455-S495, fig. 292-324, Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas Press, Kansas.

Ubaghs, G. 1987. Echinodermes nouveaux du Cambrien moyen de la MontagneNoire (France). *Annales de Paléontologie* (1982), 73(1): 127.

Ubaghs, G. y Robison, R.A. 1988. Homalozoan echinoderms of the Wheeler Formation (Middle Cambrian) of western Utah. *University of Kansas Paleontological Contributions, Paper,* 120, 17.

Ubaghs, G. y Vizcaino, D. 1991. A New Eocrinoid from the Lower Cambrian of Spain. *Palaeontology*, 33(1): 249-256.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Algunos ejemplos inusuales de nematulario en graptolitos silúricos del noreste de España

J.C. Gutiérrez-Marco
Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid. E-mail: jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es

Introducción

Durante los periodos Ordovícico y Silúrico, muchos graptolitos de rabdosoma biserial ascendente desarrollaron estructuras fusiformes a ovaladas, en la prolongación distal del nema o vírgula, que se interpretaron tradicionalmente como vesículas relacionadas con la flotabilidad pasiva de estas colonias planctónicas. Más tarde, los trabajos de Bulman (1947, 1964), Jones & Rickards (1967), Urbanek *et al.* (1982) y Mitchell & Carle (1986) demostraron, a partir de material aislado químicamente de la matriz, que los aparatos virgulares (nematularios o virgularios) de varias formas representativas de los géneros *Cystograptus* y *Pseudoclimacograptus,* se componían en realidad de dos o tres láminas unidas longitudinalmente por uno de sus bordes. La función de estas "aletas" (= *vanes* en inglés) sería incrementar la fricción y retardar el hundimiento del rabdosoma, manteniéndolo en la profundidad de vida de cada especie (Mitchell & Carle 1986), así como estabilizar e incluso favorecer la rotación del rabdosoma sobre su eje, con el fin de optimizar la explotación nutricional de la columna de agua (Rigby & Rickards 1989).

Sin embargo, en algunos graptolitos ordovícicos se han descubierto estructuras nemales que sí parecen relacionadas con la flotabilidad directa de la colonia, tanto en la forma de pequeñas vesículas esféricas (Finney & Jacobson 1985), como de un raro tipo de nematulario vesicular (Bjerreskov 1987), que encerraría un tejido vacuolar relleno de glóbulos grasos o inclusiones gaseosas. La función del virgelario de los linograptinos del Silúrico superior también parece haber estado relacionada, de una forma u otra, con el soporte de una de tales vejigas (Urbanek 1997). Las mismas estarían presentes, en idéntica posición proximal, en diversos climacograptinos del Ordovícico Superior, por ejemplo en *Euclimacograptus wilsoni* (Lapworth) (Bulman 1964, Williams 1994).

Pese a todo, Kirk (1994) mantiene una interpretación diferente para los nematularios de los graptoloideos biseriales, en el sentido de considerarlos como estructuras de anclaje al sedimento, manteniendo el rabdosoma una orientación reversa (sícula hacia arriba), además de ser un órgano recubierto por un manto ciliado que induciría un flujo eferente en torno a la colonia.

El interés creciente del estudio de las estructuras nemales o virgulares de los graptolitos planctónicos, no está relacionado solamente con factores de tipo paleoecológico, sino que tiene mucho que ver con el modo de secreción del rabdosoma en los graptoloideos (Urbanek *et al.* 1982, Mitchell & Carle 1986, Dilly 1993, Rigby 1993, Urbanek 1994, Mitchell 1995, Rickards 1996, etc.). En este sentido, los nematularios con "aletas" están formados por una sola lámina de tejido fuselar, engrosada en sus bordes externos, sin trazas de tejido cortical superpuesto ni evidencias de una vírgula en el centro del nematulario (Urbanek *et al.* 1982). Ello permite considerar un modo de secreción *interna*, a partir de un lumen central, para cuya construcción no se requiere la intervención de los zooides tecales (Mitchell & Carle 1986, Mitchell 1995).

Las estructuras nemales de los graptolitos ibéricos no han sido objeto de estudios específicos, salvo en el caso de *Araneograptus murrayi* (Hall), una forma primitiva del Ordovícico Inferior de Huelva (Aceñolaza *et al.* 1996), y de las asociaciones llamadas sinrabdosomas, con notables ejemplos del Silúrico de León (Gutiérrez-Marco & Lenz 1998).

Las primeras ilustraciones esquemáticas de nematularios en graptolitos españoles, figuran en la obra póstuma de Hernández Sampelayo (1960: lám. 11, fig. g, i; lám. 19, fig. 1-2, 4-6, 8, 13; lám. 22, fig. 3, etc.): en su mayoría corresponden a diplográptidos del Llandovery de localidades centroibéricas, irreconocibles desde un punto de vista taxonómico.

Otros nematularios de graptolitos españoles han sido ilustrados para *Parapetalolithus schaueri* Loydell, del Llandovery de Las Villuercas, Cáceres (Rodríguez Núñez *et al.* 1989, lám. 1, fig. 8); *Parapetalolithus meridionalis* (Legrand), del Llandovery de Guadalajara y Ciudad Real (Gutiérrez-Marco & Storch 1998, fig. 9p; Storch 1998b, fig. 3.1, 3.3, 3.10) y *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), este último a través de ejemplares procedentes del Llandovery de la Zona de Ossa Morena (Jaeger & Robardet 1979, lám. 2, fig. 17), Zona Asturoccidental-leonesa (Gutiérrez-Marco & Robardet 1991, fig. 2n) y Cadenas Costeras Catalanas (Ibáñez & Rey 1985, foto 1).

En la presente nota se dan a conocer ejemplos singulares de estructuras nemales, registradas en graptolitos del Llandovery de la Rama Castellana del Sistema Ibérico y de las Cadenas Costeras Catalanas (Fig. 1).

Nematulario de *Parapetalolithus* cf. *hispanicus*

El primer caso estudiado consiste en un rabdosoma adulto de *Parapetalolithus* cf. *hispanicus* (Haberfelner), procedente de un yacimiento indeterminado del Telychiense (Llandovery) enclavado en la Sierra de Albarracín (Teruel). La muestra original (Fig. 1a) se conserva en el *Urretxuko Mineral eta Fosilen Museoa* (Museo de Minerales y Fósiles de Urretxu, enclavado en la Casa de Cultura de esta localidad Guipuzcoana), y nos fue transmitida para estudio por D. Francisco Javier Aguado Goñi,

responsable del mismo. Aunque en un principio pensamos que pudiera tratarse de un caso patológico de una colonia con doble nematulario, una observación más detallada permite interpretar la estructura como el resultado del desgajamiento y separación distal de las dos "aletas" que componen un mismo y único nematulario. Éste presenta en su base dos pequeñas constricciones (una en el punto de separación de las tecas y otra un poco más arriba), que se corresponden con sendas áreas de torsión en espiral de las dos láminas del nematulario tal y como ocurre, de modo característico, en muchas especies de *Parapetalolithus* (Hundt 1965, Müller & Schauer 1969, Hutt 1974, entre otros trabajos). No obstante, las dimensiones alcanzadas por la parte distal del nematulario resultan muy singulares en este ejemplar, un hecho que probablemente responde a la supresión patológica de su tercer y sucesivos puntos de torsión durante la astogenia.

La longitud del nematulario del ejemplar examinado es aproximadamente 34 mm, por lo que supera ligeramente en longitud a la parte biserial del rabdosoma (27 mm), la cual comprende 26 pares de tecas (Fig. 1a). La anchura máxima individual de las láminas distales del nematulario es 1.9 mm, y en su seno se distinguen pequeñas irregularidades, a modo de un "armazón" más claro que delimita espacios cuadrangulares más oscuros. No obstante, este último carácter parece ser de índole tafonómica, y se observa con cierta frecuencia en graptolitos de otros yacimientos, presentándose a veces muy acentuado (comparar, por ejemplo, con la conservación del material tipo de "*Monograptus pauperrimus*" en Romariz 1962, lám. 11, fig. 1-4).

El desgajamiento de las dos "aletas" o láminas del nematulario es, igualmente, de origen tafonómico, y se debió probablemente al carácter levemente espiralado de las mismas, combinado con la orientación particular del rabdosoma previa a la compactación diagenética gravitacional. En el punto de unión de ambas láminas no se aprecia vírgula o refuerzo peridérmico alguno, lo que concuerda con los trabajos previos (Urbanek *et al.* 1982) en el sentido de que el nematulario *reemplaza* a la vírgula, y no es una estructura estrictamente derivada a partir de ella.

En la literatura paleontológica, nos cabe citar otros dos casos de desgajamiento del nematulario, comparables hasta cierto punto con el observado: uno en la estructura de dos (?) "aletas" del holotipo de *Parapetalolithus palmeus* (Barrande), reilustrado por Boucek & Pribyl (1941, lám. 1, fig. 2), y el segundo en un nematulario de tres "aletas" de *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), figurado por Jones & Rickards (1967, Fig. 8d).

Nematulario de *Parapetalolithus palmeus*

El siguiente ejemplar español (Fig. 1b) corresponde a la especie *Parapetalolithus palmeus* (Barrande), y procede de la Biozona de *Rastrites linnaei* (Telychiense inferior) de la sección de Checa (Guadalajara). En este yacimiento, revisado en detalle por Gutiérrez-Marco y Storch (1998), ha podido caracterizarse una Sub-biozona de *Parapetalolithus palmeus*, donde la especie nominal domina en forma apreciable. Son comunes las colonias adultas orientadas por corrientes, muchas de las cuales poseen largos y estrechos nematularios, cuya longitud supera en vez o vez y media a la de sus rabdosomas biseriales respectivos (Gutiérrez-Marco & Storch 1998, fig. 4). También se encuentran nematularios aislados de mayor anchura, semejantes al hallado en conexión con un rabdosoma típico de *Parapetalolithus palmeus*, y que es el que resaltamos en la presente nota. El ejemplar en cuestión (Fig. 1b) es una colonia adulta juvenil, con aproximadamente 20 pares de tecas, que mide en total 66 mm de longitud. De ella, 44.5 mm corresponden a un nematulario de perfil lanceolado y 2.64 mm de anchura máxima. El carácter más sobresaliente es la presencia de, al menos, dos láminas o "aletas" de desigual anchura y bordes externos de apariencia alabeada, que pudieron haber formado entre sí un ángulo desconocido, previo a la compactación. En este sentido, el modo de conservación de la "aleta" izquierda es muy semejante a la que presenta la "aleta" paracentral en los nematularios de "tres aletas" (ver, por ejemplo, Bulman 1947 o Jones & Rickards 1967, fig. 8c). Ello deja abierta la posibilidad de que el nematulario del ejemplar ibérico sea también de este tipo, con una tercera "aleta" a 120° de las anteriores, que debió quedar oblicuamente enterrada en el sedimento y oculta bajo las dos láminas actualmente visibles.

Las repercusiones inmediatas del hecho son varias. Primera, porque hasta ahora se consideraba que los nematularios asignados al tipo "vincular" (*sensu* Müller & Schauer 1969) de casi todos los petalográptidos, respondían al modelo de una o dos "aletas" unidas a 180°, bien fueran éstas simples o bien "aboudinadas", por procesos de torsión solidaria a intervalos de cierta regularidad (Hundt 1937, 1942, 1950, 1957, 1965; Jones & Rickards 1967, Müller & Schauer 1969, Schauer 1971, Hutt 1974, entre otros): la única excepción conocida era *Parapetalolithus meridionalis* (Legrand), en el cual la estructura parece ser de tres aletas (Storch 1998b), pero se iniciaría de modo "demi-intrarhabdomal" (*sensu* Hundt 1965). En segundo lugar, porque de acuerdo con los estudios anteriores, el nematulario de *Parapetalolithus palmeus* pertenecería al subtipo "vincular contorsionado", del que se han ilustrado notables ejemplos en la especie (Müller & Schauer 1969, fig. 3, 4a, 6e-f, 9b, 10d, 10g, 12a), en tanto que los ejemplares de *P. palmeus* del yacimiento de Checa, o bien no muestran signos de torsión en su nematulario (Gutiérrez-Marco & Storch 1998, fig. 4), o bien incluso puede que correspondan a una estructura de tres "aletas", asignada al "tipo bullar" de Müller & Schauer (1969). En este sentido, los nematularios más frecuentes de *P. palmeus*, en el yacimiento de Checa, son formas muy alargadas y estrechas (normalmente estructuras de contorno subparalelo y de 0.98-1.1 mm de anchura máxima), cuya longitud supera entre 1.36 y 1.8

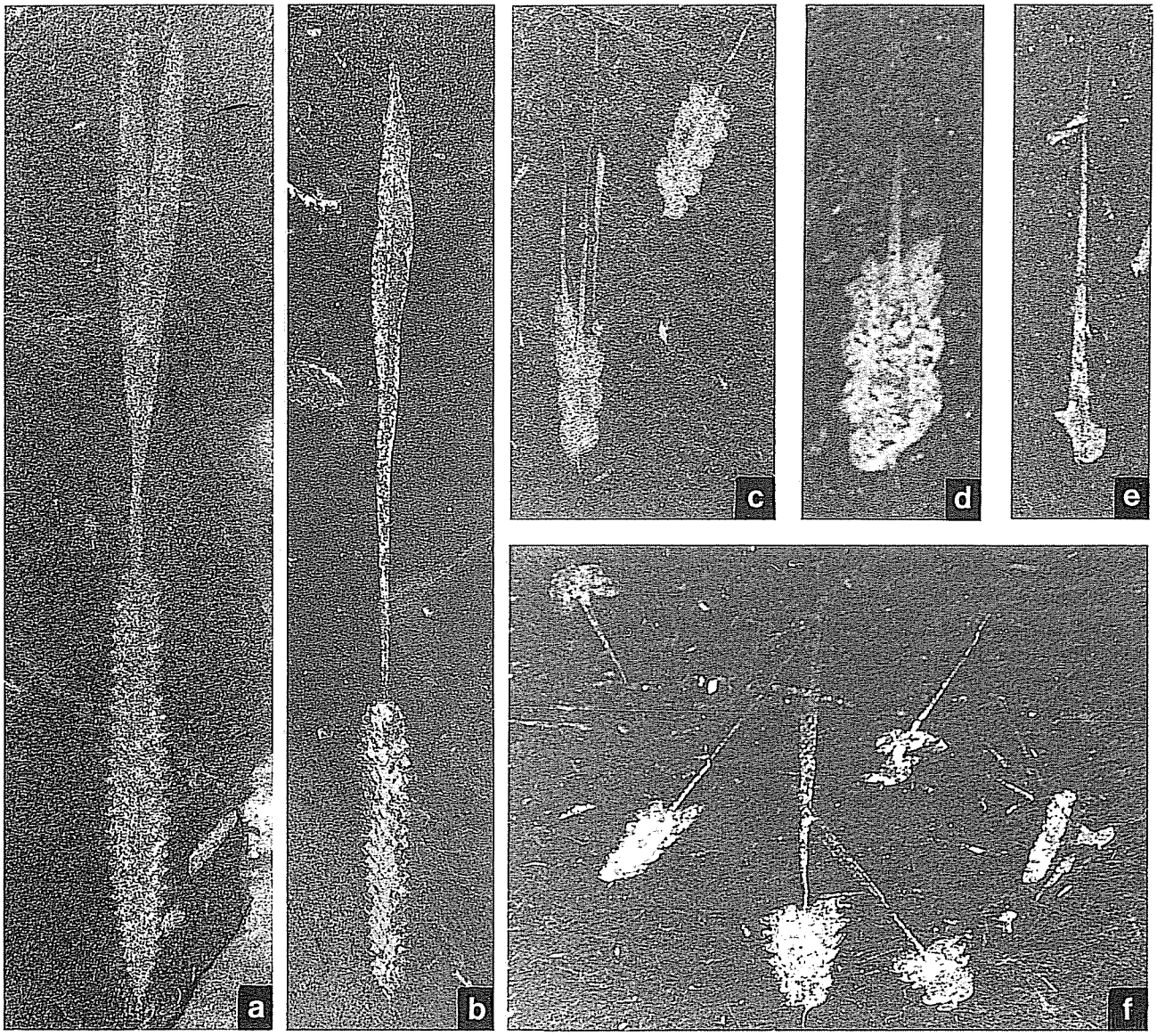


Figura 1. a, *Parapetalolithus* cf. *hispanicus* (Haberfelner, 1931): colonia con un largo nematulario de dos láminas o "aletas", contorsionado en su inicio y desgajado distalmente. Telychiense, Sierra de Albarracín (Teruel), x 2,2.- b, *Parapetalolithus palmeus* (Barrande, 1850): ejemplar con un nematulario de gran talla, posiblemente de tres "aletas". Telychiense, Checa (Guadalajara), MGM-835-S (x 2,1).- c-f, *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson, 1868): estados iniciales de la astogenia y del crecimiento del nematulario. Rhuddaniense, Aiguafreda (Barcelona); c, MGM-836-S (x 3); d, MGM-837-S (x 5,5); e, MGM-838-S (x 4,4); f, MGM-839-S (x 2,3). Todos los ejemplares están depositados en el Museo Geominero (Madrid), a excepción del 1a, que pertenece a la colección del Museo de Minerales y Fósiles de Urretxu (Guipúzcoa).

veces a la de las estipes, alcanzando los 45 mm. Pero también hay raras formas mazudas mucho más robustas (15 mm de longitud y 2.8 mm de anchura, la mitad de largas que las estipes), que se añaden al morfotipo aquí descrito (Fig. 1b), cuyo aspecto recuerda al nematulario del holotipo de *Cystograptus penna* (Hopkinson), reilustrado por Elles & Wood (1907, lám. 28, fig. 9a).

Tanto en *P. palmeus* como en *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), se ha constatado que los nematularios presentan un amplio rango de variación morfológica intraespecífica, pero sin ser nunca tan elevado como el del material ibérico de *P. palmeus*. En otros diplográptidos del Ordovícico, donde la propia presencia y la variabilidad morfológica y dimensional de estructuras problemáticas comparables llega a ser enorme, se considera incluso que la función de las mismas pudiera no estar relacionada con la flotabilidad del rabdosoma, sino tal vez con aspectos de la reproducción (Williams 1994: *Euclimacograptus wilsoni*). No obstante y en nuestra opinión, tal vez el nematulario sea un órgano cuya plasticidad morfológica dependa de las circunstancias paleoecológicas que afecten a diferentes poblaciones de una misma especie. En este sentido, el biotopo epipelágico del Silúrico de la Cordillera Ibérica presenta diferencias con su coetáneo en Centroeuropa, donde las poblaciones de *P. palmeus* habitaban ambientes más tranquilos y distales que en las áreas epicratónicas perigondwánicas (Gutiérrez-Marco & Storch 1998, Storch 1998a), y tienen nematularios contorsionados.

Nematulario de *Cystograptus vesiculosus*

El nematulario de este graptolito se conoce con bastante detalle, no en vano Hundt (1942) erigió el género asumiendo que poseía una vesícula distal rellena de gas. Los estudios de Jones & Rickards (1967) y de Urbanek *et al.* (1982) han mostrado que el nematulario corresponde al "tipo bullar" (*sensu* Müller & Schauer 1969) de tres "aletas" y, considerando su inicio astogenético, también al tipo "*intrarhabdomal*" de Hundt (1965). Urbanek *et al.* (1982) demostraron, para esta especie, que el nematulario es una estructura homóloga y sustituta de la vírgula, cuyo inicio tiene lugar a partir de una banda membranosa que solapa la parte apical de la prosícula, sin ninguna evidencia de un nema o vírgula normal que preceda a la expansión precoz del nematulario.

Cystograptus vesiculosus ha sido reconocido en diversos yacimientos españoles del Rhuddaniense donde, como ya se ha indicado, ha sido ilustrado en la Zona de Ossa Morena (Jaeger & Robardet 1979), Zona Asturoccidental-leonesa (Gutiérrez-Marco & Robardet 1991) y Cadenas Costeras Catalanas (Ibáñez & Rey 1985). En todos estos casos, los ejemplares presentan vestigios de la porción intrarabdosomal del nematulario, aunque en los respectivos yacimientos es frecuente encontrar ejemplares con nematularios de gran tamaño que se proyectan mucho más allá del extremo distal de las estipes.

En el yacimiento de la Riera del Avencó (Aiguafreda, Barcelona), descrito y localizado en detalle por Ibáñez & Rey (1985, fig. 1), *C. vesiculosus* abunda en su biozona homónima y en la de *Coronograptus cyphus* del Rhuddaniense, donde sus estadios juveniles de desarrollo se reconocen fácilmente por la larga sícula característica del género (Fig. 1e), incluso en los ejemlares que acusan mayor grado de deformación tectónica.

Entre el material examinado se hallan algunas muestras interesantes que plantean nuevos enigmas acerca de la secreción del nematulario en el género *Cystograptus*. Urbanek *et al.* (1982) confirmaron que *C. vesiculosus* carece de nema, sustituido por un pequeño proceso lanceolado en las sículas jóvenes, y que su nematulario solapa la porción apical de la sícula. En el material español, el nematulario parece iniciarse rodeando la sícula a nivel de la base de segundo par de tecas (Fig. 1d; anchura en este punto, 0.88 mm), pero en colonias a partir de 5 pares tecales se observa, además, que la sícula se prolonga previamente en una estructura central (Fig. 1f), en torno a los 0.95 mm de anchura para un ejemplar con 7 pares de tecas. Esta coalesce luego con las bandas membranosas desarrolladas lateralmente a la sícula y en la porción dorsal de cada una de las estipes, integrándose en un nematulario único con tres "aletas", intra- y extrarabdosomal, a medida que avanza la astogenia. En los rabdosomas adultos de *C. vesiculosus* del yacimiento de Aiguafreda, el desarrollo del nematulario varía dentro de amplios límites, superando entre 1.45 y 1.8 veces la longitud de las estipes y con perfiles que oscilan entre infundibuliformes a mazudos distalmente. Las dimensiones de los nematularios en estas colonias adultas alcanzan los 66 mm de longitud y 4.9 mm de anchura (1.0-1.29 mm en la porción intratecal).

Otro caso extraordinario lo proporciona un ejemplar, presumiblemente patológico, de una joven colonia muy deformada, con 4 pares tecales (Fig. 1c). De su sícula surge un filamento parecido al nema (longitud 14.8 mm, anchura 0.23 mm -proximal- a 0.12 mm -distal-), que tiene características idénticas a otro filamento que parte de la estipe 1 (longitud 13.3 mm, anchura 0.25 mm -proximal-), y con el que diverge ligeramente. De la estipe opuesta (la segunda) surge un tercer filamento que se expande distalmente y no llega a alcanzar el desarrollo de los precedentes (longitud 8.6 mm, anchura 0.09 mm -proximal- a 0.33 mm -distal-).

Pudiera ser que la morfología descrita refleje un estado patológico en el que *Cystograptus* desarrolle un nematulario de tipo "escopecular" (*sensu* Müller & Schauer 1969), pero también puede interpretarse como un caso de aparición prematura de un nematulario "bullar" con tres "aletas", de las cuales se conservarían diferencialmente los bordes engrosados de cada una. Si esto fuese así, esta variante tafonómica ilustraría el umbral de preservación de un peridermo no esclerotizado, en torno al lumen central, siguiendo el modelo de secreción del nematulario propuesto por Mitchell (1995).

Conclusiones

La presente nota describe varios casos singulares de nematularios, en especies bien conocidas de graptolitos biseriales silúricos, que se detallan por vez primera para España. Todos ellos incrementan la variabilidad morfológica y tipológica del nematulario en sus respectivas especies, lo cual se interpreta provisionalmente como vinculado a factores paleoecológicos y paleobiogeográficos, que afectan selectivamente a distintas poblaciones de un mismo taxón. El nematulario de *Parapetalolithus* cf. *hispanicus* (Habelferner) podría representar la primera evidencia de dicho órgano en esa especie, en tanto que los nematularios observados en *P. palmeus* (Barrande), del yacimiento de Checa, presentan morfotipos dispares, diferentes de otros nematularios de la misma especie decritos en Centroeuropa. Por último, el nematulario de *Cystograptus vesiculosus* (Hopkinson) muestra una gran variabilidad en los ejemplares del yacimiento de Aiguafreda, permitiendo reconocer diversos estados astogenéticos en el desarrollo de dicha estructura.

Agradecimientos

A los Sres. D. Francisco Javier Aguado Goñi (Urretxu, Gipuzkoa), por cedernos temporalmente para estudio uno de los graptolitos examinados, D. Robert Ibáñez Sotillos (Barcelona), por acompañarnos gentilmente al yacimiento del Aiguafreda, y D. Enrique Bernárdez (Uni-

versidad Complutense de Madrid), por las fotografías. Este trabajo es una contribución al Proyecto PB96-0839 de la DGESEIC (Ministerio de Educación y Cultura).

Bibliografía

Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Esteban, S.B. & Gutiérrez-Marco, J.C. 1996. Estructuras nemales de *Araneograptus murrayi* (J. Hall) (graptolito del Ordovícico Inferior) y actualización del registro perigondwánico de la especie. *Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia*, Tarija, **2**, 681-689.

Bjerreskov, M. 1987. Vesicular virgular apparatus in the graptolite *Orthograptus calcaratus*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **35**, 115-124.

Boucek, B. & Pribyl, A. 1941. O rodu *Petalolithus* Suess z ceského siluru. *Rozpravy Ceské Akademie Ved Umení* [Tr. 2], **51** (11), 1-22.

Bulman, O.M.B. 1947. A monograph of the Caradoc (Balclatchie) graptolites from limestones in Laggan Burn, Ayrshire. Part 3. *Monograph of the Palaeontographical Society*, London (for 1947), i-xi, 59-78.

Bulman, O.M.B. 1964. Lower Palaeozoic plankton. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **120**, 455-476.

Dilly, P.N. 1993. *Cephalodiscus graptolitoides* sp. nov., a probably extant graptolite. *Journal of Zoology*, London, **229**, 69-78.

Elles, G.L. & Wood, E.M.R. 1907. A monograph of British Graptolites. Part 6. *Monograph of the Palaeontographical Society, London*, (for 1907), xcvii-cxx, 217-272.

Finney, S.C. & Jacobson, S.R. 1985. Flotation devices in planktic graptolites. *Lethaia*, **18**, 349-359.

Gutiérrez-Marco, J.C. & Lenz, A.C. 1998. Graptolite synrhabdosomes: biological or taphonomic entities?. *Paleobiology*, **24** (1), 37-48.

Gutiérrez-Marco, J.C. & Robardet, M. 1991. Découverte de la zone à *Parakidograptus acuminatus* (base du Llandovery) dans le Silurien du Synclinorium de Truchas (Zone Asturo-léonaise, Nord-Ouest de l'Espagne): conséquences stratigraphiques et paléogéographiques au passage Ordovicien-Silurien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312 [2], 729-734.

Gutiérrez-Marco, J.C. & Storch, P. 1998. Graptolite biostratigraphy of the Lower Silurian (Llandovery) shelf deposits of the Western Iberian Cordillera, Spain. *Geological Magazine*, **135** (1), 71-92.

Hernández Sampelayo, P. 1960. Graptolítidos españoles. Recopilados por Rafael Fernández-Rubio. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **57** (1), 3-77.

Hundt, R. 1937. Die Schwebeblasen diprionitischer und monograptischer Graptolithen. *Zentralblatt für Mineralogie und Paläontologie, Abteilung B*, **1937**, 405-411.

Hundt, R. 1942. Der Schwebeapparat der diprionitischen Graptolithen. *Beiträge zur Geologie von Thüringen*, **7** (1-2), 71-74.

Hundt, R. 1950. Neue Forschungsergebnisse von gotlandischen Graptolithen. *Experientia*, **6** (8), 293-294.

Hundt, R. 1957. Schwebeblasen bei Graptolithen (Diplograptidae), ein Beitrag zu ihrer Lebensweise. *200 Jahre Naturkundemuseum von Heidecksburg*, Rudolfstadt, 79-95.

Hundt, R. 1965. *Aus der Welt der Graptolithen*. Commerzia Verlag, West Berlin & Bonn, 208 p.

Hutt, J.E. 1974. The Llandovery graptolites of the English Lake District. Part 1. *Palaeontographical Society Monographs*, **128**, 1-56.

Ibáñez, R. & Rey, D. 1985. El yacimiento de graptolitos de la "Riera de l'Avencó" (Barcelona). *Mineralogistes de Catalunya*, **3** (3), 69-71.

Jaeger, H. & Robardet, M. 1979. Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). *Géobios*, **12** (5), 687-714.

Jones, W.D.V. & Rickards, R.B. 1967. *Diplograptus penna* Hopkinson 1869, and its bearing on vesicular structures. *Paläontologisches Zeitschrift*, **41** (3-4), 173-185.

Kirk, N.H. 1994. Coordination in construction and functioning of the graptolite colony. *In*: Chen, X., Erdtmann, B.-D. & Ni, Y.-n. (eds), *Graptolite Research Today*, Nanjing University Press, 197-216.

Mitchell, C.E. 1985. An alternative pterobranch model for secretion of the nema and associated structures in graptolites. *Graptolite News*, **8**, 54-56.

Mitchell, C.E. & Carle, K.J. 1986. The nematularium of *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapworth) and its secretion. *Palaeontology*, **29** (2), 373-390.

Müller, A.H. & Schauer, M. 1969. Über Schwebeeinrichtungen bei Diplograptidae (Graptolitina) aus dem Silur. *Freiberger Forschungshefte, Paläontologie*, **C 245**, 5-26.

Rickards, R.B. 1996. The graptolite nema: problems to all our solutions. *Geological Magazine*, **133** (3), 343-346.

Rigby, S. 1993. Graptolites come to life. *Nature*, **362**, 209-210.

Rigby, S. & Rickards, R.B. 1989. New evidence for the life habit of graptoloids from physical modelling. *Paleobiology*, **15**, 402-413.

Rodríguez Núñez, V.M., Gutiérrez-Marco, J.C. & Sarmiento, G. 1989. Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *Coloquios de Paleontología*, **42**, 83-106.

Romariz, C. 1962. Graptolitos do Silúrico Português. *Revista de la Faculdade de Ciências de Lisboa* [C], **10** (2), 115-312.

Schauer, M. 1971. Biostratigraphie und Taxionomie der Graptolithen des tieferen Silurs unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Deformation. *Freiberger Forschungshefte, Paläontologie*, **C 273**, 1-185.

Storch, P. 1998a. Biostratigraphy, palaeobiogeographical links and environmental interpretation of the Llandovery and Wenlock graptolite faunas of peri-Gondwanan Europe. Instituto Tecnológico Geominero de España, *Temas Geológico-Mineros*, **23**, 126-129.

Storch, P. 1998b. New data on Telychian (Upper Llandovery, Silurian) graptolites from Spain. *Journal of the Czech Geological Society*, **43** (3), 113-141.

Urbanek, A. 1994. Living non-graptolite. *Lethaia*, **27** (1), 18.

Urbanek, A. 1997. The emergence and evolution of linograptids. *Palaeontologia Polonica*, **56**, 233-269.

Urbanek, A., Koren', T.N. & Mierzejewski, P. 1982. The fine structure of the virgular apparatus in *Cystograptus vesiculosus*. *Lethaia*, **15**, 207-228.

Williams, S.H. 1994. Revision and correlation of the *C. wilsoni* graptolite Zone (Middle Ordovician) of southern Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **85**, 143-147.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Nota sobre algunos "microforaminíferos" del marjal de Torreblanca (Castellón, España)

J. Guillem y J. Usera
Departamento de Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100, Burjasot, Valencia

Introducción

La presencia de foraminíferos en el marjal de Torreblanca, concretamente de la especie *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez) fue mencionada por primera vez por Colom en 1959. Posteriores estudios (Collado y Robles, 1983, Usera *et al.*, 1990, Usera *et al.*, 1996) revelan la presencia, tanto en muestras superficiales como en los sondeos de los materiales cuaternarios, de otras especies de foraminíferos características de ambientes restringidos o hipohalinos, como es el caso entre otras, de *Trochammina inflata* (Montagu), *Jadammina macrescens* (Brady), *Arenoparrella mexicana* (Kornfeld), *Haplophragmoides manilaensis* Andersen, *Miliammina fusca* (Brady) *y M. earlandi* Loeblich & Tappan entre las especies de caparazón aglutinado, y *de Ammonia beccarii* forma *tepida* (Cushman), *Spirillina vivipara* Ehrenberg, *Miliolinella eburnea* (D'Orbigny) y la ya mencionada *T. aguayoi* entre las especies de caparazón calcáreo

Este listado podría sin embargo verse ampliado ya que las especies de caparazón pequeño han suscitado tradicionalmente escaso interés y muchas veces son obviadas en análisis micropaleontológicos (Pawlowski y Zaninetti, 1993) aunque algunos autores como Schröder *et al.* (1987) han mostrado la importancia de las fracciones de tamaño fino (63-125 µm) en los análisis paleoambientales.

El objetivo principal de esta nota es resaltar la presencia significativa en el marjal de Torreblanca de algunas de estas especies de tamaño pequeño, incluso inferior a 100 µm denominadas "microforaminíferos" por Haynes (1981), así como la existencia de formas "enanas" de especies usualmente no relacionadas con ambientes de laguna litoral.

Materiales y métodos

El marjal de Torreblanca, situado al norte de la provincia de Castellón, cubre unos 10 km^2 de superficie (Rosselló, 1979) y es una de las abundantes lagunas costeras del litoral valenciano. Actualmente se encuentra en un avanzado estado de colmatación. Segura *et al.* (1995) han realizado un detallado trabajo sobre su formación y evolución durante el Cuaternario.

Los foraminíferos con los que se ha realizado este estudio provienen de 32 muestras superficiales de sedimento, recogidas a lo largo del año 1993, en 9 puntos distintos de muestreo de la zona norte del marjal de Torreblanca, zona ocupada por lagunas permanentes que se han originado a causa de la extracción comercial de turba y el posterior relleno por aguas dulces procedentes de surgencias subterráneas o "ullals". Las muestras se guardaron en una solución al 10 % de formaldehido y posteriormente se tiñeron con Roşa de Bengala con el fin de diferenciar qué individuos estaban vivos en el momento de la recolección (Walton, 1952). Se escogió un volumen standard de 3 cm^3 que se lavó sobre tamices de malla de 125 y 63 µm de diámetro y se procedió a examinar separar y contar la totalidad de especímenes tanto de la fracción de sedimento grueso (>125 µm) como de la de sedimento fino (63-125 µm).

Resultados

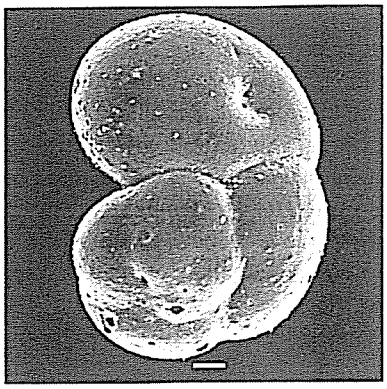
El análisis de las muestras y la comparación de las fracciones de tamaño fino y grueso reveló que además de la fauna de foraminíferos típica de marjales mencionada con anterioridad, existen 5 especies, 4 de las cuales se encuentran casi en su totalidad en las fracciones de grano fino, que, en la bibliografía consultada, no aparecen relacionadas con ambientes de albufera hipohalina como el del marjal de Torreblanca. Estas especies son las siguientes:

***Metarotaliella* sp.** (Lam.I figs. 1 y 2)

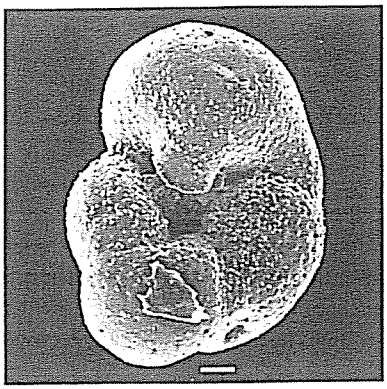
Aunque en un principio fueron identificados como la especie *Metarotaliella simplex* Grell, y así es citada en Usera *et al.* (1966), el rango de tamaños de nuestros ejemplares es mucho mayor que el que Grell (1979) atribuye a la mencionada especie (con un diámetro mayor de entre 44 y 60 µm). Además, a diferencia de *M. simplex* los especímenes de Torreblanca presentan un lado umbilical claramente perforado.

Esta especie a penas se ve representada en las fracciones de tamaño de grano mayor de 125 µm, pudiendo llegar a estar ausente y no superando por lo general el 2% del total de individuos. Sin embargo, ésta es sin lugar a dudas una de las especies más abundantes en el marjal de Torreblanca pudiendo representar más del 20 % del

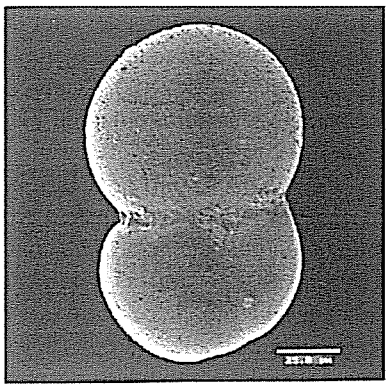
LÁMINA I
Fig. 1. *Metarotaliella* sp. Vista espiral, la barra equivale a 15 mm.
Fig. 2. *Metarotaliella* sp. Vista umbilical, la barra equivale a 15 mm.
Fig. 3. *Physalidia* ? sp.
Fig. 4. *Physalidia* ? sp. Vista de la abertura.
Fig. 5. *Physalidia* ? sp.
Fig. 6. *Laminononion* sp. Vista lateral.
Fig. 7. *Laminononion* sp. Vista apertural.
Fig. 8. *Laminononion* sp. Vista lateral.
Fig. 9. *Asterigerinata mamilla* (Williamson). Vista umbilical.
Fig. 10. *Asterigerinata mamilla* (Williamson). Vista espiral.
Fig. 11. *Turrispirillina* sp. Vista umbilical.
Fig. 12. *Turrispirillina* . Vista umbilical.



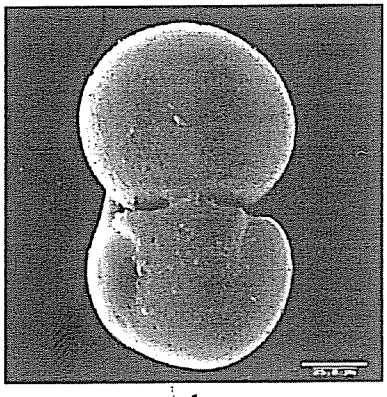
1



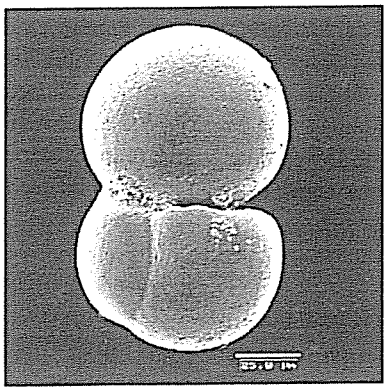
2



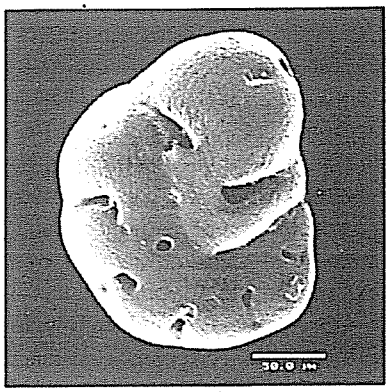
3



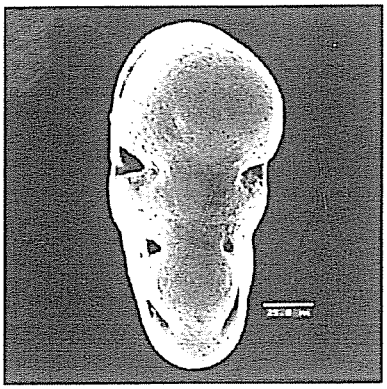
4



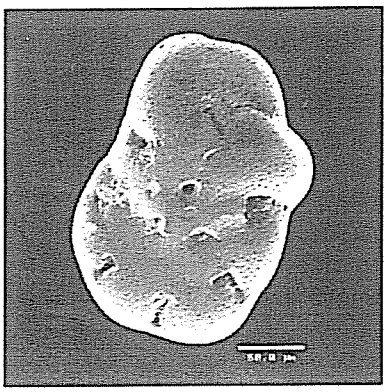
5



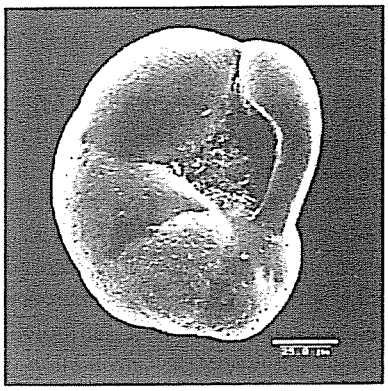
6



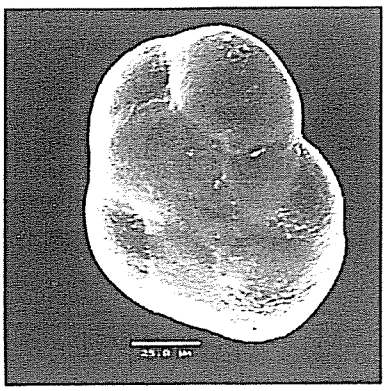
7



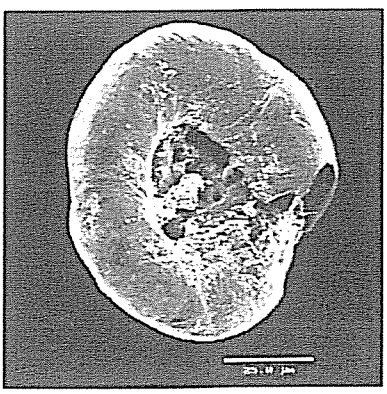
8



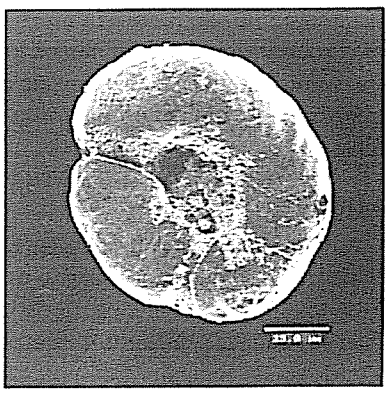
9



10



11



12

conjunto de ejemplares del total de las muestras y superando el 25 % del total de ejemplares de la fracción 63-125 µm (Figura 1, a y b). En alguna muestra en concreto constituye más de la mitad de los individuos de la fracción fina.

***Physalidia* ? sp.** (Lam.I figs. 3, 4 y 5)

Hemos atribuido de manera provisional a este género un conjunto de ejemplares de concha calcárea ovalada o reniforme con 3 cámaras subglobulares y abertura bordeada por un labio. Se descartó que representase el estadio "juvenil" de alguna otra especie ya que en ningún caso, a pesar del elevado número de ejemplares, se ha podido encontrar algún indivíduo con más de 3 cámaras, y tampoco guarda semejanza morfológica alguna con ninguna de las otras especies presentes en el marjal. La pertenencia eventual de estos ejemplares al género *Physalidia* también suscita dudas ya que este género fue descrito por Heron-Allen y Earland en 1928 para unos foraminíferos de aguas someras del sur del Pacífico. Además, si bien nuestros ejemplares comparten bastantes de los carácteres diagnósticos del género, difieren en otros como es la presencia de un área imperforada justo por debajo de la zona de la abertura, carácter ausente en los indivíduos examinados de Torreblanca.

Esta especie es también una de las más abundantes en el marjal de Torreblanca donde representa en conjunto cerca del 20 % del total de ejemplares en la fracción 63-125 µm (Figura 1, a y b). Pero en la fracción de grano grueso es muy rara. Es posible que, debido a su pequeño tamaño, haya sido dejada de lado en el análisis de muestras de ambientes similares en las que, no obstante, podría hallarse.

***Laminononion* sp.** (Lam.I figs. 6, 7 y 8)

En este género hemos incluido una serie de ejemplares de concha planispiral involuta que se caracterizan por tener la región umbilical y la parte interna de las suturas intercamerales cubiertas por una placa calcárea, si bien ésta no tiene la forma estrellada que aparece en los ejemplares figurados por Cushman & Edwards (1937) y por Hornibrook (1964) que fue quien describió este género como subgénero de *Astrononion*. Esta especie es mucho más escasa que las dos anteriores; se halla ausente en 9 muestras y sólo en una supera el 3 % del total de individuos. Aunque también es más frecuente en las fracciones de grano fino, la diferencia no es tan significativa como en las otras especies y la hemos incluido aquí por tratarse, como las otras, de una especie que nadie parece haber registrado en ambientes parálicos similares al de Torreblanca

***Asterigerinata mamilla* (Williamson)** (Lam.I figs. 9 y 10)

Esta especie es muy rara en el marjal; sólo hay una muestra en la que supere el 5% del total de individuos y está totalmente ausente en 12 de las 32 muestras examinadas. Además solamente 4 ejemplares aparecían teñidos con Rosa de Bengala. Con una sola excepción, la totalidad de individuos examinados se limita a la fracción de grano fino. Las características de nuestros ejemplares coinciden con las de *A. mamilla* aunque presentan siempre una concha muy pequeña y de paredes muy delgadas. Esto último puede ser interpretado como el resultado de vivir en un ambiente que dista mucho del óptimo para el desarrollo de esta especie que, en la bibliografía consultada, nunca aparece asociada a ambientes atalásicos. Por eso, a pesar del escaso número de ejemplares teñidos podemos pensar que la especie realmente puede sobrevivir en el marjal y que no se trata solamente de conchas vacías arrastradas por el viento o por otros medios.

***Turrispirillina* sp.** (Lam.I figs. 11 y 12)

Al igual que en el caso anterior, esta especie está (con una sola excepción) confinada a la fracción de grano fino. Es incluso más rara que *A. mamilla* y sólo se ha encontrado en 15 de las muestras, sin que se haya observado ningún individuo teñido con Rosa de Bengala. De hecho es muy posible que un muestreo menos intenso la hubiese pasado totalmente por alto. Los ejemplares examinados presentan una concha de desarrollo trocoespiral con un área prolocular seguida por un tubo enrollado espiralmente en forma cónica, por lo que han sido adscritos al género *Turrispirillina* Cushman. Aunque presentan un gran parecido con los especímenes de *Mychostomina revertens* (Rhumbler) figurados por Loeblich & Tappan (1964: p 601 Fig. 475, 3) no hemos podido observar el desarrollo de la cámara tubular en el lado umbilical, característico de este género (Smith & Isham, 1974). Como ocurre con *A. mamilla*, las conchas son muy pequeñas y frágiles, lo que dificulta considerablemente las observaciones.

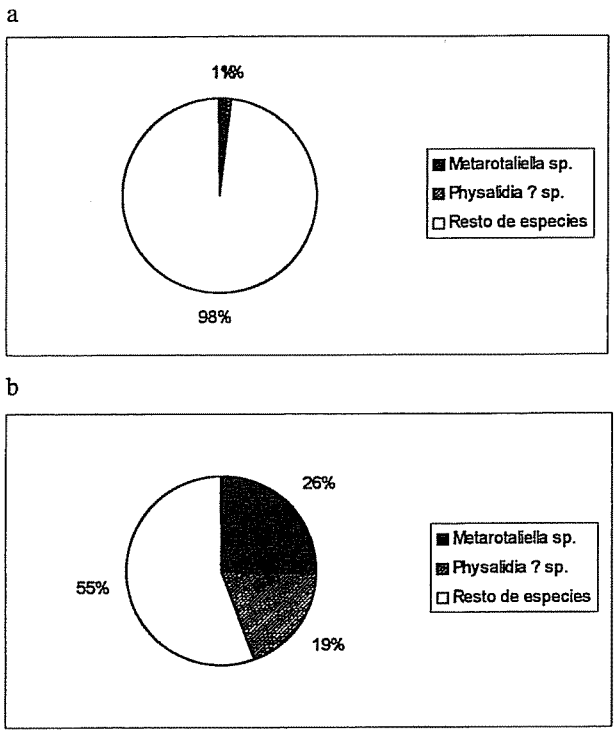


Figura 1. Proporciones de las especies *Metarotaliella* sp. y *Physalidia* ? sp. **a**: en la fracción >125 µm y **b**: en la fracción 63-125 µm.

Conclusiones

El estudio y comparación de las fracciones de grano fino (63-125 μm) y grueso (> 125 μm) de 32 muestras procedentes del marjal de Torreblanca señala la presencia de 4 especies que se hallan prácticamente limitadas a la fracción de grano fino y que se añaden a la fauna de foraminíferos característica de ambientes de marjal.

Dos de estas especies: *Metarotaliella* sp. y *Physalidia* ? sp., aunque muy poco abundantes en la fracción de grano grueso, constituyen una parte fundamental del total de la fauna de foraminíferos en Torreblanca.

Las otras dos especies: *A. mamilla* y *Turrispirillina* sp. son raras y están representadas por caparazones pequeños, frágiles y de paredes delgadas, probablemente debido a las condiciones ambientales del marjal, poco favorables al desarrollo y crecimiento de estas especies.

En la bibliografía consultada, ninguna de estas especies aparece asociada de forma usual a ambientes atalásicos, aunque es posible que se hallen presentes y, debido a su pequeño tamaño, hayan recibido escasa atención.

Una quinta especie: *Laminononion* sp. aunque no asociada especialmente a un tamaño pequeño, tampoco parece haber sido registrada en estudios sobre ambientes de albufera.

Se resalta por tanto la importancia que reviste el análisis de las fracciones de grano fino en los estudio micropaleontológicos, ya establecida en general por Schröder *et al.* (1987), también para los ambientes parálicos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Fundación Volkswagen-Stiftung, proyecto I/68226.

Bibliografía

Collado, M.A. y Robles, F. 1983. Estudio de las asociaciones de moluscos de la turbera de Torreblanca (Castellón). *Mediterránea Ser. Geol.*, **1**, 105-140.

Colom, G. 1959. Notas micropaleontológicas y ecológicas sobre algunas formaciones continentales españolas. *Estudios Geológicos*, **15**, 93-106.

Cushman, J.A. & Edwards, P. G. 1937. *Astrononion* a new genus of the foraminifera, and its species. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, **13**, 29-36.

Grell, K.G. 1979. Cytogenetic systems and evolution in foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, **9**(1), 1-13.

Haynes, J.R. 1981. *Foraminifera*. MacMillan Publishers Ltd. 433 pp.

Heron-Allen, E. & Earland, A. 1928. On the Pegididae, a new family of foraminifera. *Journal of the Royal Microscopical Society of London* ser. 3, **48**, 283-299.

Hornibrook, N. de B. 1964. The foraminiferal genus *Astrononion* Cushman and Edwards. *Micropaleontology*, **10**, 333-338.

Loeblich, A.R.Jr. & Tappan, H. 1964. Sarcodina chiefly « Thecamoebians » and Foraminiferida. in R.C. Moore ed. *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part C, *Protista*. Lawrence, Geological Society of America and University of Kansas Press. 900 pp.

Pawlowski, J. & Zaninetti, L. 1993. *Rossyatella* N. Gen. (Foraminiferida) and other tiny Glabratellacea from the Mediterranean Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, **23**(4), 231-237.

Rosselló i Verger, V.M. 1979. Els espais albuferencs del País Valencià. *Acta Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarí*, **14**, 487-493.

Schröder, C.J., Scott, D.B. & Medioli, F.S. 1987. Can smaller benthic foraminifera be ignored in paleoenvironmental analyses? *Journal of Foraminiferal Research*, **17**(2), 101-105.

Segura, F.S., Sanjaume, E y Pardo, E., 1995. Evolución cuaternaria de las albuferas del sector septentrional del Golfo de Valencia. De. Universitat Valencia-AEQUA. In*: El Cuaternario del Pais Valenciano*, 139-153.

Smith, R.K. & Isham, L.B. 1974. Reinstatement of *Mychostomina* Berthelin, 1881 and emendation of *Spirillina* Ehrenberg, 1843, Spirillininae, Spirillinidae and Spirillinacea, all Reuss, 1862. *Journal of Foraminiferal Research*, **4**(2), 61-68.

Usera, J., Alberola, C., García-Forner, A. & Guillem, J. 1996. Proceso de colonización y evolución en la composición de las asociaciones de foraminíferos fósiles, en la turbera cuaternaria de Torreblanca (Castellón). *Coloquios de Paleontología*, **48**, 147-159.

Usera, J.M., Robles, F., Martínez-López, F. y Arco, Y. 1990. Fauna actual de gasterópodos y foraminíferos de la marjal de Torreblanca (Castellón). *Iberus*, **9**(1-2), 515-526.

Walton, W.R. 1952. Techniques for recognition of living Foraminifera. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, **3**(2), 56-60.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Observaciones morfológicas y estratigráficas en diatomeas centrales del género *Aulacoseira* Thwaites en los sedimentos holocenos de la Laguna Grande (Serra de Queixa, Galicia, NO Península Ibérica)

M. Leira
Facultade de Ciencias, Universidade da Coruña, Campus da Zapateira s/n, 15071 A Coruña. E-mail: xemanel@mail2.udc.es

El género *Aulacoseira* es un componente común y muy bien representado en las comunidades fitoplanctónicas de gran número de cuerpos de agua. Asimismo, existe un abundante número de estudios recientes acerca de este taxon (Camburn y Kingston 1986; Krammer 1991a y b; Krammer y Lange-Bertalot 1991; Siver y Kling 1997). Pero a pesar de todo ello, se presentan grandes dificultades a la hora de la determinación o distinción de unos táxones de otros debido a la presencia de formas similares, por lo que es necesario una combinación entre las características de la superficie de la valva y el manto para su correcta determinación.

La clasificación de las especies dentro del género se basa principalmente en la relación entre la altura del manto y el diámetro de la valva, la orientación de las filas de areolae pervalvares, y algunos detalles de las espinas (Krammer 1991a y b; Krammer y Lange-Bertalot 1991). Más recientemente, se han incluido otros caracteres para los que resulta imprescindible un minucioso examen al microscopio óptico y electrónico. Pero a pesar de la dificultad de la taxonomía de este taxon, la mayoría de los estudios taxonómicos sobre *Aulacoseira* se han realizado principalmente con microscopía óptica. Sólo recientemente los estudios han empezado a proporcionar un excelente material gráfico al Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) (Krammer 1991a, 1991b; Le Cohu 1996; Siver y Kling 1997).

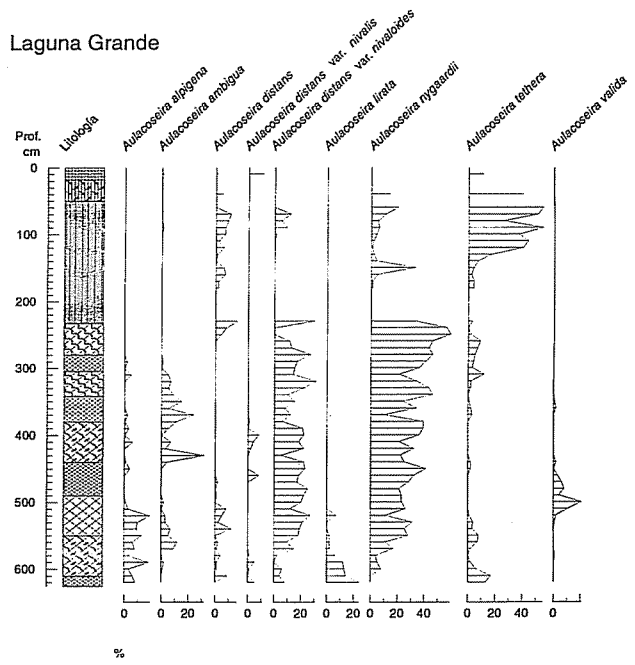


Figura 1. Estratigrafía de las especies de *Aulacoseira* durante el estudio paleolimnológico de la Laguna Grande (Serra de Queixa, Galicia). Litología según Troels-Smith (1955).

En este trabajo se describen la taxonomía, observaciones morfológicas y estratigrafía de 9 especies de *Aulacoseira* halladas en los sedimentos de edad holocena en la Laguna Grande en el NO de la Península Ibérica (Serra de Queixa, Galicia). Se han utilizado la nomenclatura y descripciones dadas por Krammer y Lange-Bertalot (1991) de los distintos componentes del frústulo de las diatomeas para describir los táxones.

Los táxones pertenecientes al género *Aulacoseira* constituyen las diatomeas más abundantes a lo largo del registro sedimentario de la laguna (Fig. 1). *Aulacoseira nygaardii* Camburn y *Aulacoseira tethera* Haworth fueron las especies que se encontraron en mayor abundancia. La primera se halla presente en abundancia a lo largo de toda la secuencia sedimentaria, llegando a representar hasta casi el 50% del número total de valvas contadas. Este taxon se halla acompañado de *Aulacoseira distans* var. *nivaloides* (Camburn) comb. nov. con una frecuencia relativa también elevada, y de *Aulacoseira distans* var. *nivalis* (Wm. Smith) Haworth y *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen, aunque estos dos últimos en cantidades mucho menores (5%-10%). A muro de la secuencia, *Aulacoseira lirata* (Ehrenberg) Ross in Hartley y *Aulacoseira alpigena* (Grunow) Kützing alcanzan valores cercanos al 20% y 10%, respectivamente. En la parte más superior de la secuencia, *Aulacoseira tethera* constituye el taxon dominante, superando valores del 50%. Otros táxones como *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen y *Aulacoseira valida* (Grunow) Kramer / *Aulacoseira italica* (Ehrenberg) Simonsen aparecen durante la secuencia pero en menor abundancia.

Debido al importante papel que desempeña el uso de las diatomeas dentro de los estudios paleolimnológicos, es decisiva una correcta descripción de los especímenes auxiliándose con el MEB. Los principales objetivos del trabajo son proporcionar un conjunto de microfotografías al MEB de algunas de las especies más importantes de *Aulacoseira*; información morfológica detallada de las especies; y discutir las principales dificultades que se encontraron al hacer las determinaciones de los táxones.

Aulacoseira valida (Grunow) Kramer (Fig. 2)

Los especímenes observados durante este estudio presentaban todos frústulos cilíndricos, con una pared valvar gruesa y un "Ringleiste" ancho, aunque algo menor que los descritos en la literatura (Siver y Kling 1997). Las areolae del manto son gruesas circulares y están nítida-

mente inclinadas hacia el eje pervalvar en sentido dextrógiro. Las areolae del manto tienen vola. La mayoría de especímenes estudiados presentaban unas espinas de enlace bastante largas con forma de espátula con unas pequeñas proyecciones en forma de dedos. El collum posee una gran cantidad de pequeñas protuberancias silíceas. Puede surgir confusión con ***Aulacoseira italica*** (Ehrenberg) Simonsen. Esta especie comparte todas las características antes mencionadas con los especímenes observados en el estudio. La diferencia más importante que permitiría diferenciar los dos táxones es que las espinas de enlace de *A. italica* surgen de una única costa pervalvar, mientras que en *A. valida* se forma a partir de dos costae.

Aulacoseira nygaardii Camburn (Figs. 3 y 4)

En visión pervalvar este taxon ofrece confusión con *A. laevissima*. Muchas de las características de *A. laevissima* son similares a las de *A. nygaardii*. Los especímenes observados en las muestras se ajustan a lo que Camburn y Kingston (1986) definen como *A. nygaardii*. Pero su trabajo sólo muestra algunas fotografías al microscopio óptico y la visión de algunas de las características que mencionan en la descripción resulta muy difícil. Las espinas de enlace de estos especímenes poseen terminaciones en forma de áncora, características de *A. laevissima*. Sin embargo, en ninguna de la literatura revisada se dan detalles acerca de las espinas de *A. nygaardii*, de modo que no está claro si *A. nygaardii* tiene espinas en forma de áncora. Por otra parte, la longitud de las espinas es similar en ambos táxones.

La principal distinción que puede establecerse entre *A. laevissima* y *A. nygaardii* es la presencia de areolae finas en la superficie valvar de *A. laevissima* (Siver com. pers.). El taxon que aparece en las muestras examinadas no podría ser clasificado como *A. laevissima* ya que carece de una superficie valvar areolada. Esta característica es la que apoya la denominación de este taxon como *A. nygaardii*.

Aulacoseira ambigua (Grunow) Simonsen (Fig. 5)

Los frústulos de los especímenes de *A. ambigua* observados en el estudio consisten, normalmente, en valvas más largas que anchas. Las filas de areolae pervalvares se hallan inclinadas nítidamente hacia el eje pervalvar y la superficie del disco pervalvar es plana con ausencia de areolae. Las dimensiones de los especímenes están de acuerdo con las observadas por Krammer y Lange-Bertalot (1991). Las espinas de enlace poseen un áncora bífida y están situadas en posición terminal de cada costa del manto. En ocasiones, las costae del manto presentan pequeñas protuberancias silíceas con distribución espaciada.

Aulacoseira tethera Haworth (Figs. 6 y 7)

Los especímenes de *A. tethera* observados presentan un areolado grueso en el manto aumentando en tamaño hacia el margen con el disco valvar y en ocasiones presentan protuberancias en las costae. Todos los especímenes encontrados presentaban un sulcus muy poco marcado. El disco valvar es plano y sin ornamentación, a excepción de un anillo periférico de areolae redondeadas dispuestas entre las espinas, que tienen una forma espatulada. Todas las características que presentan los ejemplares estudiados coinciden plenamente con la descripción de la especie proporcionada por Haworth (1986) y Krammer y Lange-Bertalot (1991).

Complejo *Aulacoseira distans* (Figs. 8, 9 y 10)

Los táxones incluidos dentro de este complejo poseen una relación entre el diámetro de la valva y la altura del manto igual a uno o algo menor. Se caracterizan por poseer la superficie del disco valvar ornamentada con areolae distribuidas irregularmente. Por otra parte, el manto presenta las filas de areolae paralelas al eje pervalvar o, en algunos casos, muy levemente inclinadas, y un collum relativamente corto.

Todos los táxones adscritos a este complejo hallados durante el estudio han sido considerados como variedades de *Aulacoseira distans*. La distinción entre las distintas variedades *A. distans* var. *distans* (Ehrenberg) Simonsen, *A. distans* var. *nivalis* (Wm. Smith) Haworth (Figs. 8 y 9), y *A. distans* var. *nivaloides* (Camburn) comb. nov. (Fig. 10) ofreció bastantes dificultades por la escasa visibilidad de los caracteres utilizados como diagnóstico al microscopio óptico. La mayoría de los autores identifican *A. distans* var. *distans* por su menor talla, areolae más finas en la superficie valvar, las filas de pequeñas areolae rectas en el manto y un "Ringleiste" bastante ancho. Es también evidente la existencia de dos costae por espina y las grandes areolae situadas entre las espinas. En este estudio se han asignado a la *A. distans* var. *nivaloides* aquellos especímenes que mostraban areolae circulares más pequeñas sobre la superficie valvar, las areolae del manto más alargadas, un collum relativamente alto, y que presenten 2 o 3 costae situadas entre las espinas (Siver y Kling 1997).'

Aulacoseira lirata (Ehrenberg) Ross in Hartley (Fig. 11) y *Aulacoseira alpigena* (Grunow) Kützing (Figs. 12 y 13)

Resulta difícil distinguir *A. lirata* de *A. alpigena*, principalmente debido al solapamiento de las características de ambos táxones. Ambos poseen discos valvares lisos no ornamentados y con un único anillo marginal de areolae. Tomando como referencia los criterios de Siver y Kling (1997), se han determinado como *A. lirata* aque-

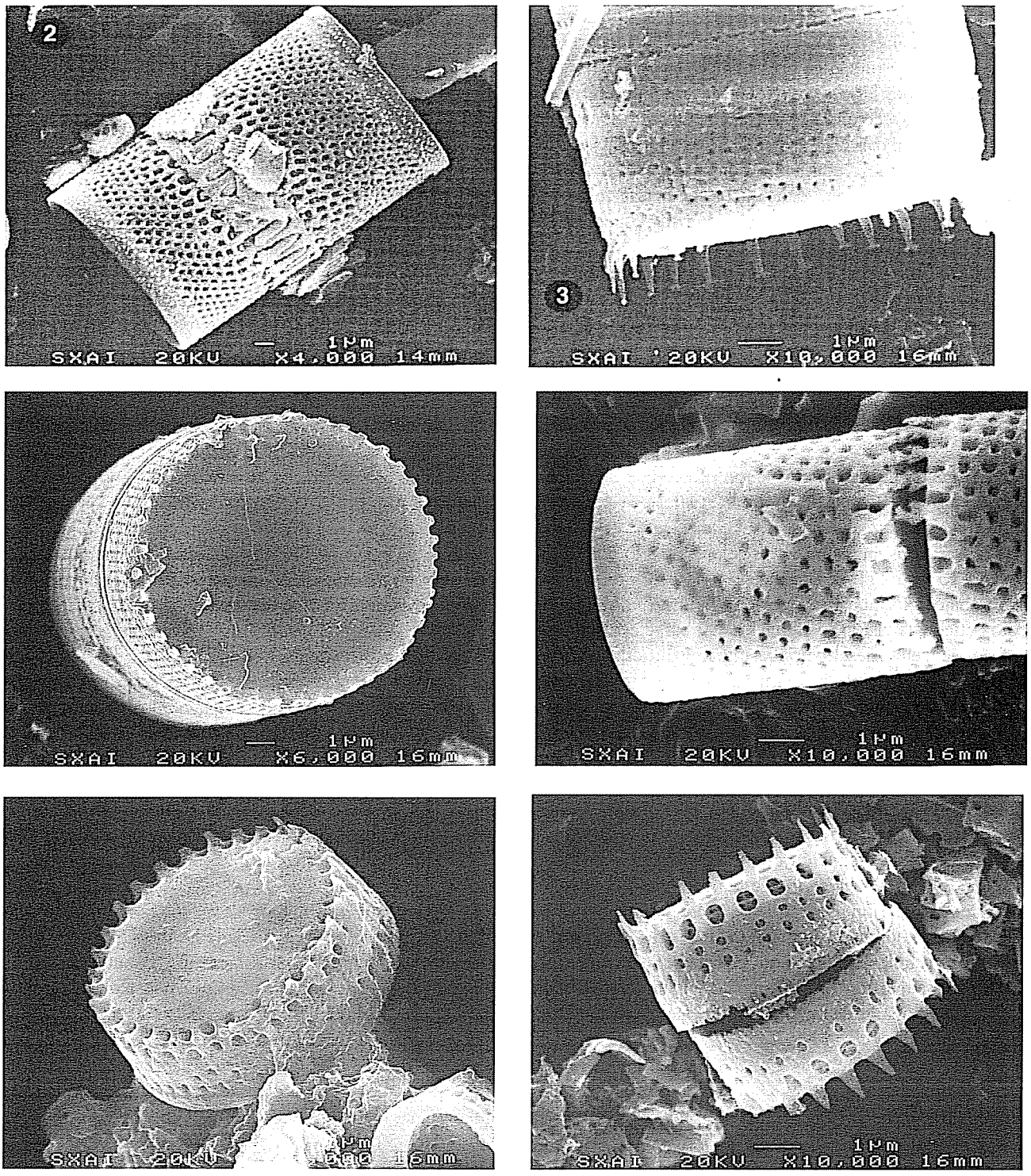


Figura 2. *Aulacoseira valida*. Valva en vista pleural mostrando las gruesas areolae del manto, inclinadas hacia el eje pervalvar. Obsérvese el gran tamaño de las espinas de enlace con forma espatulada. Se pueden apreciar las espinas de enlace surgiendo de dos costae, con las proyecciones en forma de dedos. Nótese el gran número de protuberancias silíceas en el collum. **Figuras 3-4**. *Aulacoseira nygaardii*. Fig. 3. Visión pleural mostrando las areolae de las estrías pervalvares paralelas al eje pervalvar, y el detalle de las espinas de enlace con la terminación en forma de áncora. Fig. 4. Superficie valvar lisa y carente de ornamentación. Nótese la ausencia de la banda externa de areolae. **Figura 5**. *Aulacoseira ambigua*. Distribución en espiral de las estrías pervalvares y superficie valvar lisa. Espinas de enlace, en las que se puede apreciar el áncora bífida, situadas al final de cada costae del manto. **Figuras 6-7**. *Aulacoseira tethera*. Fig. 6. Valva mostrando la superficie valvar lisa con un único anillo periférico de grandes areolae. Fig. 7. Vista pleural en la que se observa la forma de las areolae pervalvares.

llos especímenes con: i) una relación entre la altura del manto y el diámetro de la valva de bajo valor, ii) pocas areolae por estría, que se ordenarían paralelas al eje pervalvar, y iii) un "Ringleiste" ancho; y como *A. alpigena*: i) los ejemplares que presentan un cociente mayor, ii) más areolae por estría, que estarían inclinadas hacia el eje pervalvar, y iii) un "Ringleiste" más estrecho. Sin embargo, estos mismos autores concluyen que ambas especies podrían representar los dos extremos de un continuo; en un extremo estaría *A. lirata* y en el otro extremo estaría *A. alpigena*.

Bibliografía

Camburn, K. E. y Kingston, J. C. 1986. The genus *Melosira* from soft-water lakes with special reference to northern Michigan, Wisconsin and Minnesota. *En Diatoms and lake acidity. En* J. P. Smol, R. W. Battarbee, R. B. Davis y J. Meriläinen (ed.) pp 17-34. Dr. Junk, Dordretch, the Netherlands.

Haworth, E. 1988. Distribution of diatom taxa of the old genus *Melosira* (now mainly *Aulacoseira*) in Cumbrian waters. *En Algae and aquatic environment. En:* F. E. Round (Ed.) Biopress, Ltd., Bristol, England. pp. 138-168.

Haworth, E. Y., Atkinson, K. M. y Newell, P. S. 1988. Distribution of certain taxa in the waterbodies of Cumbria, U. K. En *Proceedings of the 9th International Diatom Symposium.* En: F. Round (Ed.), Bristol. pp 17-25.

Krammer, K. 1991a. Morphology and taxonomy in some taxa of the genus *Aulacoseira* Thwaites (Bacillariophyceae). I. *Aulacoseira distans* var. *distans* and similar taxa. *Nova Hedwigia.* **52**, 89-112.

Krammer, K. 1991b. Morphology and taxonomy in some taxa of the genus *Aulacoseira* Thwaites (Bacillariophyceae). II. Taxa in the *A. granulata-*, *italica-*, and *lirata* groups. *Nova Hedwigia.* **53**, 477-496.

Krammer, K. y Lange-Bertalot, H. 1991. *Bacillariophyceae, Teil 3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Süsswasserflora Mittleeuropa* 2/3. Fischer, Stuttgart, Germany.576 pp.

Le Cohu, R. 1996. Further observations and some comments on the fine structure of the centric diatom *Aulacoseira islandica* (Bacillariophyceae). *J. Phycol.* **32**, 333-338.

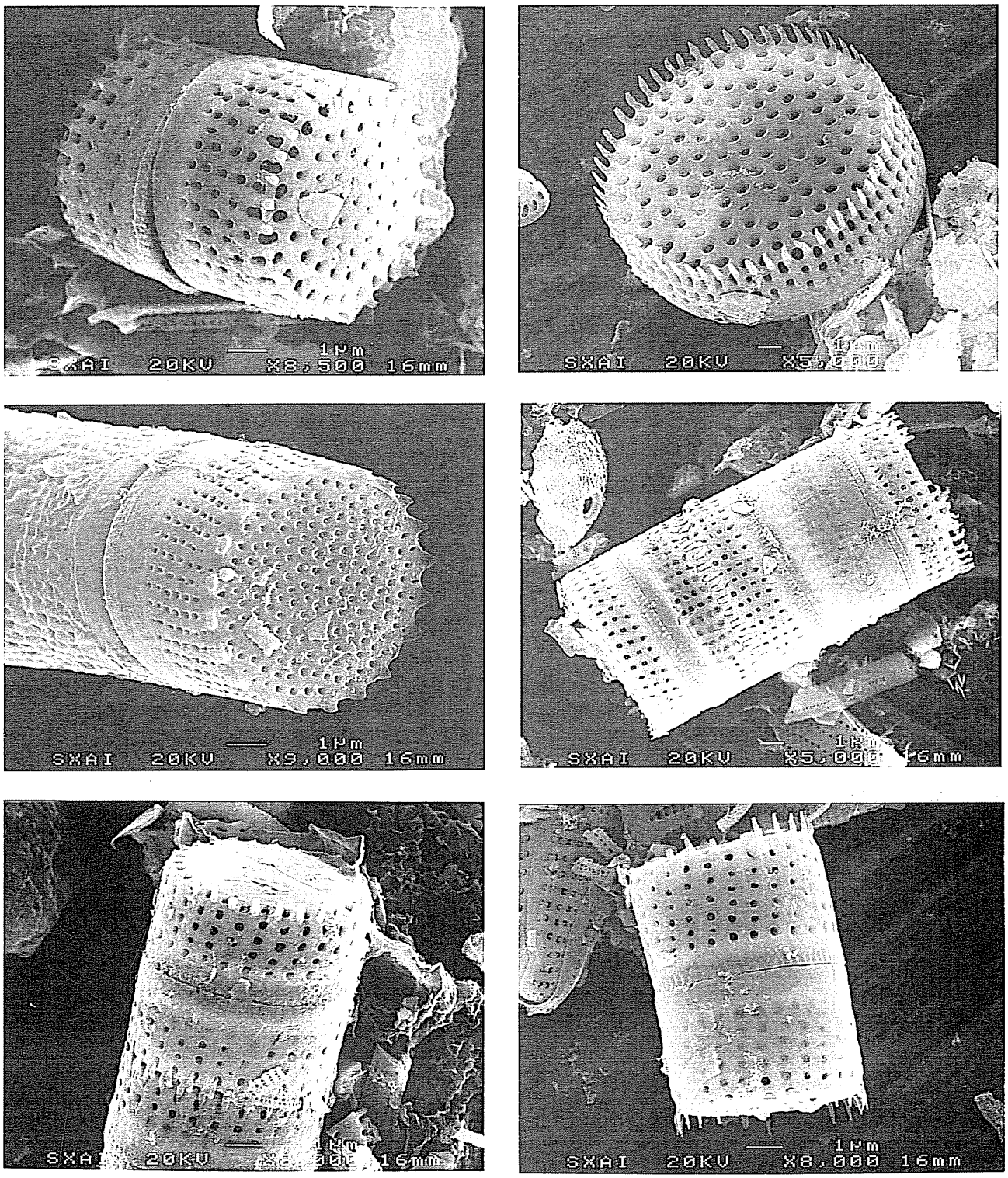
Ross, R. y Sims, P. A. 1972. The fine structure of the frustule in centric diatoms: a suggested terminology. *Br. phycol. J.* **7**, 139-163.

Ross, R., Cox, E. J., Karayeva, N. I., Mann, D. G., Paddock, T. B. B., Simonsen, R. y Sims, P. A. 1979. An amended terminology for the siliceous components of the diatom cell. Beih. *Nova Hedwigia.* **64**, 513-533.

Round, F. E., Crawford, R. M. y Mann, D. G. 1990. *The diatoms: biology and morphology of the genera.* Cambridge University Press, New York. 747 pp.

Siver, P. A. y Kling, H. 1997. Morphological observations of *Aulacoseira* using scanning electron microscopy. *Can. J. Bot.* **75**, 1807-1835.

Troels-Smith, J. 1955. Karakterising af løse jordarter. *Danmarks Geologiske Undersøgelse.* **3**, 1-37.



Figuras 8-10. *Aulacoseira distans*. Fig. 8. *Aulacoseira distans* var. *nivalis* mostrando finas areolae en la superficie valvar. Se pueden apreciar las estrías pervalvares, relativamente rectas y elongadas, y las areolae situadas entre las espínas. Fig. 9. *Aulacoseira distans* var. *nivalis*. Imagen mostrando las grandes areolae de la superficie valvar y anillo de areolae en la periferia. Fig. 10. *Aulacoseira distans* var. *nivaloides*. Valva mostrando la superficie valvar y el manto. Las estrías del manto son paralelas al eje pervalvar con areolae en forma de "guión". Las espinas se hallan situadas cada 2 ó 3 costae. **Figura 11**. *Aulacoseira lirata*. Frústulos mostrando valvas con filas de areolae inclinadas y relativamente rectas. **Figuras 12-13**. *Aulacoseira alpigena*. Fig. 12. Ejemplar mostrando el manto y las superficie valvar lisa. Las espinas terminan cada costa del manto. Fig. 13. Valvas mostrando el manto con filas de areolae inclinadas hacia el eje pervalvar.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La zona de *Platyceramus undulatoplicatus* en el Santoniense (Cretácico Superior) del norte de España

G. López y M. Soler
Departament de Geologia (Paleontologia), Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra

Introducción

La zona de *Platyceramus undulatoplicatus* se define por la primera aparición del bivalvo de la familia Inoceramidae *Platyceramus undulatoplicatus* (Römer). Este bivalvo presenta una distribución prácticamente cosmopolita y se restringe al Santoniense inferior. Ambos motivos le otorgan un gran valor bioestratigráfico. Por ello, no es de extrañar que Birkelund *et al.* (1984) propusiesen utilizar su primera aparición como diagnóstica del límite Coniaciense/Santoniense. La relación entre las primeras apariciones de *P. undulatoplicatus* y del ammonítido *Texanites* (*Texanites*) Spath ha sido algo problemática, ya que inicialmente se consideraba que eran casi coincidentes, pero posteriormente se ha observado que *Texanites* (*Texanites*) aparece bastante antes que *P. undulatoplicatus* (Lamolda y Hancock, 1996).

Por otro lado, la especie *Platyceramus undulatoplicatus* se puede reconocer fácilmente (López, 1992), incluso sobre el terreno, por su gran tamaño (puede llegar a superar los 2,0 m de altura), presentar una concha plana, algo curvada en los márgenes anterior y posterior; un umbo algo agudo y prosogiro; y sobre todo por presentar espectaculares costillas divergentes que dominan sobre ondulaciones concéntricas débiles e irregulares, hasta el extremo que frecuentemente no se observan ondulaciones, si no tan sólo *lineae* (Lámina 1, figuras 1, 2 y 3).

En el norte de España, el límite Coniaciense/Santoniense se ha reconocido claramente en diversas secciones (figura 1) realizadas en los afloramientos situados, en su mayoría, dentro de la Cuenca Navarro-Cántabra, mientras que tan solo algunos pertenecen a la región 1 de la Plataforma Norcastellana (López, 1994). El límite Coniaciense/Santoniense se ha reconocido únicamente en tres de los siete sectores en que Amiot (1982) dividió los afloramientos del Cretácico Superior de la Cuenca Navarro-Cántabra, denominados de W a E (figura 2): a) Valles de Losa y Mena, b) Cuenca de Vitoria (en esta área los afloramientos del límite Coniaciense/Santoniense están muy mal representados, de tal manera que tan solo se ha reportado ocasionalmente la presencia de *Platyceramus undulatoplicatus*) y c) La Barranca (destacando la serie de Olazagutia por sus excelentes condiciones).

Por otra parte, la región 1 es la única región de la Plataforma Norcastellana en la que se han reconocido diversas secciones que presentan el límite Coniaciense/Santoniense (López, 1994), y corresponde a la parte más externa o distal de la plataforma, manteniendo una comunicación directa con la cuenca Navarro-Cántabra. En esta región se pueden distinguir dos partes diferenciadas: a) una parte septentrional, situada al N del Alto Ebro; y b) una parte meridional, situada al S del Ebro.

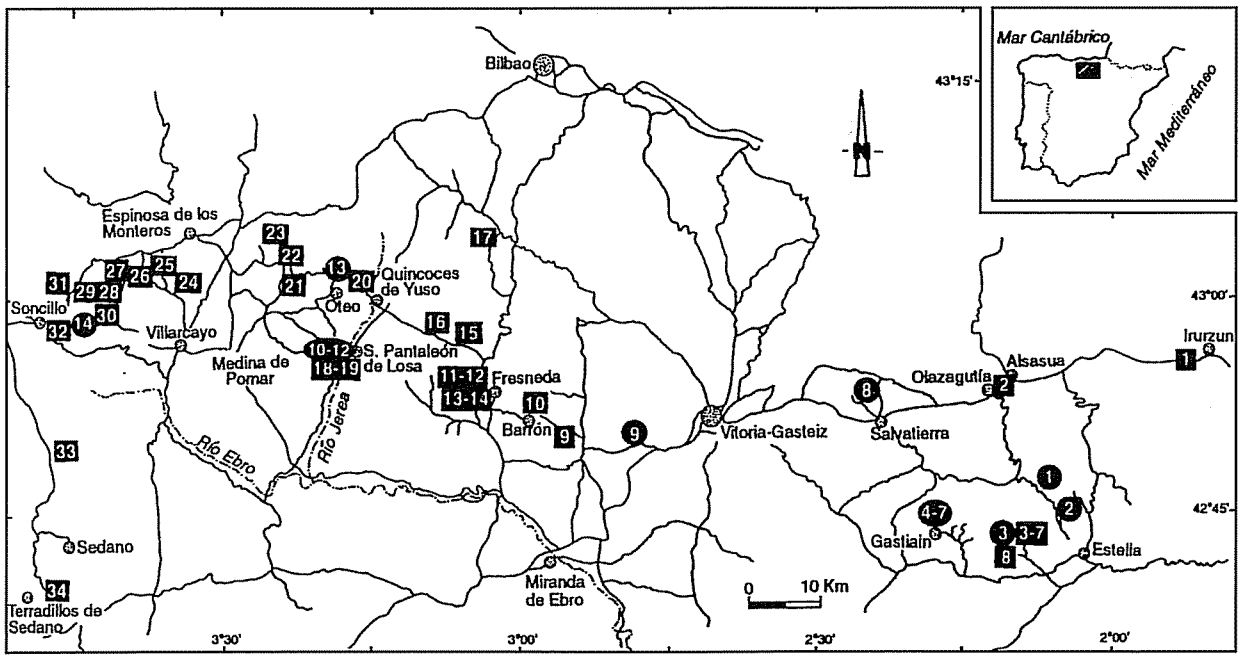


Figura 1. Situación geográfica de las principales series y localidades con fauna de inocerámidos en la Cuenca Navarro-Cántabra y en la Plataforma Norcastellana (modificado de López, 1994). Se han identificado ejemplares de *Platyceramus undulatoplicatus* (Römer) en las series (cuadrado): 2=OLA, 9=OR, 13=FRES, 14=FRN, 15=MA, 20=OT, 24=TOR, 26=LM, 28=VM, 29=VMW, 33=TU, 34=NI.

Series realizadas en el Valle de Losa

La mayoría de las secciones estudiadas en la Cuenca Navarro-Cántabra se localizan en el valle de Losa, situado en el extremo occidental de Alava y en el Norte de Burgos (figura 1), y en él se observan unas excelentes condiciones de afloramiento a lo largo de más de 50 Km. Todas las series realizadas en el Valle de Losa muestran los materiales característicos de la Formación de Losas (figura 2), en los que se reconoce una abundante fauna de ammonites, inocerámidos, y foraminíferos planctónicos (Martínez *et al.*, 1996) . En su parte central (al W de Villalba de Losa), la Formación de Losas alcanza los 1300 metros de potencia; en donde se habrían acumulado importantes espesores de sedimento durante el Santoniense más basal (zona de *Platyceramus undulatoplicatus*).

El límite Coniaciense/Santoniense se reconoce bastante bien a lo largo de todo el valle, gracias a la abundante presencia de *Platyceramus undulatoplicatus*, en todas aquellas secciones que abarcan el límite. Es importante indicar que en la mayoría de las series estudiadas en este valle la presencia de *P. undulatoplicatus* se restringe a un único nivel; excepto en Ormijana, en donde se reconocen dos niveles, que abarcan un total 11,4 m. En la mayoría de las secciones también aparecen texanitidos (Santamaría, 1992), aunque estos suelen aparecer bastante antes que la primera aparición de *P. undulatoplicatus*, como se puede observar en las secciones de Fresneda, Mambliga, Ormijana y Oteo. De hecho, en la sección de Oteo, el primer nivel de *Texanites (Texanites) gallicus* está a 46 m por debajo de la primera aparición de *P.* cf. *undulatoplicatus, y* el último nivel está a 16 m por debajo.

Series realizadas en la Barranca

De todas las series realizadas en la Barranca hay que destacar la de Olazagutia, localizada en la cantera de margas Eguibil, explotada por Cementos Portland; por su continuidad, un intervalo Santoniense caracterizado por un potente tramo margoso y muy expandido, un registro fósil abundante y diverso y la posibilidad de una preservación duradera (Gallemí *et al.*, 1997). Estos argumentos han motivado que esta sección ya fuese tenida en cuenta por diversos autores debido a su potencial en la definición del límite Coniaciense/Santoniense (Birkelund *et al.*, 1984). Recientemente, se la ha propuesto como candidata a ser la sección estratotipo para este límite (Lamolda y Hancock, 1996).

En la sección de Olazagutia se han observado 19 registros de *P. undulatoplicatus*, que corresponden a un distribución estratigráfica total de 11,5 metros en la sección.. Y dado que, en muchos casos, los diferentes registros de *P. undulatoplicatus* en la serie corresponden a simples registros de la distribución estratigrafica de esa

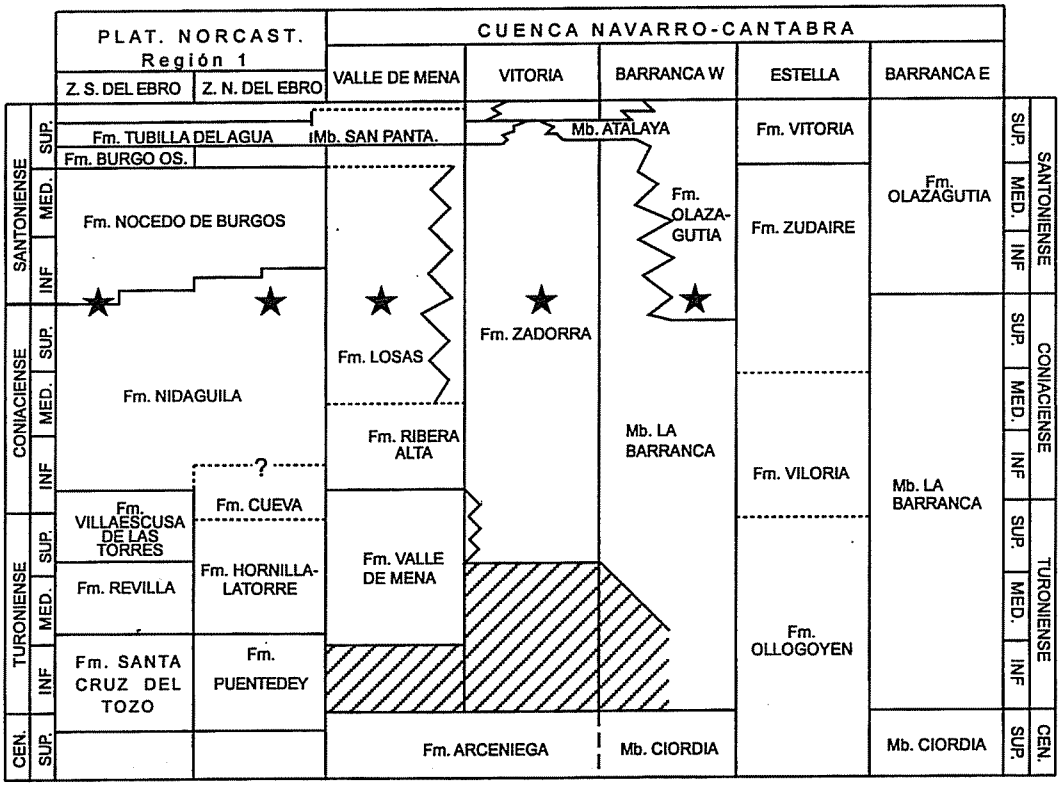


Figura 2. Esquema de las formaciones diferenciadas en la Cuenca Navarro-Cántabra y en la región I de la Plataforma Norcastellana, indicándose (estrella) en cuales, y en que posición estratigráfica, se han reconocido la especie *Platyceramus undulatoplicatus* (Römer). Las líneas punteadas corresponden a las modificaciones realizadas por López (1994) respecto de las edades propuestas originariamente para estas formaciones.

especie, y, no representan episodios de excepcional concentración de ejemplares, se debe reconsiderar la aplicación del concepto de evento que habían venido llevando a cabo diferentes autores en esta sección.

En general, se observa que en toda la cantera los ejemplares de *P. undulatoplicatus* son concordantes con el sedimento (lámina 1, figuras 1, 2 y 3); aunque se advierten notables diferencias, en cuanto a su forma de exposición, entre la parte este y la oeste de la misma. Así, en la parte este de la cantera se observa una concentración casi monotípica, "*bioclastic supported*" mostrando una "*stracking fabric*" en sección (Kidwell *et al.*, 1986); puesto que se observa una mezcla de valvas derechas e izquierdas, así como de moldes internos y externos, con la posibilidad de que muchas estén articuladas. Mientras, que en la parte oeste de la cantera la concentración muestra una continuidad lateral y una geometría tipo "*pavement*" (Kidwell *et al.*, 1986). Son "*matrix supported*" y se caracterizan por su carácter politípico, ya que se encuentra asociadas a otros bivalvos, equínidos y esponjas. De un muestreo de 31 ejemplares recolectados en niveles margosos homogéneos se ha observado que un 26% son moldes internos y un 74% moldes externos. Observándose esencialmente una distribución de moldes externos en los niveles inferiores y de moldes internos en los niveles superiores. Por lo que respecta al tipo de valva se observa un 23% de valvas derechas, un 19% de valvas izquierdas y un 58% de fragmentos. Estas notables diferencias entre un lado y otro de la cantera pueden ser el reflejo de diferentes condiciones paleoecológicas y/o tafonómicas; sin descartar, obviamente, los condicionantes relativos al afloramiento.

Series realizadas al N del Alto Ebro

Los afloramientos de edad Coniaciense y Santoniense son también muy extensos en esta área de la Plataforma Norcastellana, especialmente en los alrededores de la Merindad de Sotoscueva (Burgos), correpondiendo a materiales de la Formación de Nidáguila (figura 2). Las secciones en donde se puede observar el límite se sitúan en los alrededores de Villamartín de Sotoscueva, en donde se han realizado diversas secciones, en La Mesa, colina geográficamente muy próxima, y en Tormes, área ya más distante.

En las secciones que presentan una buena exposición del límite, se puede constatar que la presencia de *Platyceramus undulatoplicatus* queda restringida a dos niveles, muy próximos entre sí, con lo que la distribución estratigráfica de esta especie es muy corta en esta área, como se observa en la sección de Villamartín Oeste Lateral, en la que los dos niveles d *P. undulatoplicatus* abarcan tan solo 1,4 m. Por otra parte, al igual que en gran parte de la Cuenca Navarro-Cántabra las primeras apariciones de texanítidos (Santamaría, 1992) se registran por debajo de las primeras de *P. undulatoplicatus*; de hecho, en la sección de Villamartín Oeste Lateral, se observa que la primera aparición de *Texanites (Texanites)* sp. se sitúa 3,3 m por debajo de la primera aparición de *P. undulatoplicatus.*

Series realizadas al S del Alto Ebro

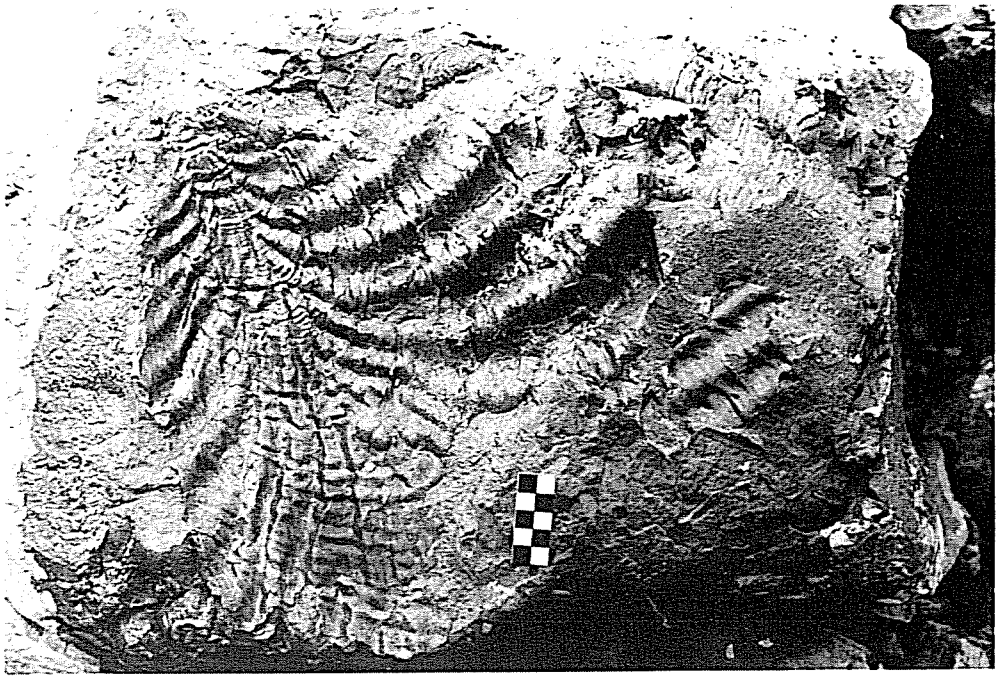
Los afloramientos de edad Coniaciense y Santoniense son asimismo muy extensos en esta área aunque la fauna de inoceramidos es más escasa que en la región más septentrional de la Plataforma Norcastellana y que en la Cuenca Navarro-Cántabra, y también corresponden a materiales de la Formación de Nidáguila (figura 2). Los afloramientos más completos en los que se pueden reconocer abudantes ejemplares de *Platyceramus undulatoplicatus* se localizan en los alrededores de Nidáguila y Terradillos de Sedano (figura 1).

Es importante destacar que si bien esta especie es muy abundante en los niveles en la que se la reconoce, presenta una distribución estratigráfica muy limitada en esta área. Ya que su presencia suele restringirse a un único nivel calcáreo margoso de medio metro de potencia en la zona de Nidáguila-Terradillos de Sedano, y a dos niveles calcáreo margosos , separados por un pequeño nivel margoso, en Turzo, que es en donde presenta la máxima distribución estratigráfica de esta área, que corresponde a 1 m.

Conclusiones

Si bien la utilidad y validez de la primera aparición de *Platyceramus undulatoplicatus* (Römer) para definir la base del Santoniense está avalada por las conclusiones de reuniones internacionales y las numerosas secciones del norte de España en donde aparece, se debe reconsiderar la aplicación del termino evento en sentido estricto al referirse sistemáticamente a todos los registros de esta especie. Puesto que, la mayoría de los tramos en los que se reconoce *P. undulatoplicatus* en Olazagutia difícilmente podrían corresponder a eventos en sentido estricto. En ese sentido podría ser menos confuso el emplear el término registro, especialmente en los casos en que la presencia de *P. undulatoplicatus* no comporte una gran abundancia de ejemplares y continuidad lateral.

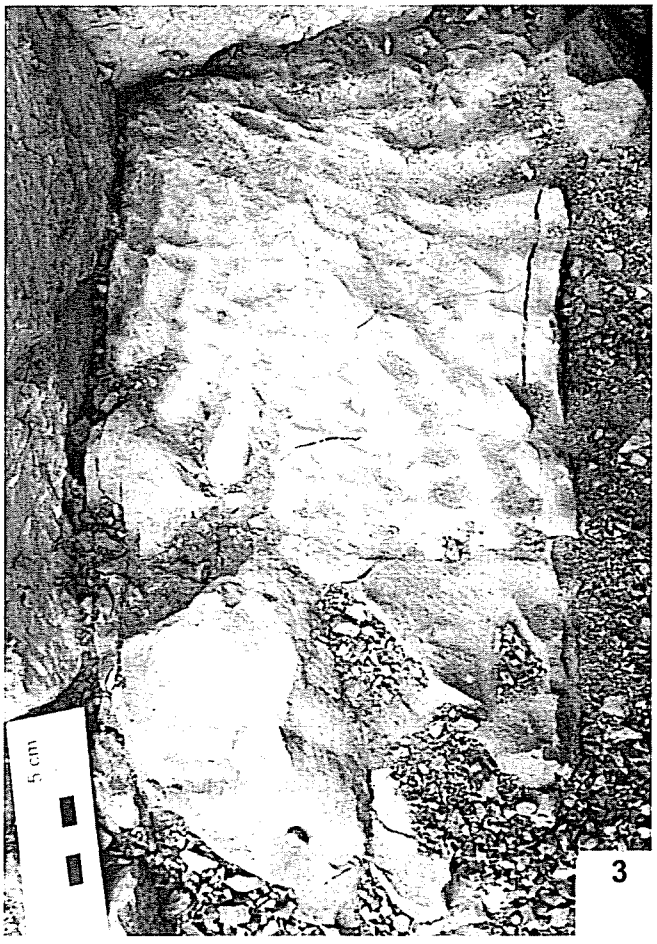
Por otro lado, hay que tener en cuenta la gran diferencia, en cuanto a la tasa de sedimentación, entre unas secciones y otras. Así, la distribución estratigráfica de *P. undulatoplicatus* abarca bastantes metros en Olazagutia y el valle de Losa, pero muy pocos en la Plataforma Norcastellana (en donde solo se ven dos registros en las series) y en otras regiones, como el Prepirineo de Lleida. De hecho, es precisamente en las secciones poco expandidas, y en donde la distribución estratigráfica de *P. undulatoplicatus* es casi métrica, en donde se podría utilizar más correctamente el término de evento, dada la gran concentración de ejemplares que se puede observar.



1



2



3

Lámina 1. 1. Ejemplar adulto de *Platyceramus undulatoplicatus* (Römer), procedente de un bloque rodado en la parte W de la cantera de Olazagutia (Navarra). Está rodeado de fragmentos de costillas, presumiblemente correspondientes al mismo individuo, así como de un ejemplar juvenil en la parte superior central de la fotografía. 2. Tramo margoso mostrando varios registros estratigráficos de *Platyceramus undulatoplicatus* (Römer), de tal forma que los moldes de las valvas están casi solapados unos a otros; procede de la parte E de la cantera de Olazagutia (Navarra). 3. Valva izquierda de un ejemplar aislado de *Platyceramus undulatoplicatus* (Römer) en la parte E de la cantera de Olazagutia (Navarra).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB95-0505-C02-02 de la DGICYT, y es una contribución al proyecto 362 del IGCP de la UNESCO. Agradecemos la colaboración del Sr. Emilio Río Rodríguez de la Fábrica de Cementos Portland en Olazagutia (Navarra), por permitirnos el acceso a la cantera de margas explotada por su empresa. También agradecemos a los restantes miembros del proyecto de la DGICYT su colaboración, tanto en los trabajos de campo como en las discusiones en el laboratorio.

Bibliografía

Amiot, M. 1982. El Cretácico superior de la Región Navarro-Cántabra. *In: El Cretácico de España. Univ. Complutense. Madrid.* 88-111.

Birkelund, T., Hancock, J.M., Hart, M.B., Rawson, P.F., Remane, J., Robaszynski, F., Schmid, F. y Surlik, F. 1984. Cretaceous stage boundaries-Proposals. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **33 (1-2)**, 3-20.

Gallemi, J., Kuechler, T., Lamolda, M., López, G., Martínez, R., Muñoz, J., Pons, J.M. y Soler, M. 1997. The Coniacian-Santonian boundary in Northern Spain: the Olazagutia section. *Mineralia Slovaca*, **29**, 311.

Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. y Digner, T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, **1**, 228-238.

Lamolda, M.A. y Hancock, J.M. 1996. The Santonian stage. *Proceedings: Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries. Bulletin de l'Institut Royal des Sciense naturalles de Belgique*, **66-SUP**, 95-102

López, G. 1992. Paleontología y Bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) del Cretácico superior de la Cuenca Navarro-Cántabra y de la Plataforma Nord-Castellana. Parte III: Estudio sistemático del subgénero *Platyceramus* Seitz. *Boletín Geológico y Minero*, **103 (4)**, 643-701.

López, G. 1994. Bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) de la Cuenca Navarro-Cántabra y de la Plataforma Norcastellana. Comparación con zonaciones de otras áreas de Europa. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **18**, 309-336.

Martínez, R., Lamolda, M.A., Gorostìdi, A., López, G. y Santamaría, R. 1996. Bioestratigrafía integrada del Cretácico superior de la región Vascocantábrica. *Revista Española de Paleontología* (Núm. ext.), 160-171.

Santamaría Zabala, R. 1992. Los Ammonoideos del Cenomaniense superior al Santoniense de la plataforma nord-castellana y la cuenca navarro-cántabra. Parte I. Bioestratigrafía y sistemática: Phylloceratina, Ammonitina (Desmocerataeae y Hoplitacea) y Ancyloceratina. *Treballs Museu Geologia de Barcelona*, **2**, 171-268

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Presencia de *Bison priscus* en Galicia (NO de la Península Ibérica)

F. López-González, M. Vila Taboada y A. Grandal d'Anglade
Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. 15071. A Coruña. España. Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Fund. Isidro Parga Pondal. 15168 O Castro, A Coruña. España. E-mail: xefer@mail2.udc.es

Los cambios climáticos asociados a los períodos glaciares cuaternarios han producido esencialmente dos efectos que influyeron, sin duda, en la fauna gallega pleistocena: cambios en el nivel del mar (que llegó a alcanzar 200 m por debajo de su nivel actual) y, asociados a ellos, el desarrollo de aparatos glaciares a lo largo de toda la Cadena Cantábrica. Durante el máximo glaciar, la Cordillera Cantábrica constituyó una barrera casi contínua de glaciares que, si bien no debieron llegar a impedir la circulación de la fauna hacia el interior de la Península, en combinación con el descenso del nivel del mar propiciaron una mejor comunicación a lo largo de la actual Plataforma Continental, ahora sumergida, donde, al haberse retirado el mar por el descenso glacioeustático, existía un camino amplio y sin obstáculos geográficos para el desplazamiento de la fauna.

De esta manera, durante el último máximo glaciar, las especies que habitaban la vertiente norte de la Cornisa Cantábrica, al verse empujadas por el avance de los hielos hacia cotas cada vez más bajas, debieron de encontrar en el Norte y Oeste de Galicia un amplio territorio que poblar, y a través del cual poder migrar hacia latitudes más bajas, como el Sur de Galicia o Portugal, mientras que en las fases interglaciares el flujo faunístico se invertiría (Grandal *et al.*, 1997).

La dispersión de las faunas de macromamíferos por el corredor noroeste es, en algunos casos, más supuesta que probada. Ello es debido, básicamente, a la escasez o incluso ausencia de datos en amplias zonas del Hercínico peninsular (Cardoso, 1996; Grandal *et al.*, 1997). Existe alguna cita sobre la existencia de fauna fría en Galicia como la presencia de *Rangifer tarandus* en A Valiña (Altuna, 1996), si bien muy dudosa. También se cita la presencia de faunas más cálidas en Asturias, como el caso de *Elephas antiquus* en El Bujerón (Mazo, 1998) que procedería del Sur, presumiblemente a través de Galicia, caso de confirmarse la cita. La presencia de otras especies pleistocenas con cierto valor como indicadores paleoecológicos, como el *Mammuthus primigenius* (Torre Enciso, 1962) sí está plenamente confirmada.

El área de distribución de los grandes bóvidos también se vio modifiada por el endurecimiento climático durante las glaciaciones. De esta manera, en el Noroeste peninsular, los representantes del género *Bison* llegarían procedentes de localidades más septentrionales empujados por las cada vez más duras condiciones ambientales, favorecidos frente a los representantes del género *Bos*, menos capacitado para realizar movimientos migratorios y con menor adaptación a condiciones frías (Delpech *et al.*, 1983). A pesar de que los restos de grandes bóvidos aparecen en los yacimientos cársticos con relativa frecuencia (Altuna, 1971, 1972, 1979), se une a la escasez de preservación la dificultad de la determinación de los mismos. Tal vez por ello, la distinción entre *Bos* y *Bison* sólo sea definitiva a escala poblacional.

La presencia de bisonte en Galicia permanece controvertida debido a que no está claro cual fue el máximo alcance de sus movimientos migratorios. Tal y como ocurre para otras especies pleistocenas, Galicia aparece de nuevo como un ecotono entre distintos hábitats lo que se manifiesta en la posible aparición de representantes de la fauna fría y otros propios de condiciones más templadas.

Un poco más al Sur, en Portugal, no se confirmó en ningún caso su presencia, más bien todo lo contrario, existiendo una manifiesta dominancia de otro bóvido: *Bos primigenius* que, aunque muy similares anatómicamente, pertenecen a distintos géneros y presentan una clara diferenciación en cuanto a su paleoecología (Cardoso, 1993).

M.T. Alberdi apunta la posibilidad de su existencia en Galicia por los restos localizados en el yacimiento de Praducelos. Se trata de un fragmento de clavija y un fragmento de maxilar izquierdo, aunque no llegó a determinar con seguridad el género al que pertenecen ambas piezas (Alberdi, 1985).

En una prospección posterior se recogieron más restos en el mismo yacimiento y se volvieron a revisar los estudiados por Alberdi, llegando a la conclusión de que ambos géneros podían estar representados en Praducelos. Las piezas determinadas como pertenecientes a Bison son las siguientes: el fragmento de maxilar superior izquierdo anteriormente mencionado, un fragmento de húmero, un segundo molar superior y una serie molar inferior. Las piezas pertenecientes a Bos serían las restantes: un sacro, un calcáneo derecho, un húmero derecho, un fragmento de maxilar derecho con la serie molar, una apófisis distal de fémur, un fragmento de frontal y diez vértebras. (Grandal d'Anglade y Vidal Romaní, 1991). Respecto a la clavija estudiada por Alberdi (1985) estos autores se inclinan por su pertenencia a *Bos taurus* más que a *Bos primigenius* o *Bison priscus*.

En este trabajo se presenta el estudio de restos de grandes bóvidos localizados en otro yacimiento gallego, Liñares, que parecen confirmar la presencia de *Bison priscus* en Galicia. Se trata de una tibia y un astrágalo izquierdos pertenecientes a un mismo individuo.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de la Tesis Doctoral de uno de los autores (Fernando López González), actualmente en curso. Ha sido subvencionado con cargo a los fondos

de investigación proporcionados por el proyecto XUGA10308A97 (1997-1999).

Bibliografía

Alberdi, M. T. 1985. Macromamíferos (équidos, bóvidos) de la cueva de Praducelos (Suegos, Lugo). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **10**, 225-228.

Altuna, J. 1971. Los Grandes Bóvidos en los yacimientos guipuzcoanos. *Primera Semana de Antropología Vasca*, Bilbao, 489-496.

Altuna, J. 1972. Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa. *Munibe*, **24** (1/4): 1-465.

Altuna, J. 1979. La faune des Ongulés du Tardiglaciaire en Pays Basque et dans le reste de la région cantábrique. In: *La fin des temps glaciaires en Europe*, Coll. Internat. CNRS, **271**, 85-95.

Altuna, J. 1996. Faunas de clima frío en la Península Ibérica durante el Pleistoceno superior. In: P. Ramil-Rego, C. Fernández y M. Rodríguez (coord.). *Biogeografía Pleistocena-Holocena de la Península Ibérica*. Consellería de Cultura, Xunta de Galicia, Santiago, 13-42.

Cardoso, J. L. 1993. *Contrbuição para o conhecimento dos grandes mamiferos do Plistocénico Superior de Portugal*. Centro de Estudos Arqueológicos do Concelho de Oeiras, Oeiras, 567 pp.

Cardoso, J. L. 1996. Les grands mammifères du Pléistocène supérieur du Portugal. Essai de synthése. *Geobios*, **29** (2), 235-250.

Delpech, F.; Donard, E.; Gilbert, A.; Guadelli, J.-L.; Le Gall, O.; Martini-Jacquin, A.; Paquereau, M.-M.; Prat, F. & Tournepiche, J.-F. (1983). Contribution à la lecture des paleoclimats quaternaires d'après les données de la Paleontologie en milieu continental. Quelques exemples de flores et de faunes d'Ongulés pris dans le Pléistocène supérieur d'Aquitaine. *CNRS Cahiers du Quaternaire*, nº spécial, 165-177.

Grandal d'Anglade, A. y Vidal Romaní, J. R 1991. Macromamíferos del Pleistoceno Superior de Galicia (NW de la Península Ibérica). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **16**, 7-22.

Grandal d'Anglade, A.; López-González, F. & Vidal Romaní, J. R. 1997. Condicionantes en la distribución de macromamíferos en Galicia (NW de la Península Ibérica) durante el Cuaternario superior. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **22**, 43-66.

Mazo, A. V. 1998. El elefante fósil de Buelna (Asturias). Nota preliminar. *Estudios geológicos*, **54**, 273-274.

Torre Enciso, E. 1962. Hallazgo de dos molares de mamut (*Elephas primigenius*) en una cantera de Buján, provincia de Lugo. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **65**, 111-118.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Aspectos tafonómicos de bivalvos del Triásico Medio de Calasparra (Murcia)

A. Márquez-Aliaga[1], L. Márquez[2], S. Ros[2] y A. Goy[3]

[1] Instituto "Cavanilles" de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Departamento de Geología. Universidad de Valencia, 46100 Burjassot (Valencia). E-mail: marqueza@uv.es

[2] Departamento de Geología. Universidad de Valencia, 46100 Burjassot (Valencia). E-mail: Leopoldo.Marquez@uv.es

[3] Departamento de Paleontología. Universidad Complutense de Madrid. 28003 Madrid. E-mail: agoy@eucmos.sim.ucm.es

En los alrededores de Calasparra (Murcia), el Triásico Medio está representado por diversos niveles carbonatados pertenecientes a la Formación Majanillos definida por Pérez-López (1991). La presencia de varias especies de cefalópodos indica una edad Anisiense Superior para los niveles inferiores de esta Formación (Miembro Salmerón). Los tramos situados por encima (base del Miembro Chiclana) presentan una fauna de ammonoideos y nautiloideos propios del Ladiniense inferior (Fassanienense) (Goy *et al.* , 1996) .

Un estudio paleontológico detallado de los tramos del Miembro Chiclana ha permitido la identificación de las siguientes especies de bivalvos: *Plagiostoma striata* (Schlotheim), *Chlamys schroeteri* (Giebel), *Chlamys* sp., *Gervilleia joleaudi* Schmidt, *Leptochondria alberti* (Goldfuss), *Modiolus myoconchaeformis* (Philippi), *Pseudocorbula gregaria* (Münster), *Pleuromya elongata* (Schlotheim), *Costatoria kiliani* (Schmidt), *Neoschyzodus laevigatus* (Goldfuss), *Bakevellia costata* (Schlotheim), *Placunopsis* cf. *flabellum* Schmidt y Bivalvia indet.

Se han identificado, así mismo, ejemplares de foraminíferos: *Lamelliconus* cf. *procerus* (Liebus) , *Nodosaria ordinata* Trifonova, anélidos: *Spirorbis phlyctaena* Bronnimann et Zaninetti y conodontos: *Pseudofurnishius murcianus* Boogaard.

Asociaciones muy similares de bivalvos fueron citadas por Schmidt (1935) en los alrededores de Cehegin (Murcia) y atribuidos al Longobardiense medio. Sin embargo, en la localidad de Ramon (Sur de Israel) a una asociación equivalente se le atribuye una edad Anisiense superior – Ladiniense inferior (Lerman, 1960). Por su parte, la fauna de foraminíferos y de conodontos no se contradice con una edad Ladiniense (Rettori, 1995; Hirsch, 1995) para estos niveles.

El estudio tafonómico de los registros fósiles ha permitido interesantes observaciones fosildiagenéticas, especialmente, en relación con los restos de bivalvos. Se han podido identificar diversos tipos de microestructuras: a) Conchas biminerálicas con una microestructura prismática simple calcítica en el ectostraco y con un "cast" de esparita subyacente que ocupa el espacio de la microestructura aragonítica original. b) Conchas biminerálicas con una microestructura foliar calcítica en el ectostraco y con un "cast" de esparita subyacente que ocupa el espacio de la microestructura aragonítica original. c) Conchas biminerálicas con una microestructura foliar calcítica en el ectostraco y una capa subyacente con microestructura "crossed-lamellar", conservada en esparita por reemplazamiento del aragonito original. d) Conchas uniminerálicas registradas como "cast" de esparita y parcialmente reemplazadas por sílice y e) Conchas uniminerálicas registradas como "cast" de esparita en las que se aprecian envolturas micríticas.

La microestructura "Crossed-lamellar" observada (Fig.1) se ajusta a la figurada por Carter (1990, Figura 37A, 2) en *Lopha marshi* (Sowerby) del Jurásico medio de Gloucester (Inglaterra) , descrita por dicho autor como microestructura CCF (Cone Complex Crossed Foliated). Una microestructura similar es figurada también por Carter and Lutz (1990, Lámina 11, figura T) en *Trapezium (Neotrapezium) sublaevigatum* (Lamarck), bivalvo actual de Filipinas.

Las microestructuras prismáticas conservadas (a) se atribuyen a probables Pteriacea (*Bakevellia* y *Gervilleia*). Las microestructuras foliares (b) podrían haber pertenecido a Pectinacea *Chlamys* y *Placunopsis*). La microestructura "crossed-lamellar" (c) acompañada de foliar aparece en diversos grupos de bivalvos como Pectinacea, Anomiacea o Limacea (Taylor 1973). Dado que en las secciones estudiadas no aparecen indicios de ornamentación radial ondulada (costillas) en la capa foliar, hay que atribuir estos restos a Anomiacea o a Terquemidae (Pectinacea), pudiéndose tratar, en este caso, de alguna especie de Placunopsis o Enantiostreon. Este aspecto apoyaría la hipótesis de que la problemática familia Terquemidae pudiera tener especies de conchas biminerálicas (De Renzi y Márquez-Aliaga, 1980). Por otro lado, se plantea la posibilidad de que estas conchas con microestructuras foliares y "crossed lamellar" si son de Placunopsis apoyen la inclusión este genero en Anomiacea , en lugar de en Pectinacea. Por último, queremos destacar que esta característica microestructural (CCF en sentido de Carter, op.cit) es la primera vez que se observa en registros de bivalvos del Triásico español.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto de la DGICYT PB95-0084. Agradecemos al Dr. M. De Renzi, del Instituto Cavanilles de B y B. E. de la U. de Valencia, sus interesantes aportaciones y sugerencias.

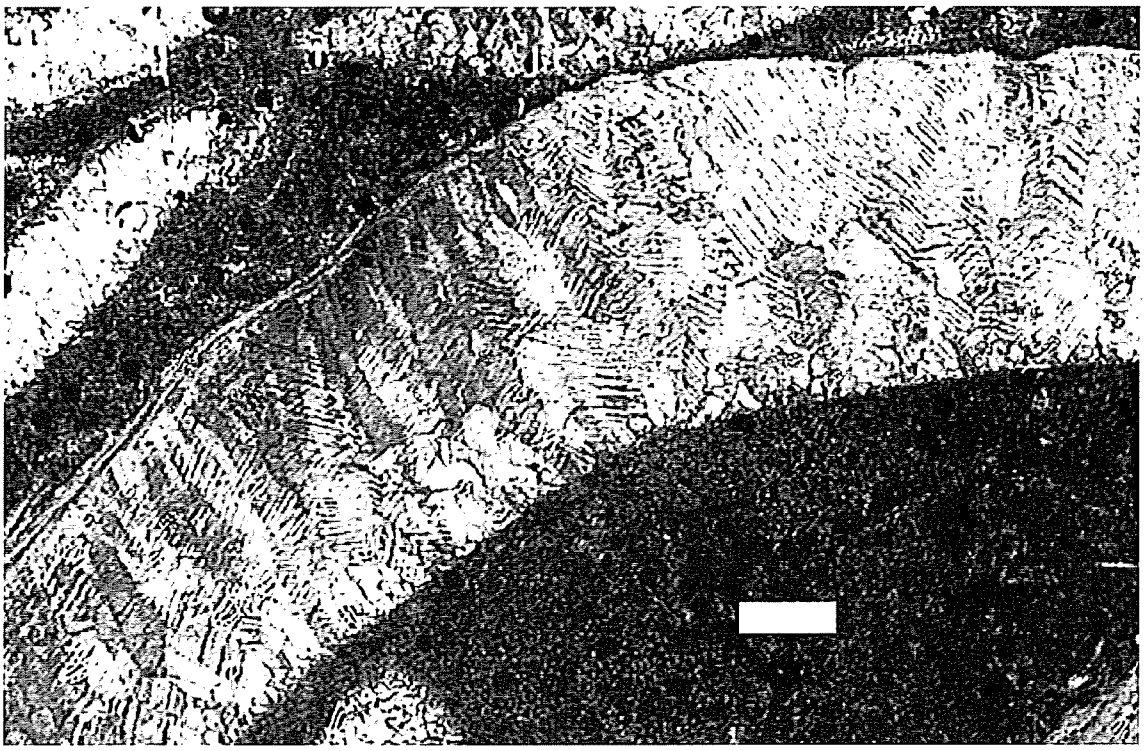


Figura 1. Sección transversal de una concha de bivalvo indeterminado (posible *Placunopsis*) mostrando una capa externa fina de microestructura foliar y otra interna de "Crossed-lamellar" CCF (*sensu* Carter 1990). Muestra CP-44S. barra = 200 µ

Bibliografía

Carter, J.G. 1990.- Evolutionary Significance of Shell Microstructure in the Palaeotaxodonta, Pteriomorphia and Isofilibranchia (Bivalvia: Mollusca). In: *Skeletal Biomineralization: Patterns, Processes and Evolutionary Trends*. Volume I . pag. 135- 296 . (J. G. Carter, Ed.). Van Nostrand Reinhold. New York.

Carter, J.G. & Lutz, R.A. 1990.- Bivalvia (Mollusca). In: *Skeletal Biomineralization: Patterns, Processes and Evolutionary Trends. Atlas and index.* Volume I I. pl. 11 (J. G. Carter, Ed.). Van Nostrand Reinhold. New York

De Renzi, M. y Márquez-Aliaga, A. 1980.- Primary and diagenetic features in the microstructure of some Triassic bivalves. *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas* **34**, 101-116.

Goy, A., Martinez, G., Pérez Valera, F., Perez Valera, J. A., Trigueros Ramos, L. M. 1996.- Nuevos hallazgos de Cefalópodos (Ammonoideos y Nautiloideos) del Ladiniense Inferior en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. *XII Bienal.Tomo extraordinario. 125 Aniversario de la RSEHN*, 311-314.

Lerman, A. 1960.- Triassic pelecypods from southern Israel and Sinai. *Bull. Research Council of Israel,* **9,** (1-60).

Pérez-López, A.D. 1991.- *El Trias de Facies Germánica del Sector Central de la Cordillera Bética.* Tesis Doctoral, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias (Universidad de Granada). 400 pp

Rettori, R. 1995. Foraminiferi del Trias inferiori e medio della Tetide: Revisione tassonomica, stratigrafia e interpretazione filogenetica. *Publications du Département de Géologie et Paleontologie* Univ. Genève, **18**, 1-150.

Schmidt, M. 1935.- Fossilien der spanischen Trias. *Abhandlungen der Heidelberger Akademie der Wissenschaften,* **22**, 1-140.

Taylor, J.D. & Kennedy, W.J. & Hall, A. 1973.- *The shell structure and mineralogy of the bivalvia.. Bulletin of the British Museum (Natural History) Zoology.*, **22,** 294 pp..

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Nuevos datos sobre *Pseudofurnishius* (Conodonta, Triásico) en España

A. Márquez-Aliaga[1,2], J.I. Valenzuela-Ríos[1] y P. Plasencia[1]

[1] Departamento de Geología; Universitat de València; 46100 Burjassot (València)
[2] Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva; Universitat de València; 46100 Burjassot (València)

El género *Pseudofurnishius* van den Boogaard, 1966 fue establecido en niveles pertenecientes al Muschelkalk de la Sierra de Carrascoy y en el área de Zarzilla de Ramos (provincia de Murcia) y en Sierra de Almagro y Sierra de Alhamilla (provincia de Almería). Este género se caracterizó inicialmente por desarrollar una plataforma lateral denticulada en su parte interna (*op. cit.*). Posteriormente van den Boogaard y Simon, (1973) amplían la definición del género para incluir ejemplares que desarrollen también una plataforma externa. Actualmente se reconocen seis taxones que aparecen en el siguiente orden estratigráfico ascendente: *P. priscus* Saddedin, *P. sosioensis* Gullo & Kozur, *P. huddlei* van den Boogaard & Simon, *P. praecursor* Gullo & Kozur, *P. murcianus* van den Boogaard y *P. murcianus* ssp. B de Gullo & Kozur. A estos taxones nosotros añadimos dos nuevos en nomenclatura abierta *P. murcianus* morfotipo a y *P. huddlei* morfotipo a (ver más abajo).

Después de los trabajos de van den Boogaard en el sur de España, solamente unos pocos autores se han ocupado del género *Pseudofurnishius* en nuestro país: Hirsch (1972) en un trabajo combinando hallazgos de Israel, sur de Francia y de la Cordillera Bética; March (1986, 1991) quien cita *P. murcianus* en Menorca, Pirineos, Cordillera Costero Catalana, Cordillera Ibérica. Finalmente cabe destacar los trabajos de Márquez-Aliaga, *et al.* (1987) y Márquez-Aliaga, *et al.* 1994 donde *P. murcianus* se halló en dos niveles de una sucesión triásica que libró otros conodontos, bivalvos, foraminíferos, nautiloideos y ammonoideos en Calanda (Teruel) y Márquez-Aliaga *et al.* (1996) en Espejeras (Alicante) con el hallazgo de *P. murcianus* en la matriz que constituye el molde interno de *Germanonautilus* cf. *bidorsatus*. Ninguno de estos trabajos incluyen un estudio exhaustivo del género *Pseudofurnishius*, y en todos ellos las citas corresponden a la especie tipo, que es la más abundante, *P. murcianus*.

Para la realización de este trabajo hemos estudiado numerosas muestras del Muschelkalk datadas previamente mediante moluscos como Triásico Medio. El hallazgo de conodontos es esporádico, y solamente se han encontrado escasos y mal preservados conodontos en algunos niveles de las siguientes secciones (fig. 1): Alós de Balaguer –CEAB- (Lérida) en las Sierras marginales de la Cordillera Pirenaica (Calvet en preparación); Libros –LI- (Teruel, Márquez-Aliaga, 1985) Henarejos –HE- (Cuenca, López *et al.*, 1987) y Bugarra –BU- (Valencia, Márquez-Aliaga, *et al.* 1984), las tres pertenecen al sector meridional de la Cordillera Ibérica; Espejeras –ESP- (Alicante, López-Gómez *et al.*, 1994) y Calasparra –CPR- (Murcia, Goy *et al.*, 1996) ambas corresponden al sector nororiental del Prebético.

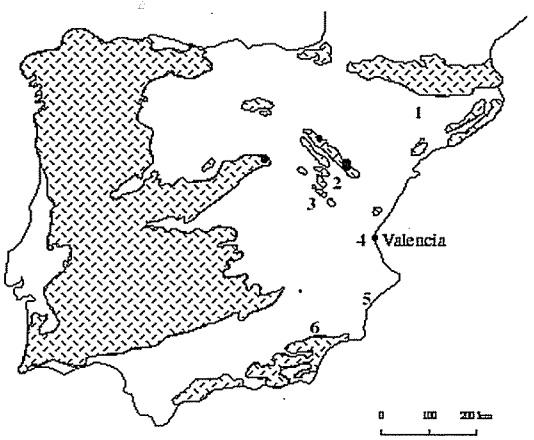


Figura 1. Localización de las secciones estudiadas. 1) Alos de Balaguer; 2) Libros; 3) Henarejos; 4) Burgarra; 5) Calasparra; 6) Espejeras. Trama oblicua indica materiales precámbricos y paleozoicos.

Se han reconocido cinco taxones de *Pseudofurnishius* en los siguientes niveles: *P. praecursor* junto a *Sephardiella truempyi* (Hirsch, 1971) y *P. murcianus* b en CEAB-2; *P. praecursor* se halla asociado a *P. huddlei* a y *P. murcianus* b en HE-18, a *P. murcianus* b y *P. huddlei* a en LI-8; *P. murcianus* b y *P. huddlei* a se hallan juntos en HE-14; *P. murcianus* b y *P. huddlei* b se registran en HE-20; *P. murcianus* b se halla como único taxón en CEAB-6, BU-pl, ESP-29, ESP-31, CPR-13.t; *P. murcianus* a y *P. murcianus* b se registran juntos en CPR-10.4 y por último, es de destacar la presencia conjunta de *P. praecursor* y *P. murcianus* b en CPR-44.s y una forma atípica de *P. huddlei* a (tabla 1).

P. praecursor muestra en su lado externo una fila de dentículos que se proyectan subhorizontalmente a partir de un reborde de la lámina sin llegar a constituir una verdadera plataforma, por ello, se diferencia del taxón anterior. En contraste, *P. murcianus* exhibe una sola plataforma (interna) denticulada. Hemos reconocido dos morfotipos que nombramos con las letras griegas a y b (fig. 2) b corresponde al holotipo, paratipos y material comúnmente atribuido a *P. murcianus*. El morfotipo a muestra una plataforma algo diferente; su contorno es redondeado con la máxima anchura localizada en el tercio posterior de la unidad, presenta dos filas de dentículos una casi paralela a la lámina y la otra siguiendo el contorno externo de la plataforma; posteriormente alcanza el penúltimo dentículo de la lámina.

Para el taxón *P. huddlei* distinguimos dos morfotipos, a y b. El morfotipo a se caracteriza por presentar un marcada inflexión hacia el lado interno de la lámina en su tercio posterior; la plataforma externa es pequeña, de forma triangular, con 1-2 dentículos, el posterior se alinea con el primer dentículo de la lámina que marca la doblez posterior.

	P. huddlei α	*P. huddlei* β	*P. praecursor*	*P. murcianus* α	*P. murcianus* β	*P.* sp	*S. mungoensis*	*S. truempyi*	Mtelm
CEAB-1									2
CEAB-2			3		1	1		4	5
CEAB-6					2	1			
LI-8	1		6		17	A	1		A
HE-14	1				10	22			104
HE-18	5		5		3	17			74
HE-20		1			5	2			2
ESP-28									4
ESP-29					3				2
ESP-31					5	3			16
BU-pl					1				4
CPR-10.4				2	1				6
CPR-13.t					2	1			
CPR-15.8									1
CPR-30.b									2
CPR-44.s			1		2	4			4
CPR-46.s	1								1

Tabla 1. Distribución de taxones en los niveles estudiados: P: *Pseudofurnishius;* S: *Sephardiella*; Mtelm: Multielementos; A: Abundantes (más de 110 ejemplares). CEAB: Alós de Balaguer (Cordillera Pirenaica); LI: Libros, HE: Henarejos, BU: Bugarra (Cordillera Ibérica); ESP: Espejeras-Agost, CPR: Calasparra (Area Subética - Cordillera Bética).

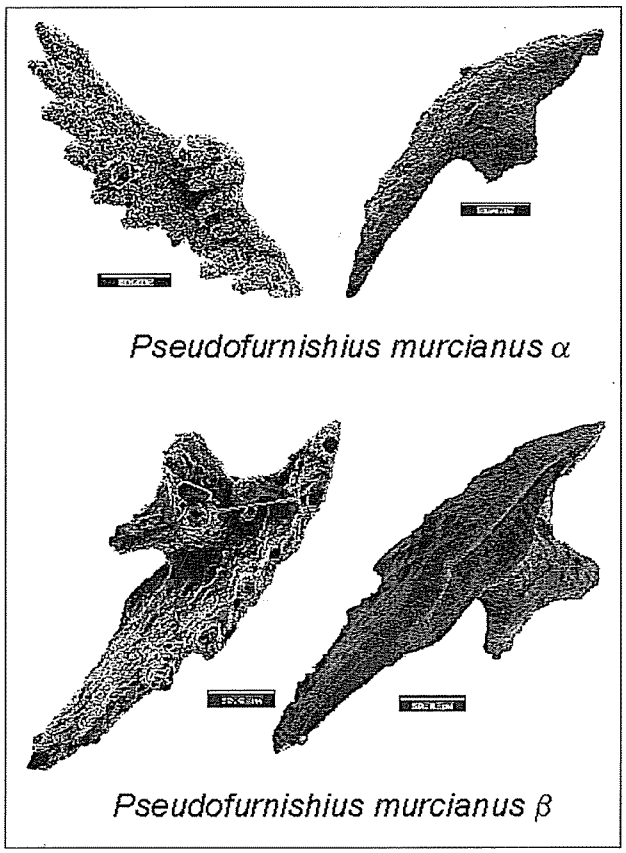


Figura 2. Morfotipos alpha (Nivel CPR-10.4) y beta (Nivel 13.t).

Este trabajo permite el reconocimiento, por primera vez en España, de cinco taxones de *Pseudofurnishius* en las capas carbonáticas del Muschelkalk del Triásico Medio. Los datos bioestratigráficos presentados por Hirsch (1995) nos permiten inferir que la asociación de *P. praecursor* y *Sephardiella truempyi* registrada en la sección CEAB de los Pirineos tendría una edad Ladiniense inferior (Fassaniense). La presencia de *S. mungoensis*, que aparece a partir del límite inferior del Longobardiense (Hirsch 1995), indicaría una edad Ladiniense superior para el nivel LI-8. En los otros casos la edad atribuida mediante conodontos es Ladiniense, sin mayor precisión.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto DGICYT PB95-0084.

Bibliografía

Boogaard, M. van den. 1966. Post-Carboniferous conodonts from south-eastern Spain. *Koninklighen Nederlengen Akademie Van Wetenschappen*, **69**, (5), 1-8.

Boogaard, M. van den & Simon, O.J. 1973. Pseudofurnishius (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras SE Spain. *Scripta Geologica*, **16**, 1-23.

Goy, A., Martinez, G., Perez Valera, F., Perez Valera, J. A. y Trigueros Ramos, L. M. 1996. Nuevos hallazgos de Cefalópodos (Ammonoideos y Nautiloideos) del Ladiniense Inferior en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. *XII Bienal. T. Extraordinario. 125 Aniversario de la RSEHN.* 311-314.

Hirsch, F. 1971. Conodontes nouvelles du Trias méditerranéen. *Comte Rendue Sociètè Physique Històrie Naturelle Genève*, **6**, 65-69.

Hirsch, F. 1972. Triassic conodonts from Israel, southern France and Spain. *Mitteilungen Geologie Gens. Berghaustudium*, **21**, 811-828.

Hirsch, F. 1995. Triassic conodonts as ecological and eustatic sensors. *Pangea: Global Environments and Resources Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir **17**, 949-959.

López, J., Márquez-Aliaga, A., Arche, A. y Goy, A. 1987. Las facies Muschelkalk de Henarejos (Cuenca): sedimentología y fauna del tramo superior. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 665-676.

López-Gómez, J., Márquez-Aliaga, A., Calvet, F., Márquez, L. y Arche, A. 1994. Aportaciones a la estratigrafía y paleontología del Triásico Medio de los alrededores de Agost, Alicante. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural,* **89**, (1-4),109-120.

March, M. 1986. *Conodontos del Triásico medio de los sectores meridionales de la cordillera ibérica y de los catalánides*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Valencia. 136 pp.

March, M. 1991. *Los conodontos del Triásico medio (facies Muschelkalk) del noroeste de la Península Ibérica y de Menorca*. Tesis doctoral. Universidad de Valencia. 395 pp.

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.

Márquez-Aliaga, A., Santisteban, C. y Márquez, L. 1984. Triásico medio de Bugarra (Valencia, España). *Estudios geológicos.* **40,** (5/6), 365-374.

Márquez-Aliaga, A. Márquez, L. March, M. Goy, A. y Brito, J.M. 1987. Aspectos paleontológicos del Muschelkalk de la zona de Calanda (provincia de Teruel). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 677-689.

Márquez-Aliaga, A. Budurov, K. y Martínez, V. 1996. Registro de conodontos del Triásico Medio en un nautiloideo de Espejeras (Alicante, España). *Coloquios de Paleontología*, **48**, 73-48.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

El trofismo del lago de Las Hoyas (Cretácico inferior, Cordillera Ibérica)

C. Martín-Closas
Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 80828 Barcelona

El estudio del paleotrofismo de las aguas de los lagos constituye un objetivo fundamental para la caracterización paleoecológica de estos ecosistemas. La herramienta tradicional para alcanzar este objetivo ha sido el estudio del fitoplancton fósil, especialmente las diatomeas (vease por ejemplo Margalef, 1983). En los últimos años se ha incrementado el interés por el estudio de la ecología de los macrofitos acuáticos actuales y actualmente se conocen los límites de tolerancia de la mayoría de macrofitos acuáticos europeos y norteamericanos respecto a la concentración de fósforo o amonio totales disueltos en el agua. Estos estudios constituyen un buen patrón de comparación en el análisis del trofismo de los lagos del pasado.

Macrofitos acuáticos en el paleolago de Las Hoyas

Los restos fósiles de macrófitos acuáticos más abundantes en las facies lacustres del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica son, sin lugar a dudas, los girogonitos y utrículos de las carofitas. No obstante, hasta hace poco, no se disponía de datos suficientes para asegurar que estos fósiles reflejaban también la composición real de la vegetación macrofítica de los lagos cretácicos ibéricos. Estos datos provienen del yacimiento de Las Hoyas (La Cierva, Cuenca), donde por primera vez se ha podido conocer la morfología general de los talos de carofitas cretácicas y se ha podido situar dichos talos en su contexto paleoecológico (Martín-Closas y Diéguez, 1998). Los resultados actuales indican que las carofitas constituian en el Cretácico inferior de Las Hoyas poblaciones relativamente diversas que ocupaban los márgenes del lago, formando una zonación básicamente condicionada por la luz. La importancia de las carofitas en los medios lacustres del Cretácico inferior se puede explicar en parte por la práctica ausencia de plantas vasculares acuáticas. En los lagos, la historia evolutiva de las plantas ha sido extremadamente conservadora y las asociaciones de macrofitos dominadas por carofitas, ya presentes en el Silúrico, continuaron existiendo hasta la radiación de las angiospermas acuáticas en el Cretácico superior.

En las Hoyas dominaron las carofitas de las especies *Clavatoraxis robustus* Martín-Closas y Diéguez 1998 perteneciente a las clavatoráceas y *Palaeonitella vermicularis* Martín-Closas y Diéguez 1998 asignada a Nitelleae. Otras dos especies, *Clavatoraxis diaz-romerali* Martín-Closas y Diéguez 1998, una clavatorácea, y *Charaxis spicatus* Martín-Closas y Diéguez 1998, posiblemente una carácea, parecen restringidas a condiciones ecológicas particulares. A parte de las carofitas, la vegetación acuática pudo contener otros macrofitos acuáticos. Entre ellos destaca *Montsechia vidali,* una planta poco conocida, que según Blanc-Louvel (1991) pertenece a los briofitos acuáticos. La presencia de angiospermas acuáticas, como *Proteaephyllum*, o de helechos acuáticos, como *Azolla*, por ahora no ha sido documentada en las Hoyas pero se conoce en otras localidades europeas de edades semejantes (Mai, 1985; Collinson, 1988). Este panorama de macrofitos acuáticos relativamente diversos nos permite pensar que existian otros factores, a parte de los puramente macroevolutivos, que determinaban la abundancia de carofitas en la mayoria de sistemas lacustres del Cretácico inferior. El estudio de las carofitas de Las Hoyas, ha aportado nueva información en este sentido y ha permitido argumentar por primera vez la importancia del trofismo de las aguas como factor determinante en la distribución de las carofitas del Cretácico inferior.

Los macrofitos acuáticos y el trofismo de los lagos actuales

Las carofitas actuales estan en general muy limitadas por la exceso de fósforo y amonio totales disueltos en el agua. Los lagos alcalinos y oligotróficos son sin lugar a dudas los que favorecen el crecimiento de las carofitas y permiten alcanzar una elevada diversidad a sus asociaciones. Por el contrario, en medios con elevada concentración en fósforo y/o amonio (por ejemplo más de 50 mg Ptotal/l) las carofitas dejan de ser competitivas y son colonizadas primero por algas filamentosas epífitas (cianobacterias y clorofitos) y luego son sustituidas por angiospermas más tolerantes a la eutrofización como *Ceratophyllum* o *Potamogeton*. Si la eutrofización continua incrementándose, incluso estas plantes vasculares acuáticas dejan de ser viables y dominan determinadas especies de algas planctónicas, especialmente diatomeas centrales y clorofitos clorococales (Moss, 1979). El incremento de fósforo o amonio disueltos no es por si mismo tóxico para las carofitas, como Blindow (1988) demostró en acuario. La razón por la que las carofitas dejan de ser competitivas en medios ricos en nutrientes es su ineficacia para captar la luz cuando ésta es interferida por el fitoplancton, las algas filamentosas epifitas y las partículas en suspensión que suelen acompañar los acontecimientos de eutrofización lacustre. De hecho, la presencia de algas epífitas llega a representar una atenuación de un 86 % de la luz captada por el macrofito colonizado y representa una limitación importante para su crecimiento (Sand-Jensen y Sondergaard, 1981).

Caracterización trófica de los lagos del Cretácico inferior ibérico

La mayoría de los lagos del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica registraron una intensa sedimentación carbonatada que permite caracterizarlos como lagos de elevada alcalinidad. Una elevada alcalinidad determina la precipitación del fósforo y amonio disueltos en forma de fosfatos y nitratos (Margalef, 1983). Posteriormente, su sedimentación impide el reciclaje de estos nutrientes en la cadena trófica de tal manera que los lagos alcalinos son típicamente oligotróficos. No es de extrañar pues que en las Hoyas asi como en la mayoría de los lagos carbonatados del Cretácico inferior ibérico, las carofitas se desarrollaran eficazmente y dominaran la vegetación macrofítica. En este sentido también es significativo que los lagos de esta edad ligados a aparatos deltaicos (por ejemplo en la Formación Escucha, Cordillera Iberica Oriental) o los depósitos lacustres de abanicos aluviales distales (por ejemplo el Grupo Urbión en la Cuenca de Cameros) contengan pocas carofitas. En estas facies, las carofitas pueden incluso llegar a faltar por completo debido a un elevado aporte de nutrientes procedentes del lavado edáfico. Así, la misma relación de causa-efecto que rige el desarrollo de las carofitas actuales fue decisiva también en el Cretácico inferior.

Episodios de eutrofización en el lago Las Hoyas

El status general oligotrófico del lago de las Hoyas sufrió aparentemente eutrofizaciones esporádicas. Estos procesos han sido recientemente documentados por Martín-Closas (1999) en algunas muestras de carofitas de Las Hoyas que presentan pruebas de haber sido colonizadas por algas filamentosas epífitas, como veremos a continuación (Fig. 1). *Clavatoraxis diaz-romerali* es una clavatorácea de aspecto grácil que únicamente ha sido hallada en determinados niveles de la secuencia de calizas laminadas de Las Hoyas por el señor Armando Díaz-Romeral, de Cuenca. Inicialmente se relacionó la poca abundancia de esta especie con sus requerimientos ecológicos especiales. Estos parecían estar ligados a bajas intensidades lumínicas y fueron atribuidos a un crecimiento de esta carofita a profundidaes relativamente mayores (Martín-Closas y Diéguez, 1998). Posteriormente se ha estudiado una serie de masas amorfas que aparecen asociadas a los talos de *Clavatoraxis diaz-romerali* en todas la muestras donde se ha encontrado esta especie. Estas masas de aspecto general irregular, presentan un color marrón más oscuro que el del sedimento envolvente. Suelen distribuirse a lo largo de los talos de *Clavatoraxis diaz-romerali* aunque hay talos que carecen de ellas. El estudio de estas masas marrones en microscopía óptica de luz transmitida revela una laminación formada por bandas claro-oscuras paralelas a los talos de *Clavatoraxis diaz-romerali* que recuerda las laminaciones estromatolíticas. La laminación se encuentra netamente mejor definida en las regiones adyacentes al talo que las zonas intermedias entre dos talos, donde las masas marronosas

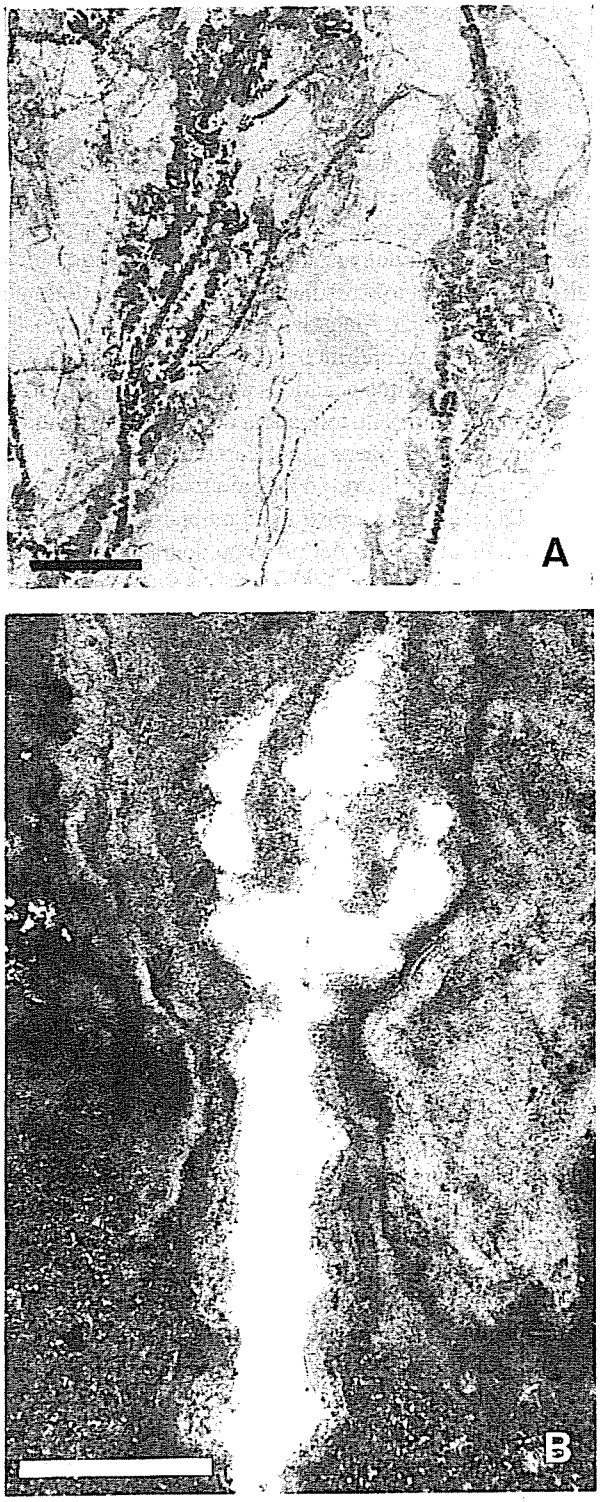


Figura 1. Talo de *Clavatoraxis diaz-romerali* incrustado por una estructura semejante a un estromatolito, muestra LH-16101 del Museo de Cuenca (Cretácico inferior de Las Hoyas). La escala equivale a 1cm. A. Aspecto de visu de las masas marronosas alrededor de los talos de *Clavatoraxis diaz-romerali*. B. Aspecto de la laminación estromatolítica en lámina delgada.

ofrecen un aspecto grumoso no laminado. Los límites de estas masas con el sedimento son netos y presentan partículas carbonosas adheridas en la superfície. Este dato es de suma importancia ya que indica que la textura original de las masas marronosas era adherente y mucilaginosa, es decir biogénica, y permite descartar un origen fosildiagenético para las laminaciones. La alternancia de bandas claro-oscuras indica que la laminación se produjo como resultado de la alternancia de un crecimiento orgánico y un atrapamiento de fango carbonatado. Esta alternancia es similar a la que se observa en los tapices algales actuales, básicamente formados por cianobacterias, sin embargo no se ha conservado ningún tipo de filamento susceptible de ser atribuido a algun constructor de estromatolitos.

Una cuestión que merece especial atención se refiere al momento de crecimiento de las masas estromatolíticas. Especialmente conviene elucidar si el crecimiento estromatolítico se produjo sobre los talos de la carofita (*Clavatoraxis diaz-romerali*) cuando ésta vivía o bien si se trata de un proceso de colonización *post-mortem*. Varios datos referentes a la relación entre las carofitas y las masas marronosas asi como a la distribución de los crecimientos estromatolíticos sobre el sedimento indican que la incrustación se realizó en vida de la carofita, como se argumenta a continuación. *Clavatoraxis diaz-romerali* presenta un talo de aspecto rígido como lo demuestran los fragmentos rectilíneos no doblados y la presencia de marcas rectilíneas de rodamiento de los talos sobre el sedimento. La rigidez del talo de *Clavatoraxis diaz-romerali* indica que esta especie se mantenía derecha en el fondo del lago sin soporte alguno de otras plantas y que en principio podría ser portadora de epífitas. De acuerdo con este hecho cabe destacar que las masas de estructura estromatolítica muestran afinidad por esta especie ya que no se desarrollan lejos de sus talos. Asimismo la otra carofita existente en las mismas muestras, *Paleonitella vermicularis*, que posee un talo filamentoso y flexible no presenta laminaciones sobre su superficie. Por lo tanto, los talos de esta carofita simplemente quedaron enmarañados en la masa estromatolítica sin intervenir en su génesis.Estas observaciones indican que efectivamente existió una selección de la carofita más resistente por parte del organismo productor del crecimiento estromatolítico, lo cual solo tiene sentido si la *Clavatoraxis diaz-romerali* todavía estaba erguido sobre el fondo cuando fue colonizada. Aparentemente, esta colonización ocurrió en vida de la carofita ya que observamos una posible reacción de *Clavatoraxis diaz-romerali* en frente a su huésped epifítico. En efecto, los internodos de esta carofita son extremadamente largos (7-20 mm de longitud) en comparación con el tamaño de los radios verticilares (2 mm de longitud) lo que es indicativo de crecimiento a bajas intensidades lumínicas, una situación compatible con la presencia de epifitos.

En microscopía óptica se observa que las masas estromatolíticas incluyen filamentos de 20-40 mm de diámetro que presentan las paredes micritizadas y una septación difusa. Las roturas del filamento siguiendo los septos indican que la pared de éstos fue relativamente más rígida que la pared del filamento. Estos caracteres indican afinidades con las hifas de hongos ascomicetos (Martín-Closas, 1999). Estos filamentos suelen estar distribuidos preferentemente en las zonas de las masas amorfas distantes de los talos de la carofita de soporte, justamente donde la laminación desaparece o es confusa. La ausencia de relacion entre los filamentos y los talos de *Clavatoraxis diaz-romerali* lleva a pensar que el hongo se hospedaba en las masas marronosas, más que sobre la carofita. Asimismo, su situación preferente en las zonas distales no laminadas de las masas marronosas podría indicar que existió algún tipo de digestión de la estructura estromatolítica por parte del hongo.

Esta es la primera cita de crecimientos epifíticos sobre los talos de carofitas en el registro fósil pero su existencia está ampliamente documentada en lagos actuales , en los que, tras un proceso de eutrofización,las carofitas dan soporte a un conjunto de vegetales epifitos (perifiton) formado por diatomeas, cianobacterias y clorofitas filamentosas (Horne & Goldman, 1994). Estas comunidades también son colonizadas por hongos (Margalef, 1983: 444).

Los procesos de eutrofización comportan consecuencias generales para las biotas lacustres, que afectan tanto a la flora como a la fauna. La eutrofización suele provocar la muerte masiva por asfixia de los organismos que realizan todo su ciclo vital en el agua (Margalef, 1983). En las Hoyas se han documentado numerosos episodios de mortalidad masiva de teleósteos juveniles (Wenz & Poyato-Ariza, 1994) y de decápodos bentónicos (Rabadà, 1994). Estos procesos pueden obedecer a diferentes causas pero a menudo estan relacionados con fenómenos de eutrofización. A favor de esta hipótesis cabe destacar que los animales afectados tienen en común su dependencia de las praderas de macrofitos acuáticos que quedarían devastadas después de la eutrofización.

La comparación entre los niveles con indicios de eutrofización y el resto de la secuencia estratigráfica del paleolago de Las Hoyas proporcionan datos preliminares para investigar el origen de estos acontecimientos. Los niveles de *Clavatoraxis diaz-romerali* con estructuras estromatolíticas presentan un contenido en fango de origen terrigénico superior al habitual en las calizas micríticas finamente laminadas de Las Hoyas. Por otro lado, en los niveles de mortalidad masiva, los restos de teleósteos y decápodos bentónicos estan orientados, indicando la presencia de flujos de baja energía en el fondo del lago (Fregenal-Martínez *et al.*, 1995). Tanto el fango de producción exógena como la presencia de corrientes en los niveles susceptibles de haber registrado episodios de eutrofización sugieren que los nutrientes eran de orígen terrestre (edáficos) y fueron aportados al lago durante crecidas fluviales.

Bibliografía

Blanc-Louvel, C. 1991. Etude complémentaire de *Montsechia vidali* (Zeiller)Texeira 1954: Nouvelle attribution systématique. *Annales de Paléontologie*, **77**, 129-141.

Blindow, I. 1988. Phosphorous toxicity in *Chara*. *Aquatic Botany*, **32**, 393-395.

Collinson, M. E. 1988. Freshwater macrophytes in Palaeolimnology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **62**, 317-342.

Fregenal-Martínez, M. A., Buscalioni, A. D., Diéguez, C., Evans, S., McGowan, G., Martínez-Delclòs, X., Meléndez, N., Ortega, F., Pérez-Moreno, H. P., Poyato-Ariza, F. J., Rabadà, D., Sanz J. L., and Wenz, S. 1995. Taphonomy. 21-27. *In*: Meléndez, N. (ed.), *Las Hoyas. A Lacustrine Konservat-Lagerstätte, Cuenca, Spain*. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Horne, A. & Goldman, C. R. 1994. *Limnology*. McGraw Hill, New York.

Margalef, R. 1983. *Limnología*. Omega, Barcelona.

Martín-Closas, C. & Diéguez, C. 1998. Charophytes from the Lower Cretaceous of the Iberian Ranges (Cuenca, Spain). *Palaeontology*, **41**, 1133-1152.

Martín-Closas, C. 1999. Epiphytic overgrowth of charophyte thalli by stromatolite-like structures and Fungi in the Lower Cretaceous of the iberian Ranges (Spain). *Australian Journal of Botany*, **47**, 305-313.

May, D.H. 1985. Entwicklung der Wasser- und Sumpfpflanzen-Gesellschaften Europas von der Kreide bis ins Quartär. *Flora*, **176**, 449-511.

Moss, B. 1979. Algal and other evidence for major changes in Strumpshaw Broad, Norfolk, England in the last two centuries. *British Phycological Journal*, **14**, 263-283.

Rabadà, D. 1993. Crustáceos decápodos lacustres de las calizas litográficas del Cretácico inferior de España: Las Hoyas (Cuenca) y el Montsec de Rubies (Lleida). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **17**, 345-370.

Sand-Jensen, K. & Sondergaard, M. 1981. Phytoplankton and epiphyte development and their shading effect on submerged macrophytes in lakes of different nutrient status. *Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie*, **66**, 529-552.

Wenz, S. & Poyato-Ariza, F. 1994. Les Actinopterygiens juvéniles du Crétacé inférieur du Montsec et de Las Hoyas (Espagne). *Geobios, Mémoire Spéciale*, **16**, 203-212.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Aproximación palinológica a la evolución de la vegetación del Caúcaso y del nivel del Mar Caspio durante el Holoceno reciente

M. Martín Sánchez, P. López García y J.A. López Sáez
Laboratorio de Arqueobotánica, Departamento de Prehistoria, Centro de Estudios Históricos, CSIC, Duque de Medinaceli 8, 28014 Madrid

Introducción

Dentro del contexto arqueológico del Próximo Oriente, el Caúcaso constituye una región sumamente interesante por muy diversas cuestiones. Geográficamente, ocupa un área limítrofe entre Europa y Asia (Fig. 1), representando un rico territorio por sus contrastadas condiciones naturales (Lisitsina, 1983), que van desde la alta montaña del Gran Caúcaso, a las zonas esteparias o a la vegetación halófila que circunda el mar Caspio, la masa de agua interior más extensa de todo el planeta (Cullen, 1999). Además, ha constituido, desde tiempos inmemoriables, una vía de paso a los hombres y a las culturas, desde las estepas euroasiáticas septentrionales hacia las ricas tierras situadas al este y sur (Burney & Marshall, 1971). Quizá haya sido la atracción que despiertan sus inmensas reservas naturales (petróleo, gas natural), el valor geopolítico del enclave, o el empeño histórico en redibujar sus fronteras interiores durante siglos; lo cierto, es que todos los imperios que han ido desfilando por la región han convertido al Cáucaso en escenario de sus batallas y luchas de poder (Cullen, 1999).

Además, los estudios palinológicos -sobre contextos arqueológicos- emprendidos en la región precaucasiana son prácticamente inéditos, lo que dota a nuestra investigación de un interés adicional. Finalmente, el estudio palinológico nos permitirá poner en paralelo la evolución seguida por la vegetación, durante el lapso cronológico abarcado por el yacimiento de Velikent, con las numerosas transgresiones-regresiones sufridas por el mar Caspio, originadas por cambios climáticos bruscos, que han influido directamente en la actividad cotidiana de los asentamientos humanos de la región desde tiempos prehistóricos. Precisamente, el interés último de nuestra investigación es poner de manifiesto la relación intrínseca del final de la ocupación prehistórica del yacimiento de Velikent con dichos cambios climáticos acaecidos.

El paisaje y el contexto geográfico

La región del Cáucaso, desde un punto de vista tectónico y geomorfológico, se subdivide en cuatro zonas principales: el Pre-Caúcaso al norte, la cadena montañosa del Gran Caúcaso, la zona interna de la depresión de Transcaucasia, y el Pequeño Caúcaso al sur (Khaïn & Milanovsky, 1960, 1963) (Fig. 1). Lo más remarcable de este territorio es la fuerte disimetría existente en sentido oeste-este de la gran cordillera montañosa, que se ve reflejada tanto en la topografía como en el clima (Blanc & Chambre, 1971; Ozenda, 1994). Desde el oeste al este el clima se deseca progresivamente, justamente hasta el límite más oriental del Gran Caúcaso, en la región de Baku, donde la vegetación dominante corresponde a los semi-desiertos que bordean el Caspio. El yacimiento de Velikent se sitúa, precisamente, al noreste del Gran Caúcaso, en la comarca precaucásica anexa al mar Caspio (Fig. 1).

El clima, de esta mitad oriental del Caúcaso, es más continental y seco que en la parte occidental, pues las masas de aire húmedo del mar Negro, que quedaron detenidas por las estribaciones montañosas situadas más al

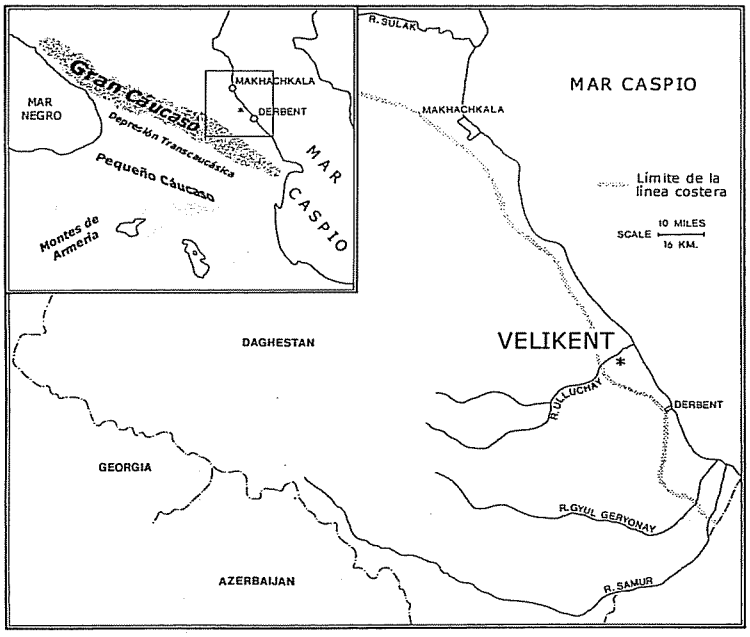


Figura 1. Situación del yacimiento de Velikent en el entorno del Cáucaso y el Mar Caspio.

oeste, no llegan hasta aquí; mientras que las posibles precipitaciones procedentes del mar Caspio son mucho menos abundantes. En general, estas últimas se condensan exclusivamente sobre el propio macizo montañoso, por lo que los valles inferiores no reciben apenas entorno a 600 mm anuales, lo que da lugar a inviernos secos y veranos muy calurosos (Walter, 1977; Chataigner, 1995).

La zona precaucasiana situada al norte del Gran Caúcaso, en la zona de llanura, queda conformada por distintas bandas de vegetación, igualmente dependientes de la humedad y de su cercanía al macizo montañoso, así como de la salinidad aportada por el Caspio. La banda de vegetación más externa corresponde a la denominada estepa húmeda, rica en "grandes hierbas" dicotiledóneas (*Ferula* sp., *Verbascum* sp., Dipsacáceas, etc.), así como en ciertos arbustos (*Prunus divaricatus*, *Amygdalus nanus*), que se desarrolla sobre suelos duros y generalmente mal drenados (Walter, 1977). A diferencia de la estepa sarmática, con la que entra en contacto por el oeste, en la estepa húmeda no hay árboles. El carácter húmedo de este tipo de formación esteparia, aún cuando peculiar, se lo debe a la presencia cercana del Caúcaso, que permite la entrada de numerosos elementos florísticos provenientes de éste, y una menor rigurosidad climática, sobre todo en el régimen de precipitaciones. De hecho, la banda de vegetación de la estepa húmeda se extiende al norte del Caúcaso y paralela a él, llegando hasta el mar Caspio y bordeándolo por el sur, allí donde se sitúa el yacimiento de Velikent. La estepa media, en cambio, está dominada por formaciones de gramíneas de alta talla, principalmente por especies de *Stipa* (*S. joanis*, *S. lessingiana* son las mayoritarias), acompañadas de *Festuca sulcata* y otras gramíneas. La banda de vegetación de la estepa seca se enriquece en *Artemisia* sp. (*A. maritima-salina*, *A. pauciflora*) así como en elementos halófitos de las Chenopodiaceae (*Camphrorosma*, *Kochia*, *Obione*) (Walter, 1977; Ozenda, 1994). La última banda de vegetación corresponde a las formaciones semidesérticas, las más alejadas del Caúcaso pero que ocupan toda la depresión que rodea el mar Caspio. La zona semidesértica situada al sur se constituye principalmente de dunas, en cuyos estados pioneros aparece *Elymus racemosus* y *Salsola* sp. que fijan la arena; en la zonas más húmedas interdunares la evolución vegetal conduce a formaciones arbustivas de *Eleagnus*, *Salix* y *Populus*, mientras que cuando el nivel freático se enriquece en sales pasan a ser dominantes *Tamarix* y *Nitraria*. Esta zona semidesértica ha sido ampliamente alterada por las actuaciones humanas y las numerosas migraciones culturales que sobre ella han pasado, lo que ha dado lugar a actividad agrícolas mal conducidas, que, a veces, han delimitado una remoción de las arenas (Ozenda, 1994). Señalaremos, finalmente, que bordeando la zona norte del Caspio, aparecen extensas formaciones halofíticas, delimitadas por la riqueza en sales del suelo, dominadas básicamente por especies de Chenopodiáceas (*Halocnemum*, *Salicornia*, *Suaeda*, *Atriplex* y *Anabasis*), con un paralelo en el mar Negro; cuya extensión, aún cuan mínima, en el borde sur, ha dependido del nivel del mar en cada periodo cronológico.

Material y Métodos

Se ha realizado el análisis palinológico de dos perfiles continuos (IC y IIC) del yacimiento de Velikent (Fig. 1), que se sitúa en el borde sur de la aldea contemporánea de Velikent, ubicada a 25 km al noroeste de Derbent y a 12 al oeste de línea costera del mar Caspio, con una atribución cultural del periodo Calcolítico.

En total, 81 muestras han sido analizadas siguiendo el tratamiento químico tradicional (Goeury & Beaulieu, 1979).

Resultados y Discusión

Mediante el análisis de Clusters llevado a cabo con el programa Tilia, el diagrama polínico correspondiente (Fig. 2) ha sido subdividido en cuatro biozonas (A-D) con sus correspondientes subzonas.

Zona A1

Caracterizada por la presencia de abundantes taxones mesófilos como *Alnus*, *Betula*, *Carpinus betulus* t., *Corylus*, *Tilia* y *Ulmus*, así como de *Quercus* caducifolios (con un pequeño máximo cercano al 10%). Al mismo tiempo, los porcentajes de taxones propios de la estepa son relativamente altos: *Artemisia* (20%), Gramineae (hasta 60%). Las praderas halófilas que bordean el mar Caspio están aquí representadas por Chenopodiaceae/*Amaranthus*, con porcentajes cercanos al 30%.

Las dataciones radiocarbónicas disponibles (Fig. 2) situarían esta biozona entre 4600 y 4300 BP aproximadamente. Desde un punto de vista climático, se trataría de un momento fresco y húmedo, con un buen desarrollo de la estepa húmeda y menor de las formaciones halófitas; que se correspondería con el final de un periodo de regresión marina. Esta climatología benigna permitiría el establecimiento de los primeros asentamientos humanos y el cultivo incipiente del cereal, cuyo polen se detecta en la zona A1.

Zona A2

En esta biozona se produce un descenso manifiesto del bosque mesófilo, incluyendo las quercíneas caducifolias. *Artemisia* experimenta también un leve descenso, las gramíneas permanecen estables entorno al 20%, mientras que le hecho más contrastado es la casi desaparición de las quenopodiáceas. Esta zona A2 correspondería a un periodo muy corto de tiempo de unos 20 años (ca. 4300-4280 BP) que marcaría el inicio de una transgresión marina, con el consiguiente inundamiento de las zonas halófilas pobladas de quenopodiáceas, con un aumento de la humedad edáfica (máximos para Urticaceae y Filicales monoletes). Se trataría de un momento climático fresco y más húmedo que en A1, que además daría lugar al abandono temporal del yacimiento y al cese de las actividades cerealísticas.

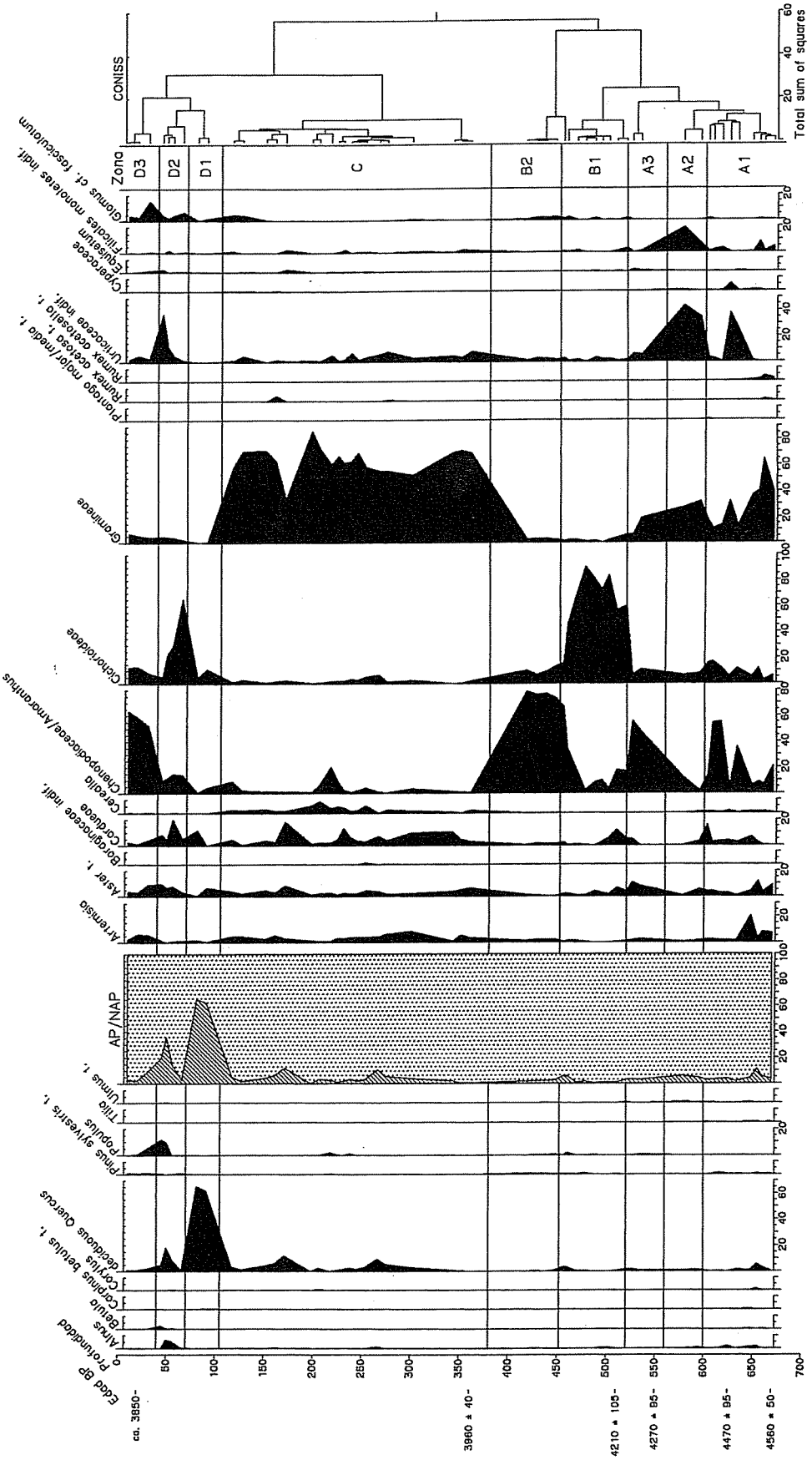


Figura 2. Diagrama polínico del yacimiento de Velikent (República de Daghestan).

Zona A3

El hecho más significativo que acontece en esta biozona (Fig. 2) es el aumento espectacular que experimentan los porcentajes de Chenopodiaceae, que alcanzan hasta el 50%, así como la casi desaparición de urticáceas y monoletes. De nuevo se constata la recuperación y dominio de las praderas graminoides de la estepa húmeda y de los pastizales halófilos que bordearían el mar Caspio. No hay cultivo de cereal.

En sí, la zona A3, que también representaría un periodo muy corto de tiempo de unos 60 años (ca. 4280-4220 BP), supondría el inicio de una nueva regresión marina durante un periodo fresco y más seco que en A2. La retirada del mar provocaría una mayor concentración en sales en superficie y el desarrollo de una vegetación halófila adaptada a este medio, especialmente rica en quenopodiáceas.

Zona B1

A pesar de la recurrente presencia de taxones mesófilos (aliso, quercíneas, chopos), son las Cichorioideae quienes experimentan ahora un progreso espectacular, alcanzando el 80% del polen total en ocasiones. A la vez, se constata la regresión de la estepa graminoide, así como de las praderas halófilas de quenopodiáceas. Estos hechos, en su conjunto, advertirían del desarrollo profuso de pastizales nitrófilos tras el abandono de los cultivos (cereal ausente) y el yacimiento, que iría siendo mayor a medida que transcurriera el proceso de regresión marina. A la vez, comienza a detectarse la continuidad en la curva de *Glomus* cf. *fasciculatum*, un microfósil no polínico indicativo de fenómenos erosivos, que irían parejos a la retirada del mar, sin descartar fenómenos del mismo tipo tras el abandono de los cultivos cerealísticos. De hecho, como se comentó anteriormente, la región precaucasiana ha sido objeto, a lo largo de toda su historia, de numerosas acometidas de cultivos mal dirigidos, que no sólo han logrado una alteración profunda de su medio ambiente, sino una conformación del paisaje muy lejana de la natural.

A nivel paleoclimático, la zona B1 se correspondería con un periodo aún fresco pero seco, de regresión marina (continua desde A3, Fig. 3), de unos 125-130 años de duración (ca. 4220-4080 BP).

Zona B2

En ella se produce una pequeña recuperación de las praderas con *Artemisia*, así como la presencia de mesófilos. Lo más significativo, en cualquier caso, es el progreso de las formaciones halófilas de Chenopodiaceae, que alcanzan en esta zona hasta el 80%. A la vez, descienden bruscamente las formaciones nitrófilas de Cichorioideae, Cardueae, etc. Las gramíneas continúan aún en porcentajes bajos, y la curva de *Glomus* sigue siendo continua, marcando la recurrencia de procesos erosivos. No se detecta cultivo de cereal.

Paleoclimáticamente hablando, nos encontraríamos en el momento máximo de regresión (Fig. 3), con el mar en su nivel más bajo de esta época. La concentracción en sales del suelo sería muy alta, beneficiando el establecimiento de praderas halófilas pobladas de quenopodiáceas frente a la estepa húmeda de gramíneas. Sería un periodo

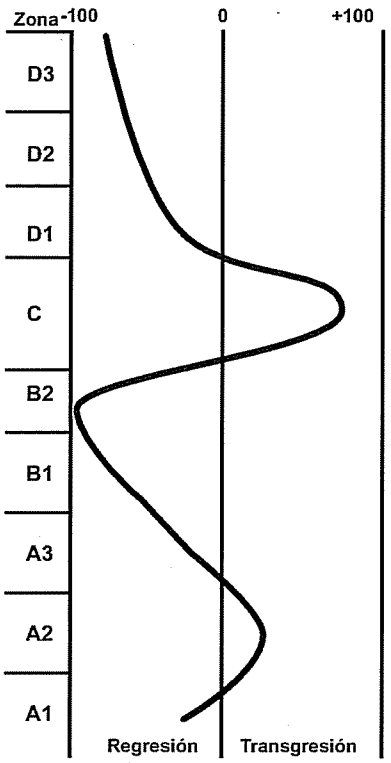


Figura 3. Evolución aproximada del nivel del Mar Caspio, según los datos palinológicos (el valor 100 marca el momento máximo de regresión o transgresión marina).

muy seco (el más árido de esta primera mitad del Subboreal), entre 4080 y 4000 BP, que marca una sobrerrepresentación de Chenopodiaceae..

Zona C

Se produce la recuperación de las formaciones graminoides de la estepa húmeda con artemisias, gracias a un aumento ligero de la humedad respecto a B2. La concentración en sales del suelo disminuye, provocando el progreso de la estepa frente a las praderas halófilas de quenopodiáceas. Este aumento de humedad, principalmente edáfica, provoca también una nueva progresión de taxones mesófilos (especialmente *Quercus* caducifolios), y un aumento sustancial de palinomorfos con carácter hidrohigrófito así como de pteridófitos.

Climáticamente, se trataría de una fase más benigna (templada/fresca) y húmeda, que provocaría un nuevo poblamiento del yacimiento y el consiguiente cultivo del cereal, que llega en esta zona C a máximos cercanos al 10%. El origen de esta climatología podría cifrarse en el inicio de una nueva transgresión marina, mucho más contrastada que la de la zona A3, que comprendería un periodo de unos 100 años, entre ca. 4000 y 3900 BP, donde la tasa de sedimentación es muy alta (Fig. 2).

Zona D1

Esta biozona está determinada por un pico de *Quercus* caducifolios superior al 60%. Se trataría de un periodo muy corto de tiempo, no mayor de 15 años (ca. 3900-3885 BP), en el que se produce la desaparición del cereal y el posible abandono del poblado, lo cual provocaría la recuperación de los robledales locales. Esta zona correspondería al inicio de una nueva regresión marina (Fig. 3), provocando - como en periodos anteriores - el desarrollo de praderas halófilas de quenopodiáceas frente a la regresión de la estepa graminoide. Los fenómenos erosivos son continuos, al igual que la curva de *Glomus*.

Posiblemente, esta zona D1 se corresponda con el máximo mesofítico holoceno, bajo un clima templado a subhúmedo/seco.

Zona D2

Los porcentajes de *Quercus* disminuyen, aunque presenta un pequeño pico sobre 15%, acompañado de aliso y chopo. Se constata, entonces, la conquista por la ripisilva de los terrenos antes inundados por la transgresión marina. La regresión continua desde D1, aumentan los fenómenos erosivos como consecuencia de ella, y *Glomus* mantiene su curva continua. Un aumento de humedad edáfica, como consecuencia de la regresión, provoca un progreso de las urticáceas, en un fenómeno semejante a lo ocurrido en A2. Este proceso continuo permite la reinstalación de las praderas halófilas, así como la conquista por parte de formaciones nitrófilas de las zonas abandonadas. Se trataría de un periodo corto de tiempo, no mayor de 10 años.

Zona D3

La regresión marina continúa, a la vez que los fenómenos erosivos (máximos para *Glomus*). En cualquier caso, esta regresión no llegó hasta los niveles de la ocurrida en B2, sino que el nivel del mar quedó ligeramente por encima que en dicho momento. Por ello, en D3, junto al lógico progreso de las praderas halófilas de quenopodiáceas (como consecuencia del aumento en sales del suelo por la regresión), se constata también una recuperación de la estepa graminoide húmeda. La dinámica en sí, de estos momentos, es similar a la acaecida entre las biozonas B1 y B2.

Se trataría de un periodo seco, situado entre ca. 3875 y 3850 BP, con un nivel de aridez cercano a B2 aunque inferior, que correspondería posiblemente al nivel máximo de esta nueva regresión.

Conclusiones

El análisis palinológico llevado a cabo en el yacimiento de Velikent, pone de manifiesto la dinámica de la vegetación en la zona precaucasiana anexa al mar Caspio durante la primera mitad del periodo Subboreal, entre 5000 y 3750 BP aproximadamente. El clima en general es fresco, y varía del subhúmedo al seco (o al muy seco en los máximos de regresión marina). El cambio climático parece ser el causante de la evolución del nivel del mar.

La dinámica vegetal observada pasa de las típicas formaciones de estepa graminoide húmeda junto a las praderas halófilas anexas al mar, al dominio de las primeras en los momentos de transgresión marina, o de las segundas en los máximos de las regresiones documentadas (Tabla 1). En cualquier caso, la acción del hombre sobre el entorno ha quedado manifestada, tanto por su antropización como por el cultivo de cereal.

En sí, la secuencia palinológica (Fig. 2) registra una ciclicidad de los fenómenos transgresivos-regresivos (Fig. 3), habiéndose detectado, al menos, dos momentos de transgresión marina (zonas A2 y C) y otros tres regresivos (zonas A1, A3 a B2, D1 a D3).

BIOZONA	EDAD BP ESTIMADA	TAXONES PRINCIPALES
A1	4600 - 4300	Chenopodiaceae-Gramineae
A2	4300 - 4280	Gramineae
A3	4280 - 4220	Chenopodiaceae-Gramineae
B1	4220 - 4080	Cichorioideae
B2	4080 - 4000	Chenopodiaceae
C	4000 - 3900	Gramineae
D1	3900 - 3885	Chenopodiaceae-Gramineae - *Quercus*
D2	3885 - 3875	Cichorioideae
D3	3875 - 3850	Chenopodiaceae-Gramineae

Tabla 1. Biozonas polínicas y sus principales elementos de vegetación

Bibliografía

Blanc, A. and Chambre, H. 1971. *L´URSS*. Paris, PUF.

Burney, CH.A. and Marshall Lang, D. 1971. *The peoples of the hills*. Ancient Ararat and Caucasus, London.

Chataigner, C. 1995. *La Transcaucasie au Neolithique et au Chalcolithique*. BAR Int. Ser. 624, Oxford.

Cullen, R. 1999. El futuro incierto del Mar Caspio. *National Geographic magazine*, **4** (5), Barcelona.

Goeury, C.L. and Beaulieu, J.L. 1979. A propos de la concentración du pollen a l'aide de la liqueur de Thoulet dans les sédiments minéraux. *Pollen et Spores*, **23** (1-2), 239-251.

Khaïn, V.E. and Milanovsky, E. E. 1960, 1963. Structure tectonique du Caucase d´après les donnés modernes. In: *Livre à la Mémoire du Prof. Paul Fallot*, t. II, Paris, 663-701.

Lisitisina, G. N. 1983. The Caucasus - A center of ancient farming in Eurasia 6th *Symposium of paleoethnobotany*, Groningen.

Ozenda, P. 1994. *Végétation du Continent Européen*; Ed. Delachaux et Niestlé, Paris.

Walter, H. (1977). *Zonas de vegetación y clima*. Ed. Omega, 245 pp., Barcelona.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). Aportaciones a la bioestratigrafía del Aragoniense del sector SW de la Cuenca del Duero

A.V. Mazo[1], J.F. Jordá[2], J. van der Made[1], E. Herráez[1] e I. Armenteros[3]

[1] Departamento de Paleobiología. Museo de Ciencias Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid

[2] Laboratorio para el Estudio del Paleolítico. Dpto. de Prehistoria e Hª antigua. Facultad de Geografía e Historia. UNED. Senda del Rey, s/n 28040 Madrid

[3] Area de Estratigrafía. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37007 Salamanaca

Introducción

El yacimiento paleontológico de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia) fue descubierto en 1983 por I. Armenteros, de la Universidad de Salamanca. En Armenteros (1986) figura la relación faunística siguiente:

Pseudaelurus quadridentatus
Aceratherium simorrense
Anchitherium aurelianense
Mastodontidae indeterminado
Suidae indeterminado

atribuyéndose el yacimiento al Astaraciense superior, próximo ya al Vallesiense.

En 1995, en el contexto del proyecto titulado "Prospecciones paleontológicas de la Unidad inferior del Mioceno medio del sector suroriental de la cuenca del Duero", subvencionado por la Junta de Castilla y León, A.V. Mazo y J.F. Jordá llevaron a cabo una nueva prospección en el yacimiento obteniendo macro y microvertebrados que han permitido precisar la posición biocronológica del lugar, sus posibles características ambientales originales y su correlación con otras localidades.

Contexto geográfico y geológico

Montejo de la Vega está al sur de Aranda de Duero, en la zona suroriental de la Cuenca del Duero (Fig. 1). El yacimiento se encuentra en la parte distal del sistema de abanicos aluviales que constituye la Unidad marginal

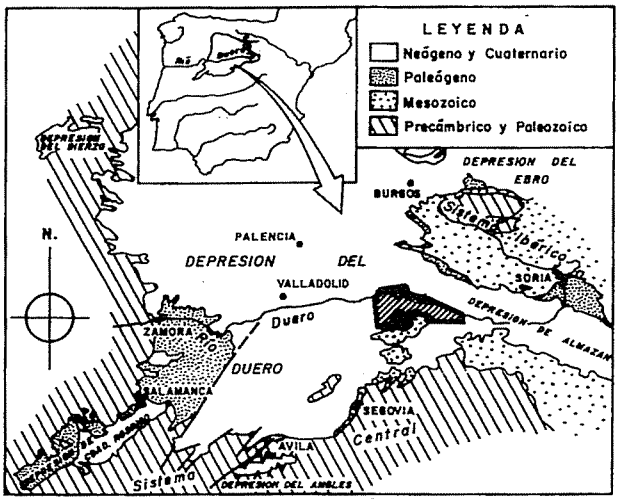


Figura 1. Localización de la zona prospectada y del yacimiento de Montejo de La Vega (Segovia) en el contexto geológico de la cuenca del Duero.

(Litofacies Lutítico-Paraconglomeráticas de Valdevarnés. Armenteros, 1986), a unos 500 m del zócalo mesozoico y cercano al tránsito de esta unidad con la parte media de la Unidad Inferior, a unos 45 m por debajo del primer nivel carbonatado expansivo de este sector de la Cuenca (Calizas del Páramo Inferior o Unidad Media). Los niveles fosilíferos afloran en una extensión lateral de unos 50 m, concentrándose en una banda de unos 2,6 m de espesor, y corresponden a una sedimentación de pequeños canales con carga arenosa procedente del zócalo cretácico.

Paleontología y biostratigrafía

En la prospección de Mazo y Jordá se recuperaron microfauna y macrofauna. La microfauna, detectada por primera vez en el yacimiento, se obtuvo a partir de dos muestras de unos 25 kg cada una: la inferior tomada en un nivel de limos arcillosos y la superior del nivel suprayacente de areniscas limosas. Se recuperaron restos dentarios de roedores, lagomorfos e insectívoros, si bien sólo pudieron identificarse los roedores, concretamente dos cricétidos y un esciúrido. De macrovertebrados se recogieron varias piezas dentarias de mastodonte y suido. Tras el estudio de los nuevos restos y la revisión de los antiguos, la relación de la fauna fósil de Montejo de la Vega es la siguiente:

Megacricetodon collongensis
Fahlbuschia darocensis
Heteroxerus rubricati
Lagomorfos indeterminados
Insectívoros indeterminados
Amphicyon cf. major
Hemicyon sansaniensis
Pseudaelurus quadridentatus
Gomphotherium angustidens
Anchitherium sp
Alicornops simorrensis
Conohyus simorrense
Cf. Eotragus clavatus

Una lista de fauna diversificada, con un número mínimo de once taxones varios de los cuales pueden relacionarse con paisajes predominantemente abiertos. Datos puntuales sobre la identificación de los restos fósiles pueden ser consultados en Mazo *et al.* (1998).

La asociación de *Fahlbuschia darocensis*, cuyas citas mas antiguas corresponde a la zona E de la biozona MN5, y *Megacricetodon collongensis* cuyas últimas citas

	Piso	Zonas	MN	Área de Madrid	Cuenca de Calatayud-Teruel
Mioceno Medio	Aragoniense Superior	G	6	Paracuellos 3 C. Almodovar 2	Manchones Arroyo del Val 6
					Las Planas 5B Valalto 1
		F		Paracuellos 5 Henares 1	Valalto 2C Valalto 2B
	Aragoniense Medio	E	5	Arroyo del Olivar Montejo de la Vega	Las Planas 4C Las Planas 4B Las Planas 4A

Figura 2. Correlaciones del yacimiento de Montejo de la Vega con otros yacimientos de la cuenca de Madrid y de la cuenca de Calatayud-Teruel.

corresponden también a la zona E, permiten situar el yacimiento de Montejo en el Aragoniense medio; concretamente en la zona E, que corresponde a la parte superior de la biozona MN5 (Mein 1977, 1990).

Además de las indicaciones proporcionadas por los roedores, el tamaño de los dientes de Conohyus y de los del bóvido adscrito a *Cf. Eotragus*, corroboran la localización temporal de Montejo de la Vega en la biozona MN5.

La asociación de los cricétidos permite correlacionar Montejo de la Vega con el yacimiento de Arroyo del Olivar en la cuenca de Madrid y con los yacimientos de Las Planas 4A, 4B y 4C en la cuenca de Calatayud-Teruel (Fig. 2).

Conclusiones

La localización del yacimiento de Montejo de la Vega en la parte superior de la biozona MN5 es una aportación valiosa al conocimiento de la Unidad Inferior del Mioceno medio de la zona suroriental de la Cuenca del Duero, en la que por el momento se conocen también los yacimientos de vertebrados de Aranda de Duero (Crusafont y Celorrio, 1959), Fuentelisendo (Armenteros, 1986) y Piquera de San Esteban (Mazo y Jordá, 1994).

Los firmantes de este trabajo seguimos prospectando este área geográfica, lo que ha motivado la localización de algunos nuevos puntos fosilíferos en los que trabajamos en la actualidad. La contextualización litoestratigráfica de los yacimientos y la identificación de los fósiles nos permitirán pronto elaborar una secuencia temporal con los puntos fosilíferos del sector suroriental de la Cuenca del Duero correlacionable a su vez con los yacimientos de micromamíferos del sector central de la cuenca (López *et al.*, 1986)

Bibliografía

Armenteros Armenteros, I. 1986. *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñafiel)*. Ediciones de la Diputación de Salamanca, serie Castilla y León 1, Salamanca, 471 págs.

Crusafont, M. y Celorrio, J.M. 1959. Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero (Burgos). *Estudios Geológicos*, **15** 117.

López, N., García, E. y Alvarez, M.A. 1986. Paleontología y bioestratigrafía (micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensia*, **22**, 191-212.

Mazo, A.V. y Jordá, J.F. 1994. Los proboscideos neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geológicos*, **50** (3-4), 239-245.

Mazo, A.V., van der Made, J., Jordá, J.F., Herraez, E. y Armenteros, I. 1998. Fauna y bioestratigrafía del yacimiento Aragoniense de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). *Estudios Geológicos*, **54**(5-6), 173-278.

Mein, P. 1975. Résultats du Groupe de Travail des Vertébrés. In: *Abstracts of VI Congress of Regional Committee of Mediterranean Neogene Stratigraphy* (ed. J. Senes), 78-81. Publishing House of the Slovak Academy of Sciences. Bratislava.

Mein, P. 1990. Updating of MN zones. In: *European Neogene mammal chronology* (ed. Lindsay, Fahlbusch y Mein), 73-90. Plenum, New York.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Nueva pista fósil del Mioceno Superior en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España)

F. Muñiz y E. Mayoral
Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, La Rábida, Palos de la Frontera, 21819 Huelva

Introducción

Los materiales siliciclásticos marinos de edad Neógeno superior del sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, localizados en el área de Lepe-Ayamonte (SO de la provincia de Huelva) (Fig. 1A), se caracterizan, sobre todo, por una gran riqueza en pistas fósiles, destacando estructuras de bioturbación y de bioerosión (Muñiz Guinea, 1998). En el presente trabajo, se da a conocer una nueva estructura de bioturbación con sus caracteres icnotaxobásicos que sirven para diferenciarla de las reconocidas hasta ahora en el área estudiada, planteando así mismo posibles hipótesis acerca de su interpretación paleobiológica.

Estratigrafía

Los ejemplares estudiados proceden de un yacimiento situado aproximadamente a 1,5 km al Sur de la ciudad de Lepe, dentro del área conocida como "La Zarcilla" (Muñiz Guinea, 1998) (Fig. 1A).

Desde el punto de vista geológico, las facies marinas siliciclásticas tienen una edad Mioceno superior (Tortoniense superior-Messiniense) a Plioceno inferior (Zancliense superior) y se depositaron en esta zona de la Cuenca del Guadalquivir en discordancia erosiva y angular sobre un substrato de pizarras del Carbonífero inferior. A su vez, suprayacentes a estos materiales neógenos y carboníferos, se apoyan en discordancia erosiva otros relacionados con depósitos de terrazas fluviales del Pleistoceno inferior (Cáceres Puro, 1999). La serie litoestratigráfica estudiada consta de muro hacia techo de los siguientes tramos o conjuntos litológicos (Fig. 1B):

Tramo 1: limos arenosos blancos, con intercalaciones de arenas finas-medias y arcillas, con una potencia que oscila entre 12 y 14 m. Este tramo se caracteriza por presentar superficies diastémicas ferruginizadas, generalmente de carácter lumaquélico y en relación con horizontes intensamente bioturbados y/o bioerosionados (Mayoral y Muñiz, 1996). Presentan laminaciones horizontales, moldes externos de crecimiento de cristales de sales y estructuras de escape de gases y/o fluidos. El contenido fósil está formado por moluscos: bivalvos, gasterópodos, escafópodos y cefalópodos, foraminíferos bentónicos arenáceos, cirrípedos balanomorfos, própodos de crustáceos decápodos, dientes de seláceos y restos de cetáceos. El contenido icnológico es muy elevado, presentando dentro del área de estudio, el nivel con mayor icnodiver-

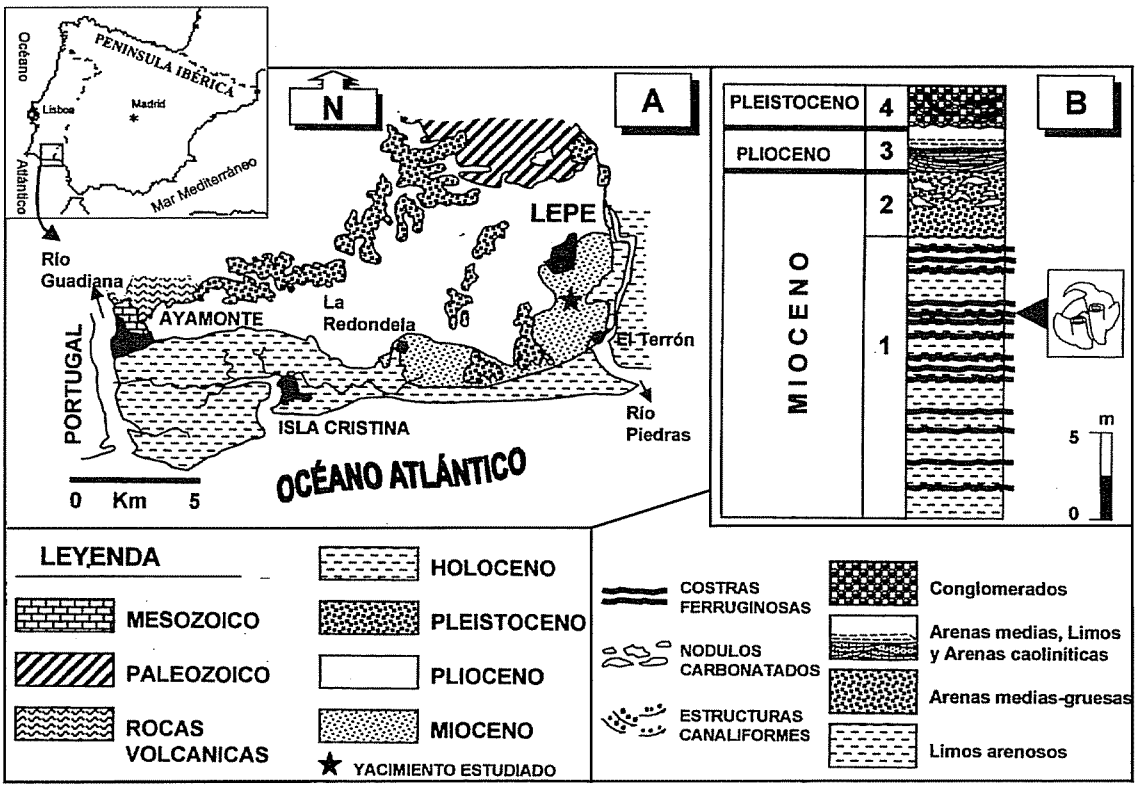


Figura 1. A: Situación geográfica y geológica del área estudiada, B: Sección litoestratigráfica sintética de "La Zarcilla" y localización del horizonte con las pistas fósiles estudiadas.

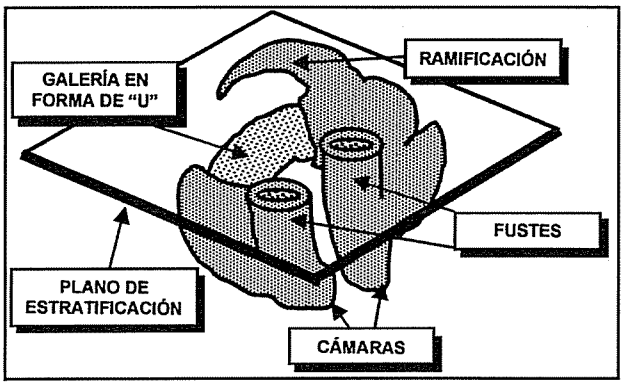


Figura 2. Esquema general de la pista estudiada.

sidad, cuarenta y cinco icnoespecies pertenecientes a veintiún icnogéneros (Muñiz Guinea, 1998). Precisamente es en la parte media-alta de este nivel, donde se ha encontrado el material objeto de este trabajo.

Tramo 2: arenas pardo-amarillentas, medias-gruesas, con nódulos carbonatados. La potencia de este tramo varía entre 1 y 4 m. Las estructuras sedimentarias, poco frecuentes, son laminaciones paralelas horizontales e inclinadas de bajo ángulo. La fauna fósil, en general es muy parecida a la del intervalo anterior: bivalvos, gasterópodos, cirrípedos balanomorfos, restos de cetáceos, pisciformes, y un contenido en nannoplancton calcáreo elevado. El contenido icnológico está únicamente representado por *Ophiomorpha nodosa* Lundgren.

Tramo 3: arenas medias pardo-amarillentas, limos, y en menor cantidad arenas caoliníticas blancas, de 2 a 3 m de potencia visible. Dominan las arenas medias con estructuras sedimentarias a modo de laminaciones paralelas y/o inclinadas en ambos sentidos con bajo ángulo, y superficies costrificadas con morfologías canaliformes. El conjunto de icnofósiles es pobre, constituido por los icnogéneros *Palaeophycus* y *Thalassinoides*.

Tramo 4: la serie culmina con unos conglomerados de cantos silíceos con matriz de arenas rojizas y niveles de arenas gruesas, blanco-rojizas de 2 a 5 m de potencia visible. Presenta estratificación cruzada planar o curva con superficies de reactivación, relleno de canales y barras de gravas y arenas con laminaciones inclinadas en sentidos opuestos.

Material estudiado

Se han estudiado 213 muestras entre ejemplares en buen estado, incompletos y fragmentos, además de las observaciones realizadas sobre los ejemplares conservados *in situ* en los afloramientos.

Descripción

Madrigueras conservadas como relieves completos, que presentan una estructura tridimensional relativamente compleja (Fig. 2), constituida por dos fustes verticales respecto al plano de estratificación, subparalelos entre sí y cilíndricos en sección transversal. Las paredes están revestidas, pudiéndose reconocer en algunos casos marcas de rastrillaje finas, perpendiculares a oblicuas respecto al eje principal de los fustes (Fig. 3A).

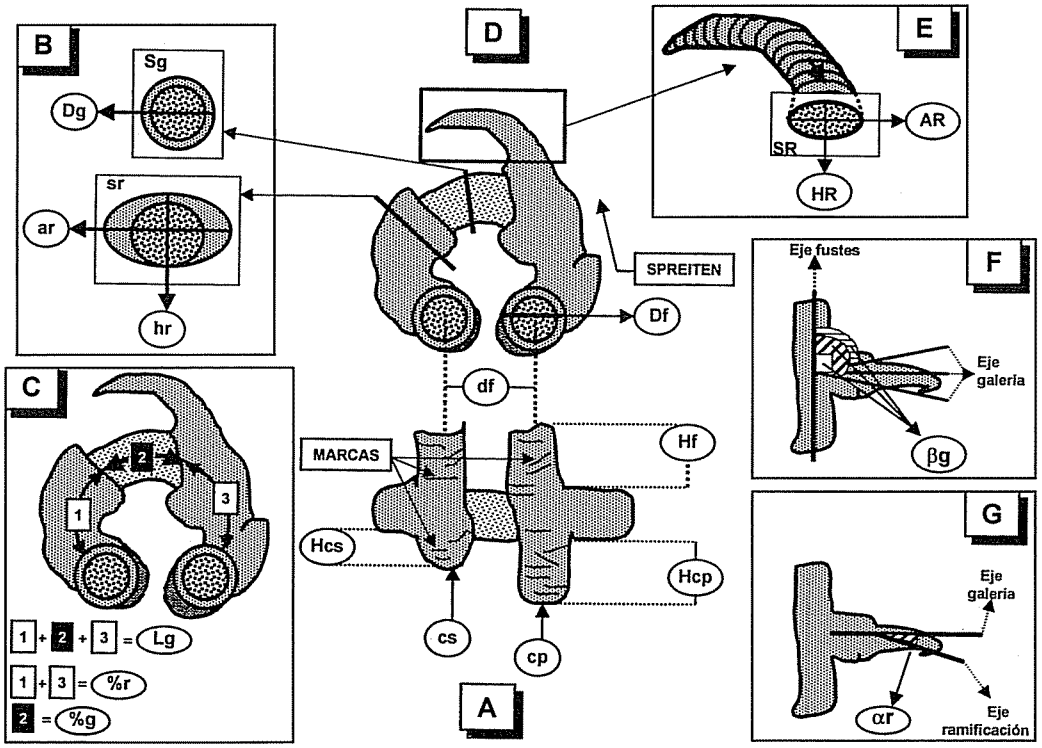


Figura 3. Parámetros morfológicos estudiados. A: vista frontal, B: sección transversal de la zona revestida y sin revestir de la galería, C y D: vista en planta, E: detalle de la ramificación, F y G: vista en perfil, (la terminología adoptada se expresa en la tabla 1).

La parte distal de los fustes (Fig. 3A), presenta una terminación ciega, a modo de pequeña cámara irregular, suavemente curvada, de base plana, e incluso alguna puede presentar una ligera bilobulación. En profundidad, una de estas cámaras (cámara principal, cp) se encuentra siempre más desarrollada que la otra (cámara secundaria, cs) (Fig. 3A).

A su vez, los dos fustes quedan unidos entre sí por una galería en forma de "U", horizontal a subhorizontal respecto del plano de estratificación, de sección transversal cilíndrica a subcilíndrica (Sg) (Fig. 3B). En los puntos de unión de esta galería con los fustes, se observa un fuerte revestimiento, liso, que le confiere una sección transversal (sr) de tipo elipsoidal (Fig. 3B), con un desarrollo horizontal (%r) que ocupa un porcentaje del 67,7 % de la longitud total de la galería (Lg) (Fig. 3C). En la parte central, el revestimiento es mucho más fino, y muy similar al de los fustes, abarcando el 32,3 % (%g) de la longitud total. El ángulo ((g) que forma con el eje de los fustes es, por lo general, de 90°, sí bien puede que en ambos casos este ángulo sea más agudo u obtuso (hasta 12° máximo en un sentido o en otro) (Fig. 3F).

Esta galería presenta una ramificación ligeramente espiralada a modo de gancho, que parte siempre de la zona revestida (Fig. 3D), correspondiente al tramo en el que se encuentra la cámara principal de los fustes. Así, cuando esta cámara se localiza en el fuste derecho, la ramificación parte de esta zona y en sentido sinestrorso (Fig. 4A), pero si la cámara principal se ubica en el fuste contrario, parte desde allí y en sentido dextrorso (Fig. 4B). Otra característica observada en aquella parte de la galería relacionada con la cámara principal, es la existencia de un ligero *spreiten* que afecta a la zona que presenta el revestimiento y que está ligada al fuste en donde se localiza dicha cámara (Fig. 3D). La sección de la ramificación (SR) es elíptica y sus parámetros, anchura (AR) y altura (HR), decrecen hacia la parte distal, que termina en un extremo ciego y fusiforme (Fig. 3E). Presenta un relleno activo formado por láminas meniscadas con la concavidad dirigida hacia el extremo proximal (Fig. 3E). En general, el eje de esta ramificación en forma de gancho es paralelo o subparalelo (formando un ángulo ((r) máximo de 10° hacia abajo) respecto al eje de la galería (Fig. 3G).

El relleno de los fustes y la galería en "U", es pasivo, formado por arenas finas-muy finas, amarillentas con un tamaño de grano mayor que el sedimento circundante (limos arcillosos blancos). Se conservan como relieves completos y aparecen siempre ferruginizadas. Son frecuentes las yuxtaposiciones con otras pistas fósiles (p.e. *Palaeophycus* y *Spongeliomorpha*), pero nunca lo hacen entre sí.

Los principales parámetros observados y sus medidas se resumen en la Tabla 1.

FUSTES	**Df**	Diámetro de los fustes (mm)			3 –13
	df	Distancia entre los fustes (mm)			2 – 17
	Hf	Altura máxima de los fustes (cm)			6
	Hcp	Altura de la cámara principal (mm)			3 – 15
	Hcs	Altura de la cámara secundaria (mm)			1 – 10
βg	Relación angular galería en "U"/fustes				78° - 102°
GALERÍA EN "U"	**Sg**	Sección de la galería	**Dg**	Diámetro de la galería (mm)	2 – 13
	sr	Sección del revestimiento	**hr**	Altura (mm)	4 – 13
			ar	Anchura (mm)	6 – 20
	Lg	Longitud de la galería			4 – 6
	%r	Porcentaje de la galería con revestimiento			67,7 %
	%g	Porcentaje de la galería sin revestimiento			32,3 %
αr	Relación angular ramificación/galería en "U"				0° - 10°
RAMIFICACIÓN	**SR**	Sección de la ramificación	**HR**	Altura (mm)	2 – 6
			AR	Anchura (mm)	1 – 3

Tabla 1. Valores obtenidos de los parámetros estudiados

Discusión e interpretación

La discusión e interpretación de esta pista fósil no es sencilla, pues no se han encontrado referencias bibliográficas sobre estructuras fósiles parecidas y las citas de pistas actuales con las que poder compararlas son también muy escasas.

Una primera interpretación de esta pista fósil, podría relacionarse con madrigueras excavadas por artrópodos. La presencia de marcas en las paredes de los fustes como consecuencia del rastrillaje producido por los apéndices excavadores del organismo, así como la existencia de cámaras ligeramente bilobuladas en la parte distal de los fustes y también con marcas, podrían ser criterios suficientes para apoyar esta hipotesis.

Se pueden establecer varias conjeturas sobre qué tipos de artrópodos fueron los posibles constructores de estas excavaciones. En primer lugar, podrían atribuirse a artrópodos marinos, estomatópodos (Crustacea, Hoplocarida);

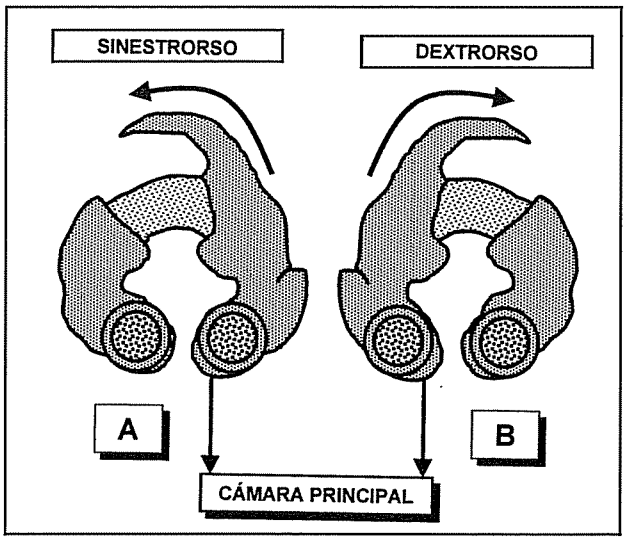


Figura 4. Vista en planta de la pista indicando el sentido de la ramificación según la posición de la cámara principal.

la actual *Squilla empusa* (Fabricius) realiza estructuras en forma de "U" con fustes verticales y una componente horizontal ramificada (Bromley, 1990, fig. 5.30, pág. 87). Por otro lado, madrigueras de algunos upogebidos (Crustacea, Eucarida) actuales, como *Upogebia stellata* (Montagu), suelen presentar dos fustes verticales conectados en forma de "U", con una ramificación distal, también vertical o subvertical, que está cerrada en su extremo (Astall *et al*, 1997, fig. 1c-e, pág. 158). Por último, excavaciones semejantes a las anteriores, son también realizadas por nefrópsidos (Crustacea, Eucarida), como *Nephrops* (Linné), que construye madrigueras en forma de "U", verticales, de gran anchura y a veces, con ramificaciones horizontales, que terminan en formas ciegas (Bromley, 1990, fig. 5.31, pág. 88). De cualquier forma, el trazado general de estas madrigueras actuales tiene una menor regularidad geométrica que las pistas fósiles aquí descritas.

El significado paleoetológico de esta pista fósil puede ser múltiple; aunque en general, parece responder a un comportamiento de búsqueda de morada permanente (domichnia) realizado por un crustáceo decápodo marino. No obstante, si atendemos a un análisis detallado de todas las morfologías que conforman el conjunto de la estructura, pueden plantearse diferentes interpretaciones con significados funcionales igualmente diversos y complejos.

Desde el punto de vista paleoambiental, estas pistas, se encuentran en los términos transgresivos superiores del Mioceno superior del área estudiada (Muñiz Guinea, 1998), concretamente en la parte alta del conjunto limo-arenoso. El grupo de icnotaxones que caracteriza la parte media-superior de este tramo (ver fig. 1B), pertenece a la icnoasociación de *Spongeliomorpha-Teichichnus-Phycodes*, correspondiente a la icnofacies de *Cruziana* (Muñiz Guinea, 1998). En el sector estudiado sus características son las de un medio marino confinado (bahía), muy somero (infralitoral-intermareal), de energía baja, con fondos detríticos finos-muy finos y salinidad entre marina normal y salobre (Muñiz *et al.*, 1998).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado dentro del marco del Grupo de Investigación RNM 0219 "G.I. NATURALAND" de la Junta de Andalucía. Igualmente agradecemos a J.A. Gámez Vintaned, del Área de Paleontología de la Universidad de Extremadura y a P.C.Dworschak, del *Dritte Zoologische Abteilung* (*Naturhistorisches Museum*) de Viena, la información bibliográfica suministrada.

Bibliografía

Astall, C.M., Taylor, A.C. and Atkinson, R.J.A. 1997. Behavioural and Physiological implications of a Burrow-dewelling lifestyle for two species of upogebiid mud-shrimp (Crustacea: Thalassinidea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **44**, 155-168.

Bromley, R. 1990. *Trace fossils: Biology and Taphonomy*. Unvin Hyman Ltd., London, 280 pp.

Cáceres Puro, L.M. 1999. *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir (Huelva)*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, 250 pp.

Mayoral, E. y Muñiz, F. 1996. La icnofacies de *Gnathichnus* en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España). *Coloquios de Paleontología*, **48**, 71-82.

Muñiz Guinea, F. 1998. *Paleoicnología del Neógeno superior en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, Área de Lepe-Ayamonte (Huelva)*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Huelva, 272 pp.

Muñiz, F., Mayoral, E. y Gámez Vintaned, J.A. 1998. Icnofacies del Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir (área de Lepe-Ayamonte, Huelva, España). *Geogaceta*, **24**, 235-238.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Relaciones de similitud entre las faunas del lapso Cretácico Superior-Paleoceno Superior en América del Sur

E. Ortiz Jaureguizar[1-2], G. Cladera[1] y A. Giallombardo[3]

[1] Museo Paleontológico "Egidio Feruglio". Fontana 140 (9100) Trelew, República Argentina. E-mail: muspal@satlink.com

[2] Laboratorio de Sistemática y Biología Evolutiva (LASBE), Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Paseo del Bosque s/n, (1900) La Plata, República Argentina

[3] Cátedra de Zoología Vertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Paseo del Bosque s/n, (1900) La Plata, República Argentina. E-mail: agiallombardo@yahoo.com

Introducción

De acuerdo con el registro fósil, más de la tercera parte de los órdenes conocidos de mamíferos se han registrado por primera vez en el Paleoceno (Krause, 1984). Sin embargo, los hallazgos recientes muestran que muchos de los eventos básicos que condujeron a la aparición y la evolución de los mamíferos que hoy conocemos ocurrieron durante el Cretácico superior, por lo que este período aparece como igualmente importante que el Paleoceno (Bond *et al.*, 1995).

A nivel mundial, las secuencias sedimentarias que portan los mamíferos del intervalo Cretácico superior-Paleoceno superior son muy escasas, y sólo están relativamente bien conocidas en América del Norte (Lillegraven *et al.*, 1979; Archibald & Clemens, 1984; Woodburne, 1987; Lillegraven & Ostresh, 1990). A pesar de que en América del Sur no existen secuencias tan completas, los hallazgos realizados en las últimas dos décadas han permitido entrever también en este continente los sucesos que ocurrieron durante tan trascendente intervalo de la historia evolutiva de los mamíferos. Así, en la actualidad se conocen ocho faunas fósiles que representan este intervalo: fauna alamitense (Campaniano, Cretácico superior, Patagonia), fauna de Laguna Umayo (Paleoceno inferior, Perú), fauna tiupampense (Paleoceno inferior, Bolivia), fauna peligrense (Paleoceno inferior, Patagonia), fauna itaboraiense (Paleoceno medio, Brasil), fauna de la "zona de *Carodnia*" (Paleoceno medio, Patagonia), fauna de la "zona de *Kibenikhoria*" (Paleoceno medio, Patagonia), y fauna de la "zona de *Ernestokokenia*" (Paleoceno superior-Eoceno inferior, Patagonia)[1].

Desde un punto de vista biocronológico, estas faunas han dado origen a diferentes esquemas. Así, por ejemplo, Pascual & Ortiz Jaureguizar (1990, 1991, 1992), Bond *et al.* (1995) y Pascual *et al.* (1996), reconocen la existencia de cuatro "Edades-mamífero" (SALMAs): Alamitense (fauna alamitense); Tiupampense (fauna peligrense, fauna tiupampense y fauna de Laguna Umayo); Itaboraiense (fauna itaboraiense, fauna de la "zona de Carodnia" y fauna de la "zona de Kibenikhoria") y Riochiquense (fauna de la zona de Ernestokokenia"). Bonaparte *et al.* (1993) propusieron el desdoblamiento de la SALMA Tiupampense en dos SALMAS, Tiupampense (fauna tiupampense) y SALMA Peligrense (fauna peligrense). Por último, Marshall *et al.* (1997) propusieron la existencia de una única SALMA paleocena, Riochiquense, que dividieron en cuatro subedades: Peligrense (fauna peligrense), Tiupampense (fauna tiupampense), Itaboraiense (fauna itaboraiense) y Riochiquense (integrada por las restantes faunas)[2].

Uno de los principales inconvenientes con el que se han topado los paleontólogos que han tratado de develar la historia de los mamíferos sudamericanos, es la ausencia de una adecuada correlación entre las diferentes faunas que se han reconocido para el lapso Cretácico superior-Paleoceno superior. Unos pocos años atrás, Bond *et al.* (1995) intentaron establecer una correlación entre las faunas de este lapso, aunque restringieron el ensayo a aquellas de la Patagonia. Tomando como base este trabajo, nosotros intentamos establecer aquí una correlación temporal y geográfica entre todas las faunas del lapso Cretácico superior-Paleoceno superior de América del Sur, empleando como herramienta distintas técnicas de análisis multivariado.

Material y método

Como unidades de análisis se han utilizado las ocho faunas fósiles reconocidas para el intervalo Cretácico superior-Paleoceno superior. Como variables, se consideró la presencia/ausencia de las cuarenta y seis familias y los noventa y cinco géneros registrados en dichas faunas. La información fue extraída de los trabajos de Bond *et al.* (1995) y Bonaparte & Morales (1997) en el caso de las faunas patagónicas, y de Muizón y Brito (1995) para las faunas de Tiupampa e Itaboraí.

La información fue volcada en una matriz básica de datos de 8 faunas por 141 variables. El empleo conjunto de géneros y familias se justifica por el hecho de que, por las peculiares circunstancias geológico-geográficas que dirigieron la evolución de la fauna de mamíferos en el continente sudamericano durante este lapso (véase Pascual & Ortiz Jaureguizar, 1990, 1992; Pascual *et al.*, 1997; Pascual, 1998) un análisis realizado sólo a nivel genérico no sería capaz de poner de manifiesto las rela-

[1] Esta asignación temporal está basada en los trabajos de Pascual y Ortiz Jaureguizar (1990, 1991, 1992), Bond *et al.* (1995) y Pascual *et al.* (1996). Sin embargo, Marshall *et al.*(1997) han propuesto que las siete faunas paleocenas (con la posible excepción de la fauna de Laguna Umayo; véase 2) representan sólo el Paleoceno superior.

[2] La fauna de Laguna Umayo no fue considerada en el esquema de Bonaparte *et al.* (1993). Por su parte, Marshall *et al.* (1997) dejaron abierta la posibilidad de que esta fauna se ubicase en el Cretácico tardío (Maastrichtiano) o en el Paleoceno (SALMA Tiupampense).

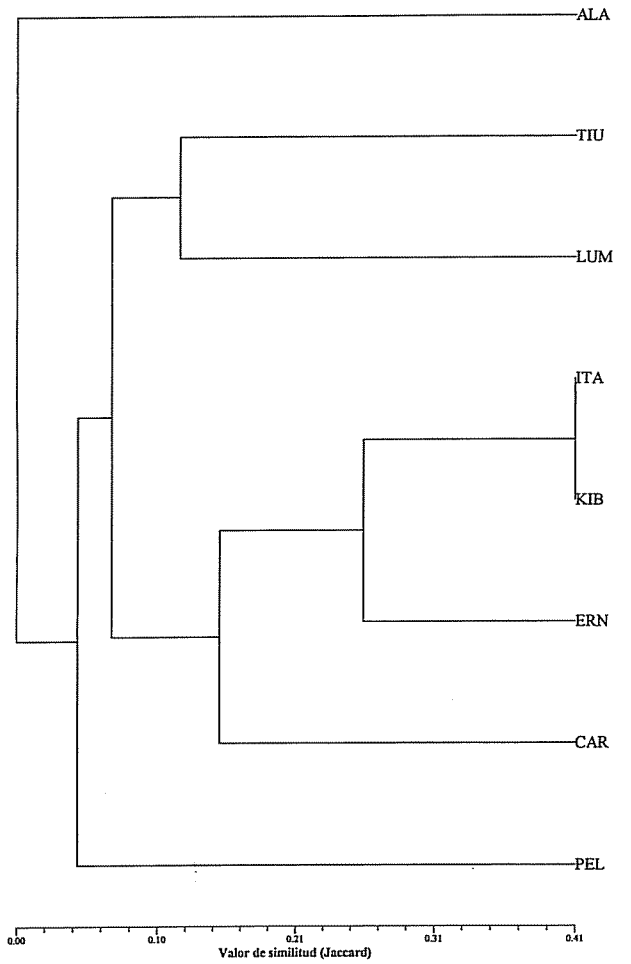


Figura 1. Fenograma (UPGMA) que muestra las relaciones de similitud existentes entre las ocho faunas del lapso Cretácico superior-Paleoceno superior en América del Sur. CCC: 0,94755.
Referencias: ALA: fauna alamitense; TIU: fauna tiupampense; LUM: fauna de laguna Umayo; ITA: fauna itaboraiense; KIB: fauna de la "zona de *Kibenikhoria*"; ERN: fauna de la "zona de *Ernestokokenia*"; CAR: fauna de la "zona de *Carodnia*"; PEL: fauna peligrense.

ciones existentes, por ejemplo, entre las faunas alamitense y peligrense, ya que no hay géneros comunes entre ambas. Por el contrario, un análisis realizado únicamente a nivel de familias subestimaría las diferencias entre ambas faunas.

La matriz básica de datos fue transformada en una matriz de similitud entre faunas, utilizando para ello el coeficiente de Jaccard. Este coeficiente sólo considera como similitud las presencias compartidas entre dos faunas, por lo que no se toman en cuenta (tanto en el numerador como en el denominador) las ausencias compartidas (véase Cheetham & Hazel, 1969). A partir de esta matriz de similitud, las relaciones de conjunto fueron estimadas a partir de un fenograma UPGMA ("unweighted pair-group method using arithmetic averages") y un "multidimensional scaling". La distorsión del fenograma con respecto a la matriz de similitud fue calculada por medio del coeficiente de correlación cofenética (CCC). Por su parte, la distorsión de la representación gráfica del "multidimensional scaling" fue estimada superponiendo a la misma un árbol valuado mínimo ("minimun spanning tree"), obtenido también a partir de la matriz de similitud. Un análisis detallado de las técnicas utilizadas puede encontrarse en Sneath & Sokal (1973), Crisci & López Armengol (1983), y Rohlf (1997).

El trabajo de computación fue realizado en un ordenador personal IBM PC compatible del LASBE, mediante el empleo del sistema de programas NTSYS versión 2.0 (Rohlf, 1997).

Resultados

El fenograma (Fig. 1) muestra que las faunas se agrupan en dos grupos: (1) compuesto por la fauna alamitense, y (2) compuesto por las restantes faunas. Este último grupo está formado por dos subgrupos: (2.1) formado por las faunas tiupampense de Laguna Umayo, y (2.2) formado por las restantes faunas. A su vez, este subgrupo está formado por dos conjuntos: (2.2.1) formado por la fauna peligrense, y (2.2.2) formado por las restantes faunas. Por su parte, este último conjunto está formado por dos subconjuntos: (2.2.2.1) formado por la fauna de la "zona de *Carodnia*", y (2.2.2.2) formado por las restantes faunas, dentro de las cuales se observa que la fauna itaboraiense se halla estrechamente vinculada con la fauna de la "zona de *Kibenikhoria*", en tanto que la fauna de la "zona de *Ernestokokenia*" aparece aislada. El CCC alcanzó un valor de 0,94755.

El análisis de coordenadas principales (Fig. 2) muestra la presencia de seis grupos: (1) formado por la fauna alamitense, (2) formado por la fauna peligrense, (3) formado por la fauna tiupampense, (4) formado por la fauna de Laguna Umayo, (5) formado por la fauna de la "zona de *Carodnia*", (6) formado por las restantes faunas. Dentro de este último grupo, se pueden reconocer dos subgrupos: (5.1) formado por la fauna de la "zona de *Kibenikhoria*" y la fauna itaboraiense, y (5.2) formado por la fauna de la "zona de *Ernestokokenia*". El árbol de distancias mínimas muestra que no existen grandes distorsiones en la representación gráfica. Las únicas relaciones que se ven algo distorsionadas son las de la fauna de la "zona de *Carodnia*", cuya posición real debería ser aproximadamente intermedia entre las faunas peligrense, tiupampense y la de la "zona de *Kibenikhoria*", y la de la fauna de la "zona de *Ernestokokenia*", que debería aparecer ligeramente más cerca de la fauna de la "zona de *Kibenikhoria*". Por otra parte, muestra que las faunas que de algún modo "vertebran" las relaciones del conjunto son las faunas peligrense (que se vincula por un lado con la de la "zona de *Carodnia*" y por otro con la alamitense), la de la "zona de *Carodnia*" (que se vincula con la peligrense, la tiupampense y la de la "zona de *Kibenikhoria*"), la tiupampense (que se vincula por un lado con la fauna de la "zona de *Carodnia*" y por otro con la fauna de Laguna Umayo) y la de la "zona de *Kibenikhoria*" (que se vincula con la de la "zona de *Carodnia*", con la itaboraiense y la de la "zona de *Ernestokokenia*").

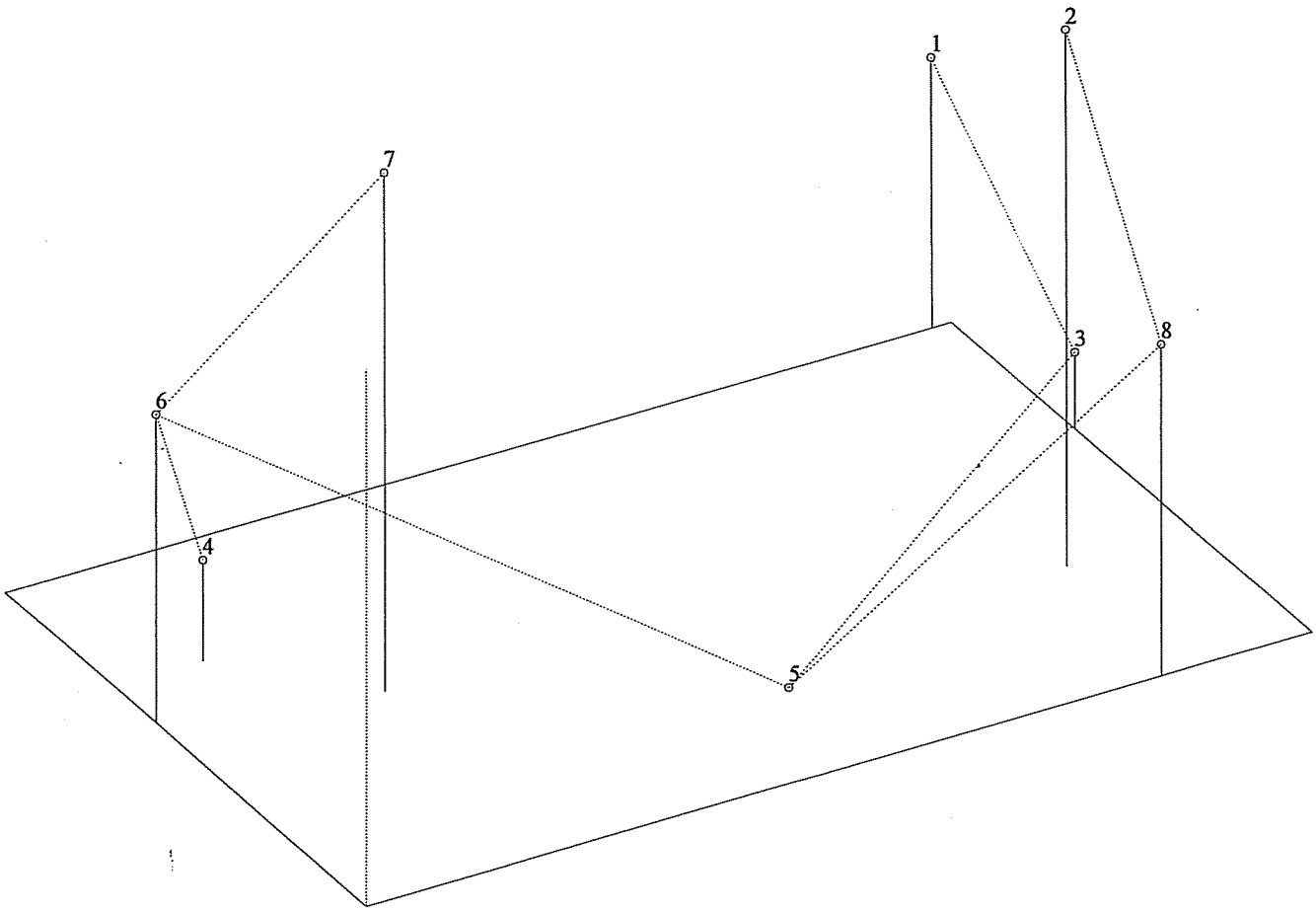


Figura 2. Representación tridimensional ("multidimensional scaling-minimun spanning tree") de las relaciones de similitud existentes entre las ocho faunas del lapso Cretácico superior-Paleoceno superior en América del Sur.
Referencias: 1: fauna alamitense; 2: fauna tiupampense; 3: fauna peligrense; 4: fauna itaboraiense; 5: fauna de la "zona de *Carodnia*"; 6: fauna de la "zona de *Kibenikhoria*"; 7: fauna de la "zona de *Ernestokokenia*"; 8: fauna de Laguna Umayo.

Conclusiones

Sobre la base de estos resultados, puede concluirse que:

1. Las faunas alamitense, peligrense, tiupampense y la de la "zona de *Carodnia*" guardan entre sí y con las restantes faunas una muy baja similitud. Esta escasa similitud se halla vinculada con el bajo número de taxa registrados en cada una de ellas, así como con el hecho de que la mayoría de los taxa se registra sólo en una de dichas faunas. Por esta razón, las relaciones de similitud deben ser consideradas con suma cautela, ya que nuevos hallazgos pueden modificarlas sensiblemente.

2. A diferencia de lo que acontece en América del Norte, en América del Sur no existe registro paleontológico de lo que sucedió con los mamíferos continentales durante la transición Cretácico-Paleoceno (véase Pascual & Ortiz Jaureguizar, 1992; Ortiz Jaureguizar, 1996; Pascual, 1998). Durante este intervalo, estimado en aproximadamente unos siete millones de años, se produce el arribo de los marsupiales y placentarios provenientes de América del Norte, y la casi completa extinción de los mamíferos cretácicos autóctonos (con la sola excepción de los gondwanaterios Sudamericidae), todos no-tribosfénicos o no-terios. El otro evento, es decir, la aparición de los Ornitorhynchidae a comienzos del Paleoceno, tiene una explicación más controvertida. En efecto, su ausencia en capas del Cretácico superior pudo haberse debido a un proceso de inmigración desde Antártida-Australia durante el tiempo en que no se cuenta con registro, o simplemente obedecer a falencias en el registro. En este último caso, los Ornitorhynchidae deberían sumarse a los Sudamericidae, convirtiéndose así en los únicos mamíferos nativos que sobrevivieron a la extinción.

3. La dramática extinción de los mamíferos autóctonos no-terios y la marcada diferenciación que se observa en los primeros marsupiales y placentarios del Paleoceno, permite dar cuenta de la escasa similitud existente entre la fauna alamitense y las de este último período. Por otra parte, el hecho que la fauna alamitense se relacione únicamente con la peligrense, aunque a muy bajos valores de similitud, obedece a la presencia en ambas faunas de la familia Sudamericidae.

4. La fauna peligrense ocupa una posición aproximadamente "intermedia" entre la fauna alamitense y la fauna de la "zona de *Carodnia*". A través de esta última, se relaciona a su vez con las faunas tiupampense

y de Laguna Umayo (Fig. 2). Esta relación no había sido planteada anteriormente, ya que se la vinculó con la fauna tiupampense y de Laguna Umayo (Pascual & Ortiz Jaureguizar, 1991; Marshall *et al.*, 1997), o se la aisló como una "Edad-mamífero" diferente (Bonaparte *et al.*, 1993). Dado el escaso número de taxa comunes, cualquier precisión acerca de las relaciones de similitud entre estas faunas y sus probables causas deberá ser considerada como una hipótesis plausible pero con un bajo grado de corroboración empírica.

5. La similitud existente entre las faunas de Tiupampa y Laguna Umayo parece corroborar la hipótesis biocronológica de Pascual & Ortiz Jaureguizar (1990, 1991), en el sentido de que deben ser reunidas en una única "Edad-mamífero".

6. La mayor similitud existente entre la fauna de la "zona de *Carodnia*" con las faunas peligrense y las de Tiupampa-Laguna Umayo contradice la hipótesis biocronológica de Bond *et al.* (1995), quienes la vinculaban, aunque con dudas, con la fauna de la "zona de *Kibenikhoria*". Asimismo, contradice la hipótesis biocronológica de Marshall *et al.* (1997), quienes sostuvieron que debía ser reunida con las faunas de las "zonas de *Kibenikhoria* y *Ernestokokenia*".

7. La estrecha relación existente entre la fauna itaboraiense y la de la "zona de *Kibenikhoria*", y entre éstas y la fauna de la "zona de *Ernestokokenia*", corrobora las hipótesis biocronológicas más "clásicas" (*e.g.*, Marshall *et al.* , 1983; Pascual *et al.*, 1996).

8. La similitud existente entre las faunas patagónicas y aquéllas de las latitudes más bajas es variable a lo largo del Paleoceno. Así, durante la primera parte (faunas peligrense, tiupampense y de Laguna Umayo) los valores de similitud (Figs. 1 y 2) son mucho más bajos que aquellos que se registran durante la porción final (faunas de la "zona de Kibenikhoria" e itaboraiense). Esta variación se halla relacionada con la ingresión y posterior regresión del mar maastrichtiano-daniano (véase Ortiz Jaureguizar, 1996). Como lo señalasen Pascual y Ortiz Jaureguizar (1991), este factor debe ser tenido en cuenta a la hora de establecer correlaciones entre las faunas, ya que las diferencias que se observan entre las faunas pueden ser debidas también a razones biogeográficas y no exclusivamente a causales cronológicas, como lo han supuesto diferentes autores (*e.g.*, Bonaparte *et al.*, 1993; Marshall *et al.*, 1997).

Bibliografía

Archibald, J.D. & Clemens, W.D. 1984. Mammal evolution near the Cretaceous-Tertiary boundary. In: Berggren, W.A. & Van Couvering, J.A. (eds.), Catastrophes and Earth History. The Neww Uniformitarism. Princeton University Press, 339-371.

Bonaparte, J.F., Van Valen, L.M. & Kramartz, A. 1993. La fauna local de Punta Peligro, Paleoceno inferior, de la provincia del Chubut, Patagonia, Argentina. *Evolutionary Monographs*, **14**, 1-61.

Bonaparte, J.F. & Morales, J. 1997. Un primitivo Notonychopidae (Litopterna) del Paleoceno inferior de Punta Peligro, Chubut, Argentina. *Estudios Geológicos*, **53**, 263-274.

Bond, M., Carlini, A. A., Goin, F.J., Legarreta, L., Ortiz Jaureguizar, E., Pascual, R. & Uliana, M.A., 1995. Episodes in South American land mammal evolution and sedimentation: testing their apparent concurrence in a Paleogene succession from Central Patagonia. *Actas del VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 47-58. Trelew.

Cheetham, A.H. & Hazel, J.E. 1969. Bianry (presence/absence) similarity coefficients. *Journal of Paleontology*, **43**, 1130-1136.

Crisci, J.V. & López Armengol, M.F. 1983. *Introducción a la Teoría y Práctica de la Taxonomía Numérica*. Monografías de la OEA (Serie Biología), 26, Washington, 132 pp.

Krause, D.W. 1984. Mammalian evolution in the Paleocene: the beginning of an Era. *In*: Broadhead, T.W. (ed.), Mammals: *Notes for a Short Course*. University of Tennesse, Tennesse, Department of Geological Sciences, Studies in Geology, **8**, 87-109.

Lillegraven, J.A., Kielan-Jaworowska, Z. & Clemens, W.A. (Eds.) 1979. *Mesozoic Mammals. The First Two Thirds of Mammalian History*. University of California Press, Berkeley, 311 pp.

Lillegraven, J.A. & Ostresh Jr., L.M. 1990. Late Cretaceous (earliest Campanian/Maastrichtian) evolution of western shorelines of the North American western Interior Seaway in relation to known mammalian faunas. *Geological Society of America*, Special Paper, **243**, 1-30.

Marshall, L.G., Hoffstetter, R. & Pascual, R. 1983. Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. *Palaeovertebrata*, Mém. Extraordinaire, 1-93.

Marshall, L.G., Sempere, T. & Butler, R.F. 1997. Chronostratigraphy of the Mammal-Bearing Paleocene of South America. *Journal of South American Earth Sciences*.

Ortiz Jaureguizar, E. 1996. Paleobiogeografía y paleoecología de los mamíferos continentales de América del Sur durante el Cretácico tardío-Paleoceno: una revisión. *Estudios Geológicos*, **52**, 83-94.

Pascual, R. 1998. The history of South American land mammals: the seminal Cretaceous-Paleocene transition. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial, **5**, Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica, 9-18.

Pascual, R., Archer, M., Ortiz Jaureguizar, E., Prado, J.L., Godthelp, H., & Hand, S.J. 1992. First discovery of monotremes in South America. *Nature*, **356**, 704-705.

Pascual, R. & Ortiz Jaureguizar, E. 1990. Evolving climates and mammal faunas in Cenozoic South America. *Journal of Human Evolution*, **19**, 23-60.

Pascual, R. & Ortiz Jaureguizar, E. 1991. El Ciclo Faunístico Cochabambiano (Paleoceno temprano): su incidencia en la historia biogeográfica de los mamíferos sudamericanos. In: Suárez-Soruco, R. (ed.), *Fósiles y Facies de Bolivia*, Revista Técnica de YPFB, **12 (3-4)**, 559-574.

Pascual, R. & Ortiz Jaureguizar, E. 1992. Evolutionary pattern of land mammal faunas during the Late Cretaceous and Paleocene in South America: a comparison with the North American pattern. *Annales Zoologici Fennici*, **28 (3-4)**, 245-252.

Pascual, R., Ortiz Jaureguizar, E. & Prado, J.L. 1996. Land mammals: paradigm of Cenozoic South American geobiotic evolution. In: G. Arratia (ed.), *Contribution of Southern South America to Vertebrate Paleontology*. München Geowissenschaftliche Abhandlungen, **30**, 265-319.

Rohl, F.J., 1997. *NTSYSpc. Numerical Taxonomy and Multivariate Analysis System. Version 2.0*. Exeter Software, Setauket, New York.

Sneath, P.N.A. & Sokal, R.R. 1973. *Numerical Taxonomy. The Principles and Practice of Numerical Classification*. Freeman, San Francisco, 573 pp.

Woodburne, M.O. (Ed.) 1987. *Cenozoic Mammals of North America. Geochronology and Biostratigraphy*. University of California Press, London, 336 pp.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

La descodificación de la información tafonómica como un mecanismo para recuperar la información paleobiológica encriptada en el registro fósil: el ejemplo de Venta Micena

P. Palmqvist[1], A. Arribas[2] y R. Arrebola[1]

[1]Departamento de Geología y Ecología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Campus Universitario de Teatinos. 29071 Málaga. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es

[2]Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. E-mail: a.arribas@itge.mma.es

Introducción

Los procesos de fosilización han sido considerados tradicionalmente por los paleontólogos como meramente destructivos, conduciendo a pérdidas consecutivas e irrecuperables de la información paleobiológica original (para una amplia discusión sobre el tema, véase De Renzi, 1997). No obstante, desde la perspectiva actual tales procesos comienzan ya a interpretarse en un contexto más amplio de modificación de la información paleobiológica original —que no ha de disminuir necesariamente durante la fosilización— por los procesos tafonómicos, lo que se traduce paralelamente en un incremento de la información tafonómica (Fernández López, 1991). Tales planteamientos abren, pues, nuevas posibilidades para descodificar analíticamente la fracción de información paleobiológica que fue encriptada durante la fosilización e, incluso, para descifrar aquella porción de la información original que no fue preservada en las asociaciones fósiles, como es el caso de la paleoetológica.

En este contexto, un buen ejemplo podría ser el estudio de la asociación de macromamíferos del yacimiento de Venta Micena, en la cuenca de Guadix-Baza (Granada). El análisis tafonómico y paleoecológico de esta asociación del Pleistoceno inferior ha puesto de manifiesto que la inmensa mayoría de los restos esqueléticos preservados en la misma fueron transportados y acumulados en las cercanías de cubiles de cría de la gran hiena fósil *Pachycrocuta brevirostris,* donde se produjo una fracturación selectiva por los hiénidos adultos de los elementos óseos conforme a su contenido en médula y a su densidad mineral, proceso que sesgó la composición de la asociación modificada respecto a la reagrupada (Arribas y Palmqvist, 1998). Sin embargo, la proporción en que cada especie se encontraba representada originalmente en la asociación pudo ser estimada usando el modelo de relación tamaño/abundancia propuesto por Damuth (1982) para comunidades de mamíferos y, por otro lado, el análisis comparativo de los perfiles de mortandad deducidos para las especies de ungulados reveló que la mayoría de los restos esqueléticos pertenecientes a estas especies fueron carroñeados por las hienas a partir de los cadáveres de presas abatidas previamente de manera selectiva por otras especies de carnívoros comedoras de carne y no fracturadoras de huesos, como los félidos con dientes de sable y los perros salvajes (Palmqvist *et al.,* 1996).

De esta manera, el análisis cuantitativo de la asociación de Venta Micena ha permitido poner de manifiesto la existencia de al menos cuatro sesgos consecutivos (Fig. 1), acontecidos durante la etapa bioestratinómica, que afectaron a la composición original de la asociación ósea, traduciéndose en una disminución gradual y acumulativa de la información paleobiológica contenida en la misma, la cual quedó codificada tafonómicamente. En este trabajo se profundiza en la naturaleza y consecuencias de tales sesgos sobre la composición, cualitativa y cuantitativa, de la asociación de macromamíferos de Venta Micena, atendiendo a diversos aspectos que no habían sido contemplados con anterioridad en el análisis tafonómico de la misma (Arribas, 1999; Arribas y Palmqvist, 1998; Palmqvist *et al.,* 1996), como el transporte selectivo de cadáveres y restos esqueléticos hasta los cubiles de cría o la fracturación diferencial de elementos óseos pertenecientes a diferentes especies de ungulados. A continuación se relacionan tales sesgos, introducidos por el comportamiento específico de los hiénidos, evaluando su importancia para determinar los cambios experimentados desde la asociación transportada hasta la reagrupada, la modificada y, finalmente, la conservada.

Sesgo I (asociación original): carroñeo de cadáveres de ungulados presa cazados selectivamente por predadores

La inmensa mayoría de los restos esqueléticos de Venta Micena provienen de cadáveres de ungulados cazados por macairodontinos (*Homotherium latidens* y *Megantereon whitei*) y cánidos hipercarnívoros (*Canis falconeri*), los cuales fueron carroñeados posteriormente por la gran hiena *P. brevirostris.* La selección de ungulados por parte de los predadores se produjo atendiendo fundamentalmente al tamaño corporal, a la edad y al sexo de las presas abatidas. Así, las principales evidencias que apoyan un modelo de selección de presas en Venta Micena son las siguientes (Palmqvist *et al.,* 1996; Arribas y Palmqvist, 1998): (i) los perfiles de mortandad en forma de U, deducidos para las especies de ungulados mejor representadas en la asociación (el équido *Equus altidens* y el gran cérvido *Eucladoceros giulii*) a partir de mediciones de la altura de la corona dentaria, que indican una fuerte selección tanto de ejemplares jóvenes, con dentición decidua sin desgastar, como de edad avanzada, con la dentición permanente ya muy desgastada; (ii) el análisis interespecífico de la abundancia relativa de individuos jóvenes y adultos, que revela que los primeros representan en torno al 20% de los ejemplares pertenecientes a las especies de ungulados de pequeño tamaño corporal (<100 kg), mientras que dicha proporción aumenta hasta

más del 40% en las especies de mayores dimensiones (>300 kg); y (iii) la proporción en que se encuentran representados ambos sexos en el caso de determinadas especies presa, como el caballo y el búfalo (Bovini cf. *Dmanisibos*), que está sesgada en favor de las hembras (aproximadamente 1 macho:3-4 hembras), más vulnerables a la predación en función de su menor tamaño corporal.

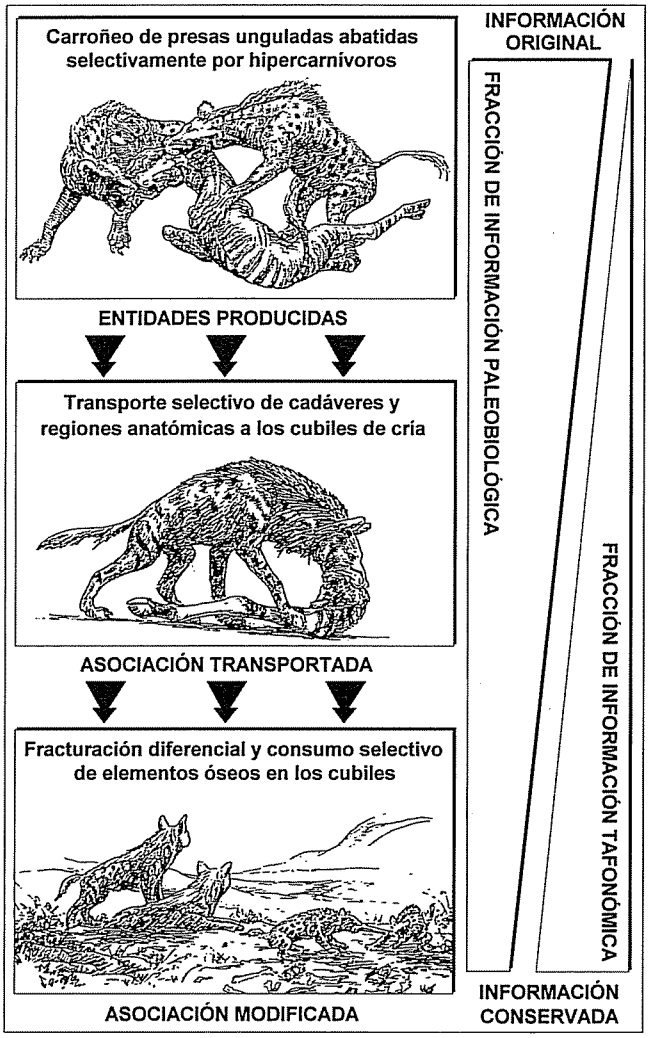


Figura 1. Modelo genético de la asociación de macromamíferos de Venta Micena. Se muestran las tres etapas principales en la formación del yacimiento: (i) carroñeo por la gran hiena *Pachycrocuta brevirostris* de ungulados presa abatidos selectivamente por hipercarnívoros, (ii) transporte diferencial de cadáveres y regiones anatómicas a los cubiles de cría y (iii) modificación de los restos óseos en los cubiles. La relación entre información paleobiológica y tafonómica está basada en De Renzi (1997) y Fernández López (1991).

Sesgo II (asociación transportada): consumo de carne y transporte selectivo de cadáveres de ungulados hasta los cubiles de cría

La abundancia en que se encuentran representadas las especies de ungulados identificadas en Venta Micena (Fig. 2), una vez agrupadas según clases de tamaño corporal, resulta notablemente similar a la frecuencia de dichas categorías en los cadáveres carroñeados por las hienas manchadas modernas (*Crocuta crocuta*) a partir de presas cazadas previamente por leones y perros salvajes en el parque nacional del Serengueti (Tanzania), conforme a los datos recolectados por Kruuk (1972); la única diferencia significativa entre ambas distribuciones concierne a la abundancia relativa de las especies de pequeño tamaño (<50 kg), que se encuentran comparativamente infrarrepresentadas en Venta Micena (Palmqvist *et al.*, 1996), lo que sugiere que tales cadáveres eran consumi-

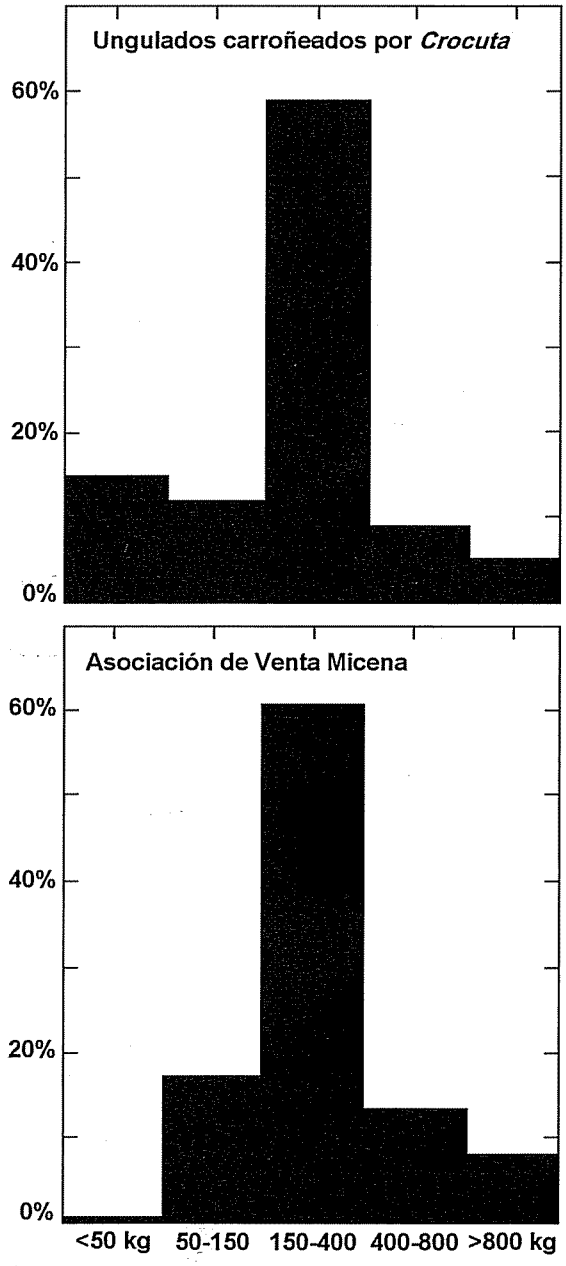


Figura 2. Comparación entre la abundancia relativa de ungulados, distribuidos según clases de tamaño corporal, en las presas carroñeadas por las hienas manchadas (*Crocuta crocuta*) en el Serengueti (datos tomados de Kruuk, 1972) y la frecuencia de dichas categorías en la asociación de macromamíferos de Venta Micena (datos procedentes de Palmqvist *et al.*, 1996).

dos preferentemente por las hienas adultas en aquellos lugares donde los encontraban, en lugar de transportarlos hasta los cubiles.

Estos datos sugieren que el comportamiento de *Pachycrocuta* difería sustancialmente del de *Crocuta,* al depender para su alimentación de los cadáveres de ungulados cazados por otros carnívoros, pues las hienas manchadas que viven actualmente en el Serengueti carroñean el 41,7% de los ungulados que consumen y cazan por sí mismas el 58,3% restante (frecuencias calculadas a partir de los datos recopilados por Kruuk, 1972). A su vez, del total de ungulados carroñeados, los animales muertos por enfermedad o accidente representan el 19,4%, mientras que el resto son cadáveres de presas abatidas y parcialmente consumidas por leones (53,0%) y licaones (27,6%). Los ungulados abandonados por los machairodontinos y los perros salvajes conservarían cantidades variables de carne y todos los nutrientes del interior de los huesos; de hecho, la alta especialización trófica de *Pachycrocuta,* tal y como queda evidenciada al carroñear exclusivamente las presas de estos hipercarnívoros en lugar de prospectar a la búsqueda de cadáveres de animales muertos por otras causas, apunta a que dicha cantidad de carne sería elevada, lo cual apoya la sugerencia efectuada por Turner y Antón (1996) de que esta gran hiena extinta podría obtener tales cadáveres mediante el carroñeo agresivo (cleptoparasitismo), en vez de esperar a que fuesen abandonados por los predadores.

Características de la asociación ósea	*Asociación primaria, recolectada por predadores*	*Asociación secundaria, recolectada por carroñeros*
Proporción de vértebras y costillas frente a huesos de las cinturas y miembros	alta, 1:4 (rango = 1:3-5)	baja, 1:9 (rango = 1:4,5-25)
Abundancia de epífisis de huesos largos	alta, sin evidencias de destrucción preferente de regiones esqueléticas con baja densidad estructural	comparativamente baja, con evidencias de consumo preferente de aquellas epífisis menos densas
Abundancia de huesos largos preservados completos	alta y no relacionada con su contenido en médula ósea	baja e inversamente relacionada con la cantidad de tuétano, abundan las fracturas espirales y longitudinales
Abundancia de huesos articulados, en conexión anatómica	los elementos articulados suelen ser abundantes	los elementos articulados son escasos (excepciones: metápodos y falanges, vértebras)
Abundancia relativa de individuos juveniles, con dentición decidua	proporción alta (>25%)	proporción baja (<25%)
Proporción $NMI_{<1año}/NMI_{>1año}$ en las especies de ungulados	se incrementa en función del tamaño corporal de las especies	no se encuentra relacionada con las dimensiones de las especies
Valor del índice carnívoros/ungulados, calculado a partir del NMI	alto (25-50%) o excepcionalmente alto (>50%) en el caso de las trampas naturales	bajo (5-15%), semejante al encontrado en las comunidades modernas
rango de tamaños corporales en las especies representadas en la asociación	estrecho, normalmente fluctuando en torno a las dimensiones del propio depredador	amplio, normalmente de más de dos órdenes de magnitud (desde <10 kg hasta >1000 kg)
diversidad de especies representadas (riqueza específica)	comparativamente baja (sólo las especies presa)	alta (todas las especies carroñeadas)

Tabla 1. Principales diferencias entre las asociaciones óseas primarias, recolectadas por predadores, y las secundarias, acumuladas por carnívoros carroñeros tales como las hienas. Referencias: Arribas y Palmqvist (1998), Palmqvist *et al.* (1996), Shipman (1981). En tono gris se indica el estado que muestra la asociación de Venta Micena para cada atributo tafonómico.

En función de todo ello, la asociación de macromamíferos de Venta Micena se puede calificar de mixta, al presentar algunos de los atributos que caracterizan a las asociaciones primarias, recolectadas por predadores, y gran parte de los propios de las asociaciones secundarias, en las que el agente concentrador de los huesos es un carnívoro necrófago (Tabla 1). Así, entre los primeros se pueden citar la alta proporción de ejemplares jóvenes, con dentición decidua, que representan el 30,3% del número mínimo de individuos (*NMI*) total de ungulados (80/198), así como el hecho de que la proporción de juveniles se incremente conforme al tamaño corporal de las especies. Entre los segundos se cuentan la baja proporción de vértebras y costillas frente a huesos de las cinturas y miembros (1:5,5), la escasez relativa de epífisis y huesos largos completos (más del 70% de los mismos se encuentran fracturados), la baja proporción de huesos articulados en conexión anatómica, que representan menos del 20% de los elementos (metápodos con falanges y, ocasionalmente, vértebras), el valor comparativamente bajo del índice carnívoros/ungulados, calculado a partir del *NMI,* un 13,6% (27/198), el amplio rango de tamaños corporales cubierto por las especies representadas en la asociación (3-6000 kg) y la alta diversidad de especies representadas (19 especies de macromamíferos, de las que 11 son ungulados y 8 carnívoros).

El sesgo en el transporte selectivo de los restos por los hiénidos adultos hasta los cubiles de cría queda evidenciado en la representación diferencial de las especies de ungulados según elementos anatómicos, caracterizable a partir del *NMI* que se puede calcular para cada una utilizando elementos craneodentales y del esqueleto postcraneal. Así, los cadáveres de aquellos ungulados de tamaño intermedio, como la cabra (*Hemitragus alba,* 75 kg) o el ciervo pequeño (Cervidae cf. *Praedama,* 95 kg), eran transportados íntegramente a los cubiles, mientras que en el caso de las especies de mayor tamaño corporal (>300 kg), como ocurre con el caballo (*E. altidens,* 350 kg) y el búfalo (Bovini cf. *Dmanisibos,* 450 kg), el transporte implica a aquellas regiones anatómicas que suministran una mayor cantidad de carne y médula ósea. En función de ello, la comparación entre el *NMI* estimado para cada especie (sólo ejemplares adultos) a partir de elementos craneodentales y postcraneales refleja notables diferencias según el tamaño de las mismas (Fig. 3), pues las especies de menor tamaño se encuentran mejor representadas por dentición que por elementos del esqueleto postcraneal, las de tamaño intermedio (*Soergelia minor,* 230 kg) muestran *NMI* similares en ambos casos y en las de mayor tamaño predominan los restos postcraneales.

Dado que las hienas no actúan de manera destructiva sobre los dientes de los ungulados pero sí lo hacen sobre los huesos del esqueleto postcraneal, a efectos de extraer la médula y las fases minerales que precisan para su alimentación, el *NMI* calculado a partir de los segundos es necesariamente menor en el caso de aquellas especies cuyos cadáveres fueron transportados completos (esto es, las de menor tamaño, donde la proporción

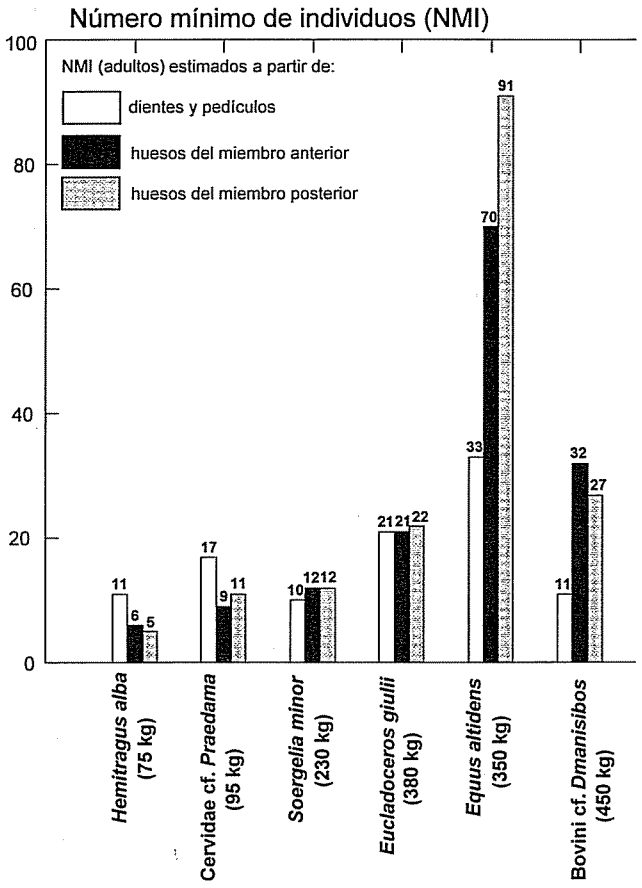


Figura 3. Representación de las principales especies de ungulados de Venta Micena según números mínimos de individuos (*NMI*) adultos, calculados a partir del esqueleto craneodental y postcraneal (estimaciones independientes a partir del número mínimo de elementos para los huesos del miembro anterior y del posterior). Caprini indet., *Praeovibos* sp. y las especies de megaherbívoros han sido excluidas del análisis, debido a su bajo tamaño muestral. La muestra analizada corresponde al total de especímenes recuperados en Venta Micena hasta la última campaña de excavaciones del año 1995.

$NMI_{dientes}$:NMI_{huesos} toma, aproximadamente, el valor 2:1), mientras que en el caso de las grandes el valor calculado (próximo a 1:3) revela una alta selectividad en el transporte de los restos, que estaría centrado en torno a las cinturas y extremidades, fundamentalmente la pelviana en el caso de los équidos y la escapular en el del gran bóvido, tal y como sugiere la diferencia entre los *NMI* estimados a partir de los huesos de la extremidad anterior y posterior. La única excepción a esta tendencia es la representada por el gran cérvido *E. giulii,* cuya masa se ha estimado para los ejemplares adultos en 380 kg, pues la abundancia en *NMI* determinados a partir de la dentición y del esqueleto postcraneal es similar. La razón de ello puede radicar en el hecho de que los huesos largos de esta especie son relativamente gráciles y, por lo tanto, más fáciles de fracturar por los hiénidos, así como en el gran tamaño de las astas de los machos, que tendrían una envergadura superior a 1,5 m, lo cual puede haber determinado un mayor interés en transportar la cabeza de estos ejemplares hasta los cubiles, a efectos de aprovechar las fases minerales y tejidos hematopoyéticos que suministran las astas.

Sesgo III (asociación reagrupada): actividad modificadora de los hiénidos en los cubiles

La actividad de los hiénidos adultos y jóvenes sobre los restos óseos transportados hasta los cubiles de cría trae como resultado (i) el consumo preferente de aquellas epífisis de huesos largos con densidad estructural más baja y mayor cantidad de grasa; y (ii) la fracturación diferencial de los huesos atendiendo a su contenido en médula (Arribas y Palmqvist, 1998). A efectos de evaluar cuantitativamente la incidencia de este sesgo tafonómico sobre la composición de la asociación fósil, se ha efectuado un análisis comparativo de la preservación de elementos esqueléticos postcraneales en dos taxones bien

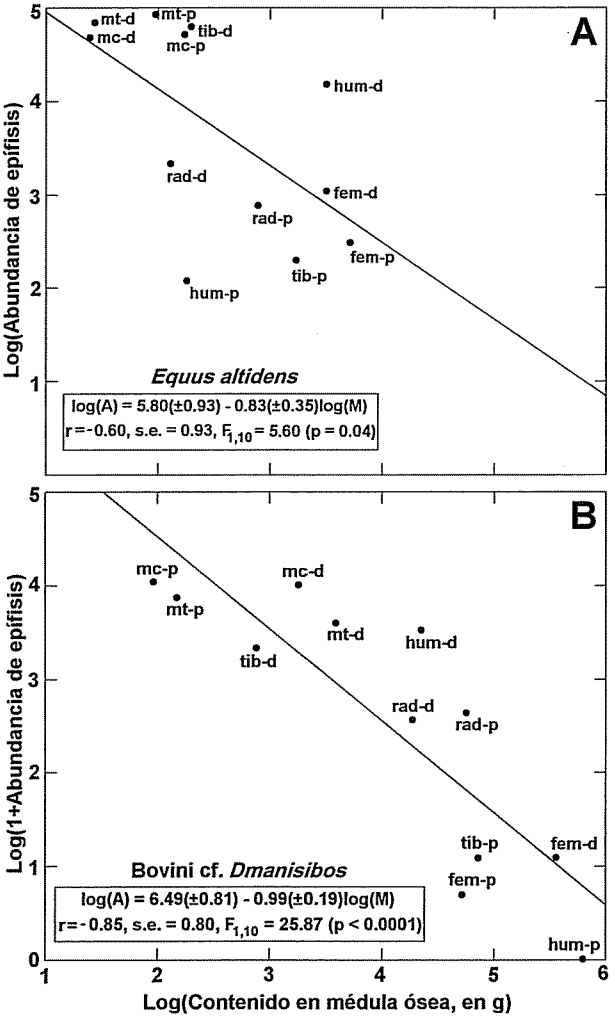


Figura 4. Análisis de regresión por mínimos cuadrados entre los logaritmos de la abundancia de epífisis conservadas de huesos largos del esqueleto postcraneal de équidos (*Equus altidens*) y grandes bóvidos (Bovini cf. *Dmanisibos*) en Venta Micena, en relación a su contenido medio en médula ósea, estimado a partir de datos para caballo (*Equus caballus*) en Outram y Rowley-Conwy (1998) y para bisonte (*Bison bison*) en Brinks (1997), respectivamente.

representados, como es el caso del caballo y el búfalo, que muestran diferencias importantes en la cantidad de tuétano que contienen sus huesos largos.

En la Fig. 4A se muestra la abundancia de epífisis de caballo, en función de su contenido en médula ósea (en *g*, valores estimados en *Equus caballus* por Outram y Rowley-Conwy, 1998). Según puede apreciarse en ella, un análisis de regresión por mínimos cuadrados revela la existencia de una relación inversa entre ambas variables, que resulta estadísticamente significativa (r = -0,60; p = 0,04), lo que sugiere que los hiénidos fracturaban selectivamente las epífisis que presentan un mayor contenido en nutrientes internos, como es el caso del fémur proximal y distal o de la tibia proximal, mientras que actuaban menos intensamente sobre aquellas otras regiones anatómicas que suministran un menor contenido en médula ósea, tal y como ocurre en ambas epífisis de los metapodios o en la tibia distal.

De manera similar, en la Fig. 4B se muestra la relación entre la abundancia de epífisis preservadas del gran bóvido de Venta Micena y su contenido en médula (datos estimados en *Bison bison* por Brinks, 1997). La pendiente obtenida para la función de regresión es igualmente negativa (r = -0,85; $p < 0,0001$), lo que indica que las regiones esqueléticas mejor conservadas son aquellas que presentan una menor cantidad de tuétano en su interior, pero en este caso el ajuste resulta bastante más significativo que en el anterior, como consecuencia del mayor contenido en médula que presentan las epífisis de este artiodáctilo respecto a las del équido (aproximadamente 6:1). Tal diferencia denota, pues, una alta selectividad en el comportamiento fracturador de los huesos por parte de *P. brevirostris,* lo que se traduce en una preservación diferencial de los elementos esqueléticos de ambas especies en la asociación.

Sesgo IV (asociación modificada): meteorización antes del enterramiento y alteraciones diagenéticas

El 89,3% de los restos esqueléticos de Venta Micena presentan un estado de meteorización 0 (Behrensmeyer, 1978), mientras que el 10,7% restante (de los cuales aproximadamente dos tercios son metapodios) muestran un estado tipo 1, con escasas grietas longitudinales poco profundas en su superficie (1-8 por elemento) y sin agrietamiento en mosaico de la cortical, lo cual indica que el período de tiempo transcurrido hasta el enterramiento fue inferior a un año para la mayoría de los huesos (Arribas y Palmqvist, 1998). Por otro lado, resulta destacable que los únicos fósiles en los que aparece relleno sedimentario son aquellos que presentan fracturas bioestratinómicas (roturas espirales y longitudinales producidas por presión de la serie yugal de los hiénidos; Lyman, 1994), mientras que los huesos preservados completos carecen de dicho relleno, incluso en las zonas donde se encuentran grandes forámenes nutricios, lo que indica que se enterraron muy tempranamente, cuando aún estaban frescos, conservando el periostio y la grasa en su superficie (Arribas, 1999).

Estas evidencias sugieren que la asociación ósea de Venta Micena (corte III) fue producida en un intervalo de tiempo muy corto, menor a un año, posiblemente durante el período representado por una estación seca. Así, el número medio de hiénidos adultos e infantiles por cubil en el Serengueti es de 55 y 12, respectivamente (Kruuk, 1972); dado que la mortalidad se ha estimado en un 16,7% anual, ello implica que aproximadamente 11 de tales individuos perecen cada año, cifra que viene a coincidir con el *NMI* calculado para *P. brevirostris* en la asociación de Venta Micena (10 ejemplares, de los que 6 son adultos y 4 infantiles). De hecho, los hiénidos juveniles de Venta Micena se encuadran en dos grupos: aquellos que presentan la dentición decidua sin desgastar, lo que indica que se encontraban al comienzo de su primer año de vida, y los que la muestran severamente desgastada, en proceso de reemplazamiento por la permanente, lo cual acontecería al término del primer año; tal evidencia apunta, pues, a que la mortalidad tuvo lugar, al menos para estos ejemplares, durante el transcurso de una estación seca, afectando a los individuos neonatos y a los nacidos durante el año anterior.

Finalmente, respecto a las alteraciones diagenéticas cabe reseñar que la totalidad de los huesos largos preservados completos presentan una o más fracturas ortogonales al eje longitudinal del elemento, producidas durante la compactación del sedimento, por la superposición de unos elementos sobre otros (se da contacto puntual entre más del 90% de los huesos) o bien como consecuencia de la descompresión producida por la erosión de los materiales suprayacentes al estrato; ahora bien, tales fracturas aparecen, en todos los casos, delimitadas por ambas porciones del elemento óseo, lo que indica la ausencia de reelaboración tafonómica (Arribas, 1999).

Conclusiones

El estudio analítico de la asociación fósil de Venta Micena ha permitido descodificar gran parte de aquella fracción de información paleobiológica que fue encriptada durante la historia tafonómica de la asociación ósea (Fig. 1) e incluso ha suministrado información que no se preservó originalmente, como es la relativa al comportamiento de *P. brevirostris,* el cual difería sustancialmente del de las hienas manchadas modernas, al tratarse de una especie estrictamente carroñera. Tales deducciones han sido posibles únicamente a partir del análisis cuantitativo secuencial de los sesgos tafonómicos introducidos en la composición de la asociación ósea por el comportamiento altamente especializado de este gran hiénido. Ahora bien, conviene precisar que este tipo de inferencias paleobiológicas sólo pueden derivarse del análisis de aquellas asociaciones démicas recolectadas durante la etapa bioestratinómica por agentes biológicos, tales como hienas,

puercoespines y homínidos; en otros tipos de acumulaciones continentales, donde los huesos hayan sido concentrados exclusivamente por agentes físicos (p. ej., depósitos fluviales), la descodificación de la información tafonómica revelaría información de carácter sedimentológico y paleoambiental (como la fuerza y dirección de las corrientes hidráulicas), pero no aportaría información paleobiológica fiable sobre la estructura y composición de la biocenosis de procedencia, ya que en tales asociaciones los restos esqueléticos suelen estar mezclados, seleccionados hidrodinámicamente e incluso reelaborados.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarça en los proyectos PB97-1082 y PB97-1267-CO3-02, financiados por la *DGES*.

Bibliografía

Arribas, A. 1999. *Análisis y modelización de la tafonomía del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada) y su estudio comparativo con otras localidades españolas del Plio-Pleistoceno continental.* Tesis Doctoral (inédita), Universidad Complutense de Madrid.

Arribas, A. y Palmqvist, P. 1998. Taphonomy and paleoecology of an assemblage of large mammals: hyaenid activity in the lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza Basin, Granada, Spain). *Geobios,* **31**, supplément, 3-47.

Behrensmeyer, .K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology,* **4**, 150-162.

Brinks, J.W. 1997. Fat content in leg bones of *Bison bison,* and applications to archaeology. *Journal of Archaeological Science,* **24**, 259-274.

Damuth, J. 1982. Analysis of the preservation of community structure in assemblages of fossil mammals. *Paleobiology,* **8**, 434-446.

De Renzi, M. 1997. Información tafonómica y paleobiológica: ¿Un falso dilema? *Cuadernos de Geología Ibérica,* **23**, 183-208.

Fernández López, S. 1991. Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Revista Española de Paleontología,* **6**, 37-49.

Kruuk, H. 1972. *The Spotted Hyaena. A Study of Predation and Social Behavior.* The University of Chicago Press, Chicago.

Lyman, R.L. 1994. *Vertebrate Taphonomy.* Cambridge University Press, Cambridge (Reino Unido).

Outram, A. y Rowley-Conwy, P. 1998. Meat and marrow utility indices for horse (*Equus*). *Journal of Archaeological Science,* **24**, 259-274.

Palmqvist, P., Martínez Navarro, B. y Arribas, A. (1996). Prey selection by terrestrial carnivores in a lower Pleistocene paleocommunity. *Paleobiology,* **22,** 514-534.

Shipman, P. 1981. *Life History of a Fossil. An Introduction to Taphonomy and Paleoecology.* Harvard University Press, Cambridge (Massachusetts).

Turner, A. y Antón, M. 1996. The giant hyaena, *Pachycrocuta brevirostris* (Mammalia, Carnivora, Hyaenidae). *Geobios,* **29**, 455-468.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Análisis biogeoquímico y paleosinecológico de la asociación de macromamíferos del Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, Granada)

P. Palmqvist[1], D. R. Gröcke[2], A. Arribas[3] y B. Martínez-Navarro[4]

[1]Departamento de Geología y Ecología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Campus Universitario de Teatinos. 29071 Málaga, Spain. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es

[2]Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR, United Kingdom. E-mail: darreng@earth.ox.ac.uk

[3]Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid, Spain. E-mail: a.arribas@itge.mma.es

[4]Orce Research Project. Venta Micena, 74. 18858 Orce (Granada), Spain. E-mail: Bienvenido@grn.es

Introducción

Los análisis paleoecológicos comprenden tanto las inferencias efectuadas sobre las asociaciones ecológicas del pasado (paleosinecología) como las relativas al género de vida y el tipo de hábitat de sus especies constituyentes (paleoautoecología). Desde esta perspectiva, la paleoecología evolutiva es la disciplina que se ocupa de estudiar el contexto físico y biótico en el que se desenvolvían los organismos fósiles, así como las consecuencias de los cambios en dicho contexto sobre la evolución de sus linajes. Los principales objetivos de este enfoque comparativo serían (Wing *et al.,* 1992): (i) evaluar en qué medida los conceptos ecológicos resultan aplicables con vistas al estudio de las propiedades estructurales y los cambios en la composición de las paleocomunidades; (ii) determinar qué tipo de interacciones ecológicas son independientes de la composición específica y el período temporal considerado (*taxon-free characterization of communities;* Damuth, 1992); (iii) investigar las respuestas a largo plazo de los paleoecosistemas a las condiciones físicas y bióticas cambiantes; y (iv) dilucidar cómo influyen las relaciones ecológicas sobre la historia evolutiva de los diferentes grupos de organismos.

Una vez establecido, mediante análisis tafonómico, el grado de fidelidad que guarda la asociación fósil respecto a la comunidad original, resulta preciso inferir las características autoecológicas de sus especies constituyentes antes de pasar al análisis paleosinecológico (esto es, a nivel del conjunto de la paleocomunidad). Los aspectos autoecológicos de las especies extintas se pueden desentrañar siguiendo tres tipos de enfoques básicos: (i) los basados en el análisis funcional de la morfología de los fósiles, que se ven facilitados cuando existen formas vivientes estrechamente emparentadas; (ii) los que utilizan métodos biogeoquímicos (p. ej., el análisis de elementos traza e isótopos estables para inferir tipos de alimentación o paleotemperaturas; para una amplia revisión sobre el tema, véase Koch, 1998); y (iii) aquellos en los que se usa tanto el contexto sedimentario/tafonómico de los fósiles como su distribución.

La manera más sencilla de proceder a la comparación entre asociaciones fósiles y actuales es utilizar las listas faunísticas, aunque obviamente este enfoque resulta bastante limitado cuando se trabaja con asociaciones que incluyen grupos de especies sin representantes actuales; por otro lado, este enfoque taxonómico no aporta información sobre el papel ecológico desempeñado por las especies en la paleocomunidad o sobre sus interacciones. Debido a tales limitaciones, la mayor parte de los autores que se han ocupado del tema han optado por un enfoque ecomorfológico, emplazando las especies en categorías ecológicas basadas en los aspectos inferidos sobre su paleoautoecología y estudiando los cambios temporales en la frecuencia de tales categorías (Andrews *et al.,* 1979; Damuth y MacFadden, 1990; Janis, 1995; Kappelman *et al.,* 1997; Lewis, 1997; Palmqvist *et al.,* 1999; Reed, 1997, 1998; Sinclair, 1997; Van Valkenburgh, 1985, 1988, 1989, 1991).

Análisis paleosinecológico

En la figura 1 se muestran las proporciones medias en que se encuentran representadas las especies de macromamíferos que habitan en los principales tipos de comunidades modernas africanas, establecidos según la vegetación predominante. Las especies se han clasificado atendiendo a diferentes categorías ecológicas, relacionadas con la alimentación y el tipo de locomoción (datos calculados a partir de Reed, 1998), siguiendo el enfoque propuesto por Andrews *et al.* (1979). Se ofrecen los valores estimados para la asociación faunística del yacimiento de Venta Micena (las consideraciones sobre la paleoautoecología de estas especies se pueden encontrar en Arribas y Palmqvist, 1998, 1999; Palmqvist *et al.,* 1996, 1999).

Atendiendo, en primer lugar, a la gráfica en la que se presenta la distribución de especies según tipos de locomoción, llama la atención el hecho de que la abundancia de formas arborícolas resulta gradualmente menor conforme disminuye la proporción de la superficie del hábitat que está cubierta por árboles y arbustos, mientras que la frecuencia relativa de especies con locomoción terrestre tiende a aumentar de forma paralela. Las proporciones calculadas para la asociación fósil de Venta Micena, en la que predominan estas últimas, resultan notablemente similares a aquellas en las que se encuentran representadas tales categorías de desplazamiento en las sabanas con hierba alta, lo que sugiere claramente que el paisaje del borde nororiental de la cuenca de Guadix-Baza se encontraba relativamente despoblado de árboles durante el Pleistoceno inferior.

Las proporciones de consumidores primarios, establecidas conforme al tipo de recursos tróficos que consumen

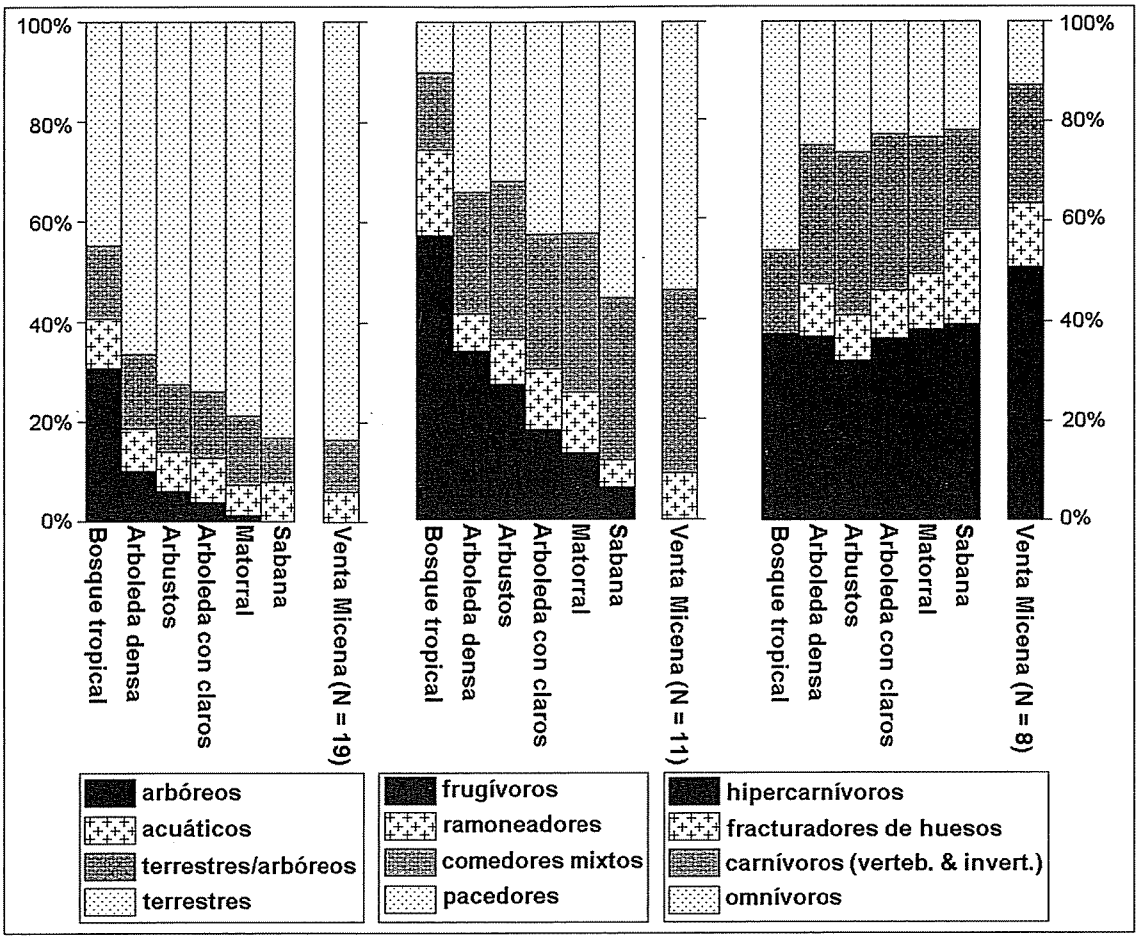


Figura 1. Proporción media en que se encuentran representadas las especies pertenecientes a diferentes grupos tróficos y de locomoción (datos calculados a partir de Reed, 1998) en comunidades modernas de macromamíferos africanos, establecidas atendiendo al tipo de vegetación. Se ofrecen los valores calculados para la asociación faunística del yacimiento de Venta Micena (para las consideraciones sobre la paleoautoecología de estas especies, véase Arribas y Palmqvist, 1998, 1999; Palmqvist *et al.*, 1996, 1999).

preferentemente, muestran un gradiente similar, pues en los ambientes arbolados predominan las especies frugívoras y folívoras (representadas, fundamentalmente, por primates) y los ungulados ramoneadores de hojas, cuya dieta comprende menos del 10% de hierba, mientras que en las comunidades procedentes de hábitats más abiertos aumenta comparativamente la frecuencia de especies con alimentación mixta (10-90% de hierba) y, sobre todo, la de pacedores (>90% de hierba). La frecuencia de tales categorías tróficas en Venta Micena sugiere, nuevamente, un gran parecido con las comunidades modernas de sabana, percibiéndose como única diferencia la escasa proporción que en estas últimas representan las especies frugívoras, ausentes de la asociación fósil al no estar representados en ella los primates. Conviene aclarar que se han considerado como formas pacedoras, por analogía con las especies actuales y atendiendo a su nivel de hipsodoncia, a los tres grandes bóvidos (Bobini cf. *Dmanisibos, Praeovibos* sp. y *Sorgelia minor*) y el caprino de mayores dimensiones (*Hemitragus alba*), así como al hipopótamo (*Hippopotamus antiquus*) y el caballo (*Equus altidens*), mientras que los dos cérvidos (*Eucladoceros giulii* y Cervidae cf. *Praedama*) y el pequeno caprino (Caprini indet.) se han clasificado como comedores intermedios; por último, el rinoceronte (*Stephanorhinus etruscus*) ha sido considerado como una especie ramoneadora, al presentar un nivel de hipsodoncia muy bajo, similar al del rinoceronte negro moderno.

Finalmente, respecto a la abundancia de los diferentes tipos de consumidores secundarios, las proporciones de Venta Micena también resultan similares a aquellas que reflejan tales categorías tróficas en las sabanas abiertas africanas. Las diferencias más apreciables se encuentran en la menor frecuencia de especies omnívoras, representadas en Venta Micena únicamente por el oso (*Ursus etruscus*) al faltar los suidos en esta asociación, y en la mayor abundancia relativa de especies hipercarnívoras, cuya dieta comprende más del 70% de carne procedente de presas vertebradas, en las que se incluyen tres félidos (*Homotherium latidens, Megantereon whitei* y *Lynx* aff. *issiodorensis;* Martínez-Navarro y Palmqvist, 1995, 1996) y un cánido adaptado a la carrera en espacios abiertos (*Canis* [*Xenocyon*] *falconeri;* Palmqvist *et al.*, 1999). Los carnívoros que consumen menos del 70% de carne de vertebrados están representados por dos especies de cánidos (*Canis etruscus* y *Vulpes praeglacialis*) y los fractu-

radores de huesos por el gran hiénido *Pachycrocuta brevirostris,* especie de hábitos estrictamente carroñeros (Palmqvist *et al.,* 1996).

Análisis biogeoquímicos

Las técnicas biogeoquímicas modernas, que incluyen la determinación de la abundancia relativa de diversos elementos traza e isótopos estables, se han revelado como insustituibles a la hora de determinar la paleodieta de las especies pretéritas y para efectuar reconstrucciones paleoecológicas detalladas (véanse las referencias recopiladas en Gröcke, 1997; Koch, 1998). Recientemente se han efectuado en la Universidad de Oxford análisis isotópicos del carbono y el nitrógeno procedentes del esmalte dentario y el material colagénico preservado en los restos fósiles de grandes mamíferos de Venta Micena, con vistas a establecer sus hábitos alimenticios y las interrelaciones tróficas existentes en el seno de esta paleocomunidad.

Las plantas terrestres se pueden dividir en tres grandes grupos sobre la base de su ruta fotosintética: las plantas C3, que siguen el ciclo denominado como de Calvin-Benson, las C4, que usan la vía de Hatch-Slack, y las CAM o suculentas (crasuláceas de metabolismo ácido). Las plantas C3 están constituidas mayoritariamente por matorrales, árboles y algunas herbáceas procedentes de latitudes templadas, mientras que las C4 son predominantemente plantas herbáceas tropicales, adaptadas a un clima árido. Las plantas CAM usan una vía fotosintética intermedia entre la C3 y la C4, que pueden modificar en respuesta a factores ambientales.

Todas las plantas toman el $^{12}CO_2$ con preferencia al $^{13}CO_2$, pero existen diferencias importantes en su composición (esto es, diferencias en partes por mil de $^{13}C/^{12}C$ en relación a un estándar): las plantas C3 tienen un valor medio de $d^{13}C$ en torno a -27 $^{o}/_{oo}$, con un rango comprendido entre -23 y -34$^{o}/_{oo}$, mientras que las C4 muestran una media de -13 $^{o}/_{oo}$, con un rango que va del -8 al -16 $^{o}/_{oo}$. Existe también una diferencia importante entre los valores de $d^{13}C$ en la dieta de un animal y el incorporado a su colágeno, al producirse un enriquecimiento de +3 $^{o}/_{oo}$ a +5 $^{o}/_{oo}$, lo que implica que un herbívoro ramoneador que consuma hojas de plantas C3 presentará un valor medio de $d^{13}C$ en torno a -23 $^{o}/_{oo}$, mientras que un pacedor que se alimente de hierbas C4 mostrará un valor cercano a -9 $^{o}/_{oo}$. El enriquecimiento en $\delta^{13}C$ resulta similar para los carnívoros, pues un predador que se alimente de ungulados que consumen plantas C3 registrará un valor colagénico medio próximo a -17 $^{o}/_{oo}$, mientras que uno que consuma herbívoros que se alimenten de plantas C4 mostrará una media de -5 $^{o}/_{oo}$.

Existen, además, otras fuentes de variabilidad isotópica en los mamíferos, con independencia de su nivel trófico, como ocurre por ejemplo en el caso de los herbívoros que habitan en bosques cerrados, donde se produce un reciclado de CO_2 (efecto canopia) que se traduce en valores más negativos de $\delta^{13}C$ en las plantas y, en consonancia, también en el colágeno de las especies que las consumen.

La composición en $\delta^{15}N$ de los mamíferos ofrece indicaciones sobre su nivel trófico (esto es, herbívoro, omnívoro o carnívoro), pues cada escalón en la pirámide energética se corresponde con un incremento comprendido entre +1 $^{o}/_{oo}$ y +6 $^{o}/_{oo}$ en el valor de $\delta^{15}N$. Los factores primarios que afectan a la composición de $\delta^{15}N$ en el colágeno de los herbívoros son (i) la síntesis del nitrógeno en el suelo, (ii) la dieta del animal (es decir, si consume plantas que fijen o no el N_2) y (iii) el metabolismo del nitrógeno en el propio organismo.

Los herbívoros que habitan en bosques densos exhiben, por lo general, menores valores de $\delta^{15}N$ que los que viven en ambientes abiertos, como resultado de la mayor acidez del suelo en los primeros. Las plantas con capacidad para fijar el nitrógeno tienen valores de $\delta^{15}N$ próximos al del N_2 atmosférico (0 $^{o}/_{oo}$), mientras que las que no lo fijan presentan un abanico más amplio de valores. En consecuencia, los animales que consuman plantas que fijan el N_2 mostrarán valores de $\delta^{15}N$ en su colágeno comprendidos entre 0 $^{o}/_{oo}$ y +4 $^{o}/_{oo}$, mientras que en el caso de los herbívoros que se alimenten de plantas que no lo fijan tales valores fluctuarán entre el +2 $^{o}/_{oo}$ y el +8 $^{o}/_{oo}$. Por otra parte, el valor de $\delta^{15}N$ suele ser elevado en aquellas plantas que viven en las inmediaciones del mar o en zonas afectadas por la salinidad, como los grandes lagos salinos.

Los efectos del metabolismo del nitrógeno en los animales resultan sumamente importantes; así, en condicio-

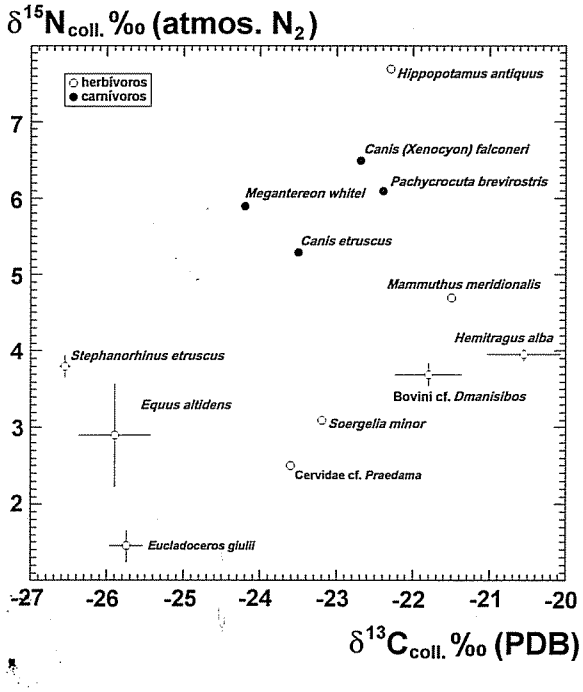


Figura 2. Resultados del análisis biogeoquímico en las especies de macromamíferos de Venta Micena: valores medios de la proporción isotópica de carbono ($\delta^{13}C$) y nitrógeno ($\delta^{15}N$) en el colágeno fósil extraído de muestras de huesos largos. Las líneas representan una desviación estándar en torno a la media para aquellas especies en las que se obtuvieron al menos tres determinaciones isotópica

nes de aridez progresiva, como consecuencia de una reducción de las precipitaciones, el organismo concentra urina y secreta urea concentrada, lo que motiva una elevación en el nivel de $\delta^{15}N$. Otra norma general es que aparecen valores más altos de $\delta^{15}N$ en los grandes herbívoros monogástricos (como es el caso del elefante) que en los rumiantes. Finalmente, el encontrar niveles elevados de isótopos de nitrógeno puede ser también indicativo de una edad avanzada o de que se trate de animales muy jóvenes, todavía lactantes, como consecuencia de la ingestión de leche materna enriquecida en proteínas, lo que puede ocasionar un incremento aparente en el nivel trófico del animal (para una discusión detallada sobre el tema, véase Gröcke, 1997).

Los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$ en el colágeno extraído de las muestras fósiles de Venta Micena se representan en la figura 2. Según puede apreciarse en ella, el rango de valores de $\delta^{13}C$ se corresponde con el de los mamíferos que se alimentan exclusivamente de plantas C3 (-20 $^{o}/_{oo}$ a -27 $^{o}/_{oo}$), lo que indica claramente que las plantas C4 no habían colonizado todavía esta región a comienzos del Pleistoceno inferior. Los ungulados se dividen, en función de sus valores de $\delta^{13}C$, en tres grandes grupos: por un lado se encuentran los perisodáctilos (*S. etruscus* y *E. altidens*), que muestran los valores más negativos, mientras que los bóvidos (*H. alba, S. minor* y Bovini cf. *Dmanisibos*), que comprenden los rumiantes más avanzados en la asociación fósil, se agrupan en torno a los valores más altos de $\delta^{13}C$, junto al hipopótamo (*H. antiquus*) y el elefante (*M. meridionalis*), que merecen una mención aparte; finalmente, los cérvidos (*E. giulii* y Cervidae cf. *Praedama*) presentan valores intermedios a los de ambos grupos. Habida cuenta de que los perisodáctilos incluyen una especie pacedora, con valores altos del índice de hipsodoncia (*E. altidens;* h.i. = altura de la corona del M_3/anchura bucolingual del M_3 = 6,1) y otra ramoneadora, que presenta valores bajos en este índice (*S. etruscus;* h.i. = 1,8), la similitud de valores de $\delta^{13}C$ entre ambas especies no se debe, entonces, a diferencias en el tipo de alimentación con los restantes ungulados, sino que podría ser indicativa de una menor eficiencia asimiladora respecto a los rumiantes, al tratarse en este caso de herbívoros monogástricos. Los bóvidos, por su parte, presentan valores de hipsodoncia comparativamente altos (*H. alba,* h.i. = 4,4; *S. minor;* h.i. = 2,9; Bovini cf. *Dmanisibos,* h.i. = 3,9), semejantes a los de los rumiantes actuales pacedores (3,8-6,1) y comedores mixtos de hábitat abierto (2,5-5,3) (valores tomados de Janis, 1988). Sus valores altos de $\delta^{13}C$ podrían indicar, pues, que se trata de formas predominantemente pacedoras de hierba, con una mayor eficiencia metabólica en la asimilación del carbono que los perisodáctilos (y de ahí sus valores más altos en la proporción $^{13}C/^{12}C$). En lo relativo a los cérvidos, la comparación de sus valores de hipsodoncia (*E. giulii,* h.i. = 1,58; Cervidae cf. *Praedama,* h.i. = 1,69) con los mostrados por las especies actuales de este grupo sugiere que se trata, en ambos casos, de especies comedoras intermedias de hábitats cerrados (1,1-2,8) o ramoneadoras de hojas (1,2-1,6) (valores calculados para los cérvidos a partir de los datos de Janis, 1988). Por ello, los valores de $\delta^{13}C$, más bajos que los de los restantes rumiantes (especialmente en el caso de *E. giulii*), podrían indicar el resultado del efecto canopia o, también, una menor eficiencia asimiladora del carbono en estas especies respecto a otros rumiantes más avanzados, como los bóvidos.

Respecto a los valores de $\delta^{15}N$ cabe reseñar que los carnívoros (*M. whitei, P. brevirostris, C. falconeri* y *C. etruscus;* para las restantes especies no se obtuvieron determinaciones) presentan en general valores superiores a los de los ungulados, con la excepción del hipopótamo (en cuyo caso, al tratarse de un ejemplar adulto con dimensiones comparativamente reducidas podría tratarse de una hembra lactante o senil). Tales resultados confirman el enriquecimiento isotópico esperable al subir de nivel trófico. En el caso de los ungulados, tanto los perisodáctilos como los bóvidos, especies que habitarían en ambientes abiertos, muestran valores de $\delta^{15}N$ superiores a los de los cérvidos, lo que indica que estos últimos se alimentarían, preferentemente, en zonas arboladas, lo que traería como consecuencia unos valores más bajos de $\delta^{15}N$ en su dieta, debido a la mayor acidez del suelo en el bosque, efecto que resulta particularmente acusado en el gran megacerino *E. giulii,* al obtener los valores más bajos de $\delta^{15}N$ en toda la asociación faunística. Finalmente, en el caso del elefante *M. meridionalis,* al tratarse de una muestra proveniente de un ejemplar juvenil, el valor comparativamente alto de $\delta^{15}N$ podría indicar que todavía era lactante.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca en los proyectos PB97-1082 y PB97-1267-CO3-02, financiados por la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación Científica (*DGESIC*).

Bibliografía

Andrews, P., Lord, J. y Nesbit-Evans, E.M. 1979. Patterns of ecological diversity in fossil and modern mammalian faunas. *Biological Journal of the Linnean Society,* **11**, 177-205.

Arribas, A. y Palmqvist, P. 1998. Taphonomy and paleoecology of an assemblage of large mammals: hyaenid activity in the lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza Basin, Granada, Spain). *Geobios,* **31** (supplément), 3-47.

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.

Damuth, J.D. 1982. Analysis of the preservation of community structure in assemblages of fossil mammals. *Paleobiology,* **8**, 434-446.

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

Damuth, J.D. 1992. Taxon-free characterization of animal communities. *In* (A.K. Behrensmeyer, J.D. Damuth, W.A. DiMichelle, R. Potts, H.D. Sues y S.L. Wing, eds.) *Terrestrial Ecosystems through Time: Evolutionary Paleoecology of Terrestrial Plants and Animals*, 183-203. The University of Chicago Press, Chicago.

Janis, C.M. 1995. An estimation of tooth volume and hypsodonty indices in ungulate mammals, and the correlation of these factors with dietary preference. *In* (D.E. Russell, J.P. Santoro y D. Sigogneau, eds.) *Teeth revisited, Mém. Mus. Hist. nat. Paris* (série C), **53**, 367-387.

Janis, C.M. 1995. Correlations between craniodental morphology and feeding behavior in ungulates: reciprocal illumination between living and fossil taxa. *In* (J.J. Thomason, ed.) *Functional Morphology in Vertebrate Paleontology,* 76-98. Cambridge University Press, Cambridge (U.K.).

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

Koch, P.L. 1998. Isotopic reconstruction of past continental environments. *Annual Review on Earth and Planetary Sciences,* **26**, 573-613.

Lewis, M. E. 1997. Carnivoran paleoguilds of Africa: implications for hominid food procurement strategies. *Journal of Human Evolution,* **32**, 257-288.

Martínez-Navarro, B. y Palmqvist, P. 1995. Presence of the African machairodont *Megantereon whitei* (Broom, 1937) (Felidae, Carnivora, Mammalia) in the Lower Pleistocene site of Venta Micena (Orce, Granada, Spain), with some considerations on the origin, evolution and dispersal of the genus. *Journal of Archaeological Science,* **22**, 569-582.

Martínez-Navarro, B. y Palmqvist, P. 1996. Presence of the African saber-toothed felid *Megantereon whitei* (Broom, 1937) (Mammalia, Carnivora, Machairodontidae) in Apollonia-1 (Mygdonia basin, Macedonia, Greece). *Journal of Archaeological Science,* **23**, 869-872.

Palmqvist, P., Martínez Navarro, B. y Arribas, A. 1996. Prey selection by terrestrial carnivores in a lower Pleistocene paleocommunity. *Paleobiology,* **22**, 514-534.

Palmqvist, P., Arribas, A. y Martínez-Navarro, B. 1999. Ecomorphological analysis of large canids from southeastern Spain. *Lethaia,* **32**, 75-88.

Reed, K. 1998. Using large mammal communities to examine ecological and taxonomic structure and predict vegetation in extant and extinct assemblages. *Paleobiology,* **24**, 384-408.

Spencer, L.M. 1997. Dietary adaptations of Plio-Pleistocene bovidae: implications for hominid habitat use. *Journal of Human Evolution,* **32**, 201-228.

Van Valkenburgh, B. 1985: Locomotor diversity within past and present guilds of large predatory mammals. *Paleobiology,* **11**, 406-428.

Van Valkenburgh, B. 1988: Trophic diversity in past and present guilds of large predatory mammals. *Paleobiology,* **14**, 155-173.

Van Valkenburgh, B. 1989: Carnivore dental adaptations and diet: a study of trophie diversity within guilds. *In* (J.L. Gittleman, ed.) *Carnivore Behavior, Ecology, and Evolution,* 410-435. Cornell University Press, Ithaca, New York.

Van Valkenburgh, B. 1991: Iterative evolution of hypercarnivory in canids (Mammalia: Carnivora): evolutionary interactions among sympatric predators. *Paleobiology,* **17**, 340-362.

Wing, S.L., Sues, H.D., Potts, R., DiMichelle, W.A. y Behrensmeyer, A.K. 1992. Evolutionary paleoecology. *In* (A.K. Behrensmeyer, J.D. Damuth, W.A. DiMichelle, R. Potts, H.D. Sues y S.L. Wing, eds.) *Terrestrial Ecosystems through Time: Evolutionary Paleoecology of Terrestrial Plants and Animals*, 1-13. The University of Chicago Press, Chicago.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Sobre la estimación de la dimensión fractal de las suturas de los cefalópodos ammonoideos: una propuesta metodológica

J. A. Pérez-Claros [1], P. Palmqvist[1] y F. Olóriz[2]

[1]Departamento de Geología y Ecología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Campus Universitario de Teatinos. 29071 Málaga. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es

[2]Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva. E-18002 Granada. E-mail: foloriz@goliat.ugr.es

Introducción

La línea de sutura de la concha de los cefalópodos ammonoideos constituye, sin lugar a dudas, una de las estructuras más enigmáticas, complejas y de mayor belleza que ofrece el registro fósil. Su estudio se ha dirigido, preferentemente, hacia los análisis evolutivos de orientación sistemática (para una visión general, véanse las referencias citadas en House y Senior, 1981) o paleobiológica (Boyajian y Lutz, 1992), pero en los últimos años también se ha reconsiderado su interés en paleoecología (Batt, 1991; Cecca, 1992; Daniel *et al.*, 1997; Hewitt y Westermann, 1997) y en el análisis de su covariación con otros caracteres de la concha (Korn, 1992; Lutz y Boyajian, 1995; Saunders, 1995; Dommergues *et al.*, 1996; Olóriz y Palmqvist, 1995; Olóriz *et al.*, 1997, 1999; Saunders y Work, 1996, 1997).

En tanto que expresión del plegamiento periférico de los septos (*frilling*), la complejidad de la línea de sutura se ha relacionado con una amplia gama de funciones; entre ellas, la explicación más extendida en la literatura y, desde luego, la más antigua, es la de que tal replegamiento conferiría un refuerzo estructural al fragmocono o al propio septo frente a la presión hidrostática (Buckland, 1836; Pfaff, 1911; Westermann, 1971, 1973, 1975, 1977, 1982, 1985, 1996; Westermann y Ward, 1980; Hewitt, 1993, 1996; Hewitt y Westermann, 1983, 1986, 1987, 1988a, 1988b, 1990, 1997; Jacobs, 1990). Existen, no obstante, otras publicaciones en las que se relaciona la complejidad sutural con una función de control de la flotabilidad, mediante un aumento de los fenómenos de tensión superficial para la estabilización del líquido intracameral (Ward, 1987; Kulicki, 1979; Kulicki y Mutvei, 1988; Saunders, 1995; Daniel *et al.*, 1997). De manera similar, se han propuesto funciones alternativas, como el incremento del área de unión del manto al septo (Spath, 1919), la provisión de un mayor número de puntos de inserción muscular o del manto (Seilacher, 1975; Seilacher y LaBarbera, 1995; Henderson, 1984; Ebel, 1992), el aumento de la resistencia del fragmocono frente a la presión ejercida por determinadas estructuras, tales como los dientes de los depredadores (Daniel *et al.*, 1997) o, incluso, un papel relacionado con la respiración (Newell, 1949).

Por otra parte, y en la misma línea que otros autores (Gould, 1988; Stanley, 1973; Fisher, 1986), Boyajian y Lutz (1992) indicaron que el aumento de complejidad sutural en los ammonoideos se puede concebir según un modelo de difusión desde una condición inicial simple, que se traduce en la generación de mayor variabilidad (sin suponer por ello progreso o incremento en la eficacia biológica); así, dado que una sutura no puede ser más simple que una línea recta, la ganancia de variabilidad conlleva, intrínsecamente, un aumento en la complejidad máxima.

Como se desprende de las consideraciones anteriores, la interpretación del significado funcional de las suturas complejas resulta bastante controvertida. Por ello, cualquier estudio encaminado a esclarecer este problema debe responder a dos cuestiones básicas: (i) determinar qué se entiende por complejidad sutural y (ii) cuantificar esta característica en el conjunto de suturas que se analicen.

Respecto a la primera cuestión, aún no se ha elaborado una definición precisa para el concepto de complejidad, en sentido amplio, que pueda aplicarse a cualquier tipo de sistema; prueba de ello son las numerosas recopilaciones de definiciones distintas efectuadas por diversos autores, basadas en conceptos tan dispares como la entropía, la información, la complejidad fractal o la gramatical. McShea (1991) indica que existe un cierto grado de consenso entre los diversos investigadores en considerar que la complejidad morfológica o estructural, se trate o no de sistemas biológicos, se puede entender como una función del número de partes y de la irregularidad de su ordenación; no obstante, la vaguedad de este concepto resulta un serio inconveniente con vistas a su aplicación a los objetos reales. En este contexto, se hace más adecuado en ocasiones operar en sentido inverso, intentando responder a la segunda cuestión; esto es, cuantificar aquellas características espaciales relacionadas de alguna manera con la complejidad y referir ésta al método empleado para su caracterización.

En el sentido anterior y concretando para el estudio de las suturas de los ammonoideos, la caracterización matemática de la complejidad sutural se ha llevado a cabo, tradicionalmente, mediante el concurso de parámetros sencillos, tales como el índice de complejidad sutural, introducido en la literatura por Westerman (1971) y denominado SCI por Ward (1980) o SI por Saunders (1995), el cual representa el cociente entre el perímetro de la sutura y la longitud del segmento que une ambos extremos de la misma. Este índice ha sido aplicado tal cual o modificado para incluir contajes de elementos suturales (Saunders, 1995). Por otro lado, Canfield y Anstey (1981) intentaron describir matemáticamente las suturas usando series de Fourier. Ahora bien, según indican Lutz y Boyajian (1995) esta metodología aporta relativamente poca

información sobre determinadas características de las suturas, como la distribución de tamaño de las sinuosidades, permitiendo sólo caracterizar líneas de sutura bastante sencillas.

Otra forma de cuantificar el grado de complejidad se basa en emplear la lógica fractal (Mandelbrot, 1984), lo que implica que la estructura se pueda concebir como autosemejante para las escalas de observación a las que se estudie; tal característica se denomina también como homotecia interna o autosimilitud. Respecto a las suturas de los ammonoideos, varios autores han reconocido su carácter autosimilar (Bayer, 1985; Damiani, 1986; Seilacher, 1988). La primera cita en la que se les atribuye propiamente el término de fractal (con todas las connotaciones del mismo) se debe a Long (1985), quien aludió a la autosimilitud estadística que presentan dichas curvas, estimando el valor de algunos exponentes fractales, aunque no profundizó sobre su significado. Lutz y Boyajian (1995) concluyen explícitamente que las suturas ammoníticas exhiben las características que permiten considerarlas como autosemejantes, mientras que en las goniatíticas y ceratíticas esta condición es más dudosa.

La caracterización de la complejidad sutural usando como descriptor su dimensión fractal fue abordada por García-Ruíz *et al.* (1990), relacionando dicha magnitud a lo largo de secuencias ontogenéticas con un modelo morfogenético para la formación de la línea de sutura, basado en las inestabilidades que se producen cuando dos fluidos no se mezclan de manera uniforme, por presentar distinta viscosidad. Otros trabajos en los que se ha aplicado el análisis fractal para cuantificar la complejidad de las suturas son los efectuados por Boyajian y Lutz (1992) y Lutz y Boyajian (1995), quienes analizaron la evolución de la complejidad sutural en el conjunto de los ammonoideos, desde prácticamente la aparición del grupo hasta su extinción, empleando para ello las suturas de 615 géneros pertenecientes a siete órdenes diferentes (Boyajian y Lutz, 1992); de igual manera, investigaron la relación entre la complejidad de las suturas y el rango estratigráfico de los géneros estudiados, como estimador de su longevidad evolutiva. En un análisis posterior (Lutz y Boyajian, 1995) estudiaron la bondad de diversos métodos para estimar la dimensión fractal, así como la interrelación entre los parámetros del análisis fractal en los tres tipos de suturas en las que se han agrupado clásicamente las suturas de los ammonoideos (esto es, las ceratíticas, las goniatíticas y las ammoníticas). Por otro lado, Olóriz y Palmqvist (1995) y Olóriz *et al.* (1997, 1999) estudiaron la relación de diversas categorías morfológicas y paleoecológicas con la dimensión fractal en un amplio conjunto de ammonites del Jurásico superior.

Los trabajos citados presuponen la autosimilitud de la sutura a diversas escalas; no obstante, dado que para cualquier objeto natural existe una escala inferior y otra superior fuera de las cuales no se puede considerar ya como autosemejante (y, por lo tanto, como un objeto fractal), se hace necesario precisar de alguna manera tales límites, que hasta el momento han sido establecidos de manera visual (Boyajian y Lutz, 1992; Lutz y Boyajian, 1995). En esta comunicación se presenta un nuevo método para la caracterización fractal de las suturas, que permite desglosar dos características importantes que muestran los objetos fractales: su dimensión fractal, como descriptor morfométrico de la tendencia que presenta la sutura a recubrir una superficie, y el grado de autosimilitud (restringido a las escalas inferiores), que se puede entender como una medida relativa de la escala a partir de la cual se va perdiendo el carácter autosemejante de tales estructuras.

Método

Un objeto fractal se puede definir como un conjunto formado por partes que de alguna manera son similares al todo, por lo que se dice que presenta homotecia interna o, simplemente, que es un conjunto autosimilar (Mandelbrot, 1984). Esta definición se clarifica mediante dos conceptos básicos: el de homotecia y el de cascada. Una homotecia es una transformación equiforme que mantiene los ángulos iguales y, por lo tanto, la forma de la figura. Si flexibilizamos el concepto de homotecia permitiendo un desplazamiento y/o rotación de los puntos que componen la figura original (generador) y se repite el proceso de manera iterativa entre cada par de puntos que componen, a su vez, las distintas partes de la figura (procedimiento denominado por Mandelbrot como cascada), el resultado es la generación de una figura fractal que presenta autosemejanza. Este procedimiento se presenta para varios tipos de generadores en la figura 1. En los ejemplos expuestos se puede comprobar que las formas generadas tras cada iteración son exactamente idénticas a la original (obviando, claro está, su posición y tamaño); a este tipo de objetos se les denomina fractales perfectos de autosimilitud exacta o matemática. En ellos, el grado de irregularidad de cada "parte" es exactamente el mismo que el del conjunto. En general, los objetos naturales en los que se puede reconocer algún tipo de homotecia interna (tales como las suturas ammoníticas) distan bastante de presentar un orden tan estricto como el de los fractales perfectos; no obstante, el grado de abruptuosidad, irregularidad o sinuosidad de las regiones en las que se pueden dividir estos objetos es aproximadamente el mismo, razón por la que se les denomina como fractales de autosimilitud estadística.

Una de las características más destacadas de los fractales consiste en su dimensión fractal (D_f), la cual es una medida de su grado de irregularidad. Esta medida se encuentra muy relacionada con la dimensón física efectiva (D_e), la cual se puede entender como el grado en el que el objeto analizado presenta una dimensión topológica (esto es, euclidiana) de valor igual o superior al que teóricamente debería mostrar. Para aclarar este último concepto piénsese en la copa de un árbol, la cual está formada por las hojas, estructuras planas (dimensión=2), aunque su disposición puede casi "rellenar" un volumen

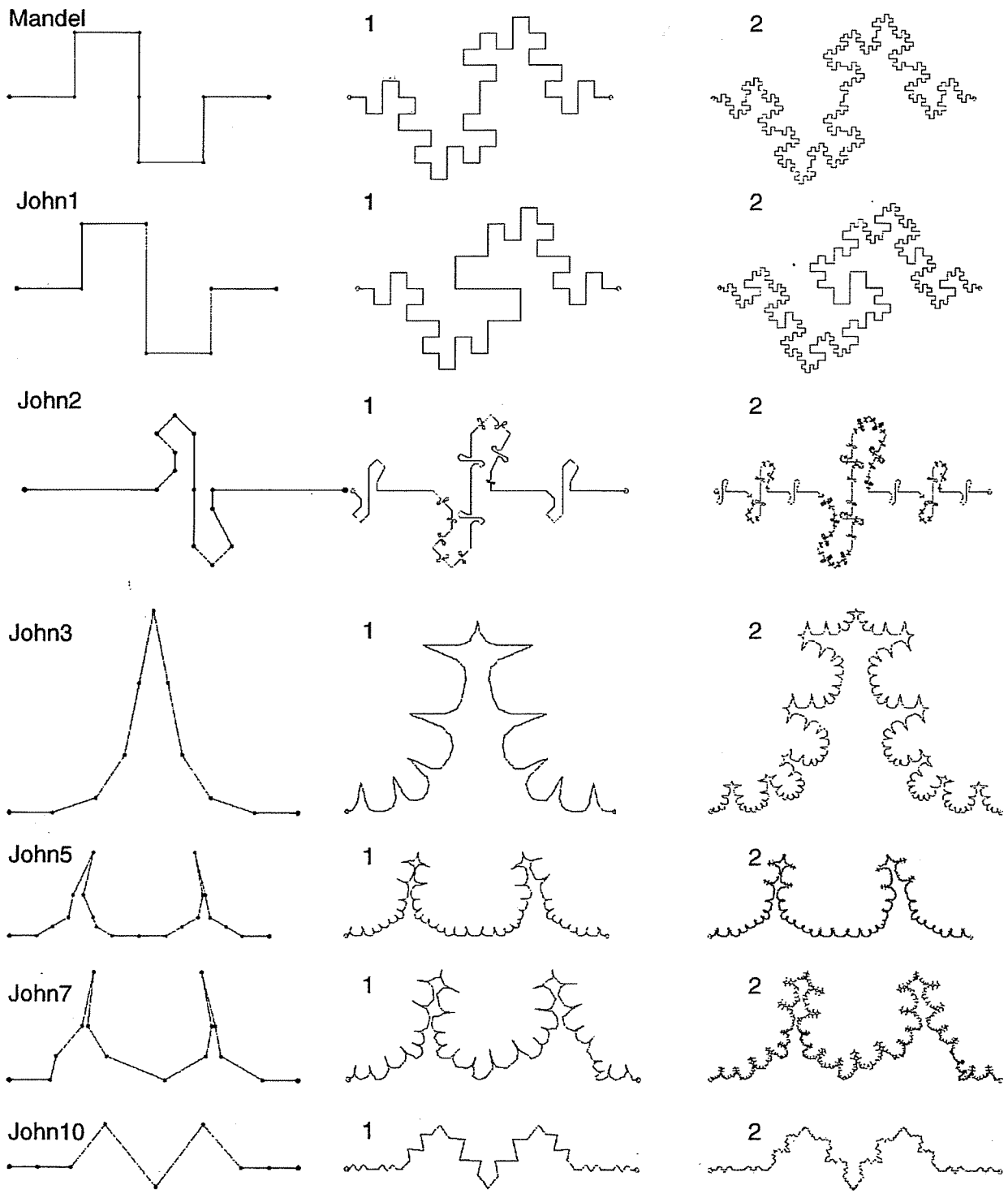


Figura 1. Diversos fractales matemáticos. Se muestra la forma del generador (columna de la izquierda) y la morfología de la curva tras la primera y la segunda iteración (columnas central y derecha, respectivamente).

(dimensión=3); igualmente, la proyección en un plano del rastro de una partícula en movimiento browniano, registrada a intervalos regulares de tiempo, describe una trayectoria tan complicada que se percibe como una maraña tal que puede considerarse que prácticamente ocupa todo el plano (dimensión=2), aunque esté constituida por líneas rectas (dimensión=1). En el primero de los ejemplos, la dimensión física efectiva más adecuada

para describir la figura sería alguna comprendida entre 2 y 3, mientras que el segundo su dimensión física tomaría prácticamente el valor 2. En líneas generales, la dimensión física que describe mejor este tipo de figuras es su dimensión fractal, la cual no tiene por qué ser un número entero. El objeto del análisis fractal es la búsqueda de la dimensión de aquellas figuras o procesos que presentan algún tipo de homotecia interna, que en el caso de tratarse de figuras fractales perfectas y conexas, cuya D_f se encuentre comprendida entre 1 y 2, se puede calcular según:

$$D_f = -\log(N)/\log(1/r) \qquad (1)$$

donde "N" es el número de partes y "r" es la razón de la homotecia de cada parte (ver en la Fig. 1 la secuencia correspondiente al primer generador). De una manera más general, en el caso de que las razones de homotecia no sean idénticas, el valor de D_f se puede estimar solucionando la siguiente ecuación (ver la secuencia correspondiente al segundo generador):

$$\sum_{i=1}^{N} r_i D_f = 1,$$

donde "i" representa la parte i-ésima en la que se puede descomponer la figura generadora.

En general, las razones de homotecia que generan las sucesivas "partes" de las curvas fractales con similitud estadística no se pueden conocer *"a priori"*, por lo que se definen previamente las razones $r(N_{(\lambda)}) = \lambda/L_{máx}$, donde "$\lambda$" corresponde a los tamaños de regla con los cuales se mide la figura y $L_{máx}$ es la longitud del iniciador. En tal caso, si la ecuación (1) se reescribe como:

$$N_{(\lambda)} = r(N_{(\lambda)})^{-} D^{f},$$

podemos calcular la longitud estimada de la curva (L_e), para un tamaño de regla λ, multiplicando λ por el número de veces que dicha regla cabe en la figura ($N_{(\lambda)}$):

$$N_{(\lambda)} \cdot \lambda = L_e = r(N_{(\lambda)})^{-Df} \cdot \lambda = (\lambda / Lmáx)^{-Df} \lambda.$$

Por lo tanto:

$$\text{Log}(L_e) = \text{Log}(\lambda^{1-Df} / Lmáx^{-Df}),$$

lo que es igual a:

$$\text{Log}(L_e) = D_f\text{Log}(L_{máx}) + (1-D_f)\text{Log}(\lambda) - \text{Log}(L_e) = n + m\text{Log}(\lambda) \qquad (2)$$

Es decir, tomando el logaritmo de la longitud estimada de la curva fractal ($\text{Log}[L_e]$) en función del logaritmo de los diversos tamaños para las "reglas" correspondientes ($\text{Log}[\lambda]$), podemos conocer la dimensión fractal y el valor del parámetro desconocido $L_{máx}$ ajustando la nube de puntos a una recta (Fig. 2), donde:

$D_f = 1-m$; $L_{máx} = \exp(n/D_f)$.

La ecuación (2) es válida tanto para los fractales de autosimilitud exacta como para los estadísticos, aunque supone que la figura se comportará como un objeto fractal para cualquier tamaño de regla analizado.

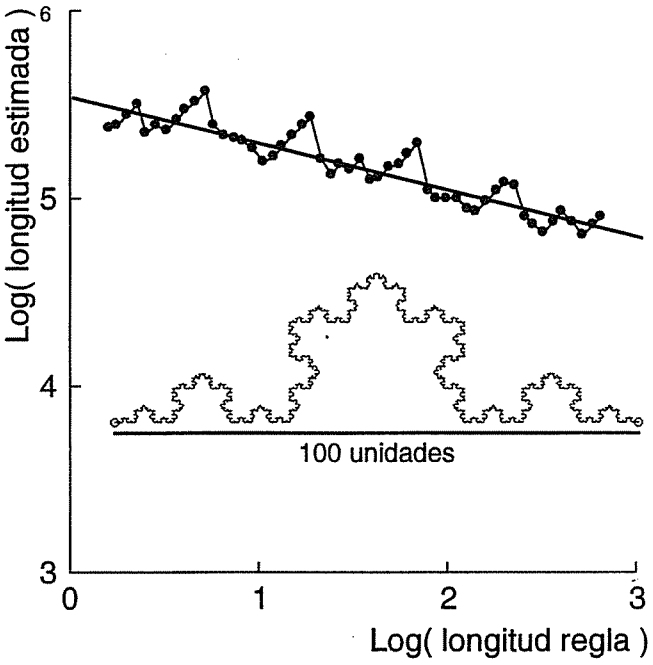


Figura 2. Método de Richardson o del compás para estimar el valor de la dimensión fractal media (D_f) de una curva (en este caso un fractal matemático perfecto, la curva de von Koch), a partir de la relación inversa entre la longitud de regla o escala de medida y el perímetro de curva estimado con dicha regla. En el procedimiento seguido se estandarizan las curvas a longitud lineal de 100 unidades, utilizando 40 tamaños de regla diferentes (desde 2^{-3} hasta 2^5, con incrementos exponenciales de valor 0,2).

En líneas generales, los objetos fractales que se encuentran en la naturaleza (y también los que se simulan en la pantalla de un ordenador) presentan un límite inferior de escala por debajo del cual ya no son réplicas autosimilares y dejan de comportarse como fractales, con lo que resulta más adecuado describirlos mediante la geometría euclidiana. En este caso, si se mide la curva con reglas menores a la escala a la que presenta el límite inferior de autosimilitud, la representación bilogarítmica se irá apartando conforme más nos separemos de dicho límite de una recta con pendiente negativa, para tender hacia una trayectoria asintótica de componente horizontal (Figs. 3a y 3b). En tales casos, tradicionalmente se han eliminado del ajuste aquellos puntos que se apartan de la recta teórica que debería presentarse en el caso de tratarse de un objeto fractal *"ad infinitum"* (Lutz y Boyajian, 1995; Olóriz *et al.*, 1997, 1999). Por el contrario, el método aquí propuesto permite establecer un valor de longitud de regla (arbitrario, pero objetivo) que determina un límite de autosimilitud inferior, el cual resulta plenamente comparable entre distintas figuras fractales si éstas se estandarizan a una distancia fija entre dos puntos equivalentes (como son, por ejemplo, para las

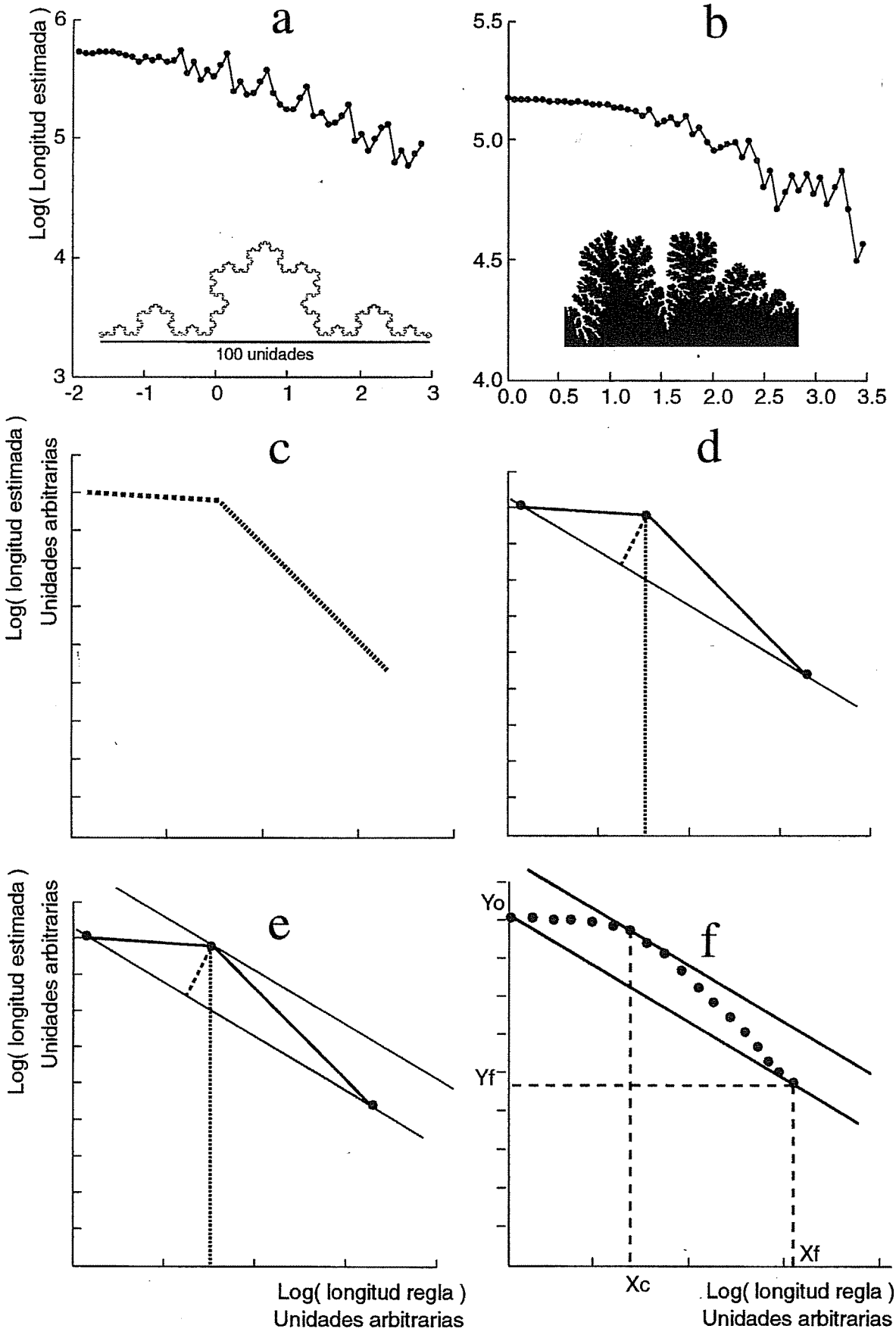


Figura 3. Cambio de pendiente en la relación entre la longitud o perímetro estimado para una curva fractal (a) y una sutura ammonítica, *Holcostephanus* (*Spiticeras*) *scriptus* (b), frente al tamaño de regla usado para calcularlo. Este hecho se relaciona con la pérdida de comportamiento fractal por debajo de un cierto valor límite de escala de medida (X_c), a partir del cual se produce la transición hacia una geometría euclidiana. Se ilustra el método propuesto para establecer el punto de corte (ver explicación en el texto).

suturas ammoníticas el punto medio de la silla ventral y el punto del flanco donde la sutura deja de ser visible de manera natural debido al diseño del enrrollamiento de la concha). Así pues, las representaciones mostradas en las figuras 3a y 3b se pueden idealizar como en la figura 3c, en la que existe una región final que presenta la lógica propia de los objetos fractales, mientras que a medida que nos acercamos hacia los valores más pequeños de regla la representación tiende a "desviarse", acercándose a una recta de pendiente nula, por lo que el valor de la dimensión fractal en esta región se aproxima al de la dimensión topológica.

En estos casos la representación bilogarítmica se puede concebir como formada por dos regiones, que podrían describirse adecuadamente por dos rectas independientes (Fig. 3d). Por lo tanto, caracterizando la escala de tránsito entre estas dos series de longitudes de reglas resulta posible ajustar ambos componentes de la representación a líneas rectas. Para determinar el valor del punto de tránsito o corte (X_c) entre ambas regiones se puede partir del siguiente modelo: si la representación bilogarítmica inicial estuviese constituida por dos rectas con diferentes pendientes, el punto de tránsito sería aquel de la curva que resulta más distante respecto a la recta que une los dos extremos de la representación (Fig. 3e). Si los dos trozos de la representación bilogarítmica fuesen integrados en una nueva y única función (derivable a todas las escalas analizadas), el criterio para la búsqueda del valor de X_c consistiría en hallar aquel punto donde la derivada de la función se corresponda con la pendiente de la recta que une los extremos de dicha función (Fig. 3f). La función a la que se puede ajustar la representación bilogarítmica para determinar el valor de X_c y, posteriormente, pasar al ajuste mínimocuadrático de ambas regiones, queda bien definida si se adapta a un modelo potencial que tome la forma de la función:

$$\text{Log}(L_e) = K - a[\text{Log}(\lambda)]^b - y = K - ax^b \qquad (3)$$

En estas circunstancias, el valor de "K" se puede aproximar mediante el valor observado para "L_e", correspondiente a la longitud de regla analizada más pequeña, mientras que "a" y "b" se pueden calcular mediante un ajuste no lineal, el cual provee de estimaciones más adecuadas que las que suministra la linearización de la ecuación (3).

Una vez determinado el valor de X_c, la representación bilogarítmica queda caracterizada por dos regiones: una que obedece a una lógica propiamente fractal y otra que representa la tendencia hacia la pérdida de dicho carácter fractal; el valor de X_c se puede entender como un índice inverso de autosimilitud, el cual sería plenamente comparable entre figuras fractales si las mismas se analizasen con longitudes de reglas equivalentes o, lo que es igual, si las figuras se estandarizasen a dimensiones comparables.

Resultados y conclusiones

Para contrastar la validez del modelo anterior se ha procedido, en primer lugar, a su aplicación a un conjunto de curvas fractales de autosimilitud exacta, las cuales ofrecen un marco "controlado" para el análisis de este método. Posteriormente se ha aplicado a un conjunto diverso de suturas ammoníticas, lo que permite comprobar si las características previstas por el modelo se adaptan a las que se pueden establecer de manera visual e intuitiva.

Partiendo de la serie de curvas representadas en la figura 1, las cuales han sido construidas de manera que su autosemejanza se mantenga a un nivel de detalle superior, se han estandarizado a longitud de 100 unidades arbitrarias entre sus extremos, utilizando el método de las coordenadas morfológicas (*shape coordinates*) de Bookstein (1991), y se ha procedido a la modalidad de análisis fractal expuesto con anterioridad. A estos fines, se utilizó el siguiente algoritmo:

$$x_i' = 100[(x_f-x_o)(x_i-x_o) + (y_f-y_o)(y_i-y_o)] / [(x_f-x_o)^2 + (y_i-y_o)^2],$$
$$y_i' = 100[(x_f-x_o)(y_i-y_o) - (y_f-y_o)(x_i-x_o)] / [(x_f-x_o)^2 + (y_i-y_o)^2],$$

donde (x_i,y_i) son las coordenadas cartesianas de los puntos originales en los que se digitalizó cada sutura analizada, (x_i',y_i') corresponden a las morfológicas, estimadas a partir de las anteriores, mientras que (x_o,y_o) y (x_f,y_f) son las coordenadas de los puntos de comienzo y final de la sutura original, respectivamente, que una vez transformadas toman los valores (0,0) y (100,0).

El método básico empleado para obtener la representación bilogarítmica ha sido el de Richardson (en Mandelbrot, 1984), empleando 40 longitudes de paso distribuidas como potencias crecientes en base 2, abarcando desde 2^{-3} hasta 2^5, con incrementos exponenciales de valor 0,2; el conteo del número de reglas que pueden ser introducidas en cada figura procede de izquierda a derecha y no se cuenta la última regla en el caso de que no "encaje" exactamente en el último segmento considerado.

En la tabla 1 se recogen las dimensiones fractales obtenidas para las escalas grandes y pequeñas de las curvas presentadas en la figura 1 (D_{f2} y D_{f1}, respectivamente), las dimensiones fractales teóricas, asumiendo la autosemejanza *"ad infinitum"* ($D_{f\,teór.}$), la dimensión fractal obtenida sin hacer distinción entre las dos series de escalas (D_f) y el valor de la longitud de regla para el tránsito entre ambas regiones (X_c). También se adjuntan las longitudes mínimas, máximas y medias de las "partes" o segmentos que componen cada una de las figuras. Conviene indicar que los tamaños de dichas "partes" se pueden precisar en estos casos, dado que se conoce *"a priori"* la forma de los generadores; en aquellos fractales de autosimilitud estadística no se pueden establecer, pero dado que los resultados del análisis fractal dependen sólo de la forma de la figura analizada y no del número de puntos que componen los segmentos, los resultados obte-

nidos aquí para las curvas con autosimilitud exacta son plenamente equiparables a los suministrados por los fractales estadísticos. En la tabla 2 se recogen los valores para los coeficientes de correlación entre las diversas variables obtenidas (semimatriz diagonal inferior) y su grado de significación (semimatriz diagonal superior).

Al analizar la tabla 1 se comprueba que la estimación de D_f más cercana a la dimensión fractal teórica es la proporcionada por el valor de D_{f2}, lo cual se corrobora por la (mínimos, máximos y, sobre todo, promedios) con el valor de X_c (Fig. 4) determinan, en conjunto, que el valor de X_c se puede considerar plenamente como un índice inverso de autosimilitud.

Al aplicar la metodología anterior al análisis de suturas reales (Tabla 3 y Fig. 5) se puede comprobar la bondad del método. Comparando, por ejemplo, la figura 5e con la 5a, se observan diferencias entre las dimensiones fractales absolutas de las dos suturas en ambas regiones,

Generador	Iteración	Df teórica	Df	Df1	Df2	Xc	Dist. mín.	Dist. med.	Dist. máx.
Paul	1	1,374	1,103	1,022	1,322	1,538	1,040	8,933	21,862
Paul	2	1,374	1,195	1,060	1,406	1,107	0,106	2,670	10,222
Paul	3	1,374	1,282	1,136	1,389	0,628	0,011	0,798	4,779
Paul	4	1,374	1,342	1,236	1,396	0,306	0,001	0,238	2,235
Koch	1	1,262	1,078	1,020	1,201	1,259	11,111	11,111	11,111
Koch	2	1,262	1,136	1,040	1,234	0,836	3,704	3,704	3,704
Koch	3	1,262	1,195	1,108	1,240	0,461	1,235	1,235	1,235
Koch	4	1,262	1,238	1,175	1,257	0,188	0,411	0,412	0,412
Mandel	1	1,500	1,169	1,044	1,533	1,535	6,250	6,250	6,250
Mandel	2	1,500	1,328	1,127	1,540	0,897	1,563	1,563	1,563
Mandel	3	1,500	1,468	1,321	1,549	0,334	0,391	0,391	0,391
John1	1	1,585	1,144	1,032	1,394	1,354	6,250	8,163	25
John1	2	1,585	1,290	1,100	1,534	0,961	1,563	2,332	12,5
John1	3	1,585	1,436	1,235	1,566	0,518	0,391	0,666	6,25
John2	1	1,424	1,195	1,070	1,387	1,046	0,417	2,534	20,417
John2	2	1,424	1,341	1,191	1,490	0,583	0,022	0,346	7,505
John3	1	1,440	1,121	1,031	1,325	1,336	2,302	4,096	6,650
John3	2	1,440	1,285	1,112	1,444	0,799	0,339	0,799	1,663
John4	1	1,344	1,166	1,042	1,455	1,418	0,353	2,424	4,586
John4	2	1,344	1,300	1,156	1,412	0,595	0,021	0,368	0,961
John5	1	1,312	1,223	1,086	1,303	0,668	0,145	1,005	3,208
John5	2	1,312	1,313	1,259	1,337	0,196	0,019	0,190	0,997
John6	1	1,360	1,234	1,066	1,389	0,882	0,902	1,846	3,453
John6	2	1,360	1,354	1,293	1,369	0,174	0,084	0,246	0,631
John7	1	1,413	1,244	1,068	1,446	0,981	0,746	2,360	4,917
John7	2	1,413	1,383	1,294	1,398	0,246	0,063	0,354	1,068
John8	1	1,435	1,238	1,066	1,412	0,919	0,746	2,483	4,917
John8	2	1,435	1,389	1,289	1,404	0,255	0,063	0,382	1,068
John9	1	1,438	1,246	1,059	1,471	1,032	1,125	2,773	6,224
John9	2	1,438	1,407	1,268	1,470	0,388	0,117	0,451	1,521
john10	1	1,180	1,120	1,050	1,187	0,784	0,977	2,912	7,777
john10	2	1,180	1,175	1,131	1,207	0,303	0,095	0,483	2,138

Tabla 1. Dimensiones fractales a escala grande (D_{f2}) y pequeña (D_{f1}) de diversos fractales matemáticos (ver Fig. 1). Se indica también el valor de la dimensión fractal teórica y el de la dimensión fractal media (D_f), así como el punto de corte (X_c) y los tamaños mínimo, medio y máximo de los segmentos que componen las curvas tras las sucesivas iteraciones

alta correlación que guarda D_{f2} con $D_{f\ teór.}$ (tabla 2). Es destacable, a su vez, que el valor de D_{f2} es independiente del grado de autosemejanza de la figura y, por lo tanto, no se correlaciona significativamente con X_c ni con los tamaños máximos, mínimos o promedio de los trozos que componen las figuras; por el contrario, tanto D_f como D_{f1} se correlacionan positivamente con estas variables. Las correlaciones positivas entre los logarítmos de los tamaños de los segmentos o partes que componen las figuras diferencias que obedecen al grado variable de complejidad que muestran las suturas. No obstante, si comparamos la figura 5e con la 5b, que también tiene una dimensión fractal baja, se aprecia que si bien la primera no presenta una caída brusca de pendiente, sí lo hace la segunda. Este mismo efecto se puede contemplar con dimensiones fractales más elevadas, como ocurre en las suturas representadas en las figuras 5c y 5a; en este caso, ambas suturas presentan valores para D_{f2} en torno a 1,6, pero

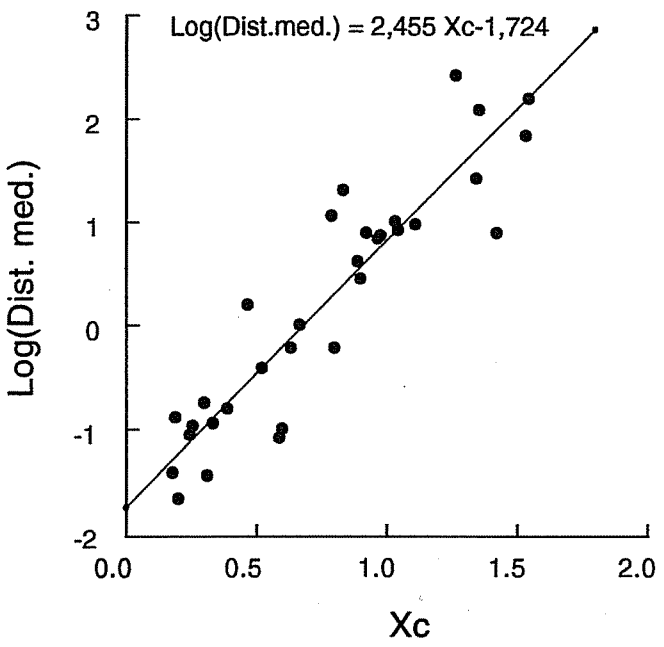


Figura 4. Relación directa entre el tamaño medio de los segmentos lineales que componen las curvas fractales y la posición del punto de corte. Nótese que en dichos segmentos la relación entre el perímetro calculado y la regla de medida muestra una lógica euclidiana, con pendiente nula.

mientras que la complejidad de la sutura representada en la figura 5c sólo se reconoce a gran escala, la de la figura 5a se mantiene a escala pequeña, mostrando un mayor número de pliegues de menor tamaño. Por último, cabe destacar que la distinción entre las escalas grandes y pequeñas resulta muy útil para describir estos aspectos geométricos básicos, como puede ser el caso de la figura 5e. En esta última se observa que la sutura analizada a gran escala resulta tan recurvada que casi rellena un plano (D_{f2} = 1,824), pero a pequeña escala es comparativamente muy simple y, por lo tanto, las rectas que caracterizan a las dos regiones guardan entre sí un gran ángulo. Por el contrario, si se analiza la sutura representada en la figura 5d, que también tiene un valor de D_{f2} elevado, se observa en este caso que la complejidad se mantiene a todos los niveles.

En definitiva, se puede argumentar que la distinción entre estas regiones en curvas fractales no sólo tiene un significado puramente matemático, con vistas a analizar el comportamiento multifractal de las suturas de los cefalópodos ammonoideos, sino también resulta de interés geométrico, lo que añade claridad a su interpretación. En consecuencia, el método aquí propuesto caracteriza de manera independiente dos aspectos de los objetos fractales: su complejidad, estimada mediante D_{f2}, y el grado de autosemejanza, caracterizable por el valor de X_c.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca en los proyectos PB97-1082 (P. Palmqvist) y PB97-0803 (F. Olóriz), financiados por la *DGES*.

Bibliografía

Batt, R.J. 1991. Sutural amplitude of ammonite shells as a paleoenvironmental indicator. *Lethaia,* **24**, 219-225.

Bayer, U. 1985. *Pattern recognition problems in geology and paleontology*. Springer-Verlag, Berlin.

r Pearson/p	Df teór.	Df	Df1	Df2	Xc	Log(Dmín)	Log(Dmáx)	Log(Dmed)
Df teór.		0,013	0,434	<0.001	0,181	0,399	0,207	0,592
Df	0,435		<0.001	<0.001	<0.001	0,001	<0.001	<0.001
Df1	0,143	**0,894**		0,109	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Df2	**0,859**	**0,621**	0,289		0,614	0,627	0,992	0,432
Xc	0,243	**-0,697**	**-0,851**	0,093		<0.001	<0.001	<0.001
Log(Dmín)	0,155	**-0,556**	**-0,634**	-0,089	**0,651**		0,021	<0.001
Log(Dmáx)	0,229	**-0,594**	**-0,724**	0,002	**0,785**	0,408		<0.001
Log(Dmed)	0,099	**-0,788**	**-0,885**	-0,144	**0,918**	**0,813**	**0,775**	

Tabla 2. Correlaciones de Pearson entre los parámetros del análisis fractal (semimatriz inferior; en negritas los significativos para $p < 0{,}001$) y nivel de significación estadística de los mismos (semimatriz superior).

Figura	Especie	a	b	K	Xc	D1Xc	DXc51
Fig. 5a	*Hoplites (Blandfordia) curvatus*	0,439	1,228	6,852	1,416	1,468	1,674
Fig. 5b	*Pseudolissoceras zitteli*	0,308	1,096	5,864	1,339	1,327	1,361
Fig. 5c	*Taramelliceras callicerum*	0,176	1,725	6,575	1,601	1,250	1,607
Fig. 5d	*Holcostephanus (Spiticeras) scriptus*	0,376	1,371	7,023	1,465	1,414	1,731
Fig. 5e	*Oppellia (Streblites) indopicta*	0,229	1,774	7,185	1,627	1,358	1,886
Fig. 5f	*Glochiceras nimbatum*	0,042	2,066	5,176	1,811	1,058	1,231

Tabla 3. Valores de los parámetros del análisis fractal en las suturas representadas en la Fig. 5.

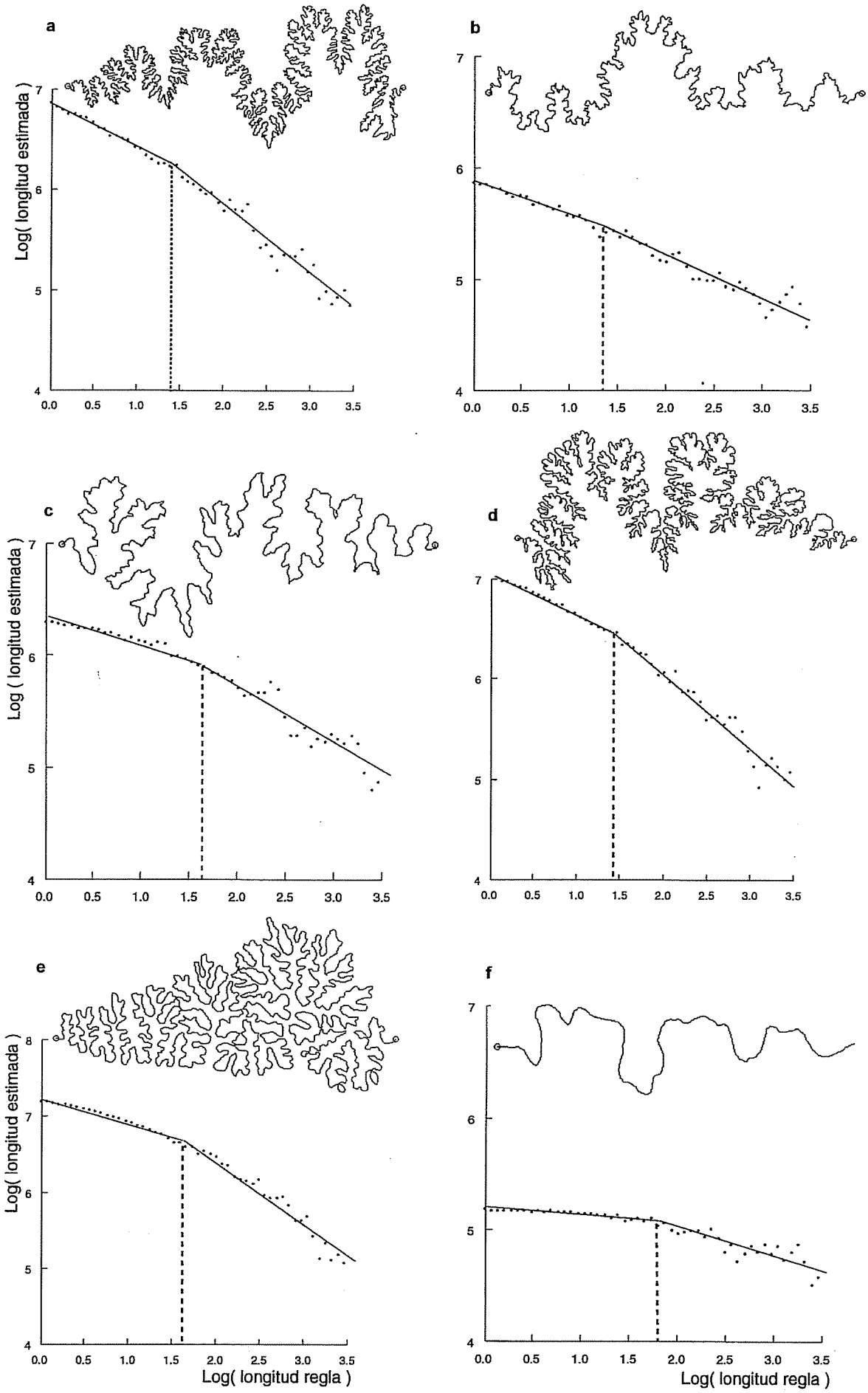


Figura 5. Relación inversa entre el perímetro estimado y la longitud de regla en diversas suturas de ammonites del Jurásico superior. Se indica el punto de corte (X_c) calculado para diferenciar entre la dimensión fractal a escala pequeña (D_{f1}) y grande (D_{f2})

Bookstein, F.L. 1991. *Morphometric tools for landmark data.* Cambridge University Press, Cambridge.

Boyajian, G.E. y Lutz, T. 1992. Evolution of biological complexity and its relation to taxonomic longevity in the Ammonoidea. *Geology,* **20**, 983-986.

Buckland, W. 1836. *Geology and mineralogy considered with reference to natural theology.* Vols. 1 y 2. Pickering, London.

Canfield, D.J. y Anstey, R.L. 1981. Harmonic analysis of cephalopod suture paterns. *Mathematical Geology,* **13**, 23-35.

Cecca, F. 1992. Ammonite habitats in the Early Tithonian of Western Tethys. *Lethaia,* **25**, 257-267.

Damiani, G. 1986. Significato funzionale dell'evoluzione dei setti e delle linee di sutura dei nautiliodi e degli ammonoidi. *In* (G. Pallini, ed.): *Atti I Convengo Internationale: Fossili, Evoluzione, Ambiente*, 123-13. Pergola, Roma.

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.

Dommergues, J.L., Laurin, B. y Meister, Ch. 1996. Evolution of ammonoid morphospace during the early Jurassic radiation. *Paleobiology,* **22**, 219-240.

Ebel, K. 1992. Mode of life and soft body shape in heteromorph ammonites. *Lethaia,* **25**, 179-193.

Fisher, D.C. 1986. Progress in organismal design. *In* (D. Raup & D. Jablonski, eds): *Patterns and processes in the history of life, 99-117.* Springer-Verlag, Berlin.

García-Ruíz, J.M., Checa, A. y Rivas P. 1990. On the origin of ammonoid sutures. *Paleobiology,* **16**, 349-354.

Gould, S.J. 1988. On replacing the idea of progress with an operational notion of directionality. *In* (M.H. Nitecki, ed): *Evolutionary progress, 319-338.* University of Chicago Press, Chicago.

Henderson R.A. 1984. A muscle attachment proposal for septal function in Mesozoic ammonites. *Palaeontology,* **27**, 461-486.

Hewitt, R.A. 1993. Relation of shell strength to evolution. *In* (M.R. House, ed): *The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary Change*, 35-56, *The Systematics Association Special vol. 47.* Clarendon Press, Oxford.

Hewitt, R.A. 1996. Architecture and strength of the ammonoid shell. *In* (N.H. Landman, K. Tanabe & R.A. Davis, eds): *Ammonoid Paleobiology,* 297-343, *Topics in Geobiology 13.* Plenum Press, New York.

Hewitt, R.A. y Westermann, G.E.G. 1983. Mineralogy, structure and homology of ammonoid siphuncles. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte,* **165**, 378-396.

Hewitt, R.A. y Westermann, G.E.G. 1986. Function of complexly fluted septa in ammonoid shells I. Mechanical principles and functional models. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte,* **172**, 47-69.

Hewitt, R.A. y Westermann, G.E.G. 1987. Function of complexly fluted septa in ammonoid shells II. Septal evolution and conclusions. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte,* **174**, 135-169.

Hewitt, R.A. y Westermann, G.E.G. 1988a. Stress and strain in *Nautilus* shells: some limitations on the buoyancy control and vertical migration of ectocochliates. *In* (J. Wiedmann & J. Kullmann, eds): *Cephalopods: Present and Past*, 705-712. Schweizerbartsche, Stuttgart.

Hewitt, R.A. y Westermann, G.E.G. 1988b. Buckling phenomena in cephalopod phragmocones and the muscle attachment proposal for septal function in Mesozoic ammonites. *Historical Biology,* **1**, 225-231.

Hewitt, R.A. y Westermann, G.E.G. 1990. Mosasaur tooth marks on the ammonite *Placenticeras* from the Upper Cretaceous Bearpaw Formation of Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences,* **27**, 469-472.

Hewitt, R.A. y Westermann, G.E.G. 1997. Mechanical significance of ammonoid septa with complex sutures. *Lethaia,* **30**, 205-212.

House, M.R. y Senior, J.R. (eds.) 1981. *The Ammonoidea.* Systematics Association Special Volume 18.

Jacobs, D.K. 1990. Sutural pattern and shell stress in *Baculites* with implications for other cephalopods shell morphologies. *Paleobiology,* **16**, 336-348.

Korn, D. 1992. Relationship between shell form, septal construction and suture line in Clymeniid cephalopods (Ammonoidea; Upper Devonian). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte,* **185**, 115-130.

Kulicki, C. 1979. The ammonite shell: its structure, development and biological significance. *Palaeontol. Pol.,* **39**, *79-142.*

Kulicki, C. y Mutvei, H. 1988. Functional interpretation of ammonoid septa. *In* (L. Pietronero & E. Tosati, eds): *Fractals in Physics*, 177-180. North-Holland, Amsterdam.

Long, C.A. 1985. Intricate sutures as fractal curves. *Journal of Morphology,* **185**, 285-295.

Lutz, T.M. y Boyajian, G.E. 1995. Fractal geometry of ammonoid sutures. *Paleobiology,* **21**, 329-342.

Mandelbrot, B. 1984. *The fractal geometry of nature.* 2nd ed. W.H. Freeman and Company, New York.

McShea, D.W. 1991. Complexity and evolution: what everybody knows. *Biology and Philosophy,* **6**, 303-324.

Newell, N. 1949. Phyletic size increase, an important trend ilustrated by fossil invertebrates. *Evolution,* **3**, 103-124.

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 environments, 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 suture lines in Late Jurassic ammonites, with reference to the major environments colonized. *In* (F. Olóriz & F.J. Rodríguez-Tovar, eds): *Advancing Research on Living and Fossil Cepahalopods,* 273-293. Plenum Press, New York.

Pfaff, E. 1911. Über Form und der Ammonitensepten und ihre Beziehungen zur Suturline. *Jahresbericht des niedersächsichen geologischen Vereins,* **4**, 207-223.

Saunders, W.B. 1995. The ammonoid suture problem: relationships between shell and septum thickness and suture complexity in Paleozoic ammonoids. *Paleobiology,* **21**, 343-355.

Saunders, W.B. y Work, D.M. 1996. Shell morphology and suture complexity in Upper Carboniferous ammonoids. *Paleobiology,* **22**, 189-218.

Saunders, W.B. y Work, D.M. 1997. Evolution of shell morphology and suture complexity in Paleozoic prolecanitids, the rootstock of Mesozoic ammonoids. *Paleobiology,* **23**, 301-325.

Seilacher, A. 1975. Mechanische Simulation und funktionelle Evolution des Ammoniten-Septums. *Paläontologische Zeitschrift,* **49**, 268-286.

Seilacher, A. 1988. Why are nautiloid and ammonite sutures so different? *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte,* **177**, 41-69.

Seilacher, A. y LaBarbera, M. 1995. Ammonites as cartesian divers. *Palaios,* **10**, 493-506.

Spath, L. 1919. Notes on ammonites. *Geological Magazine,* **57**, 27-35.

Stanley, S.M. 1973. An explanation of Cope´s rule. *Evolution,* **27**, 1-26.

Ward, P.D. 1980. Function of cameral water in *Nautilus. Paleobiology,* **6**, 168-172.

Ward, P.D. 1987. *The Natural History of Nautilus.* Allen and Unwin, London.

Westermann, G.E.G. 1971. Form, structure and fuction of shell and siphuncle in coiled Mesozoic ammonoids. *Royal Ontario Museum, Life Sciences Contributions,* **78**, 1-39.

Westermann, G.E.G. 1973. Strength of concave septa and depth limits of fossil cephalopods. *Lethaia,* **6**, 383-403.

Westermann, G.E.G. 1975. Model for origin, function and fabrication of fluted cephalopod septa. *Paläontologische Zeitschrift,* **49**, 235-253.

Westermann, G.E.G. 1977. Form and function of orthoconic cephalopod shell with concave septa. *Paleobiology,* **3**, 300-321.

Westermann, G.E.G. 1982. The connecting rings of *Nautilus* and Mesozoic ammonoids: implications for ammonite bathymetry. *Lethaia,* **15**, 323-334.

Westermann, G.E.G. 1985. Post-mortem descent with septal implosion in Silurian nautiloids. *Paläontologische Zeitschrift,* **59**, 79-97.

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

Westermann, G.E.G. y Ward, P.D. 1980. Septum morphology and bathymetry in cephalopods. *Paleobiology,* **6**, 48-50.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Early-middle Toarcian calcareous nannofossil biostratigraphy of some sections from the Basque-Cantabrian and Iberian Range areas

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

Widely cropping out in the Basque-Cantábrian and Iberian Range areas, lower-middle Toarcian carbonate ramp deposits consist of marlstones and limestones alternations and contain continuous succession of calcareous nannofossil assemblages. In the present paper, the main composition changes of calcareous nannofossil assemblages of these deposits are pointed out, and the reliability of the nannofossil events recognized is discussed.

The study sections are Camino and San Andrés from Basque-Cantábrian area and La Almunia de Doña Godina and Rambla del Salto from Iberian Range. In these continuous and well-dated sections, the closely collected samples are carefully placed with respect to the available refined ammonite biostratigraphy. Smear slides were prepared without centrifuging or gravitative separation; and semiquantitative analysis were carried out with a light polarizing microscope.

In Basque-Cantábrian and Iberian Range areas, the abundance decrease of *Mitrolithus jansae* and its subsequent disappearance is the first significant assemblage composition change. The successive evolution of the genus *Carinolithus* from *Calyculus* and of the genus *Discorhabdus* from *Biscutum*, and the sharp abundance drop of *Lotharingius hauffii* are nicely recognizable and well calibrated in both areas. The disappearance of "large" *Biscutum*, the diversification of *Lotharingius* and the first appearance of the genus *Watznaueria* are also documented, although their calibration should be further verified in other sections.

Including the LO of *Mitrolithus jansae* (Semicelatum Subzone), the FOs of *Carinolithus cantaluppii* (across Tenuicostatum-Serpentinus boundary) and *Carinolithus superbus* (across Strangewaysi-Falciferum boundary), the FOs of *Discorhabdus ignotus* and *Discorhabdus striatus* (across Serpentinus-Bifrons boundary), and the AE of *Lotharingius hauffii* (Variabilis Subzone), the most significant events are easily recognizable, quite consistent and nicely calibrated in both Basque-Cantábrian and Iberian Range areas.

On the contrary, although the placement and the succession of the LOs of *Biscutum grande* and *Biscutum finchii* (Semicelatum-Strangewaysi Subzones) and the FO of *Lotharingius velatus* (Falciferum Subzone) is roughly consistent in both areas, their calibration must be further controlled in other sections, because these biohorizons are based on taxa that are extremely rare in their initial (*Lotharingius velatus*) or final (*Biscutum grande* and *Biscutum finchii*) ranges.

FO =First Occurrence; **LO** = Last Occurrence; **AE** = Acme End

Calcareous nannofossil assemblages

Up to the disappearance of *Mitrolithus jansae*, the nannofossil assemblages are dominated by *Schizosphaerella* spp., *Lotharingius hauffii*, *Biscutum novum* and *Mitrolithus jansae* along with few/rare *Crepidolithus crassus*, *Parhabdolithus liasicus*, *Similiscutum cruciulus*, *Biscutum grande*, *Biscutum finchii*, *Bussonius prinsii*, *Bussonius* aff. *B. prinsii*, *Biscutum intermedium* and *Lotharingius barozii*. Usually rare or very rare, other taxa are *Crepidolithus cavus*, *Tubirhabdus. patulus*, *Calyculus* spp. and *Biscutum dubium*. From the bottom of the Tenuicostatum Zone, scattered specimens of *Lotharingius sigillatus* and *Lotharingius umbriensis* are present; the abundance of both species increases from the Semicelatum Subzone. Conversely, the abundance of *Mitrolithus jansae* decreases in this subzone, and slightly above or nearly coincident with this abundance decrease, this taxon disappears.

Above the last occurrence of *Mitrolithus jansae, Carinolithus cantaluppii* first appears along with extremely rare specimens of *Carinolithus poulnabronei* in the upper part of the Semicelatum Subzone (Basque-Cantabrian area) or in the lower part of the Strangewaysi Subzone (Iberian Range). In both areas, the entry of the genus *Carinolithus* is preceded by the occurrence of very rare specimens of *Calyculus noelae depressa* and *Calyculus noelae recondita.* Besides, in the Semicelatum Subzone (Basque-Cantabrian area) or in the Strangewaysi Subzone (Iberian Range) the abundance of *Crepidolithus crassus* remarkably increases, while that of *Similiscutum cruciulus* sharply decreases. Very rare from the upper part of Semicelatum Subzone, *Biscutum grande* and *Biscutum finchii* disappear roughly across the Tenuicostatum-Serpentinus boundary (Basque-Cantábrian area) or within the Strangewaysi Subzone (Iberian Range).

Upwards, the first appearance of *Carinolithus superbus* takes place slightly below (Basque-Cantábrian area) or across (Iberian Range) the Strangewaysi-Falciferum boundary, and the first scattered specimens of *Lotharingius velatus* have been detected within the Falciferum Subzone of both areas. Although extremely rare in their initial range, the first occurrence of *Discorhabdus striatus* and *Discorhabdus ignotus* is nicely detectable across the Serpentinus-Bifrons boundary; whereas in the lower part of the Bifrons Zone unquestionable specimens of *Watznaueria* first appear in the Basque-Cantábrian and Iberian Range areas. In the lower part of the Variabilis Zone, the assemblage composition further changes due to the sharp abundance drop of *L. hauffii*. Above this drop, this species is extremely rare or absent and the assemblages are characterized by the occurrence of *Schizosphae-*

rella spp., *B. novum, C. crassus, D. striatus, D. ignotus, L. umbriensis, L. barozii, L sigillatus, L. velatus* and *C. superbus*.

Calcareous nannofossil events

In **Fig. 1** the succession of nannofossil biohorizons recognized in both Basque-Cantábrian (Perilli, in press a) and Iberian Range (Perilli, in press b) areas are summarized and calibrated with respect to the available ammonite biostratigraphy [Goy *et al.* (1994) for Camino and San Andrés sections; Goy *et al.* (1996) for La Almunia de Doña Godina section and Comas *et al.* (1996) for Rambla del Salto section]. Biohorizons quite easily recognizable, consistent in both areas, common and useful in other Boreal and Tethyan sections (de Kaenel *et al,* 1996 and bibliography therein) are classified as "main" events, whilst biohorizons based on taxa with an initial or final low abundance, requiring careful checking, are distinguished as "other" events.

LO of *Mitrolithus jansae*: easily recognizable in both San Andrés and Camino sections, this event takes place

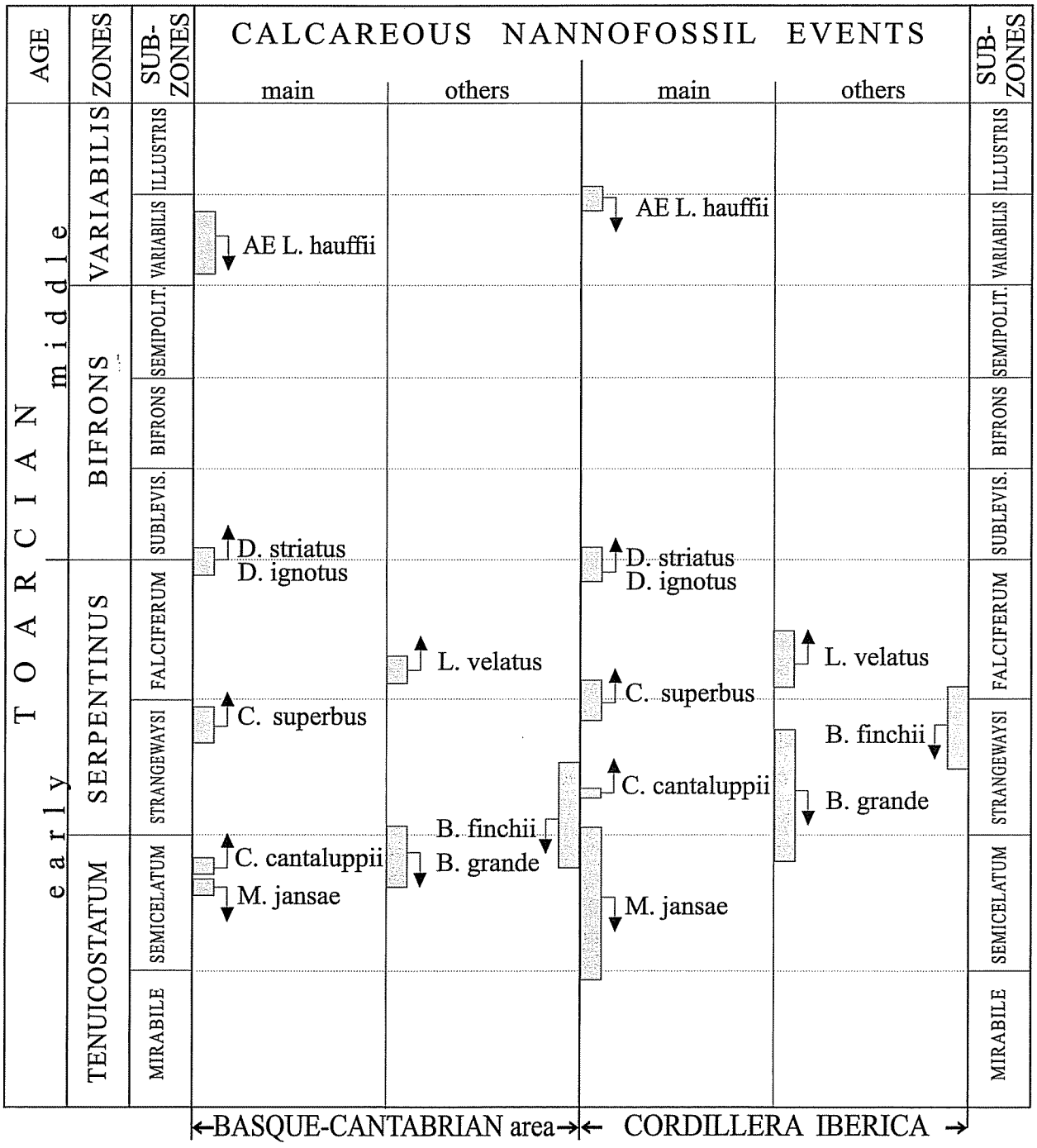


Figure 1. For explanation, see text

in the upper part of Semicelatum Zone. In the La Almunia section, the LO of *Mitrolithus jansae* lies across the Tenuicostatum-Serpentinus boundary, whilst in the Rambla del Salto section, it is placed slightly below the Mirabile-Semicelatum boundary.

FO of *Carinolithus cantaluppii*: preceded by the occurrence of transitional forms between the genus *Calyculus* and *Carinolithus*, the entry of *Carinolithus cantaluppii* is nicely detectable in both Basque-Cantábrian and Iberian Range areas. However, this event lies below the Tenuicostatum-Serpentinus boundary in the San Andrés and Camino sections, and above this boundary in the La Almunia and Rambla del Salto sections.

LOs of *Biscutum grande* and *Biscutum finchii*: due to the low abundance of both species in their final range, these events are of limited applicability. Nevertheless in the Basque-Cantábrian and Iberian Range area, the disappearance of *B. grande* takes place before the last occurrence of *Biscutum finchii,* and both biohorizons are roughly comprised between the LO of *Mitrolithus jansae* and the FO of *Carinolithus superbus*.

FO of *Carinolithus superbus*: preceded by the first occurrence of *Carinolithus cantaluppii*, the entry of *Carinolithus superbus* lies below the Strangewaysi-Falciferum boundary in the Basque-Cantabrian area or across this boundary the Iberian Range. This species rare and discontinuously present in its initial range, becomes more frequent and continuously present from the Falciferum Subzone of both areas.

FO of *Lotharingius velatus*: in both areas, the first specimens of *Lotharingius velatus* have been recognized within the Falciferum Subzones. In spite of its initial low abundance and the occurrence of earlier transitional forms between *L. velatus* and other similar *Lotharingius* species, the FO of *Lotharingius velatus* has been recognized above the FO of *Carinolithus superbus* and below the FOs of *Discorhabdus ignotus* and *Discorhabdus striatus* in all investigated sections.

FOs of *Discorhabdus ignotus* and *Discorhabdus striatus*: across the Serpentinus-Bifrons boundary, the first and extremely rare specimens of *D. ignotus* and *D. striatus* are quite easily recognizable in the Camino, San Andrés, La Almunia and Rambla del Salto sections. In the upper part of the Serpentinus Zone of all these sections, the entry of the genus *Discorhabdus* is preceded by the occurrence of *Discorhabdus*-like specimens of *Biscutum novum.*

AE of *Lotharingius hauffii*: although the abundance drop of *Lotharingius hauffii* is slightly older in the San Andrés section and not sharp enough in the Rambla del Salto section, this event takes place within the Variabilis Subzones in the Basque- Cantábrian area or across the Variabilis-Illustris boundary in the Iberian Range. Above this drop, *Lotharingius hauffii* is extremely rare and discontinuously present.

References

Comas-Rengifo, M.J., Gomez, J.J., Goy, A., Arias, C., Bernard, J., García Joral, F., Herrero, C., Martinez, G. and Perilli, N. 1996. The Toarcian in Rambla del Salto (Sierra Palomera) section. *In: 1st Toarcian and 4th Aalenian Working groups Meeting, 20-22 September), Guide-Book*, 27-34. Nuevalos (Spain).

Goy, A. Martinez, G. and Ureta, S. 1994. El Toarcian en la region de Pozazal-Reinosa (Cordillera Cantábrica, España). Editorial Complutense Madrid. *Coloquios de Paleontología*, **46**, 94-204.

Goy, A., Ureta, M.S., Arias, C., Bernard, J., Barrón, E., Canales, M.L., García Joral, F., Gialanella, P.R., Gomez, J.J. Herrero, C., Martinez, G., Osete, M.L., Perilli, N. and Villalain, J.J., 1996. The Toarcian in the sector located between la La Almunia de Doña Godina and Ricla. *In: 1st Toarcian and 4th Aalenian Working groups Meeting, 20-22 September), Guide-Book*, 51-77. Nuevalos (Spain).

Kaenel, E., de, Bergen, J.A. and von Salis Perch-Nielsen, K. 1996. Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of Western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. *Bulletin de la Societé Geologique de France,* **167** (1), 15-28.

Perilli, N. (in press) a. Calibration of early-middle Toarcian nannofossil events in two expanded and continuous sections from the Basque-Cantábrian area (Northern Spain). *Submitted to Revista Española de Micropaleontologia.*

Perilli, N. (in press) b. Calibration of early-middle Toarcian nannofossil events based on high resolution ammonite biostratigraphy in two expanded section from the Iberian Range (East Spain). *Submitted to Marine Micropaleontology.*

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Preliminary calcareous nannofossil biostratigraphy of the lower-middle Toarcian depositional sequences of the Lusitanian Basin

N. Perilli[1] & L. V. Duarte[2]

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

[2] Departamento Ciências da Terra, Centro de Geociências, Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex (Portugal). E-mail: lduarte@ci.uc.pt

Stratigraphic and sequential units

The lower-middle Toarcian deposits of the Lusitanian Basin is dominated by a monotonous marl/marly limestone and limestone alternations, very fossiliferous, characterized by a necktonic (preferentially ammonoids) and benthic (*e.g.* brachiopods, bivalves) macrofauna. These sediments also yielded foraminifera, ostracods and calcareous nannofossils. Included in the S. Gião Marly Limestone Formation (Soares *et al.*, 1993), the studied succession can be subdivided into three sequential units (depositional sequences: MST1-MST3 *in* Duarte, 1995, 1997), bounded by four (DT1-DT4) isochronous regional unconformities (Fig. 1).

Referred to the Polimorphum Zone, the first 1,5-20 m thick sequence (MST1), is characterized by marl and marly limestone decimetric alternations. This unit corresponds to a deepening phase; a large scale event observed in many Tethyan basins at the base of Toarcian. The overlying DT2 unconformity defines an important sedimentological and palaeontological change in the deposition system at Polymorphum-Levisoni boundary (Duarte & Soares, 1993; Duarte, 1995, 1997).

The second sequence (MST2) shows at the base a very thin bedded alternations of calcilutitic and fine calcarenitic lithofacies intercalated with marlstones (MST2A). This characteristic 10 m thick and uniform interval, referred t the lower part of the Levisoni Zone, is well recognizable in all sections. The overlying part of MST2 is composed by 25 to 95 m thick of marl/limestone decimetric to metric alternations (MST2B), spanning in age from the uppermost part of the Levisoni to the lower-middle part of the Bifrons Zone.

The 20 to 60 m thick MST3 sequence, spanning in age from the upper part of the Bifrons Zone up to the lower part of the Bonarelli Zone, is characterized by regular decimetric to metric marl and marly limestone alternations, sometimes including small sponge mud mounds.

These three sequences show a shallowing upward evolution in a context of an homoclinal ramp system dipping towards west (Duarte, 1997). Favoured by a great accommodation and subsidence, the thickness of each unit increases westwards. In fact, the lower-middle Toarcian succession is 170 meters thick in the distal part of the basin (Figueira da Foz and Coimbra), whereas in the inner sectors (Tomar) it reaches 48 meters of thickness.

Aims of this paper is to calibrate with respect to the depositional sequences recognized by Duarte (1995, 1997) of both the main composition changes of the calcareous nannofossil assemblages, and the calcareous nannofossil biohorizons.

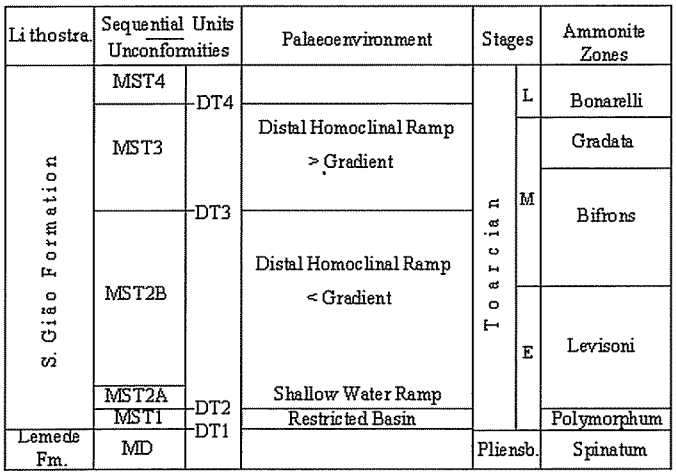


Figure 1. Stratigraphic chart and palaeoenvironmental interpretation of the Lower and Middle Toarcian from the Lusitanian Basin (*in* Duarte, 1995, 1997; vertical scale of sequences are from Rabaçal section). Ammonite biostratigraphy from Rocha *et al.* (1996): Polymorphum and Levisoni correspond to the Tenuicostatum and Serpentinum zones of the NW european region respectively.

Materials and methods

For this study we have sampled the most significant and well exposed sections of the Lusitanian Basin, such as Rabaçal sections, Ribeiro and Marmeleira sections from Coimbra area, Vale das Fontes and Brenha sections from Figueira da Foz area and Peniche section (*vide* Duarte, 1995). Unfortunately, the successions of the Coimbra and Figueira da Foz areas are neither continuous nor complete (Fig. 1). In the Peniche section, after the Bifrons Zone, an important sedimentological change can be observed; the ammonite contents sharp decreases and the facies becomes progressively more peloidal and oolitic (Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997). With the exception of the Ribeiro and Marmeleira section, all the other sections have been previous studied as for ammonite biostratigraphy (Mouterde, 1955; Mouterde *et al.*, 1964-65; 1980; Rocha *et al.*, 1987). I some of these sections, also the calcareous nannofossil contents has been previously studied by Hamilton (1977 and 1979), Bown (1987), de Kaenel & Bergen (1993); and Bergen (in: de Kaenel *et al.*, 1996).

Up to present, nearly 400 samples have been closely collected in the investigated sections, and simple smear slides were prepared in order to retain the original ratio between nannofossils and other fragments.

Semiquantitative analysis was performed with a light microscope at 1250X magnification. A total of 500 fields of view each sample were observed to estimate the total and relative abundance classes and the degree of preservation. Special attention was paid to samples in critical stratigraphic intervals (e.g. beginning and ending range of the age-significant taxa), where more than 2000-2500 fields of view were observed.

Nannofossil assemblages

In the investigated smear slides, the majority of the nannofossil assemblages are characterized by the great abundance of *Schizosphaerella* spp. that in many samples nearly reaches the 90-95% of the assemblages, and Watznaueriaceae which is mainly represented by *Lotharingius hauffii*. The assemblages also include Biscutaceae, chiefly represented up to the Levisoni-Bifrons boundary by *Biscutum novum*, Crepidolithaceae, Parhabdolitaceae, Tubirhabdaceae and (up to the Polymorphum-Levisoni boundary) *Mitrolithus jansae*. The diagenesis resistant *Schizosphaerella* spp. and *Lotharingius hauffii* frequently represent a large amount of the depleted assemblages or are the only taxa present.

In the Levisoni Zone, the assemblage composition changes due to the disappearance of the *Biscutum grande* and *Biscutum finchii*, the abundance decrease of *Similiscutum cruciulus*, the appearance (lower part of this zone) and the abundance increase (middle-upper part of this zone) of the genus *Carinolithus*, with *C. cantaluppii* and *C. superbus*. Both species are usually frequent even in impoverished assemblages. The genus *Discorhabdus*, with *D. ignotus* and *D. striatus*, first appears across the Levisoni-Bifrons boundary, together with extremely rare specimens of *Lotharingius velatus*. In the upper part of the Bifrons Zone the abundance of *Discorhabdus striatus* and *Discorhabdus ignotus* significantly increase, whereas in the Gradata Zone the abundance of *Lotharingius hauffii* remarkably decrease.

Calcareous nannofossil events

Although calcareous nannofossil assemblages are frequently depleted by diagenesis, the biostratigraphic signal is not completely overshadowed. On the basis of the closely spaced sampling of the depositional sequences cropping out in the Lusitanian Basin (Duarte 1995, 1997), the identified calcareous nannofossil biohorizons (Fig. 2) are correctly placed with respect to the available ammonite biostratigraphy (Elmi *et al.*, 1989; Rocha *et al.*, 1996). The sequences MST1, MST2A, MST2B, MST3 of Rabaçal, Ribeiro, Marmeleira, Vale das Fontes and Brenha sections correspond to MSTP1, MSTP2A, MSTP2B, MSTP3 of Peniche section respectively.

LO of *Mitrolithus jansae* (lower part of the Levisoni Zone). This event is recognized either in the common and nicely preserved assemblages of the MSTP2A of the Peniche section and in the scarce and badly preserved assemblages of the MST2A of the Brenha section; unfortunately the samples from the MST2A of the Rabaçal section are barren or not significant. Besides, *Mitrolithus jansae* is frequent to common in the assemblages belonging to the MST1 (Vale das Fontes section) or MSTP1 (Peniche section), and absent in the assemblages belonging to the MSTP2B-MSTP3 (Peniche section) or to the MST2B-MST3 (Brenha and Marmeleira section).

FO of *Carinolithus cantaluppii* (lower part of the Levisoni Zone). Lying below the MSTP2A-MSTP2B boundary of the Peniche section and above the MST2A-MST2B boundary of the Brenha section, the FO of *Carinolithus cantaluppii* is preceded by the occurrence of transitional forms between the genus *Calyculus* and *Carinolithus*. Slightly above this event and before the first occurrence of *Carinolithus superbus*, the abundance of *Carinolithus cantaluppii* increases.

LOs of *Biscutum grande* and *Biscutum finchii* (lower part of the Levisoni Zone). Placed in the lower part of the MSTP2 the Peniche section and of the MST2 of Brenha section, both events are of limited applicability because they are based on taxa that are extremely rare, particularly in their final range. However, they lie above the LO of *Mitrolithus jansae* and below the FO of *Carinolithus superbus*.

FO of *Carinolithus superbus* (middle-upper part of the Levisoni Zone). This event is quite easily identifiable within the lower part of the MSTP2B of Peniche section, and in the middle part of the MST2B of the Brenha and Marmeleira sections. In these sections, the relative abundance of *Carinolithus superbus* remarkable increase in the middle-upper part of the MSTP2B/MST2B.

FO of *Lotharingius velatus* (across the Levisoni-Bifrons boundary). Recognized in the middle part of the MSTP2B of the Peniche section and the MST2B of Brenha section, the placement of this event is mainly influenced either by the initial low abundance of this taxon and the occurrence of earlier transitional forms between *L. velatus* and other similar *Lotharingius* species. This species is more frequent from the middle upper part of the MSTP2B of Peniche section and the MST2B of the Brenha and Marmeleira sections.

FO of *Discorhabdus striatus* (across the Levisoni-Bifrons boundary). Although *Discorhabdus striatus* is extremely rare in its initial range, this event has been identified either in the common and well preserved assemblages from the middle-upper part of the MSTP2B

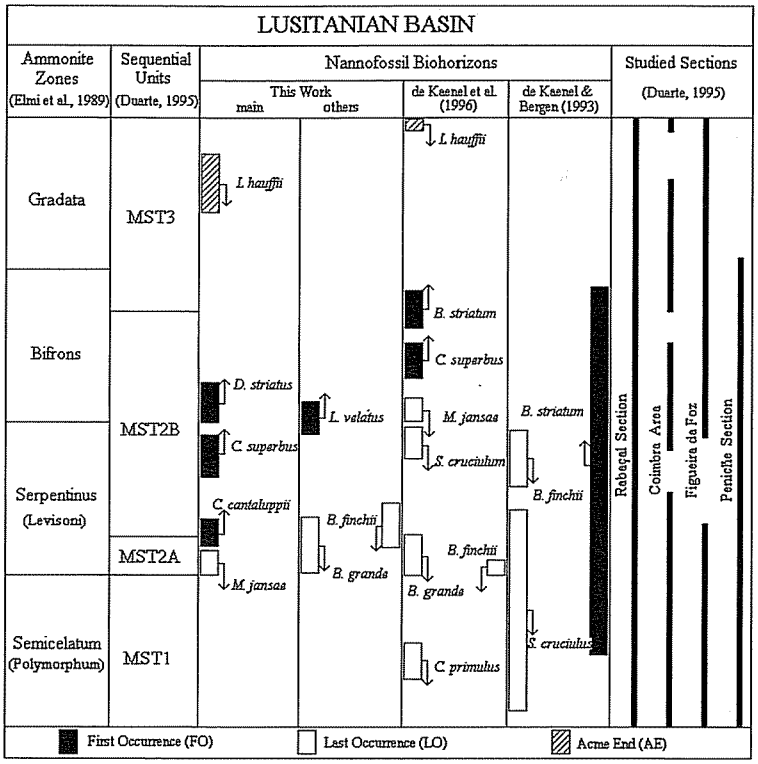


Figure 2. Calcareous nannofossil events in the Lower and Middle Toarcian of the Lusitanian Basin.

of Peniche section and in the badly to moderately preserved and impoverished assemblages from the MST2B of Brenha and Marmeleira sections.

AE of Lotharingius hauffii (upper part of the Gradata Zone). This event placed in the middle part of the MST3 of the Rabaçal and Marmeleira sections and in the upper part of the MSTP3 of the Peniche section. It is quite nicely recognizable because *Lotharingius hauffii,* that represent a large amount of the assemblages up to the lower part of the MSTP3 or MST3, almost disappears in the middle-upper part of the MSTP3 or MST3 sequence.

References

Bown, P. R. 1987. Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of late Triassic-early Jurassic calcareous nannofossils. *Palaeontology*, Special Paper, **38**, 1-118.

Bown, P. R.; Cooper, M. K. E.; Lord, A. R. 1988. A Calcareous Nannofossil Biozonation scheme for the early to mid Mesozoic. *Newsl. Stratigr.*, **20**, 91-114.

De Kaenel, E. & Bergen, J. A. 1993. New Early and Middle Jurassic coccolith taxa and biostratigraphy from the eastern proto-Atlantic (Marocco, Portugal and DSDP Site 547B). *Eclogae geol. Helv.*, **86**, n° 3, 861-907.

De Kaenel, E.; Bergen J.A.& Von Salis Perch-Nielsen K. 1996. New Early and Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of Western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. *Bull. Soc. Geol. France*, **167**, 1, 15-28.

Duarte, L. V. 1995. *O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética.* PhD, Centro de Geociências, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 349p. + 14 est..

Duarte, L. V. 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, **83**, 65-94.

Duarte, L. V. & Soares, A. F. 1993. Eventos de natureza tempest'tica e turbid'tica no Toarciano inferior da Bacia Lusitaniana". *Cadernos de Geografia*, **12**, 85-89, Coimbra, F.L.U.C.

Elmi, S. ; Goy, A. ; Mouterde, R. ; Rivas, P. & Rocha, R. 1989. Correlaciones bioestratigraficas en el Toarciense de la Peninsula Iberica. *Cuad. Geol. Ibérica*, **13**, 265-277.

Hamilton, G. 1977. Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. *Eclogae Geol. Helv*, **72**, 575-597.

Hamilton, G. 1979. Lower and Middle Jurasic calcareous nannofossils from Portougal. *Eclogae Geol. Helv.*, **72**, 1-17.

Mouterde, R. 1955. Le Lias de Peniche. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **36**, 87-115.

Mouterde, R.; Rocha, R. & Ruget, Ch. 1980. Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios e Brenha) (parties 2 à 4). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **66**, 79-97.

Mouterde, R.; Ruget, Ch. & Moitinho De Almeida, F. 1964-65. Coupe du Lias au Sud de Condeixa. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **48**, 61-91.

Rocha, R. B.; Mouterde, R., Soares, A. F. & Elmi, S. 1987. Excursion A – Biostratigraphie et évolution séquentielle du Bassin au Nord du Tage au cours du Lias et du Dogger. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, 1-84.

Rocha, R. B (Coord) 1996. *The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution.* C. E. C. Project MILUPOBAS, Contract n° JOU2-CT94-0348 (unpublished report), Lisboa, 4 vols.

Soares, A. F.; Rocha, R.; Elmi, S.; Henriques, M. H. P.; Mouterde, R.; Almeras, Y.; Ruget, C.; Marques, J.; Duarte, L. V.; Carapito, M.C. & Kullberg, C. 1993. Le sous-bassin nord lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C. R. Ac. Sc. Paris*, **317**, Sér. II, 1659-1666.

Wright, V. P. & Wilson, R.C.L. 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *J. sediment. Petrol.*, **54** (2), 394-412.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Distribution et adaptation morphofunctionnelle chez les Uvigerinidae (foraminifères bentiques) de la côte atlantique marocaine entre Agadir et Tarfaya

H. Rezqui[1], J. Usera[2], M. Boutakiout[3] et M. Labraimi[3]
[1]Université Mohamed I, Faculté Sciences, Labo. de Géodynamique LGVBS, Oujda. Maroc
[2]Universitat de Valencia, , Departamento de Geología, Valencia. España
[3]Université Mohamed V, Faculté Sciences, Départ. Géologie, Rabat. Maroc

Introduction

Notre étude portera sur l'écologie des foraminifères bentiques actuels de la côte atlantique marocaine. Les échantillons analysés proviennent de la campagne océanographique réalisée en 1980, Tanger et Tarfaya. Le matériel du présent travail est celui de la portion comprise entre Agadir au Nord et Tarfaya au Sud, sur une distance approximative de 500 Km. L'echantillonnage a été en effet très serré , 430 prélèvements ont été effectués suivant un système de radiales (38 radiales, fig.1) perpendiculairement à la ligne de rivage. Les radiales pénètrent vers le large sur une distance d'environ 40 Km. La distance moyenne entre deux radiales voisines est de 12 Km et entre deux prélèvements successifs est d'environ 40 Km. La distance entre deux radiales voisines est de 12 Km. et entre deux prélèvemenst successifsz est d'environ 3 Km.

Les differents prélèvements on été effectués par le système de Benne. Ce système a l'avantge de réaliser des prélèvements ponctuels qui excluent le problème de mèlange horizontal des sediments. Ces appareils permettent de retenir les premiers centimètres du fond marin.

L'étude systématique et écologique de ces populations de foraminifères bentiques a mis en évidence des réponses écologiques significatives tributaires de la variation des conditions du milieu, notamment la bathymétrie et la nature du substrat. Ces comportements écologiques se manifestent sous deux aspects d'adaptation du test et les changements de la taille de l'individu.

Analyse systematique et écologique des espéces rencontrées du genre *Uvigerinella* et *Uvigerina*

Suborden ROTALIINA Delage & Herouard, 1896
Superfamilia Buliminiacea Jones, 1875
Familia Uvigerinidae Haeckel, 1894

Uvigerinella aff. *californica* (Cushman, 1926)

1926 *Uvigerina (Uvigerinella) californica* Cushman,. P. 58, pl. 3,
1988 *Uvigerinella californica* (Cushman), Loeblich & Tappan: Pl. 574, figs. 1-2.

Espéce dont la forme relativement étirée, le test calcaire non orné est formé de loges nombreuses à agencement multiloculaire trisérié. Les loges sont séparées par des espaces interloculaires comprimés. Cette espéce se distingue par son ouverture qui est trés large et qui est presque dépourvue de col.

Elle est très abondante sur la marge atlantique et vit entre 38 et 150 m de profondeur. La majorité des spécimens appartiennent à la fraction grossière (supérieure à 500 µm).

Uvigerina aff. *carapitana* Hedberg,1937

1937 *Uvigerina carapitana* Hedberg: p. 677, pl.91, fig. 20
1986 *Uvigerina carapitana* Hedberg: Van Morkhoven *et al.* p. 124, Pl. 40 A: 1 a-d, fig. 1 a-b, 2 a-d; Pl. 40 B: fig. 1 a-b

L'agencement est multiloculaire trisérié . Le test est calcaire lisse avec quelques fines stries sur les premièrs loges. L'ouverture est teminale et portée par un col. Elle ressemble à *Uvigerina mediterranea*, mais elle en diffère par le manque d'ornementation (seule les premièrs loges sont finement ornées).

Espéce dont les individus sont de grande taille, supérieure à 500 µm, elle est très abondante sur la marge atlantique et prospère entre 50 et 200 m de profondeur.

Uvigerina rutila Cushman & Toodd, 1941

1941 *Uvigerina rutila* Cushman & Toodd. p. 78, pl.20, fig. 16-22.
1982 *Uvigerina rutila* Cushman & Toodd: Agip. Pl. XXXIV, fig. 5.

L'agencement est multiloculaire trisérié. Le test est calcaire et finement strié. L'overture est terminale et portée par un col. Elle est proche d'*Uvigerina mediterranea*, mais elle est moins large et moins ornée.

Elle commence à apparaître timidement à partir de l'isobthe 50 m pour devenir très abondante entre 200 et 400 m de profondeur. Les spécimens sont de taille supérieure à 500 µm

Uvigerina mediterranea Hofker, 1932

1932 *Uvigerina mediterranea* Hofker: p.118, Pl.32
1986 *Uvigerina mediterranea* Hofker: Van Morkhoven *et al.* p. 16-18, Pl. 1, fig. 1 a-b, 2 a-b.

L'agencement est multiloculaire trisérié. Le test est calcaire et fortement costé. Ouverture terminale portée par un col.

Espéce commençant àapparaître très timidement à

partir de 50 m pour devenir très abondante entre 200 et 400 m de profondeur. Les individus sont de taille moyenne (500 à 200 µm).

Uvigerina aff. *havanensis* Cushman & Bermudez, 1936

1936 *Uvigerina havanensis* Cushman & Bermudez: p. 59, pl. 10, fig. 19-21.
1986 *Uvigerina havanensis* Cushman & Bermudez: Van Morkhoven *et al.*: p. 238, Pl. 80, fig. 1 a-c

L'agencement est multiloculaire trisérié. Le test est calcaire et intensément costé. L'overture est treminale et portée par un col. Elle ressemble à *Uvigerina peregrina*, mais elle en diffère par le dernière loge qui est entièrement costée.

Elle devient très abondante entre 200 et 400 m de profondeur, et elle est caracterisée par sa petite taille (inférieure à 200 µm).

Uvigerina peregrina Cushman, 1923

1923 *Uvigerina peregrina* Cushman., p.166, pl. 42, figs. 7-10
1997 *Uvigerina peregrina* Cushman. Debenay & Redois; p. 40, pl.3, fig. 30.

L'agencement est multiloculaire trisérié. Le test est calcaire caractérisé par de loges initiales ornées de côtes, alors que les dernières loges son costées et épineuses. L'ouverture est terminale et portée par un col.

Espéce très abondante sur la marge atlantique et vit très profonfément vers 500 m de profondeur, elle se présente par de espéces de petit taille.

Repartition bathymétrique et associations caractéristiques

L'analyse quantitative des différents espéces de foraminifères benthiques a rélévé un paraléllisme entre l'augmentationde la bathymetrie et l'augmentation du nombre d'espéces costées au profit des espéces lisses. Par ailleurs, nous avons noté une abondance d'espéces costées de petit taille au dépend des espéces costées de grande taille. Ces espéces costées appartiennent aux groupes des Uvigerines et les Bulimines qui ont montré des variations significatives d'ornementation en relation avec la profondeur.

Cette étude a permis de distinguer une succession de 3 assemblages bien distincts d'espéces du genre Uvigerina. Cette ségrégation paraît être régie essentiellement par le facteur bathymetrique.:

1- Association du domaine infralittoral (38-50 m) : dans cet intervalle basthymétrique prospèrent les espéces *Uvigerinella* aff. *californica* et *Uvigerina* aff. *carapitana*. Elles représentent à elles seules parfois 70 % de l'ensemble de la population benthique. D'autre part ces deux espéces montrent deux particularités majeures; une grande taille (supérieure â 500 (m) et une ornementation faible ou absente.
2- Association du domaine circalittoral (50- 200 m): le pourcentage des espéces infralittorales diminue progressivement au profit des espéces *Uvigerina rutila* et *Uvigerina mediterranea*. Ceci étant, deux principales constatations peuvent être dégagées:
   - Tout d'abord, l'espéce *Uvigerina rutila* pullule dans le circalittoral interne (50-150 m), avec une proportion de 50 à 70 % elle est finement ornée et sa taille moyenne est comprise entre 200 et 500 (m.
   - Ensuite, l'espéce *Uvigerina mediterranea* prospère et prend le rrelais d *'Uvigerina rutila* dans le domaine circalittoral externe (150 à 200 m). son degré d'ornementation augmente progressivement pour passer à des côtes relativement épaisses, la taille reste généralement dans le même intervalle (200 à 500 (m.)
3 - Association du domaine épibathyal (200 - 550 m): certains individus de l'espéce *Uvigerina mediterranea* persistent. Par ailleurs, le fait le plus marquant réside dans l'apparitiopn respective de l'espéce *Uvigerina* aff. *havanensis* dans le domaine épibathyal interne (400-550 m). Ces deux espéces représentent à elles seules parfois 30 à 50 %de l'ensemble de la population benthique. Nous retenons que ces espéces sont de petit taille et sont caractérisées par un degré d'ornementation considérable (côtes épaisses et nombreuses et épines)

Adaptation morphofonctionelle et signification

Les six espéces d'Uvigerines observées dans la plate -forme atlantique marocaine montrenet un gradient croissant de l'ornementation en fonction de la profondeur. Ce gradient commence par des tests lisses ou des stries peu nombreuses, passe à des côtes épaisses et nombreuses, etm se termine par de nombreuses côtes associéss à des épines. Ainsi , proportionnellement à l'augmentation de la bathymétrie, nous avons observé l'écoséquence formée successivement par par, *Uvigerina* aff. *carapitana*, *Uvigerina* aff. *californica*, *Uvigerina mediterranea*, *Uvigerina rutila*, *Uvigerina* aff. *havanensis* et *Uvigerina peregrina.*

En terme d'ornementation des tests, Douglas (1979) a constaté qu'il existe un paralellisme entre l'augmentation de la profondeur et le degré d'ornementation. Par contre, les travaux de Cubaynes & Ruget (1985), de Cubaynes *et al.*, 1989 et Boudchiche & Ruget (1993) ont montré qu'au niveau des omblilics confinés du Jurassique, les espéces de foraminifères benthiques deviennent plus larges et leurs côtes s'effacent. Ainsi, d'après ces auteurs, l'effacement de la costulation serait une forme d'adaptation morphologique qui vise à augmenter la surface d'échange avec le milieu extérieur dans les zones profondes relativement déficitaires en oxygène (Leuteneger & Hansen 1979; Harman 1964 et Verhallen 1991)

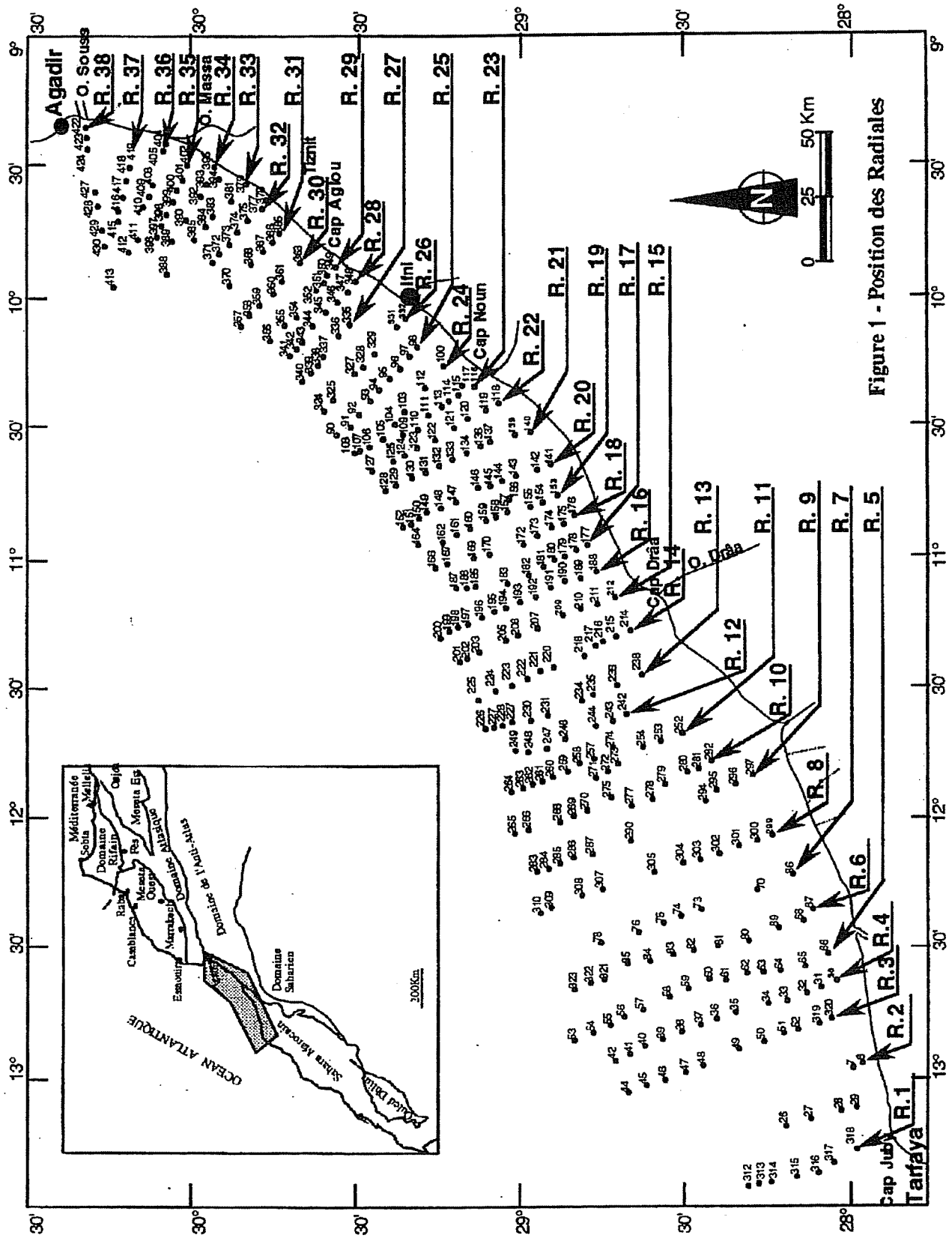


Figure 1. Position des Radiales.

Dans le cas de notre étude, nous avons noté, en revanche, que dans les domaines profonds sources de courants d'upwelling, riches en matières organiques nutritives la composition microfaunique est constituée exclusivement par des uvigerines et des bulimines intensément ornées. Ainsi, en tout état de cause, il semble que l'effacement de la constulation en peut être considéré comme étant une adaptation morphologique de ces espéces benthiques à la diminution d'oxigéne dans les aux marines profondes. La pullulation des uvigerines (notament *Uvigerina peregrina, Uvigerina mediterranea* et *Uvigerina* aff. *havanensis*) dans ces zones de upwelling peût être expliquée par un caracttère opportuniste (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993) de ces espéces vis a vis des conditions de ces environnements profonds particulièrement peu déficitaires en oxigéne mais qui sont en contre partie riches en matière nutritive favorisant une forte productivité des uvigerines (Debenay & Redois 1997; Usera *et al* 1991; Civis *et al.*, 1989).

Dans l'océan atlantique, la variation du taux d'oxigéne en fonction de la profondeur est largement discutée . En effect , Demaison & Moore, (1980) et Sen Gupta & Machain-Castillo (1993) affirment qu'au niveau de l'océan atlantique, la quantité d'oxigéne dissoute est d'environ 4 ml / l au niveau de l'eau de surface et elle n'est jamais inférieure â 5 ml/l dans les eaux du fond aussi bien que ces de la plate-forme interne que celles de la palate-forme externe. Ces auteurs considèrent que ces quantités correspondent à des conditions non anoxiques.

Cojan & Renard (1997), constatent qu'à plus grandes profondeurs, la consommation d'oxigéne par respiration des organismes et des plantes et surtout par la décomposition (oxydation) de la matiére organique n'est plus compensée par la photosynthèse, on rencontre ainsi un niveau très appauvri en oxygéne minimum ou ZOM. L'extension de la ZOM est variable et se développe dans l'océan actuel entre -500 et - 1200m environ. Au niveau de la côte atlantique marocaine la ZOM est de 1 ml/l, à ce niveau se développent des sédiments anoxiques riches en matière organique et les organismes fouisseurs y sont en nombre restreint voir absents.

Conclusions

L'étude des populations du genre *Uvigerinella* et *Uvigerina* rencontrées sur la côte atlantique marocaine entre Agadir et Tarfaya montre le long d'un gradient bathymétrique croissant, la succession de 6 espéces qui sont respectivement, *Uvigerina* aff. *carapitana, Uvigerinella* aff. *californica, Uvigerina mediterranea, Uvigerina rutila, Uvigerina* aff. *havanensis* et *Uvigerina peregrina*..

Ces espéces citées montrent une dérive progressive dún ensemble de caractères liés à l'augmentation de la profondeur, ce qui constitue une écoséquence implicant une stratégie adaptative et se traduisant par une réduction graduelle de la taille et une surcharge progressive de l'ornementation (stries, côtes, puis épines).

1.- la prolifération des Uvigerines ornées et de taille réduite est une réponse biologique dépendant de leur comportement opportuniste vis à vis des apports trophiques liés aux courants d'upwelling.
2.- Dans le niveaux le plus profond 500 à 550 m, malgré leur mode de vie généralement endofaune et souvent épifaune, on a toujours noté une proliferation des Uvigerines ce qui confirme le substrat de ce domaine profond de l'Océan Atlantique n'est pas anoxique.
3.- Les vases remontées par les courants d'upwelling vers le domaine inflalittoral ou circalittoral (cas du secteur oued Souss-oued Massa) sont dépourvues de matiére organique réduite.

L'ensemble de ces constatations plaide por dire que la partie profonde de notre secteur d'étude est peu oxygénée mais non anoxique. Elle de ce fait au-dessus de la ZOM atlantique.

Par ailleurs, en ce qui concerne la deuxième réponse morphologie qui réside dans le réduction et la taille des individus, nos constatations rejoignent celles de Pheger & Soutar (1973), qui a constaté que la taille des foraminifères est liée l'augmentation de la quantité de matière organique. Ainsi dans les zones de forte productivité les individus se présentent avec une petit taille et une grande population. Ceci est à relier avec une maturité sexuelle précoce qui aboutit à des peuplements dont la densité est incontrôlable. Ces populations appartiennent au pôle opportuniste (Mac Arthur & Wilson, 1967, Koutsoukos *et al.*,1990; Laybourn-Parry, 1984).

En effet, cette réduction de la taille permet de réduire les dépenses énergétiques de la cellule. C'est ainsi que Bradshaw (1961), et Pleger et Soutar, (1973) ont montré que chez les foraminifères actuels, les individus dont la taille est inférieur a 250 (m, la consommation d'oxigéne est faible, mais elle augmente très rapidement lorque cette tailleest dépassée. Ce phénomène a été également observé chez les populations de foraminifères fossiles du Jurassique (Boudchiche & Ruget, 1993). Par conséquent, cette réduction de la taille il peut constituer un premier type de réponses morphologiques chez ces populations benthiques.

Bibliographie

Agip SPA. 1982. *Foraminifera Padani (Terziario e Quaternario). Atlante iconografico e distribuzione stratigrafica.* Milan, 52 tab.

Boudchiche, L. & Rouget, Ch. 1993. Une réponse morphologique à un problème écologique: l'exemple des foraminifères du Toarcien inférieur des Béni-Snassen (Maroc nord-oriental). Paléoécologie-Micropaléontologie. *Comptes Rendus des Seances de l'Académie des Sciences de Paris*, **316**, II, 815-821.

Bradshav, J.S. 1961. Laboratory experiments on the ecology of Foraminifera. *Contributionns from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, **12**, 87-106.

Civis, J., Flores, J.A. y Sierro, F.J. 1989. Nuevas tendencias de la Micropaleontología. In: *Nuevas tendencias. Paleontología* Coord.

E. Aguirre.Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 341-357.

Cojan, I. & Renard, M. 1997. *Sédimentologie*. Masson, Paris. 418 p.

Cubaynes, R. & Ruget, Ch. 1985. Les écoséquences de Nodosariidés et d'ostracodes et leurs significations dans les marnes toarciennes du Sud-Quercy (France). *Cahiers de l'Institut Catholique de Lyon.* **14**, 125-134.

Cubaynes, R., Ruget, Ch. & Rey, J. 1989. Essai de caracterisation des prismes de dépôt d'origen eustatique par les associations de Foraminifères benthiques: exemple du Lias moyen et supérieur sur la bordureest du bassin aquitain. *Comptes Rendues des Seances de l'Académie* des *Sciences de Paris.* **308**, II, 1517-1522.

Cushman, J.A. 1923. The foraminifera of the Atlantic Ocean. Part. 4. Lagenidae. *Bulletin United States National Museum*, **104** (4), 1-228.

Cushman, J.A. 1926. Foraminifera of the typical Monterey of California. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, **2**, 53-69.

Cushman, J. A. & Bermudez, P.J. 1936. Additional new species of foraminifera and a new genus from the Eocene of Cuba. *Contributions from the Cushman Laboratory of Foraminiferal Research*, **12** (3), 55-63.

Cushman, J.A & Todd, R. 1941. Species of *Uvigerina* occurring in the American Miocene. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, **17** (2), 43-52.

Debenay, J.P. & Redois, F. 1997. Recent foraminifera of the northern continental shelf of Senegal. *Revue de Micropaléontologie*, **40**, 15-38.

Demaison, G.J. & Moore, G.T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *Bulletin of American Associations Petroleum Geologist*, **64**, 1179-1209.

Douglas, R.G. 1979. Benthic Foraminiferal , Ecology and Paleoecology: A Rewiew of Concepts and Methods. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **6**, 21-53.

Harman, R.A. 1964. Distribution of foraminifera in Santa Barbara Bassin, California. *Micropaleontology*, **10**, 81-96.

Hedberg, P. C. M. 1937. Foraminifera of the middle Tertiary Carapita Formation of northeastern Venezuela. *Journal of Paleontology*, **11** (8), 661-697.

Hofker, J. 1932. Notizen über die Foraminiferen der Ammontatura. *Publicazioni della Stazione Zoologica, Napoli*, **12** (1), 61-145.

Koutsoukos, E.A.M., Leary, P.N. & Hart, M.B. 1990. Latest Cenomanian-earlies Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **77**, 145-177.

Laybourn-Parry, J. 1984. *A Functional Biology of Free-Living Protozoa*. University of Carolina Press, Berkeley, 218 p.

Leutenegger, S. & Hansen, H.J. 1979. Ultrastructural and radiotracer studies of pore function in foraminifera. *Marine Biology*, **54**, 11-16

Loeblich, A.R. & Tappan, H. 1988 *Foraminiferal genera and their classification.* Van Nostrand Reinhold Company Inc. New York, 970 p.

Mac Arthur, R.H. & Wilson, E.O. 1967. *The Theory of Island Biogeography.* Princeton Universşity Press, Pricenton, New Jersey, 203 p.

Phleger, F.B. & Soutar, A. 1973. Production of benthic foraminifera in three east pacific oxygen minima. *Micropaleontology*, **19**, 110-115.

Sen Gupta, B.K. & Machain-Castillo, M.L. 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, **20**, 183-201.

Usera, J., Casanova, J.M. & García-Forner, A. 1991. Foraminíferos de ambientes restringidos en el Neógeno de Hellín (Albacete). *Revista Española de Micropaleontología*, Número Extraordinario, 157-161.

Van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A. & Edwards, A.S., 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic Foraminifera. *Bulletin des Centres de Recherche exploration-production Elf-Aquitaine.***11**, 421 p.

Verhallen, P.J.J.M. 1991. Late Pliocene to Early Pleistocene Mediterranean Mudwelling Foraminifera: Influence of a Changing Environment on Comunity Structure an Evolution. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, **40**, 219 p.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Ostrácodos, moluscos y carofíceas del lago Caicedo de Yuso/Arreo (Alava): análisis preliminar e interés paleolimnológico

J. Rodriguez-Lázaro[1], M. Martín Rubio[1], F. Robles[2], P. Anadón[3], R. Utrilla[3], A. Vázquez[3] e I. Soulié-Märsche[4]

[1] Paleontología. Facultad de Ciencias, Euskal Herriko Unibertsitatea/U.P.V. Apartado 644, E-48080 Bilbao
[2] I. Cavanilles de Biodiversidad y B. Evolutiva y Dpto. Geología Universitat de Valencia, E-46100 Burjasot, Valencia
[3] Institut Ciencies de la Terra "Jaume Almera" C.S.I.C., c/ Lluis Sole i Sabaris s.n., E-08028 Barcelona
[4] Laboratoire de Paléobotanique. UMR 554, CNRS, Université de Montpellier II, F-34095 Montpellier, Francia

El lago Caicedo de Yuso/Arreo constituye una masa de agua continental de características hidrológicas lo suficientemente estables como para servir de modelo para análisis paleolimnológicos. Así se ha planteado como parte de un proyecto de investigación pluridisciplinar subvencionado por la DGES (PB 97-1185), donde se aborda el estudio de la biomineralización carbonatada de las carofíceas, gasterópodos y ostrácodos de este lago, con el fin de valorar los efectos vitales en los procesos de biomineralización y las características autoecológicas que finalmente permitan una interpretación paleolimnológica de sucesiones que contienen esqueletos fosilizados de estos organismos, en el Neógeno de la Cuenca del Ebro. En el presente trabajo se describen las características generales del lago, así como las principales asociaciones de las biotas estudiadas, que son descritas de manera preliminar. Se han realizado hasta la fecha un total de 6 muestreos, con una estación fija situada a unos 3 m de profundidad, y otros 8 puntos de muestreo complementarios, para caracterizar los principales subambientes dentro del lago. En cada muestreo se han recogido muestras de agua y de sedimento, de donde se obtienen los ostrácodos para este estudio. Los gasterópodos y las carofíceas han sido recogidas en muestreos específicos para cada grupo. Paralelamente, se tomaron los datos hidroquímicos básicos (conductividad, pH, T, CO_2, O_2, alcalinidad) de las aguas de este lago. Se están realizando análisis químicos de estas aguas, determinándose un total de 6 aniones y 8 cationes, cuyos resultados serán presentados en un próximo trabajo.

El lago Caicedo de Yuso/Arreo

El lago Caicedo de Yuso/Arreo se localiza en la cuenca media alta del río Ebro, a unos 10 km al Norte de la localidad de Miranda de Ebro (UTM 30TWN0036). Geológicamente, el lago se asienta en el borde Sur del Diapiro de Salinas de Añana, dentro del flanco Norte del sinclinal de Miranda de Ebro-Treviño. La cubeta del lago recoge las aguas de la cuenca endorreica de Arreo, que se asienta sobre materiales triásicos del Keuper, formados por arcillas, yesos con ofitas intercaladas y sedimentos aluviales recientes. La batimetría ha sido establecida por Martínez-Torres et al. (1992), modificada por Rico *et al.* (1995).

Con una morfogénesis kárstica en yesos, Caicedo de Yuso/Arreo constituye la masa de agua, con características limnológicas estables, mas importante de esta región, con clima de transición atlántico/mediterráneo. Los parámetros morfométricos mas importantes del lago son (ver Fig. 1): Altitud: 655 m. Profundidad máxima: 24,8 m. Perímetro: 0,97 km. Longitud máxima: 334 m. Anchura máxima: 261 m. Superficie: 6,57 ha. Posee un régimen hídrico permanente, con oscilaciones periódicas de la masa de agua en ocasiones incrementadas por regadío, durante el periodo estival. La alimentación del lago se basa en los aportes superficiales del arroyo del Lago y de un pequeño manantial salino, además de la entrada de agua subterránea. La vegetación es abundante, tanto la sumergida (*Chara, Polygonum, Potamogeton, Myriophylum, Ranunculus*) como la marginal (*Scirpus, Carex, Cladium mariscus, Phragmites australis* y otras), son igualmente comunes los peces *Barbus bocagei, Micropterus salmoides* y *Tinca tinca*, (Baltanás et al., com. pers., 1998).

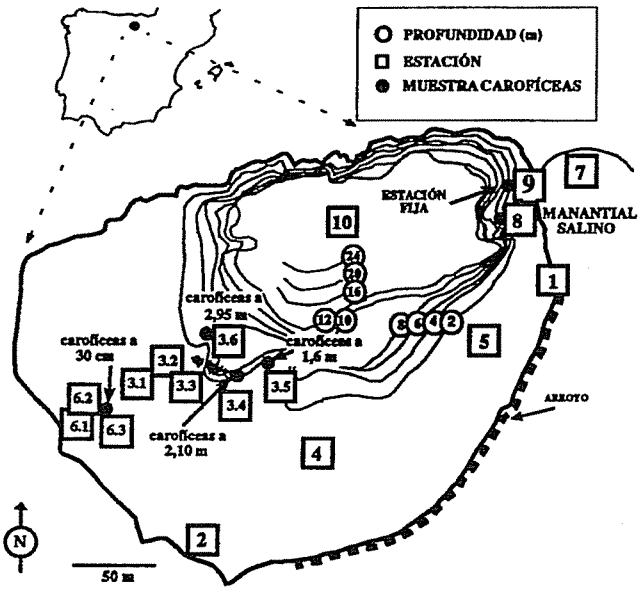


Figura 1. Localización de las estaciones de muestreo en el lago Caicedo de Yuso/Arreo.

Hidroquímica

El resumen de la variación de los parámetros tomados en campo de las aguas del lago Caicedo de Yuso/Arreo se

presenta en la tabla 1. El contenido en sólidos disueltos (TDS) oscila alrededor de 1g/l, por lo que sus aguas deben considerarse oligosalinas. Los datos obtenidos hasta ahora muestran la siguientes abundancias de iones (en relación a equivalentes):
sulfatos > bicarbonatos > cloruros (Cl/SO_4 entre 0,28 y 0,44)
Ca > Mg > Na (Mg/Ca entre 0,3 y 0,4)

La composición de las aguas, que no presenta grandes variaciones en el período muestreado, favorece los mecanismos de biomineralización carbonatada, especialmente en algunas carofíceas

PH	Conductividad (µS)	T (°C) (aguas superficiales)	O_2 (ppm)	Alcalinidad (mg/l) ($CaCO_3$)
7,7-8,6	1157-1296	5,6 (Enero) 22,2 (Junio)	3,20 a 11,1	165-232

Tabla 1. Rangos de variación de los principales datos hidroquímicos del lago Caicedo de Yuso/Arreo.

La fauna de Moluscos

Se ha realizado un estudio preliminar de las muestras someras de Caicedo de Yuso/Arreo. En ellas se han identificado siete especies de moluscos: seis gasterópodos y un bivalvo (Tabla 2).

De acuerdo con los datos provisionales disponibles (164 individuos, ver Tabla 3), cuatro especies son relativamente abundantes en Arreo (*B. tentaculata*, *G. (A.) crista*, *R.* gr. *ovata* y *P. acuta*), otra es escasa *(H. complanatus)* y dos muy raras (*A. lacustris* y *Pisidium* sp.). Se trata de un conjunto de especies de amplia distribución geográfica: holártica *(G. (A.) crista)* o paleártica (*H. complanatus*, *A. lacustris*, *B. tentaculata* y *R.* gr. *ovata*). Sólo *P. acuta* posee una distribución algo más restringida, que se circunscribe al área perimediterránea y a Europa occidental. Por lo que se refiere a su distribución actual en la Península Ibérica, *B. tentaculata*, *G. (A.) crista*, *R.* gr. *ovata* y *P. acuta* son especies bastante frecuentes y de amplia distribución. Por el contrario, *H. complanatus* es una especie que se conoce de escasas localidades españolas y *A. lacustris* es extremadamente rara (Rallo y Rico, 1993), por lo que su presencia en este lago presenta un elevado interés biogeográfico.

Caracterización ecológica de las especies de gasterópodos

Temperatura. Todas las especies son muy euritermas. Únicamente *P. acuta* es moderadamente "termófila". *Salinidad.* No aparece ninguna especie estrictamente estenohalina, ni tampoco indicadores de aguas oligohalinas. Los rangos de salinidad conocidos, según Jaeckel (1962), Mouthon (1980), Glöer y Meier-Brook (1994) y otros, se muestran en la Tabla 3. Se trata, por consiguiente, de un conjunto de especies eurihalinas, con muy diferente tolerancia a la salinidad. *Substrato*: El prosobranquio *B. tentaculata* suele recogerse sobre la vegetación, en especial sobre la parte sumergida de las macrófitas y sobre substratos blandos. En invierno, al morir las plantas, se entierra entre las raíces y en el cieno, pudiendo pasar enterrado cinco meses al año (Fretter y Graham, 1978). Los pulmonados prefieren los tallos y hojas de macrófitas, incluso los restos flotantes y son frecuentes sobre restos de hojas y tallos en descomposición. Más raramente colonizan el fondo desnudo, en especial con substrato blando, si bien en periodos de desecación se entierran en el fango (Adam, 1960; Girod *et al.*, 1980, Okland, 1990).

Filum **Mollusca** Linnaeus, 1758
Clase **Gastropoda** Cuvier, 1797 Subclase Streptoneura Spengel, 1881 Orden Apogastropoda Salvini-Plawen &Haszprunar, 1987 *Bithynia tentaculata* (Linnaeus, 1758) Subclase Euthyneura Spengel, 1881 Orden Basommatophora Keferstein, 1864 *Acroloxus lacustris* (Linnaeus, 1758) *Gyraulus (Armiger) crista* (Linnaeus, 1758) *Hippeutis complanatus* (Linnaeus, 1758) *Physella acuta* (Draparnaud, 1805) *Radix* gr. *ovata* (Draparnaud, 1805)
Clase **Bivalvia** Linnaeus, 1758 Subclase Heteroconchia Hertwing, 1895 Orden Veneroida H. Adams&A. Adams, 1856 *Pisidium* sp.

Tabla 2. Principales especies de Moluscos del lago Caicedo de Yuso/Arreo.

Tipo de masas de agua. Todas las especies estudiadas presentan preferencia por ambientes límnicos. Sin embargo, pueden encontrarse también en cursos de agua, en los que, en general, presentan carácter lenitófilo y potamobionte. Sólo *P. acuta* es frecuente en ríos con elevada velocidad de la corriente y abunda relativamente en las fuentes (Tapia, 1996). Su distribución en profundidad viene limitada por el déficit en O_2 disuelto en el hipolimnion y por la existencia de exceso de materia orgánica en aguas profundas. *G. (A.) crista, H. complanata* y *A. lacustris* están ligados a la zona más litoral y muestran preferencia por ambientes con gran desarrollo de la vege-

tación y materia orgánica. *B. tentaculata* es una especie más tolerante y alcanza mayores profundidades, que pueden ser superiores a los 20 m. (Mouthon, 1992). Las especies del género *Radix* son las más euribatas y pueden colonizar la llanura abisal de grandes lagos cuando las condiciones de oxigenación no son limitantes (Mouthon, 1987). *Ciclo de vida*: La mayor parte de los pulmonados tienen un periodo de vida anual y, en general, son univoltinos (una sóla época de reproducción al año) o bivoltinos (dos épocas, normalmente una primera generación en primavera y otra en verano), pudiéndose comportar en función de las circunstancias ambientales de una forma u otra. En general son semelparos (mueren después de la reproducción). Por el contrario el prosobranquio *Bithynia tentaculata* tiene un ciclo de vida largo, superior frecuentemente a tres años (Fretter y Graham, 1978; Vincent y Vaillancourt, 1980) y es iteroparo (sobrevive a las puestas, Calow, 1978).

Estación		1	2	2	3.1	3.3	4	5	6	8	
Fecha muestreo		10/98	10/98	11/98	10/98	10/98	10/98	10/98	01/99	01/99	
Moluscos	**S (‰)**										Total
B. tentaculata	<12	1	6		4	4	11	3		1	30
G. (A.) crista	<3,5			1	1	1	12	1	25	4	45
H. complanatus	<2		4				4		1		9
A. lacustris	<3						2				2
P. acuta	<4	4	7	4		2	23		3		43
R.* gr. *ovata	<12		11			4	12	5			32
***Pisidium* sp.**				1	1		1				3
Total		5	28	6	6	11	65	9	29	5	164

Tabla 3. Distribución de las especies de moluscos en las muestras someras del lago Caicedo de Yuso/Arreo. S, rangos de salinidad conocidos de estas especies.

Clase **Ostracoda** Latreille, 1806
Orden **Podocopida** Sars, 1866
Suborden **Podocopina** Sars, 1866

Infraorden **Cypridocopina** Jones, 1901
Superfamilia Cypridoidea Baird, 1845

Candona candida (Müller, 1777)
Cyclocypris ovum (Jurine, 1820)
Cypria ophtalmica (Jurine, 1820)
Cypridopsis vidua (Mueller, 1776)
Cypris bispinosa Lucas, 1849
Eucypris sp.
Eucypris virens (Jurie, 1820)
Fabaeformiscandona fabaeformis (Fischer, 1851)
Herpetocypris chevreuxi (Sars, 1896)
Heterocypris incongruens (Ramdohr, 1808)
Ilyocypris brady Sars, 1890
Ilyocypris gibba (Ramdohr, 1808)
Pseudocandona marchica Hartwig, 1899
Pseudocandona parallela (Müller, 1900)

Infraorden **Darwinulocopina** Sohn, 1988
Superfamilia Darwinuloidea Brady & Norman, 1889

Darwinula stevensoni Brady & Robertson, 1870

Infraorden **Cytherocopina** Gründel, 1967
Superfamilia Cytheroidea Baird, 1850
Familia Limnocytheridae Sars, 1925

Limnocythere gr. *inopinata* (Baird, 1843)
Paralimnocythere sp. 1
Paralimnocythere sp. 2

Tabla 4. Especies de ostrácodos del lago Caicedo de Yuso/Arreo.

Las asociaciones de ostrácodos

Se han determinado un total de 18 especies de ostrácodos, la mayor parte pertenecientes a la Superfamilia Cypridoidea (Tabla 4). La distribución de estas especies en los distintos puntos de muestreo y a lo largo de los meses estudiados se muestra en la Tabla 5. Se observa en primer lugar, dos tipos diferentes de asociaciones: una que se distribuye en la mayor parte del lago, integrada por las especies *C. vidua, C. ophtalmica, C. ovum, Ps. marchica, Ps. parallela, F. fabaeformis, Paralimnocythere* spp. y *H. incongruens*, y otra exclusiva del manantial salino de la estación 7 (Fig. 1), donde domina *E. virens*, acompañado por *I. bradyi, I. gibba,*. Dentro de la asociación típica del conjunto del lago, encontramos que *C. bispinosa* aparece solamente en aguas someras (< 40 cm), mientras que *C. candida, D. stevensoni, L.* gr. *inopinata* y *H. chevreuxi* han sido recogidas mayoritariamente en aguas mas profundas (unos 3-4 m). Asimismo es observable un incremento de la abundancia de ejemplares de *Ps. marchica* con la profundidad, probablemente como consecuencia de los requerimientos ecológicos de esta especie, que prefiere las aguas relativamente frescas. En una muestra del fondo del lago (20 m), hemos encontrado una asociación comparable a la descrita para las aguas de mayor profundidad.

La mayor parte de las especies estudiadas presentan una amplia distribución geográfica: cosmopolitas (*C. vidua, C. ophalmica, D. stevensoni, H. incongruens*); holárticas (*C. ovum, C. candida, I. bradyi, F. fabaeformis, H. chevreuxi, L. inopinata*); paleárticas (*E. virens, Ps. marchica*), siendo las especies geográficamente mas restringidas *C. bispinosa* (circum-mediterránea) e *I. gibba*, que es típica de Europa y parte de Asia Menor, Africa y América. Todas estas especies han sido mencionadas previamente en la Península Ibérica (Baltanás, 1992; Baltanás *et al.*, 1996; Horne *et al.*, 1998), si bien su presencia en este lago es novedosa para la mayor parte de ellas. Desde el punto de vista ecológico, estas especies son típicas de ambientes lacustres ligeramente eurihalinos, con una salinidad en general inferior a 7 por mil. Solamente *H. incongruens* es mas euriplástica, desarrollándose bien en aguas de hasta 20 por mil de salinidad. Esta especie es también un buen indicador de polución antrópica (Mezquita *et al.*, 1999).

Carofíceas

El interés paleolimnológico de este grupo es diverso. Por una parte destaca el notable papel como productores de sedimentos carbonatados de algunas especies de carofíceas. Por otra parte, además de la utilización como elementos de datación de los oogonios de las carofíceas, recientemente se ha resaltado el interés de los restos fósiles de carofíceas como registros de parámetros ambientales (Anadón *et al.*, 1998) y su utilización en estudios paleolimnológicos y paleoclimáticos (Soulié-Märsche, 1991, 1993).

Las carofíceas son muy abundantes en el lago de Caicedo de Yuso/Arreo, en praderas subacuáticas en forma de orla periférica que discurre paralelamente y por dentro de la orla externa de los juncos que bordean el lago. Crecen desde unos pocos decímetros de profundidad hasta la ruptura de pendiente de la plataforma de la zona SW del lago, a unos 4 m de profundidad y sus restos van formando un grueso acúmulo en algunas zonas del lago.

FECHA DE MUESTREO	10/98	10/98	10/98	10/98	10/98	1/99	1/99	2/99	3/99	4/99	5/99	5/99	1/99
ESTACIÓN/(PROFUNDIDAD, cm)	1/(5-10)	2/(5-10)	3/(15-20)	4/(15-20)	5/(15-20)	6/(15-20)	8/(15-20)	9/(280)	9/(293)	9/(285)	9/(375)	10/(2000)	7/(2-4)
OSTRÁCODOS	MUESTRAS SOMERAS							MUESTRAS PROFUNDAS					MANANTIAL SALINO
Fabaeformiscandona fabaeformis	I	I	I	I	-	I			I		I		
Pseudocandona marchica	I	I	II	II	I		I	III	III	III	III		
Candona candida								II	II	II	II	III	
Cypridopsis vidua			III	III	III		II	III	II	II	II	I	
Cypria opthalmica	III	III	III	III	III	III	III	III	III	III	III	I	
Cypris bispinosa		III				I							
Herpetocypris chevreuxi								I	I	II	II	I	
Paralimnocythere sp. 1										I	I	I	
Paralimnocythere sp. 2						I				I	I		
Cyclocypris ovum	III	III	II	II	II	III	III	II	II	I	I	I	
Heterocypris incongruens	II	I	I					I			I		
Pseudocandona parallela		I	I	I	I		I	III	II	II	II	I	
Eucypris virens													III
Darwinula stevensoni								I	I	I	I		
Ilyocypris bradyi							I					I	I
Iyocypris gibba							I						I
Limnocythere gr. *inopinata*										I	I		
Eucypris sp.													I

Tabla 5. Distribución de las especies de ostrácodos del lago Caicedo de Yuso/Arreo, según profundidades y época de muestreo. Para localización de las estaciones, ver Fig. 1. Leyenda: I, presente; II, frecuente; III, abundante; IIII, mayoritario.

Division **Charophyta** Migula, 1890
Clase Charophyceae G.M. Smith, 1938 Orden Charales Richard *in* Kunth, 1815
Chara hispida Linnaeus, 1753 *Chara vulgaris* Linnaeus, 1753 *Chara globularis* Thuiller, 1799 *Tolypella glomerata* (Desvaux) Leonhardi, 1863 *Nitella tenuissima* (Desvaux) Kützing, 1843 *Nitella* sp.

Tabla 6. Especies de carofíceas del lago Caicedo de Yuso/Arreo.

Se han encontrado hasta el momento 6 especies de carofíceas. Tres especies corresponden al genero *Chara*, dos a *Nitella* y una a *Tolypella* (ver Tabla 6). La especie más abundante y de mayor importancia en la producción de carbonato es *Chara hispida*, que forma praderas subacuáticas en buena parte de las zonas marginales del lago, a veces en asociación con *Chara globularis* y *Nitella* sp. (de gran tamaño). En zonas muy someras de la parte SW del lago, y donde las oscilaciones del nivel de agua son más manifiestas, pudiendo llegar hasta la desecación estacional, se presenta *Chara vulgaris*, a veces en asociación con *Tolypella glomerata* o *Nitella tenuissima* (muestra 6, Fig. 1). Desde el punto de vista de biomineralización y producción de sedimentos en el lago de Caicedo, las especies de carofíceas con mayor potencial de producción de carbonato por incrustación en los tallos, son las especies de *Chara*, especialmente *C. hispida*, y en mucho menor grado *Tolypella glomerata* y *Nitella*. Las especies de este último género presentan incrustaciones poco desarrolladas, a veces en bandas o franjas discontínuas.

Conclusiones

El estudio preliminar de la distribución de los ostrácodos, moluscos y carofíceas así como de los principales parámetros hidroquímicos del lago Caicedo de Yuso/Arreo, ha permitido caracterizar diversos subambientes en este lago, dentro de sus contextos ecológico y biogeográfico, donde muchos de los datos aportados en este estudio, al ser novedosos, complementarán los registros conocidos de algunas de las especies consideradas. El conocimiento de la distribución actual de las especies de estos organismos, completado con los datos autoecológicos observados en un ambiente lacustre modélico como el de este lago, son fundamentales para interpretar sus distribuciones en lagos fósiles. Por ello, este análisis preliminar servirá como base para los estudios detallados en curso, en los que se consideran los procesos de biomineralización carbonatada de estos organismos, como modelo de interpretación en la reconstrucción paleolimnológica de lagos neógenos de la Cuenca del Ebro.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Dr. Angel Baltanás, Dr. Paloma Alcorlo y a Dña. Laura Arqueros (Ecología, Universidad Autónoma de Madrid) por los datos aportados sobre el lago Caicedo de Yuso/Arreo. Al Sr. D. José Ramón Aguirrezábal, Jefe del Servicio de Conservación de la Naturaleza de la Diputación Foral de Alava, quien amablemente certificó la autorización para la realización de los muestreos en el lago. Finalmente, los autores quieren mostrar su reconocimiento a la Sra. Dña. María Isabel Monterrubio, Presidenta de la Junta Administrativa de Caicedo de Yuso, por la pertinente autorización y por las facilidades prestadas durante la realización de los muestreos en el lago. Este trabajo ha sido financiado por la DGES (Proyecto PB97/1185). Uno de los autores (M. M. R.) es Becaria del Programa de Formación de Investigadores del Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco.

Bibliografía

Adam, A. 1960. *Faune de Belgique. Tome I. Mollusques terrestres et dulcicoles.* Institut Royal Sciences Naturelles Belgique, 402 pp.

Anadón, P., Utrilla, R . & Vazquez, A. 1998. Mineralogical and textural variations in Charophyte calcification. Paleolimnological significance. *15th International Sedimentological Congress, Alicante, Abstracts* vol., 137.

Baltanás, A. 1992. A contribution to the knowledge of the cypridid ostracode fauna (Crustacea, Ostracoda, Cyprididae) on the Iberian peninsula, and a comparison with adjacent areas. *Arch. Hydrobiology, Suppl. 90 (Monographische Beiträge)* **3**, 419-452.

Baltanás, A., Beroiz, B. & López, A. 1996. Lista faunística y bibliográfica de los ostrácodos no-marinos (Crustacea, Ostracoda) de la Península Ibérica, Islas Baleares e Islas Canarias. *Asociación Española de Limnología,* **12**, 1-71.

Calow, A. 1978. The evolution of life-cycle strategies in fresh-water gastropods. *Malacologia*, **17**, 351-364.

Fretter, V. & Graham, A. 1978. The Prosobranch Molluscs of Britain and Denmark. Part 3. Neritacea, Viviparacea, Valvatacea, terrestrial and freshwater Littorinacea and Risoacea. *The Journal of molluscan Studies, Suppl.* **5**, 99-152.

Girod, A., Bianchi, I. & Mariani, M. 1980. *Guide per il riconoscimento delle specie animali delle acque interne italiane, 8. Gasteropodi.* **1**, 1-85. Consiglio Nazionale delle Ricerche. Italia.

Glöer, P. & Meier-Brook, C. 1994. *Süsswassermollusken* (11 ed.). DJN. Hamburg, 136 pp.

Horne, D.J., Baltanás, A. & Paris, G. 1998. Geographical distribution of reproductive modes in living non-marine ostracods. In: *Sex and parthenogenesis. Evolutionary Ecology of Reproductive Modes in non-Marine Ostracods.* (Ed. Koen Martens), Backhuys Publs., Leiden, 77-99.

Jaeckel, S.G.A. 1962. Ergänzungen und Berichtigungen zum recenten und quartären Vorkommen der Mitteleuröpaischen Mollusken. In: *Die Tierwelt Mitteleuropas. II.* (Ed. Brohmer, P.; Ehrmann, P. y Ulmer, G.): Ergänzung, 27-294. Quelle & Meyer, Leipzig.

Martínez-Torres, L.M., González-Tapia, J.R. y Ramón-Lluch, R. 1992. Batimetría y propuesta de cartografía geológica del Lago de Arreo (Diapiro de Salinas de Añana, Alava). *Eusko Ikaskuntza, Cuadernos de Sección.* Historia, **20**, 123-134.

Mezquita, F., Hernández, R. y Rueda, J. 1999. Ecology and distribution

of ostracods in a polluted Mediterranean river. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 87-103.

Mouthon, J. 1980. *Contribution a l'écologie des mollusques des eaux courants. Esquisse biotypologique et données écologiques.* Thèse 3e. cycle. Univ. Paris VI. 169 pp.

Mouthon, J. 1987. Contribution à la connaissance des mollusques du Lac Leman. Intérêt de l'étude des malacocénoses pour aprécier la qualité biologique des sédiments de ce plan d'eau. *Revue Suisse Zoologie*, **94**, 729-740.

Mouthon, J. 1992. Peuplements malacologiques lacustres en relation avec la physisco-chimie de l'eau et des sédiments. II. Les espèces. *Annales de Limnologie*, **28**, 109-119.

økland, J. 1990. *Lakes and Snails. Environment and Gastropoda in 1.500 norwegian lakes, ponds and rivers.* 516 pp. Dr. W. Backuys. Oegstgeest.

Rallo, A. y Rico, E. 1993. Las familias Ancylidae y Acroloxidae en los rios del País Vasco (Gastropoda, Basommatophora). *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural, (Biología)*, **89**, 73-81.

Rico, E., Chicote, A., González, M.E. y Montes, C. 1995. Batimetría y análisis morfométrico del Lago de Arreo (N. España). *Limnética*, **11** (1), 55-58.

Soulié-Märsche, I. 1991. Charophytes as lacustrine biomarkers during the Quaternary in North Africa. *Journal African Earth Sciences*, **12**, 341-351.

Soulié-Märsche, I. 1993. Apport des charophytes fossiles à la recherche des changements climatiques abrupts. *Bulletin Societé Géologique de France*, **164**, 123-130.

Tapia, G. 1996. *La fauna de invertebrados de las fuentes de las provincias de Valencia y Castellón y su relación con las propiedades físico-químicas del agua.* Tesis Doctoral (inédita). Univ. Valencia, 265 pp.

Vincent, B. y Vaillancourt, G. 1980. Méthode de détermination de l'âge, longevité et croissance annuelle de *Bithynia tentaculata* L. (Gastropoda, Prosobranchia) dans le Saint-Laurent (Québec). *Canadian Journal Zoology*, **59**, 982-985.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Comparación entre los montículos viseenses de la Casa de la Calera y los de un sector de la Sierra de la Estrella (Área del Guadiato, Córdoba)

M. Rodríguez-Martínez[1], I. Moreno-González[1], S. Rodríguez[1], R. Mas[2] y P. Cózar[1]

[1]Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s.n., 28040, Madrid

[2]Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s.n., 28040, Madrid

Los montículos de la Casa de la Calera y los de la Sierra de la Estrella, se encuentran dentro de la Unidad de la Sierra del Castillo propuesta por Cózar & Rodríguez (en prensa), en la denominada Área del Guadiato, en la zona limítrofe entre Ossa-Morena y Centro Ibérica (Figura 1).

Durante el Viseense superior, tuvo lugar el desarrollo de una plataforma mixta, de tipo rampa, dominada por las tormentas y con crecimiento de montículos en diferentes ambientes sedimentarios.

En la Casa de la Calera, predominan las calizas bioclásticas en la base, y son frecuentes las descargas de conglomerados, bien sea de forma canalizada o como mantos ("sheet flood"), ambos intercalados entre los biohermos.

En la Sierra de la Estrella predominan las margas, con pasadas de calizas bioclásticas. Los conglomerados son poco representativos y localizados en un sector, que lateralmente corresponde a bancos de arenitas híbridas (Zuffa, 1980), con estratificación cruzada de tipo "hummocky".

Según el esquema de Gutteridge (1995), los montículos de la Casa de la Calera corresponden geométricamente, a morfologías tabulares de acrección lateral, mientras que los de la Sierra de la Estrella presentan morfologías dómicas de acrección vertical.

En ambos casos, están constituidos casi exclusivamente por "matriz" u organomicritas (Neuweiler *et al*, 1996), con desarrollo de cavidades estromatactoideas. Estos montículos, se ajustan en una primera aproximación a los "mud-mounds", por representar la "matriz" o "host-rock" más del 50 % del volumen de la bioconstrucción (*sensu* Reitner & Neuweiler, 1995). Los "mud-mounds" presentan un amplio espectro composicional que varía desde los "microbial-mounds" hasta los "biodetrital-mounds" (Bosence & Bridges, 1995).

Tanto en la Casa de la Calera como en la Sierra de la Estrella (Figura 2), es característica la escasez de bio-

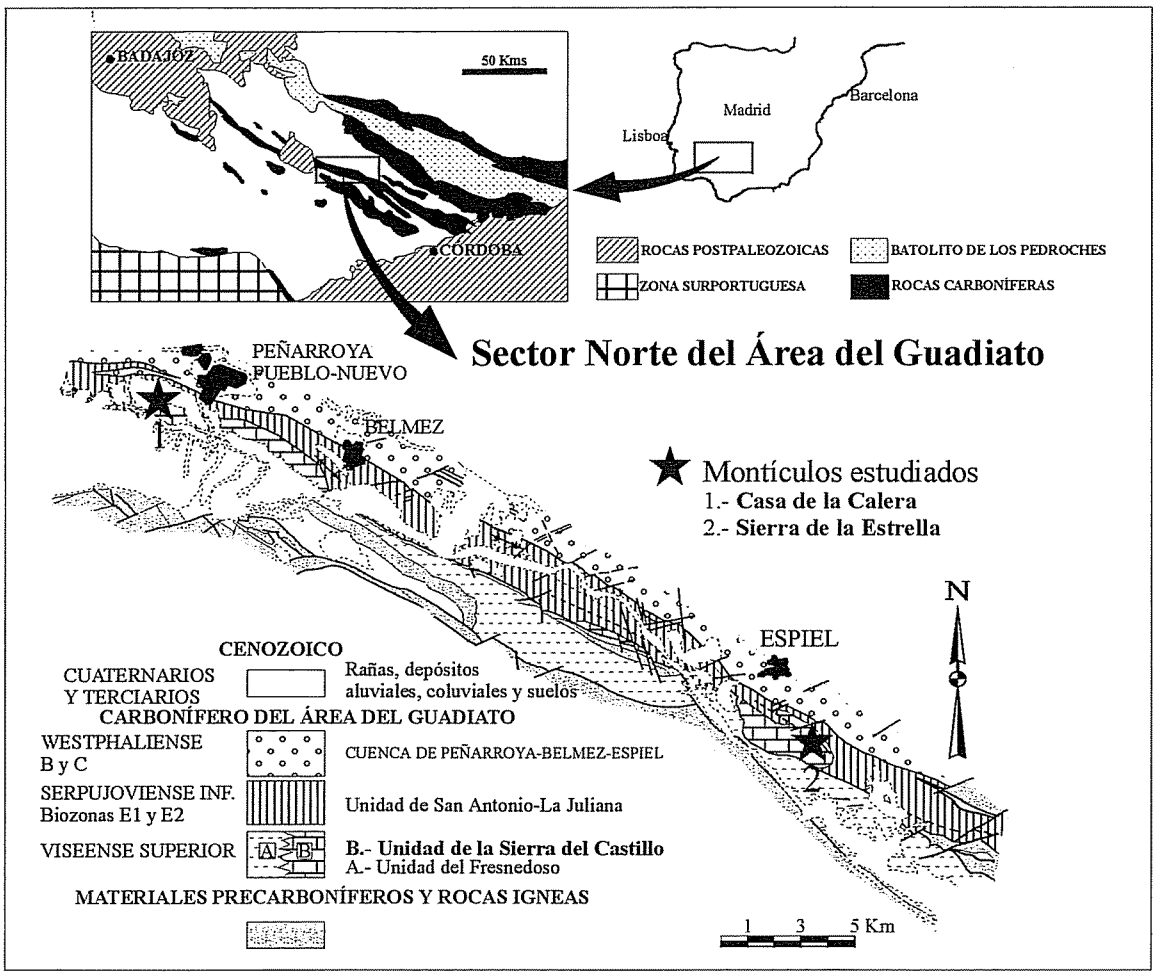


Figura 1. Localización de los montículos estudiados dentro de la Unidad de la Sierra del Castillo, en el Área del Guadiato (modificado de Cózar & Rodríguez, en prensa), al NO de la provincia de Córdoba

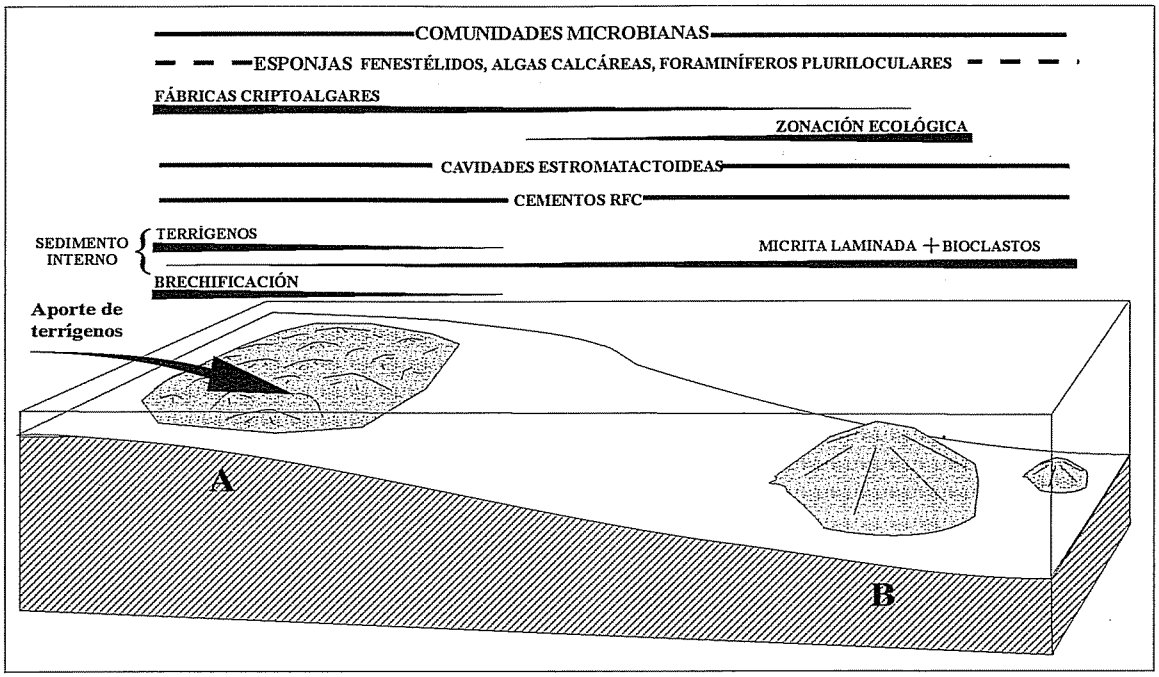


Figura 2. Principales características y variaciones entre los montículos viseenses de la Casa de las Caleras (A), y los del sector central de la Sierra de la Estrella (B).

constructores, únicamente las esponjas y puntualmente los fenestéllidos, desempeñan este papel. Los debris esqueléticos aparecen como pequeños parches aislados, sin llegar a ser en ningún caso representativos, por tanto, los montículos estudiados corresponden a "microbial-mounds".

El análisis petrográfico ha permitido establecer los diferentes tipos de texturas y fábricas desarrolladas en estas organomicritas (Rodríguez-Martínez, 1998; Moreno-González, 1999), que han sido interpretadas por numerosos autores, como resultado de la precipitación del carbonato cálcico por bio-inducción y/o calcificación de comunidades microbianas bentónicas.

Texturalmente se han reconocido tres variedades de "matriz" con tránsitos graduales entre ellas: peloidal (fina/gruesa), microesparítica con peloides dispersos y micrítica. Éstas a su vez, pueden aparecer organizadas en fábricas fenestrales (laminar o irregular), criptoalgares (*sensu* Riding, 1991; Tsien, 1985), o bien en fábricas homogéneas. Las fábricas criptoalgares son más comunes en los montículos de la Casa de la Calera, sin embargo, en la Sierra de la Estrella son minoritarias y localizadas en la parte superior de los montículos de mayor potencia.

Uno de los aspectos más llamativos en estos montículos, es el desarrollo de cavidades estromatactoideas, algunas de ellas, con la base plana y techo digitado típicos. Son matriz-soportadas, aunque en ocasiones guardan una estrecha relación con los esqueléticos, y es posible reconocer en ellas procesos de erosión-disolución ascendente, como los descritos por Wallace (1987). Se observan varias fases de relleno, con cementos marinos de tipo RFC y CFC botroidales ("Radial- Fascicular Calcite" y "Crypto-Fibrous Calcite"), mosaicos gruesos de esparita y dolomita barroca. La presencia de sedimento interno en las cavidades de mayor tamaño es común en los montículos de ambas zonas y las principales diferencias vienen dadas por la situación dentro del ambiente deposicional (zona proximal en la Casa de la Calera y distal en la Sierra de la Estrella).

Las diferencias composicionales entre los montículos descritos, no son significativas. Se observa, sin embargo, que en la Sierra de la Estrella presentan gradientes laterales y verticales en los montículos de mayor desarrollo, que son reflejo de la zonación ecológica dentro del montículo (Rodríguez-Martínez, 1998).

Finalmente, se ha comparado los montículos estudiados con los descritos en la literatura para el Dinantiense, y se obtiene que, por la presencia de foraminíferos pluriloculares y gasterópodos, corresponderían a la fase C de los Waulsortian *mud-banks* (Lees *et al*, 1985; Lees & Miller, 1985; Lees & Miller 1995). Sin embargo, la presencia a su vez de algas calcáreas, intraclastos, *coatings* criptoalgares y procesos de micritización (en esqueléticos, cementos, paredes de cavidades), resultan en conjunto, caracteres diagnósticos de la fase D de los Waulsortian mud-banks (Lees *et al*, 1985; Lees & Miller, 1985; Lees & Miller 1995).

Agradecimientos

Este trabajo se ha desarrollado en el ámbito de los proyectos DGYCIT PB91-0083 y PB96-0842.

Bibliografía

Bosence, D.W.J. & Bridges, P.H. 1995. A review of the origin and evolution of carbonate mud-mounds. *In:* Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H. & Pratt, B.R. (Eds.), *Carbonate Mud-Mounds: Their Origin and Evolution.* Special publication Association of Sedimentologists, **23**, 3-9.

Cózar, P. & Rodríguez, S. (en prensa). Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba). *Boletín Geológico y Minero,* **110** (3).

Gutteridge, P. 1995. Late Dinantian (Brigantian) carbonate mud-mounds of the Derbyshire carbonate platform. *In:* Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H. & Pratt, B.R. (Eds.), *Carbonate Mud-Mounds: Their Origin and Evolution.* Special publication Association of Sedimentologists, **23**, 289-307.

Lees, A., Hallet, V. & Hibo, D. 1985. Facies variation in Waulsortian buildups, part 1: a model from Belgium..*Geological Journal,* **20**, 133-158.

Lees, A. & Miller, J. 1985. Facies variation in Waulsortian buildups, part 2: Mid-Dinantian buildups from Europe and North America. *Geological Journal*, **20**, 159-180.

Lees, A. & Miller, J. 1995. Waulsortian banks. *Special publication International Association of Sedimentologists,* **23**, 191-271.

Moreno-González, I. 1999. *Estudio sedimentológico y paleontológico de los montículos viseenses de la Casa de las Caleras.* Tesis de Licenciatura de la Universidad Complutense de Madrid, (inédita).

Neuweiler, F., Reitner, J. & Arp, G. 1996. Controlling factors and enviromental significance of organomicrite production and buildups development. *In*: Reitner, J., Neuweiler, F. & Gunkel, F. (Eds.), *Global and regional controls of biogenic sedimentation reef evolution, ressearch report,* **Sb 2**, 185-192.

Reitner, J. & Neuweiler, F. (Coord.), 1995. A polygenetic spectrum of fine-grained carbonate buildups. *Facies,* **32**, 1-70.

Riding, R. 1991. Classification of Microbial Carbonates. *In*: Riding, R. (Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites,* 21-51. Springer-Verlag, Berlín.

Rodríguez-Martínez, M. 1998. *Estudio sedimentológico y paleontológico de los montículos del Viseense de la Sierra de la Estrella (Córdoba).* Tesis de Licenciatura de la Universidad Complutense de Madrid, (inédita).

Tsien, H. H. 1985. Algal-Bacterial Origin of Micrites in Mud Mounds.*In*: Toomey, D. F. & Nitecki, M. H. (Eds.), *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications,* 376: 290-296. Springer-Verlag, Berlín.

Wallace, M. N. 1987. The role of internal erosion and sedimentation in the formation of stromatactis. *Journal of Sedimentary Petrology,* **57** (4), 695-700.

Zuffa, G. G. 1980. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. *Journal of Sedimentary Petrology,* **50**, 21-29.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Nueva descripción del pubis de *Aragosaurus ischiaticus* Sanz, Buscalioni, Casanovas y Santafé, 1987 (Dinosauria, Sauropoda) del Hauteriviense superior (Cretácico Inferior) en Galve (Teruel)

R. Royo-Torres[1,2] J.I. Canudo[2] y J.I. Ruiz-Omeñaca[2]
[1]Conjunto Paleontológico de Teruel. C/Valenzuela 9, 50004 Zaragoza
[2]Paleontología, Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

Introducción

La clasificación supragenérica de los dinosaurios saurópodos ha sido bastante inestable, posiblemente debido a que este grupo tiene un registro escaso y fragmentario (McIntosh, 1990; Hunt et al., 1994). Las clasificaciones tradicionales han dejado paso a la sistemática cladística en un intento de clarificar el problema (Salgado *et al.* 1997; Upchurch,1998; Wilson y Sereno, 1998), pero las diferencias en estas clasificaciones indica que estamos lejanos de solucionar el problema. Especialmente complicado es la identificación de los saurópodos del Cretácico Inferior debido a la escasez de esqueletos completos a nivel mundial. El género *Aragosaurus* es uno de los saurópodos más completos del Cretácico Inferior (Sanz *et al.*, 1987). Además es el único camarasáurido del Cretácico Inferior, otros géneros como *Euhelopus* se han separado de esta familia o son demasiado fragmentarios como *Chondrosteosaurus* (McIntosh, 1990; Upchurch, 1998; Wilson y Sereno, 1998). La familia Camarasauridae es quizás la más problemática de las familias de saurópodos más utilizadas (Upchurch, 1998). Los camarasaúridos se encuentran bien representados en el Jurásico Superior de Norteamérica. La situación cambia en el Cretácico Inferior, ya que sus citas (con excepción de *Aragosaurus*) son restos fragmentarios o dientes aislados (Sanz *et al.*, 1987; Ruiz Omeñaca *et al.*, 1997; Wilson y Sereno, 1998).

Los restos de vertebrados fósiles del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior son abundantes en los alrededores de Galve (Teruel), siendo una de las áreas importantes en el estudio de los reptiles del Mesozoico de España (Sanz *et al.*, 1990). La fauna de vertebrados está representada por Pycnodontiformes, Semionotiformes, Amiiformes, Hybodontiformes, Rafiformes, Lamniformes, Chelonia, Pterosauria, Crocodylia, Ornithischia, Saurischia, Sauria, Amphibia y Mammalia distribuidos en más de cuarenta yacimientos (Buscalioni y Sanz, 1987; Canudo *et al.*, 1997). El registro de dinosaurios está constituido en general por huesos y dientes aislados en diferentes estados de conservación. También se han encontrado restos más completos como son los de *Aragosaurus ischiaticus* Sanz, Buscalioni, Casanovas y Santafé, 1987. Este dinosaurio proviene del yacimiento de las Zabacheras y es el único saurópodo definido en España hasta el momento. En este trabajo se realiza una descripción del pubis, que no fue estudiado en la definición original del género (Sanz *et al.*, 1987).

Situación geográfica y geológica

Galve se encuentra situado en el sureste de la provincia de Teruel, en la comarca de las Cuencas Mineras, a unos 60 Km. al norte de Teruel (Fig. 1). El yacimiento de Las Zabacheras se sitúa a algo menos de 1 Km. al NNE de Galve, junto a la carretera que lleva hasta el pueblo. La situación exacta puede consultarse en la Carta Palentológica de Aragón en el Departamento de Cultura de la Diputación General de Aragón.

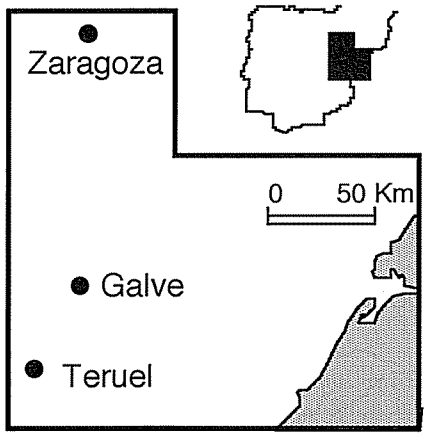


Figura 1. Situación geográfica de Galve (Teruel)

El área de Galve se sitúa en el extremo occidental de la subcuenca de Galve (Soria, 1997), formando un estructura sinclinal que afecta a una sucesión de materiales de casi 1000 metros de espesor correspondientes al Jurásico y al Cretácico Inferior. Díaz-Molina y Yébenes (1987) describen las características litológicas de estas unidades, y posteriormente Soria (1997) y Canudo *et al.* (1997) las identifican con formaciones conocidas en el Maestrazgo: Fm. Villar del Arzobispo (Tithónico-Berriasiense), Fm. Castellar (Hauteriviense terminal-Barremiense basal), Fm. Camarillas (Barremiense inferior) y Fm. Artoles (Barremiense superior). En la parte media de la Fm Castellar se encuentra el yacimiento de las Zabacheras. Respecto a la datación de este yacimiento, Martín Closas (1989) estudia las carofítas de la Formación Castellar en Galve. Encuentra una flora perteneciente a la biozona Triquetra (subbiozona Triquetra), que permite datar a la Formación Castellar como Hauteriviense superior (parte baja y media) y Barremiense basal (parte alta). Los estudios polínicos indican una edad similar (Díez *et al.*, 1995). La parte media de esta formación (yacimiento de

las Zabacheras) son extensas llanuras lutíticas con una flora claramente continental de tendencia xerofítica que indica unas condiciones ambientales relativamente áridas. Estas llanuras están surcadas esporádicamente por canales y se pueden instalar pequeños medios palustres (Díaz-Molina y Yébenes, 1987; Díez *et al.*, 1995; Canudo *et al.*, 1997; Soria, 1997).

Breve historia

Los datos de la excavación se desconocen por completo. Según el aficionado local José María Herrero, los primeros restos se encontraron en la década de los 50 durante las tareas de construcción de la carretera de entrada Galve. En los años posteriores fue excavado por este aficionado. La mayor parte del material de este dinosaurio fue donado al Museo de Teruel. Estos restos desde los años sesenta fueron transportados para diferentes exposiciones sin ningún control de profesionales, ya que el Museo de Teruel no tenía conservadores en Paleontología. En estos últimos años hemos hecho una búsqueda exhaustiva del material de *Aragosaurus* que faltaba, lo que nos ha permitido la recuperación de piezas cuya existencia se desconocía o simplemente habían desaparecido, como son el pubis, el coracoides, y fragmentos del isquion izquierdo, de vertebras caudales y de metacarpos. De otros elementos anatómicos de gran importancia, como el húmero, por el momento solo ha sido posible recuperar fragmentos. Los restos del pubis se han encontrado en el material depositado en el Museo Provincial de Teruel (sigla I.G. 489 (Pu^s)). En la actualidad el pubis se encuentra en el área de Paleontología de la Universidad de Zaragoza. Las piezas más completas de *Aragosaurus* están expuestas en una exposición local en Galve.

Fernandez-Galiano (1958) publica la noticia del hallazgo de los primeros restos de este saurópodo. Posteriormente Lapparent (1960) realiza el primer inventario del material recogido. En ese momento se conocen 8 vértebras caudales, fragmentos de un centro y costillas de una vértebra cervical, restos proximal y distal de una escápula, radio y ulna izquierdos, un carpal, 8 fragmentos de metacarpos, 2 falanges anteriores, parte del isquion izquierdo, pubis izquierdo, fémur izquierdo, restos proximales y distales de la fíbula izquierda y fragmentos de

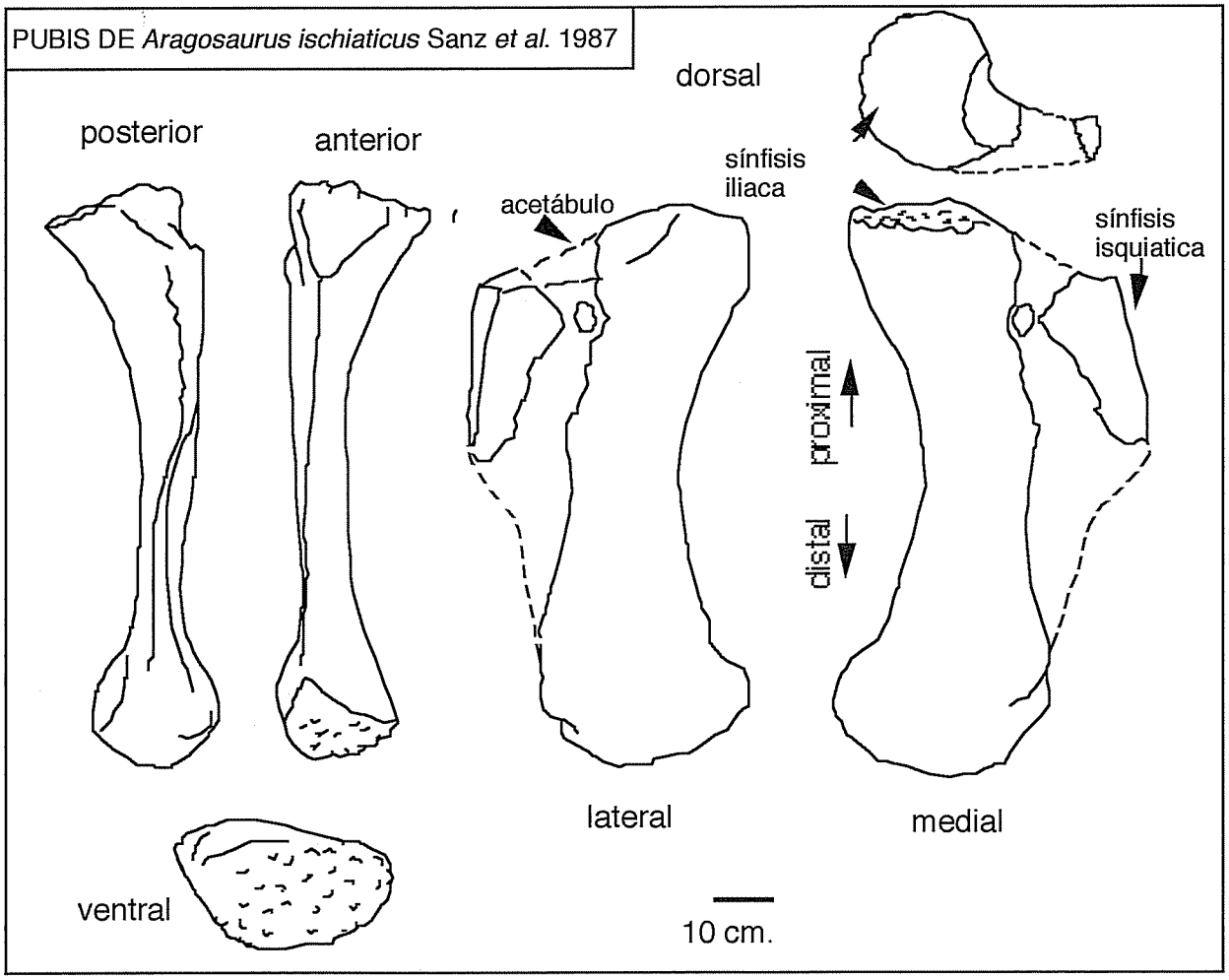


Figura 2. Pubis derecho de *Aragosaurus ischiaticus* Sanz *et al.*, 1987 (I.G. 489 (Pu^s)) del Hauteriviense Superior de Galve (Teruel).

una tibia. Figura y describe brevemente el púbis objetivo de este trabajo, pero considera que es izquierdo, pero como se puede observar en la figura 2 es derecho. Lapparent (1960) considera que los restos de este dinosaurio pertenecen a un nuevo género de saurópodo que podría estar relacionado con los camarasáuridos.

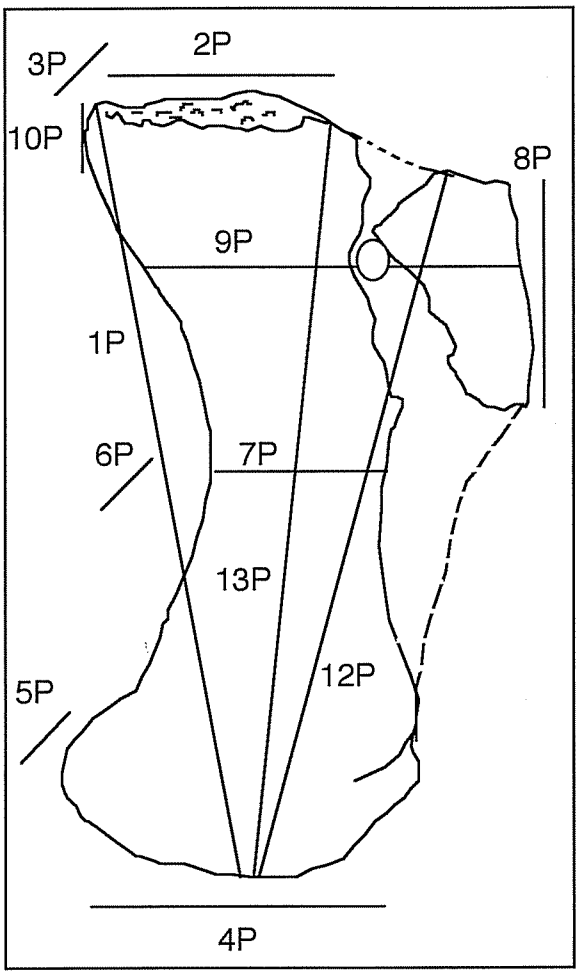


Figura 3. Medidas realizadas en el pubis derecho de *Aragosaurus ischiaticus* Sanz *et al.*, 1987 (I.G. 489 (Pu^s)). Según Hatcher, 1903; McIntosh y Williams, 1988; Gillette, 1991 y Royo-Torres (1999).

El estudio en profundidad comienza 20 años después, cuando un equipo mixto de la Universidad Autónoma de Madrid y el Instituto Miquel Crusafont de Sabadell se hace cargo de los yacimientos de Galve. Sanz (1982) estudia un diente aislado encontrado en un nivel próximo a Las Zabacheras, y considera que pertenece al saurópodo de las Zabacheras. Este diente se diferencia de los típicos camarasáuridos en ser menos espatulado y tener continua la raíz y la corona lo que hace que tenga gran parecido con *Brachiosaurus* por lo que Sanz (1982) lo incluye en Brachiosaurinae, como subfamilia de Camarasauridae (en sentido de Steel, 1970). Posteriormente Sanz *et al.* (1984) da una lista de los restos de Lapparent y de nuevo material procedente de Las Zabacheras y mantiene su asignación a los braquiosaúridos.

En la definición de *Aragosaurus ischiaticus* Sanz *et al.* (1987) estudian 4 vértebras caudales, 8 chevrones, una escápula derecha, un carpo, isquion derecho, fémur izquierdo, falanges del pie y una falange ungueal. El nombre del género está dedicado a Aragón y el de la especie hace referencia a la gran desarrollo dorsoventral del pedicelo púbico del isquion. Incluyen este género en la Familia Camarasauridae que incluye a los braquiosaurinos (Steel, 1970), y por tanto más cercano a *Camarasaurus* que a *Brachiosaurus* como en principio se había considerado (Sanz, 1982). El estudio del pubis figurado por Lapparent (1960) es el objetivo de este trabajo (no fue descrito por Sanz *et al.*, 1987).

Descripción del pubis de *Aragosaurus*

El pubis es el hueso más anterior de la cadera, situado debajo del ilion y por delante del isquion. El pubis derecho de *Aragosaurus* es un hueso robusto con los extremos distintivamente engrosados en posición lateromedial. Tiene practicamente el mismo tamaño que el isquion (tabla 1, Sanz *et al.*, 1987). En el pubis se pueden diferenciar la rama iliaca (proximal), la rama púbica (distal) y la rama isquiática o pedicelo isquiático que une a las otras dos (figura 2). Las medidas se encuentran en la Tabla 1 y en la figura 3.

1P	2P	3P	4P	5P	6P
88	24	22	35	19	7

7P	8P	9P	10P	12P	13P
29	32*	41	12	76	89

Tabla 1. Medidas en centímetros del pubis derecho de *Aragosaurus* (sigla I.G. 489 (Pu^s). Medidas en vista medial 1P, 7P,13P, en vista proximal 2P y 3P, en vista ventral 4P y 5P, en vista posterior 7P, en vista anterior 10P. La medida 8P en la sinfisis del isquion y las medidas 9P, 12P y 13P es aproximada. (Referencia de las medidas en la figura 3).

La rama ilíaca tiene forma de un cono invertido, truncado y ancho en vista lateral, la sínfisis iliaca en vista dorsal es semicircular y de superficie rugosa (Fig. 2). El borde anterior forma un ángulo recto con la sínfisis iliaca, que corresponde a la zona de inserción del Músculo ambiens, en este caso es plana y con forma triangular con el vértice dirigido ventralmente en vista anterior. El acetábulo es abierto, desarrollado en la mitad lateral-posterior de la rama ilíaca y con superficie suave y lisa. La rama púbica es recta. La sección es ovalada (aplastada lateromedialmente). Se engrosa en su extremo distal. La superficie ventral es convexa y rugosa. En la parte posterior y en la medial se encuentra erosionada respecto al resto del borde medial, está es la sínfisis púbica donde se uniría con el otro pubis, esta unión se refuerza mediante una muesca existente en este pubis ("slot like" de Upchurch, 1994), tiene forma ovalada y mide 6 por 5 cm.

En vista anterior el extremo distal se expande con forma triangular y terminando en una punta redondeada.

La rama isquiática se encuentra fragmentada (Fig. 2), pero se puede reconocer que se estrecha hacía la parte posterior, engrosandose en la sínfisis para el isquión. Se ha conservado un fragmento de 26,5 cm. de la sínfisis isquiática con parte del acetábulo (la zona más posterior), pieza que practicamente se adelgaza y se uniría ventralmente con el borde posterior del pubis. El borde de la sínfisis isquiática es sinuoso en sentido dorsoventral. Esta pieza no encaja directamente con el pubis por faltar fragmentos intermedios, por lo que en la figura 2 esta reconstruido y el ángulo con el plano de la sínfisis es interpretativo. Teniendo en cuenta el tamaño de la sínfisis púbica en el isquion, de 32,5 mm (Sanz *et al.* 1987), la del pubis sería de una longitud al menos similar o mayor. El foramen obturador no se conserva, pero parece que está cerrado.

El borde antero-lateral del pubis es suavemente cóncavo, desde la zona de inserción del Músculo ambiens hasta el extremo distal del pubis en su área más lateral esto es así debido a que el pubis baja girando sobre si mismo (Fig. 2). La mitad anterior del pubis esta en un plano paralelo al sagital mientras que la mitad distal del pubis está girado, de forma que los extremos distales tienen la expansión más proyectada lateralmente, quedando la sínfisis púbica en posición postero-medial.

Discusión: Posición sistemática de *Aragosaurus*

El pubis de *Aragosaurus* es claramente diferente de los descritos hasta el momento. Los pubis de los prosaurópodos y de los saurópodos primitivos como *Vulcanodon karibaensis* tienen una plataforma proximal que se sitúa en un plano parasagital. La parte media y distal forman una plataforma transversal (Raath 1972, Galton 1990). El pubis de *Aragosaurus* se diferencia por su mayor robustez y por carecer de esa estructura.

Los diplodócidos y formas cercanas como *Diplodocus*, *Seismosaurus* y *Dicraeosaurus* (Janensch, 1961;

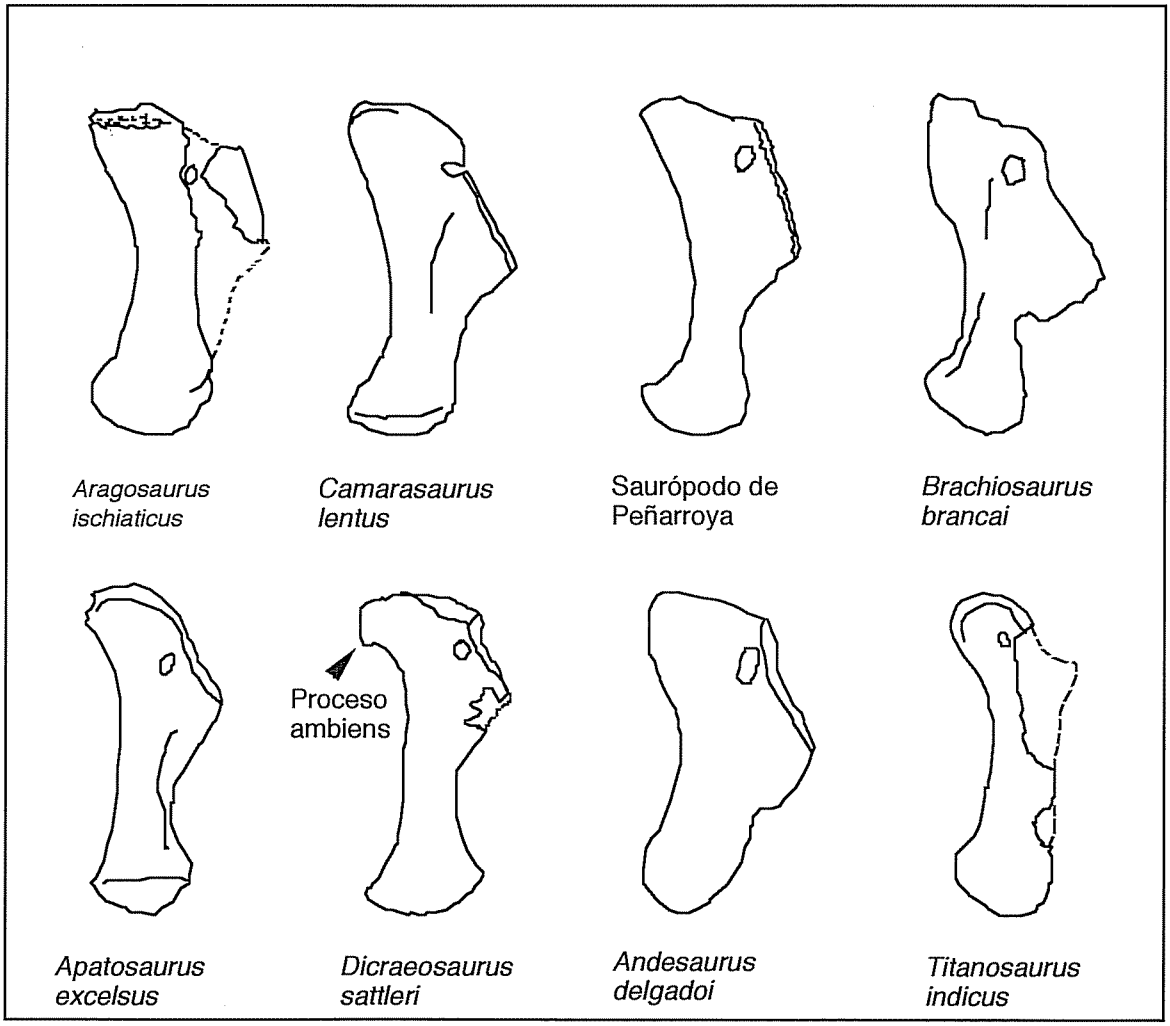


Figura 4. Comparación del pubis derecho de *Aragosaurus ischiaticus* Sanz *et al.*, 1987 (I.G. 489 (Pu^{s})) en vista lateral con el de los saurópodos citados en el texto. Según Royo-Torres (1999); Ostrom & McIntosh (1966), Janensch, (1961), Calvo y Bonaparte (1991) y Jain y Bandyopadhyay (1997).

Ostrom & McIntosh, 1966; Gillette, 1991) (Fig. 4) tienen un área de inserción del Musculo ambiens grande en el borde anteriolateral llamado proceso ambiens (McIntosh, 1990). En *Aragosaurus* el proceso ambiens no está desarrollado y el área de inserción del Musculo ambiens es plana y tiene forma triangular (Fig. 2)

El púbis de *Aragosaurus* comparte con el de *Brachiosaurus brancai* Janensch 1914 (Fig. 3) el borde anterior cóncavo y el área de inserción del Músculo ambiens plana. El pubis de *Brachiosaurus* tiene la longitud dorsoventral mayor y el borde distal está levemente expandido anteriormente. También se diferencia en el desarrollo de la sínfisis para el isquion, mayor relativamente que en *Aragosaurus* en comparación a la longitud del pubis.En vista lateral la forma del pbuis de *Aragosaurus* es parecida a los de *Camarasaurus lentus* y del saurópodo de Peñarroya de Tastavins (Ostrom & McIntosh, 1966; Royo-Torres, 1999; Fig. 4). Los pubis de estos saurópodos comparten que la mitad distal y la mitad proximal están giradas sólo unos grados dando una sinuosidad en el lado posterior. La rama isquiática es de forma triangular en su borde posterior y la sínfisis isquiática está inclinada desde el acetábulo, encontrándose el punto más ventral en posición más posterior. El extremo distal se expande antero-lateralmente con terminación triangular, y en vista ventral son claramente convexos y rugosos.

Una expansión distal del pubis también la tienen otros dinosaurios como *Apatosaurus excelsus* (Marsh, 1879) y *Titanosaurus colberti* Jain y Bandyopadhyay, 1997 (Fig. 4). Sin embargo el extremo distal en *A. excelsus* se expande en ambos sentidos (Ostrom y McIntosh, 1966), y en *T. colberti* es mucho menos engrosado lateromedialmente (Jain y Bandyopadhyay (1997). En general el pubis de los titanosáuridos es laminar y con el extremo distal poco diferenciado (Salgado *et al.*, 1997). Las formas basales de Titanosauriformes como *Andesaurus delgadoi* Calvo y Bonaparte, 1991 tienen una rama púbica más corta y el pubis más expandido en sentido lateromedial (Calvo y Bonaparte, 1991).

Como anteriormente se ha discutido *Aragosaurus* comparte caracteres con *Camarasaurus* y el saurópodo de Peñarroya. Se diferencian en la robustez, *Aragosaurus* es el más robusto, tiene diferente grado de sinuosidad y una profunda y gran contribución al acetábulo. La identificación familiar del dinosaurio de Peñarroya está por determinar, sin embargo el parecido del pubis de *Aragosaurus* con el de camarasáuridos es coherente con la inclusión de este género en Camarasauridae (Sanz *et al.*, 1987) o en un grupo cercano.

La utilización de los caracteres del pubis y del isquion (Sanz *et al.*,1987) analizados en las clasificaciones cladísticas más modernas nos permite hacer pequeñas precisiones. Con estos dos huesos *Aragosaurus* se puede incluir en Camarasauromorpha de Salgado *et al.* (1997), ya que tiene una articulación del isquion expandida dorsoventralmente. Sin embargo quedaría fuera de Titanosauriformes porque *Aragosaurus* tiene practicamente igual de tamaño el pubis y el isquion (Salgado *et al.*, 1997). Según la clasificación de Wilson y Sereno (1998) estaría dentro de un grupo sin nombre que incluye a *Camarasaurus* y Titanosauriformes, que se caracteriza por un gran desarrollo de la sinfisis pubio-isquiática. Según Upchurch (1998) estaría fuera del nodo K que incluye al nodo Brachiosauridae, por poseer la longitud de la superficie isquiática del pubis en torno a 0,36, quedandose dentro de Neosauropoda. Upchurch (1998) agrupa a *Aragosaurus* con *Camarasaurus* por lo que se situaría en el nodo J , "Brachiosauria".

Agradecimientos

Queremos agradecer al Museo de Teruel por las facilidades dadas en el préstamo del material. La Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel y el Departamento de Cultura de la Diputación General de Aragón han subvencionado parcialmente este estudio.

Bibliografía

Buscalioni, A. D. y Sanz, J. L. 1987. Lista faunística de los Vertebrados del Cretácico Inferior del área de Galve (Teruel, España). *Estudios geológicos*, **volumen extraordinario, Galve-Tremp,** 65-68.

Calvo, J.O. y Bonaparte, J.F. 1991. *Andesaurus delgadoi* gen et sp. nov. (Saurischia-Sauropoda) dinosaurio Titanosauridae de la Formacion Rio Limay (Albiano-Cenomaniano), Neuqen, Argentina. *Ameghiniana*, **28, 3-4,** 303-310.

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

Díaz-Molina, M., Yébenes, A., Goy, A. y Sanz, J. L.1985. Le Jurassique Superieur detritique-carbonaté du synclinal de Galve (Teruel). *Strata*, Série 2, **2**, 155-182.

Díez, J.B., Pons, D., Canudo, J.I., Cuenca, G. y Ferrer, J. 1995.Primeros datos palinológicos del Cretácico inferior continental de Pielago, (Galve, Teruel). *XI Jornadas de Paleontología*, Tremp, 79-81.

Fernández-Galiano, D. 1958. Descubrimiento de restos de dinosaurios en Galve. *Teruel*, **20**, 1-3.

Galton, P.M.1990, Basal Sauropodomorpha-Prosauropoda. In *Dinosauria*, Ed. D.B. Weishampel, P. Dodson y H. Osmólska. University of California Press, 320-344.

Gillette, D.D. 1991. *Seismosaurus halli*, gen. et sp. nov., a new sauropod dinosaur from the Morrison Formation (Upper Jurassic/Lower Cretaceous of New Mexico, USA. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **11**, 4, 417-433.

Hatcher, J.B. 1903. Osteology of *Haplocanthosaurus* with description of a new species, and remarks on the probable habits of the sauropoda, and the age and origin of the *Atlantosaurus* beds. Aditional Remarks on *Diplodocus*. *Memoirs of the Carnegie Museum*, **2, 1**, 1-75.

Hunt, A.P., Lockley, M.G., Lucas, S.G. y Meyer, C.A. 1994. The Global sauropod fossil record. *Gaia*, **10**, 261-279.

Jain, S.L. y Bandyopadhayay, S. 1997. New titanosaurid (Dinosauria: Sauropoda) from the Late Cretaceous of Central India. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **17, 1**, 114-136.

Janensch, W. 1961. Die gliedmaszen und gliedmaszengürtel der sauropoden der Tendaguru-schichten. *Palaeontographica,* Suppl. 7, **2**, 178-233.

Lapparent A. F. de. 1960. Los dos dinosaurios de Galve. *Teruel*, **24**, 177-197.

Martín Closas, C. 1989. *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre.* Tesis doctoral Univ. de Barcelona, 581 pp.

McIntosh, J. S. 1990. Sauropoda. In *Dinosauria*, Ed. D.B. Weishampel, P. Dodson y H. Osmólska. University of California Press, 345-390.

McIntosh, J. y Williams, M.E. 1988. A new species of sauropod dinosaur, *Haplocanthosaurus delfsi* sp. nov., from the Upper Jurassic Morrison Fm. of Colorado. *Kirtlandia*. **43**, 3-26.

Ostrom, J. H. y McIntosh, J. S.1966. *Marsh's dinosaurs. The collections from Como Bluff.* New Haven and London, Yale University Press. 388 p.

Raath, M. A. 1972. Fossil vertebrate studies in Rhodesia: a new dinosaur (Reptilia: Saurischia) from near the Trias-Jurassic boundary. *Arnoldia*, 5, 37 p.

Royo Torres, R. 1999. *Cintura pélvica del dinosaurio (Saurischia: Sauropoda) de Peñarroya de Tastavins, Teruel (Aptiense, Cretácico Inferior)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 237 pp. Inédita.

Ruiz-Omeñaca, J. I., Canudo, J.I. y Cuenca-Bescós, G.1997. Primera evidencia de un área de alimentación de dinosaurios herbívoros en el Cretácico Inferior de España (Teruel). *Monografías de la Academia de Ciencias de Zaragoza*, **10**,48 p.

Salgado, L., Coria, R.A. y Calvo, J.O. 1997. Evolution of titanosaurid sauropods. I: Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. *Ameghiniana*. 34, 1, 3-32.

Sanz, J. L. 1982. A sauropod dinosaur tooth from the Lower Cretaceous of Galve (Province of Teruel, Spain). *Geobios*, **15(6)**, 943-949.

Sanz, J. L., Buscalioni, A. D., Casanovas, M. L. y Santafé, J. V. 1984. The archosaur fauna from the Upper Jurassic/Lower Cretaceous of Galve (Teruel, Spain). In Reif, W. & Westphal, F. (Eds.): *Third symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Short Pappers*. Attempto Verlag, Tübingen University Press, 207-210.

Sanz, J. L., Buscalioni, A. D., Casanovas, M. L. & Santafé, J. V. 1987. Dinosaurios del Cretácico inferior de Galve (Teruel, España). *Estudios geológicos*, **Volumen extraordinario Galve-Tremp**, 45-64.

Sanz, J. L., Buscalioni, A.D., Moratalla, J.J., Francés, V. y Antón, M. 1990. Los reptiles mesozoicos del registro español. *Monografías del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, 2, 79 p.

Soria, A. R. 1997. *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estratigráfico.* Servicio de publicaciones de la Universidad de Zaragoza,363 pp.

Steel, R. 1970. Saurischia. *Handb. der Paläoherpertol.*, **14**, 1-87.

Upchurch, P. 1994. Sauropod phylogeny and palaecology. *Gaia*, **10**, 249-260.

Upchurch, P. 1998. The Phylogenetic Relationships of Sauropod Dinosaurs. *Zoological Journal of the Linnaean Society*, 1-41.

Wilson, J.A. y Sereno, P.C.1998. Early evolution and higher-level phylogeny of sauropod dinosaurs. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **18**, Supl. 2, 68 pp.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Secuencias de Referencia en arvicólidos

A. Ruiz Bustos

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra CSIC-UG, Campus Fuentenueva, 18002 Granada, España

Los dientes de los herbívoros rompen la pared de las células vegetales para permitir que el jugo celular de las plantas sea digerido en su estomago. La oclusión defectuosa entre los molares es un problema que exige modificar su morfología, ya que conseguir mejor y más cantidad de vegetales no evita los males que produce el mal funcionamiento de la oclusión. En los arvicólidos que son herbívoros de pocos gramos de peso y que no digieren la celulosa, la trituración defectuosa de las paredes de las células vegetales produce una alimentación insuficiente que incrementa su tasa de mortalidad mediante enfermedades, camadas mal alimentadas, aumento de animales débiles al alcance de los depredadores etc. La eficacia de la morfología del esmalte en la trituración es un factor determinante para la asimilación de los vegetales que crecen en el ecosistema. Por tanto, los dientes son un factor necesario en la conexión de los individuos a la red de energía del ecosistema.

La elevada fecundidad y corto ciclo vital de los arvicólidos, en poco tiempo, permite que la selección natural consiga la mejor adaptación posible de los dientes a la vegetación regional. A su vez, esta vegetación depende de las condiciones climáticas regionales. La relación herbívoros, vegetación y clima permite correlacionar a lo largo del espacio geográfico de distribución de una especie las diferentes frecuencias de morfotipos dentarios con las condiciones ambientales, y de la misma manera, en las sucesivas poblaciones de una especie a lo largo del tiempo, la frecuencia de los morfotipos indica las etapas climáticas regionales. Por último, estas modificaciones en la morfología permiten hacer dataciones de los sedimentos.

El objeto de esta nota es manifestar la capacidad de los caracteres dentarios de los arvicólidos para identificar poblaciones naturales, determinar su cronología y las condiciones ambientales en que vivieron. La muestra de dientes fósiles de *Microtus arvalis* estudiada procede del relleno sedimentario de la Cueva de las Ventanas. Esta se sitúa en el área montañosa denominada Sierra Arana, a poca distancia de la pequeña localidad conocida con el nombre de Píñar (Granada, España).

Metodología

La valoración cuantitativa de la naturaleza biológica de un carácter morfológico consiste en valorar la capacidad de ser heredado y su papel funcional. La capacidad de ser heredado un carácter se mide mediante el porcentaje de su presencia en cada una de las sucesivas poblaciones de la especie. La importancia del papel funcional del carácter se expresa mediante su tamaño, ya que cuanto mayor es el tubérculo de un diente mayor es su papel en la masticación.

La técnica de análisis usada en el estudio de la morfología de los molares se denominada Metodología de las Unidades de Esmalte y Morfológicas (Ruiz Bustos, 1988, 1995 y 1996). Esta metodología se fundamenta en la cuantificación de la naturaleza biológica de los pliegues de esmalte que forman la corona de los molares. Las unidades morfológicas y de esmalte son morfotipos, que respectivamente expresan las asociaciones de pliegues y la longitud del esmalte de cada pliegue. Los dientes de los arvicólidos, valorados mediante unidades morfológicas y de esmalte, aportan información sobre las condiciones ambientales en el ámbito regional y son un instrumento cronológico.

La metodología propuesta por Chaline (1972) y van der Meulen (1973) culmina con Brunet-Lecomte (1988). Esta mide distancias mínimas entre diferentes puntos del diente sin conocer la naturaleza biológica de cada distancia. Esto puede conducir a definir las especies utilizando caracteres con escaso papel hereditario y funcional. Analizadas desde el punto de vista de la geometría analítica, las aproximadamente treinta medidas que utilizan estos autores, se llega a la conclusión de que son una manera ruda de medir el perímetro que dibuja la línea de esmalte, ya que el máximo de precisión se alcanza cuando se mide el perímetro mismo. Obtener la longitud exacta del perímetro del esmalte como ocurre en la metodología de las unidades de esmalte, exige en la metodología de las distancias mínimas entre dos puntos incrementar el numero de los parámetros de Brunet-Lecomte hasta el infinito. Además de su precisión de medida, la metodología de las unidades de esmalte jerarquiza cada pliegue de esmalte en función de su naturaleza biológica.

La síntesis de la metodología de las unidades de esmalte como instrumento de análisis de la morfología es la Secuencia de Referencia. Esta se define como una sucesión de los valores obtenidos mediante los parámetros generados por la metodología de las unidades de esmalte y morfológicas, colocados siempre en el mismo orden.

El grupo de parámetros obtenidos a partir de la metodología de las unidades de esmalte, que integran la Secuencia de Referencia de una población son los siguientes: Unidades Morfológicas representadas por el porcentaje en que están presentes. Longitud media del m1en la población. Anchura media del m1. Valor medio de cada una de las siete unidades de esmalte en la población (UE-I, UE-II, EU-III, EU-IV, EU-V, EU-VI y EU-VII). Valor medio del Indice Regional Proximal. Valor medio del Indice de Similitud Morfológica. Porcentaje de presencia de las Secuencias de Identidad-1. Resultados totales del mapa de Secuencias de Identidad-2. Secuencia

de Orden (SO) de los máximos porcentajes mediante la sustitución del número romano de cada UE de la SO por el número entero equivalente. Máximos de las Series-95 en orden decreciente. La exposición detallada de estos parámetros se encuentra en Ruiz Bustos (1995 y 1996). Cada valor (número) que compone la secuencia de referencia es el resultado de cuantificar un parámetro morfológico definido por la metodología de las unidades de esmalte y morfológicas.

En el apéndice 1 de esta nota se muestra la secuencia de referencia de *Microtus arvalis* procedente de la Cueva de las Ventanas.

Comparación de las Secuencias de Referencia obtenidas en las poblaciones de una especie

Las secuencias de referencia de distintas poblaciones de una misma especie pueden ser comparadas mediante regresión lineal. Esta permite obtener el grado de variación conjunta de las secuencias comparadas, ya que las secuencias de referencia de una misma especie son efecto de una causa común. La identidad es expresada mediante el cuadrado del coeficiente de correlación r^2, que toma el valor (0) cuando no hay identidad y valor (1) cuando hay igualdad total.

En la comparación entre las poblaciones de una misma especie, el número de elementos de la secuencia de referencia está en función de la población con mayor diversidad morfológica, ya que la aparición de un nuevo parámetro (valor) en una población, obliga a las restantes poblaciones de la especie a incorporar el nuevo parámetro con valor cero, por tanto el numero de elementos en la secuencia de todas las poblaciones que se comparan se iguala al de la población de máxima diversidad. Ejemplo, si durante el estudio de una población aparece una nueva secuencia de identidad-1: 0001101, desconocida hasta ese momento en las poblaciones analizadas, automáticamente la población donde se ha observado tendrá un numero que representa al % de presencia de la 0001101. Las restantes poblaciones de la especie incrementan su secuencia de referencia con el nuevo parámetro 0001101, pero asignando al parámetro el valor cero. Esto se observa al comparar la secuencia de referencia de la Cueva de las Ventanas del apéndice 1 con la que se muestra en el apéndice 2. Ambas tiene los mismos valores, pero a causa de su comparación con otras poblaciones de la especie, el número de parámetros con valor cero se incrementa, ya que esto indica parámetros presentes en las otras poblaciones y ausentes en la de la Cueva de las Ventanas.

Los resultados de la comparación mediante regresión lineal de cuatro poblaciones se muestran en la Tabla 1. Tres poblaciones de *Microtus arvalis* (Cueva de la Pastora, Segovia y Teruel fueron estudiadas en Ruiz Bustos (1996), sus secuencias de referencia junto con la población de la Cueva de las Ventanas se muestran en forma de texto en el apéndice 2 para evitar el uso de grandes tablas.

Poblaciones	y=bx+a	n	r^2
C.Ventana/ C.Pastora	y=0,923141x + 0,865632	71	0,835
C.Ventana/ Segovia	y=0,94487x + 0,616661	71	0,854
C.Ventana/ Teruel	y=0,95828x + 0,049005	71	0,815
C.Pastora/ Segovia	y=0,971264x + 0,364491	71	0,922
C.Pastora/ Teruel	y=0,992387x – 0,29572	71	0,892
Segovia/ Teruel	y=0,969828x – 0,03775	71	0,872

Tabla 1. Coeficiente de correlación y ecuaciones de regresión lineal entre las poblaciones de *Microtus arvalis.*

Conclusiones

La primera conclusión que observamos a partir de los coeficientes de correlación entre las secuencias de referencia de las poblaciones (Tabla 1), es la elevada identidad (92,2%) entre la población fósil meridional de Cueva de la Pastora con la población actual del centro de la Península (Segovia). La diferencia de la población de la Cueva de las Ventanas con el núcleo de identidad morfológica formado por C. Pastora y Segovia es de parecida magnitud 83,5% y 85,4% respectivamente. La población de Teruel mantiene diferencias con las otras tres poblaciones 81,5% (C. Ventanas), 89,2% (C. Pastora) y 87,2% (Segovia). Varias hipótesis de trabajo pueden enunciarse a partir de estos datos, parece probable que el núcleo origen de la morfología en la Península es la región central (población de Segovia) su expansión al Sur sería la población de C. Pastora. La población de Cueva de las Ventanas podría ser una evolución local de Pastora, o que debido a las continuas oscilaciones climáticas del Cuaternario, la población de las Ventanas fuese una expansión hacia el Sur anterior a la de Pastora, ambas hipótesis explicarían que sea similar el grado de diferencia de Ventanas con relación a Segovia y Pastora. La población de Teruel como indican la distribución de Máximos de las Series-95 (Ruiz Bustos, 1996) muestra una estructura en la distribución de sus morfotipos semejante a la que se observa en las poblaciones invasoras de nuevos territorios, esto coincide con su localización próxima al área pirenaica, puerta de entrada de las poblaciones europeas a Iberia. Su llegada explicaría sus diferencias con el núcleo morfológico formado por Pastora/Segovia y necesariamente sus diferencias serán mayores con relación a la población de C. Ventanas, que ya estaba diferenciada con características locales con relación a Segovia y Pastora. Sin embargo, estas hipótesis para ser confirmadas exigen incrementar el número de poblaciones estudiadas con la metodología de las unidades de esmalte, para con estos nuevos datos formular hipótesis definitivas.

Agradecimientos

Al Dr. J. M. Rey de la Universidad de Santiago y al Dr. J.A. Riquelme de la Universidad de Granada por sus sugerencias y aportación de material para el estudio. Este trabajo es financiado por el CSIC. Proyecto PB97 DGICYT y Grupo Junta Andalucía RNM 0163.

Bibliografía

Brunet-Lecomte, P. 1988. *Les campagnols souterrains (Terricola, Arvicolidae, Rodentia) actuels et fossiles d'Europe occidentale.* Thèse à L'Université de Bourgogne, 1-146.

Chaline , J. 1972. Las rongeurs du Pleistocene Moyen et Superieur de France. *Cahiers de Paléontologie*, 1-410.

Meulen van der, A. 1973. Middle Pleistocene smaller Mammals from the Monte Peglia (Orvieto, Italy), with Special Reference to the Phylogeny of Microtus (Arvicolidae, Rodentia), *Quaternaria,* **17**, 1-144.

Ruiz Bustos, A. 1988. Estudio sobre los Arvicólidos Cuaternarios. *Paleomammalia,* **2,** (1), 1-89.

Ruiz Bustos, A. 1995. Analysis of enamel-line length as a morphometric parameter and its application to Quaternary arvicolids. *Lethaia,* **28**, 361-369.

Ruiz Bustos A.1996. Parameterization of the distribution of arvicolid tooth enamel. *Acta zoologica cracoviensia,* **39** (1),435-446.

Ruiz Bustos A. 1999. Análisis sistemático y ecológico de los roedores del Pleistoceno superior procedentes de la Cueva de las Ventanas (Granada, España). 277-288. In: B. Andreo, F. Carrasco y J.J. Durán (eds), *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico.* Patronato de la Cueva de Nerja, Nerja (Málaga).

Apéndice 1

Secuencia de Referencia de *Microtus arvalis* en la Cueva de las Ventanas

La muestra de dientes procedente de la Cueva de las Ventanas exige determinar si los restos pertenecen a individuos coetáneos, procedentes de una misma población, o por el contrario, son una acumulación formada por la sucesiva agregación de restos procedentes de poblaciones separadas en tiempo, espacio o ambos. El análisis mediante Unidades de Esmalte indica a través de las Series-95 que los restos proceden de una población única, ya que la distribución de la morfología es semejante a la que existe en las poblaciones vivas del centro de la Península Ibérica (Ruiz Bustos, 1996 y 1999).

El conjunto de los datos morfológicos obtenidos en la población de *Microtus arvalis* procedente de la Cueva de las Ventanas mediante la metodología de las unidades de esmalte es reunido en la siguiente secuencia de referencia: Unidades Morfológicas, porcentaje en que están presentes las unidades morfológicas: MU-15A=64,86%. MU-15B=10,81%. MU-32=21,62%. MU-36=2,70%. Longitud media del m1 3,01 mm. Anchura media del m1 1,03 mm. Valor medio de las unidades de esmalte,UE-I=16,82; UE-II=13,78; EU-III=13,76; EU-IV=12,94; EU-V=12,02; EU-VI=12,97 y EU-VII= 17,71. El Indice Regional Proximal es 61,20. Indice de Similitud Morfológica es 172,27. Las Secuencias de Identidad-1 presentes son: 0000001 con el 64,86% de la población, abreviadamente (64,86%); 1000001 (32,43%) y 1110001 (2,71%). Los resultados totales del mapa de Secuencias de Identidad-2 son los siguientes: 2222 (37,84%); 2221 (18,92%); 2212(0); 2122(0); 1222(0); 2211 (10,81%); 2112(0); 1122(0); 2121 (8,11%); 1221(0); 1212(0); 1112(0); 1121(0); 1211(0); 2111 (21,62%); 1111(2,7%); 222 (10,81%); 212(0); 122 (32,44%); 112 (56,75%). La Secuencia de Orden de los máximos porcentajes consiste en ordenar de mayor a menor longitud sus siete unidades de esmalte. La unidad de esmalte con mayor longitud ocupa la primera posición de la secuencia de orden del diente. La UE-VII es el 69% de todas las unidades de esmalte que están en primera posición. Abreviadamente el párrafo anterior se expresa: 1/VII(69). Las restantes posiciones son: 2/I(68); 3/II(54); 4/III(51); 5/IV(49); 6/VI(46); 7/V(81). La participación de la Secuencia de Orden en la Secuencia de Referencia, se hace sustituyendo el número romano de la UE existente en cada posición, por el correspondiente número entero de igual valor, por ejemplo, UE-VII pasa a ser 7. Esto equivale en la Secuencia de Referencia de la población de la Cueva de la Ventana a 7, 1, 2, 3, 4, 6, 5. En el caso excepcional de que en una posición aparezcan dos o más unidades de esmalte con igual porcentaje máximo, entonces se utiliza la prioridad del orden decreciente para formar la secuencia. Por ejemplo, si en la posición 4 y 5 hay: II(33) y III(33), en este caso, la secuencia de referencia se forma en cuarta y quinta posición mediante el predominio del orden decreciente, II y III pasan a ser 3 en cuarta posición, y II y III en la quinta posición se convierten en 2. Las Series-95 de la población de la Cueva de las Ventanas (Ruiz Bustos, 1999) indican los siguientes Máximos: índice 179,87 Máximo 18,75; abreviadamente (179,87(18,75%); índice 173,97 (18,75M%); índice 172,12 (43,75M%); índice 166,59 (18,75M%). Las Series-95 se representa mediante una escala que resulta de suprimir los decimales de los valores del índice de similitud morfológica (ISM)en la población. Ejemplo, una población tiene un Máximo de Serie-95 en el índice de similitud 179,32, este se sitúa en el valor 179 de la escala de Máximos. Los intervalos donde la población no tiene Máximo se les asigna el valor cero. La especie *Microtus arvalis* tiene todos sus índices de similitud morfológica comprendidos entre los valores 180 y 160.

La secuencia de referencia se obtiene con los valores de los parámetros de la población colocados en un orden inalterable. Estos forman una secuencia de números que puede ser utilizada en cálculos matemáticos. Simplificando lo expuesto en estos párrafos precedentes, la secuencia de referencia de la Cueva de las Ventanas es: SR= 64,86; 10,81; 21,62; 2,70; 3,01; 1,03; 16,82; 13,78; 13,76; 12,94; 12,02; 12,97; 17,71; 61,20. 172,27; 64,86; 32,43; 2,71; 37,84; 18,92; 0; 0; 0; 10,81; 0; 0; 8,11; 0; 0; 0; 0; 0; 21,62; 2,7; 10,81; 0; 32,44; 56,75; 7; 1; 2; 3; 4; 6; 18,75; 18,75; 43,75; 18,75.

Apéndice 2

Comparación de las poblaciones de *Microtus arvalis* en la Península Ibérica

La secuencia de referencia de la especie *Microtus arvalis* en la comparación de las poblaciones de Cueva de las Ventanas, Cueva de Pastora, Segovia y Teruel se compone de setenta y un parámetros: MU-15A; MU-15B; MU-16; MU-32; MU-33; MU-36; m1 longitud; m1 anchura; EU-I; EU-II; EU-III; EU-IV; EU-V; EU-VI; EU-VII; I. R. Prox.; I. S. Morf.; 0000001; 1 000001; 1010001; 1100001; 1110001; 1111001; 2222; 2221; 2212; 2122; 1222; 2211; 2112; 1122; 2121; 1221; 1212; 1112; 1121; 211; 2111; 1111; 222; 212; 122; 112; 1/; 2/; 3/; 4/; 5/; 6/; 7/; 180; 179; 178; 177; 176; 175; 174; 173; 172; 171; 170; 169; 168; 167; 166; 165; 164; 163; 162; 161 y 160. Los valores correspondientes a cada parámetro en cada población son: Población de la Cueva de las Ventanas, SR= 64,86; 10,81; 0; 21,62; 0; 2,70; 3,01; 1,03; 16,82; 13,78; 13,76; 12,94; 12,02; 12,97; 17,71; 61,20; 172,77; 64,86; 32,43; 0; 0; 2,71; 0; 37,84; 18,92; 0; 0; 0; 10,81; 0; 0; 8,11; 0; 0; 0; 0; 0; 21,62; 2,7; 10,81; 0; 32,44; 56,75; 7; 1; 2; 3; 4; 6; 5; 0; 18,75; 0; 0; 0; 0; 0; 18,75; 43,75; 0; 0; 0; 0; 0; 18,75; 0; 0; 0; 0; 0; 0.

Población de la Cueva de la Pastora, SR= 73,4; 3,3; 3,3; 13,4; 3,3; 3,3; 2,8; 0,99; 18,07; 13,52; 13,63; 13,46; 12,04; 12,03; 16,98; 60,87; 169,32; 36,66; 60; 0; 3,34; 0; 0; 56,6; 6,6; 6,6; 6,6; 0; 0; 3,3; 0; 3,3; 0; 0; 0; 0; 0; 13,3; 3,3; 20; 3,3; 6,6; 69,7; 1; 7; 4; 3; 2; 6; 5; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 17,39; 0; 0; 39,13; 13,04; 0; 0; 17,39; 0; 0; 13,04; 0; 0; 0.

Población procedente de la región de Segovia, SR= 85,3; 2,4; 0; 12,2; 0; 0; 2,99; 1,04; 17,65; 13,45; 13,24; 13,24; 12,16; 12,64; 17,62; 61,36; 168,85; 46,34; 53,66; 0; 0; 0; 0; 41,5; 7,3; 2,4; 2,4; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 43,9; 2,4; 12,2; 2,4; 12,2; 73,1; 1; 7; 2; 3; 4; 6; 5; 8,6; 0; 0; 0; 8,6; 8,6; 0; 8,6; 0; 20; 14,3; 0; 0; 0; 0; 14,3; 0; 11,4; 0; 5,7; 0.

Población de procedente de la región de Teruel, SR= 93,7; 0; 0; 3,7; 0; 0; 2,93; 0,99; 16,95; 14,03; 13,84; 13,41; 12,07; 12,9; 16,8; 60,68; 173,88; 45,95; 48,65; 2,7; 0; 0; 2,7; 86,4; 5,4; 0; 0; 0; 2,7; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 5,4; 0; 29,7; 2,7; 2,7; 40,5; 1; 1; 2; 3; 4; 6; 5; 7,69; 0; 12,82; 0; 0; 12,82; 0; 0; 12,82; 12,82; 10,25; 10,25; 10,25; 10,25; 0; 0; 0; 0; 0; 0; 0.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Morphologic sequence and phylogeny of Quaternary arvicolids

A. Ruiz Bustos
Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra CSIC-UG, Campus Fuentenueva, 18002 Granada, España.

Arvicolids (voles and lemmings) are rodents placed within the family *Arvicolidea* Gray, 1821, which represents the latest radiation within the cricetids. Geographically, they are distributed throughout the Northern Hemisphere. These are herbivores with high-crowned, prismatic molars, and the enamel follows an angular pattern on the crown of the molar. They are extremely fertile.

Role of dental morphology

In arvicolids, the lower molars grind against the upper ones in order to crush and chop vegetation. This continual friction greatly wears away the molars. When arvicolids do not crush the vegetation efficiently, cell walls are not broken down, thereby making it difficult to obtain nutrition from the cell cytoplasm (Fortelius, 1985). Small variations in the length of the occlusal crests can be either advantageous or disadvantageous, since a defective occlusion between the molar crowns causes a deficient daily diet. As a result, although there may only be a small nutritive deficiency, the biological activity of individuals is reduced, making them easier prey for predators, weakening their immune system against disease and decreasing the number of descendants. By the process of natural selection, the morphology of the enamel line adapts quickly to environmental conditions, since arvicolids have high fertility and a short life cycle. Thus, in a short period of time, the mutant individuals make up the majority of the population. Dental morphology is an imperative factor in the connection between individuals and the food web of the ecosystem. Characteristics such as root or cement presence or absence and differences in enamel thickness are therefore definitive for survival of the individual and the species. When the occlusal view of the enamel line is observed for successive litters of arvicolid individuals and their descendants, it can be deduced that each of the molar enamel folds is encoded in the DNA which the offspring inherit from their parents.

The morphology criteria

The Enamel Unit Methodology (Ruiz Bustos, 1988, 1995, 1996) shows that each mammal molar tubercle originates from a point of the dental papilla in the embryo, where cells suffer intense mitosis and the number is constantly increasing. These concentrations of cells in mitosis are known as mitosis areas. In arvicolid teeth, the development of the enamel folds can be observed during the embryonic development at points of the dental papilla where enamel deposition begins. Each enamel fold in the adult tooth corresponds to a particular area of mitosis in the embryo; the greater the mitosis rate, the greater the surrounding enamel area. The location and mitosis rate of each mitosis area is determined by its genes and it is independent of the other areas in the tooth. This is explained by the fact that mitosis areas are subject to inheritance. The length of the enamel fold covering these areas must also therefore obey the laws of inheritance.

Both present and fossil morphologies of arvicolids can be defined by using morphological units (MU) and enamel units (EU). The number of folds in the anteroconid complex of the first lower molar (m1) is used to define the morphological units. An enamel unit is a segment of enamel large enough for at least one fold to be identified. The arvicolid m1 has seven enamel units: EU-I and EU-VII measure the length of the enamel in the anteroconid complex; the remaining five EUs measure the enamel length of the three basic triangles common in all *Arvicolidae* family. The numerical values of enamel units, set in a constant order, are a direct representation of the size and position of the enamel folds. To eliminate the differences resulting from individual size, measurements are proportionally distributed on the basis of 100 by calculating the percentage of enamel length corresponding to each enamel unit. The enamel and morphological units can be considered as the phenotypic expression of the genes codifying the point of intense mitosis (mitosis areas) in the dental papilla where the fold of the tooth crown develops.

The biological nature of a fold may be defined as the largest or smallest inheritance capacity of each fold, and when two folds appear with the same frequency in descendants, then the fold possessing the greatest functional role will prevail. This role is as great as the relative size of the fold in the tooth crown. In successive populations, the biological nature of a fold may be quantified using the presence percentage of morphological units (MU) and enamel units (EU). By way of its mathematically expressed data, the Enamel Unit Methodology enables greater knowledge of the phylogeny and the ecological characteristics of arvicolids. The molars with the greatest variation in the number of folds and enamel length are the first lower molar (m1) and the third upper molar (M3).

The Enamel Unit Methodology is a tool used to define morphologic criteria. The proximal regional index (PRI) indicates the length of the enamel line in the anteroconid complex and consists of the sum of EU I, II, VI and VII. Criterion (1) consists of those values of the PRI which are equal to or less than 52. Occasionally, subadult or adult progressive specimens may have a PRI

close to 55, and those remaining arvicolids which do not obey criterion 1 are classed as criterion (1x).

The identity sequence (IS) is defined as the indices obtained by dividing the values of each enamel unit of ml by the value of EU-VII. The IS indicates the relation of the size of all EUs to EU-VII. In order to ease comparison between the indexes, these are expressed by the following approximations: values from 0 to 0.99 are considered as (0), from 1 to 1.49 as (1), from 1.50 to 2.49 as (2), from 2.50 to 3.49 as (3), and so on. Criterion (2) consists of an IS equal to 1222221. Other ISs are possible if they satisfy the following restriction: the value of at least two of the III/VII, IV/VII and V/VII indexes must be 2; if two or all three indexes have value 1, then the I/VII must be value 0; and finally, none of them can be 0. The restriction shows high values in III, IV and V in relation to I and VII. Criterion (2x) indicates those animals that are not integrated into criterion (2).

In the ordering sequence (OS), the seven EUs are placed in decreasing order of size. Criterion (3) obeys the following conditions: (III, IV, V)> (VI, II) > (I, VII). In adult teeth, the I and VII enamel units are never equal to or greater than the remaining five enamel units. II and VI never appear in the first or second position. Criterion (3x) does not obey these conditions.

The occlusal pattern became more complicated as other changes occurred in the enamel. In criterion (M3s), the third upper molar M3 belongs to simplex type. The morphology of M3 simplex is characterized by a proximal lobe, only two closed folds and a distal lobe without folds, similar to a circle. Criterion (M3c) or complex type has an enamel line more complicated than the M3 simplex type.

Criterion enamel differentiation was used originally by Hinton (1926). Almost all *Mimomys* species possess negatively differentiated enamel (-), i.e. the trailing enamel edges of the folds are thicker than the leading edges in the lower molars, and the reverse is true of the upper molars. Progressive or evolved lineages change from this pattern to one in which the enamel is of equal thickness on each undifferentiated edge (=), to a positively differentiated pattern (+) in which the enamel is thinner on the trailing edges in the lower molars and on the leading edges in the upper molars. This progression is believed to be irreversible, since histological and functional analyses concur that once positively differentiated, enamel edges are not likely to become thick again (Koengiswald, 1973).

Criterion presence or absence of root. The genetic and the phenotypic roots are different concepts, since if there is genetic information (genetic root) which may or may not be seen in the phenotype (phenotypic root), the animal has root. Lack of genetic root should not be confused with the quantitative alterations which retard phenotypic formation in animals which have genetic roots. Only in this case does the phenotypic root formation depend on the longest or shortest life span of the individuals. The genetic root loss is a mutation and implies a qualitative change in the information which codifies the individual. The moment when the mutation, which eliminated the genetic root in some specimens of the genus *Mimomys*, took place is unique and exceptional, occurring at the beginning of the Quaternary as a response to ecological requirements. The arvicolids originating from the mutation and which lost the genetic root are included in the subfamily *Arradiculatinae* (Ruiz Bustos, 1987).

Criterion presence or absence of cement. Primitive arvicolids have no cement, but as they evolve, most of the arvicolids acquire cement and the quantity of cement increases with time. This progression is believed to be irreversible. In other arvicolids, the cement never appears.

Discussion and conclusions

The criteria proximal regional index (PRI), identity sequence (IS), ordering sequence (OS), M3 morphology, enamel differentiation, root and cement all have a biological importance because their presence or absence implies a qualitative change in the structural framework of the tooth. At the same time, the teeth play a decisive role in the connection between individuals and the food webs of the ecosystem: herbivore mammals need efficient tooth occlusion to break down cell walls whereas carnivores need effective teeth to kill their prey quickly. We are therefore analyzing processes which if inefficient can determine the development of the ecosystem.

The following matters concerning the morphological patterns of the arvicolid teeth in the ecosystem should be considered:

- Ecosystems need to have minimum biomasses in each of their different organizational levels in order to work and for survival.
- If natural selection acts on communities of species with enough morphological variability, then in any crises that the ecosystem environment faces, the necessary biomass could be maintained because there is a high probability that the ecosystem will have the necessary tooth morphotype for survival.
- For species that form a community of mammals, we might ask which would be the greatest possible variation of the dental characters, which have an important biological nature. All mathematical combinations represent the greatest variation.
- The different arvicolid groups of the ecosystem must be harmonious with the mathematical combinations, that can be carried out with dental characters which have a great biological nature. Under these circumstances of greatest variation, some arvicolids will always be able to consume vegetation which is hard or soft, rich or poor in silica, scarce or abundant, which the ecosystem generates under any possible environmental conditions. The exact species of rodent

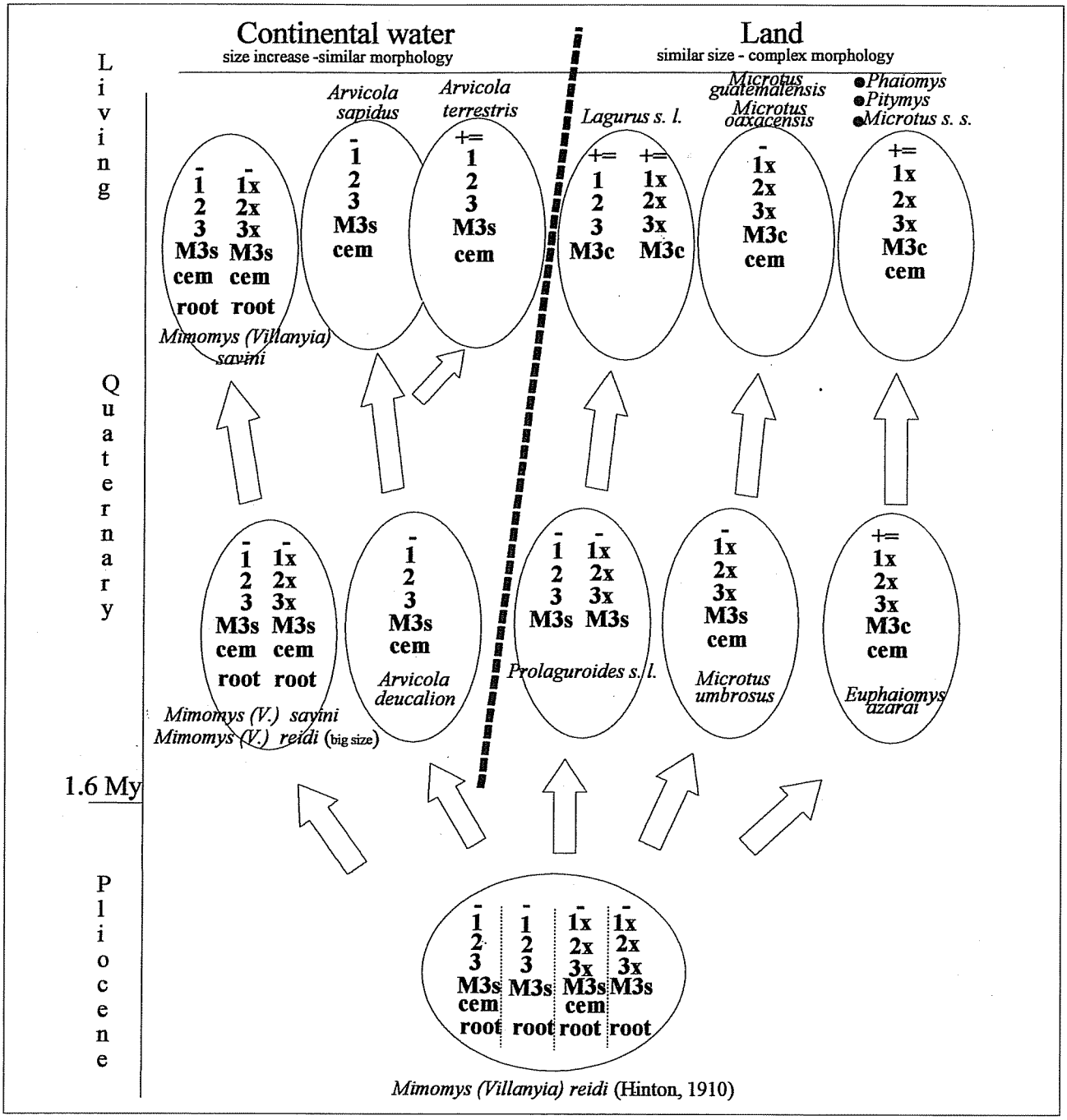


Figure 1. Phylogeny of Quaternary arvicolids. Symbol (–) represents negative differentiation, (+) positive differentiation, (=) no differentiation. (1) obeys RPI. (2) obeys IS. (3) obeys OS. Any one of the following combinations: (1x, 2x, 3x); (1, 2x, 3x); (1x, 2, 3x); (1x, 2x, 3); (1x, 2, 3x); (1, 2x, 3) and (1, 2, 3 x) are represented by the symbols (1x, 2x 3x), since some or all of the three criteria (1, 2, 3) are disobeyed. (M3s) third upper molar is simplex. (M3c) third upper molar is complex. (cem) means that cement is present; if there is no symbol, then cement is absent. (root) means that there is root; if there is no symbol, then root is absent, and it is a rootless arvicolid.

Some examples to explain the meaning of the sequences of symbols. *Mimomys (Villanyia) reidi* shows the following sequences: (-, 1, 2, 3, M3s, cem, root) which indicates the tooth morphotype. It has negative differentiation, it obeys criterion1, criterion 2 and criterion 3, the third upper molar is simple type (M3s), cement is present (cem) and root exists (root). Another sequence is (-, 1, 2, 3, M3s, root) and this tooth morphotype is similar to the previous one but it lacks cement (there is not the symbol cem). The next sequence is slightly different: (-, 1x, 2x, 3x, M3s, cem, root). This indicates that the tooth has negative differentiation, it does not obey some or all of the criteria 1, 2 and 3 (this is indicated by the symbols (1x, 2x and 3x)). The third upper molar is simple type (M3s), cement is present (cem) and root exists (root). The last sequence is (-, 1x, 2x, 3x, M3s, root). This tooth is similar to the previous one, but it lacks cement (there is not the symbol cem). In short, this species has four tooth morphotypes. *Mimomys (Villanyia) reidi* by increasing its size and cement evolves to *Mimomys (V.) savini*. This pattern supposes the survival of those characteristics with quantitative changes until the Upper Pleistocene. Another example is the sequence represented by the criteria combination (-, 1, 2, 3, M3s, cem) which gives rise to genus *Arvicola* that has continued until the present day with the species *Arvicola sapidus*. The genus *Euphaiomys* is the opposite of the genus *Arvicola*. It has the criteria combination (+ =, 1x, 2x, 3x, M3c, cem), since it possesses positive differentiation, although it is possible to find undifferentiated enamel in a few specimens. It does not obey all or some of the criteria 1, 2 and 3, and it is therefore represented by the symbols (1x, 2x and 3x). The third upper molar has a complex morphology (M3c) and cement is present (cem). At the present time, three genera represent this morphology: *Microtus s.s.*, *Pitymys* and *Pahiomys*, and these have a great number of fossil and living species.

biomass are less important than the biomass in its self: for example, it is irrelevant for the fox whether the species is *Microtus arvalis* or *Microtus brecciensis*.

The morphological combinations found in arvicolid teeth of both living and fossil populations support the hypothesis proposed. In the scheme (Fig.1), we find that all morphotypes have a relationship with the possible mathematical combinations of the characters having a great biological nature, but are limited in accordance with the biological rules of the patterns in the ecosystem. The phylogeny starts from a primitive group of arvicolids, and over time, the environments change or are inhabited. In response to life in the ecosystem, other new arvicolid groups appear, but in concordance with the hypothesis, they are combinations of the same model. The large or small development of each arvicolid group will depend on climatic conditions, i.e. the crises that the environment of the ecosystem face over the years.

The small *Mimomys*, which began the Quaternary arvicolid phylogeny (Fig. 1), lived between 2.5 and 1.6 myr. They have all the characteristics necessary to be the predecessor, since they are small, the mean length and width of the ml crown is 2.73 x 1.20 mm, and the crown has the same length from the top to the bottom of the tooth. They have a strong retardation in the formation of their phenotypic root. There is a reduction in the number of roots and the hypsodonty is very great. They possess negatively differentiated enamel (-). Their upper molar M3 belongs to simplex type (M3s). Cement is absent or present but only in a small quantity. This kind of *Mimomys* formed a group called *Mimomys (Villanyia) reidi* as defined by Ruiz Bustos (1987). When the group of Quaternary rootless arvicolids began its dispersion, several animals lived near continental waters. The grass here is quite independent of the weather and is always sufficiently abundant and soft. As a result, the animal populations preserve their initial tooth morphology and there is no need for changes in the shape of the tooth crown to occur. There are other groups living within the continental lands, but these have found different grass in relation to climate and soil, and have greater difficulty eating. In these circumstances, their enamel morphology suffers different adaptative responses.

The same morphologic character can be present in different genera or species. The biomass fo the ecosystems where the character is present, in accordance with the plastic evolution theory, is a morphocanton. The morphocantons in the ecosystems obey the postulate of the morphological determination (Ruiz Bustos, 1994). The genera *Microtus*, *Phaiomys* and *Pitymys* have in common in the scheme (Fig.1), the following morphocantons: positive differentiation; in a few specimens it is possible to find undifferentiated enamel. The three genera disobey some or all of the criteria in relation to the PRI, IS and OS. The third molar is always complex. It also has cement and is rootless. However, they are not exactly the same, since they have different characteristics that are other morphocantons of each species, and which are not mentioned here because they are not integrated in the morphologic plan that it is represented in the scheme (Fig. 1).

The phylogenetic role of each morphocanton depends on its biological nature within the different environments. We have to consider the possibility that a morphocanton with a minimum role today could be important in the future, since it might appear linked to an important morphologic plan, depending on natural selection and the environmental conditions of the ecosystem. The phylogenetic role of each morphocanton is different.

The papers on arvicolid taxonomy written during recent years show a complex spectrum of taxonomic solutions. Their intention is to try to find answers concerning which taxonomy represents the best biological meaning of the fossils. Now, in accordance with the main objective of life, i.e. survival, we have an answer to the question of why some fossil morphologies are present and others are not, or what the relationships in the ecosystem between the morphologies found in the fossil record are. The answer is that these morphologies are mathematical combinations of the same plan formed with elements which have an important biological nature. This hypothesis is a useful tool, since while guiding the probable taxonomy of the groups found in the fossil record, it also serves as a test to establish phylogenetic relationships between fossil remains.

References

Fortelius, M. 1985. Ungulate cheek teeth: developmental, functional, and evolutionary interrelations. *Acta Zoologica Fennica,* **180**,1-76.

Hinton, M.A.C. 1926. Monograph of the Voles and Lemmings (Microtinae) Living and Extinct. *British Museum Natural History*, London.

Koenigswald, W. von 1973. Veränderungen in der Kleinsäugerfauna von mitteleuropa zwischen Cromer und Eem (Pleistozän). *Eiszeitaler und Gegenwart Öhringen/Württ*, **23/24**,159-167.

Ruiz Bustos, A. 1987. Consideraciones sobre la sistemática y evolución de la Familia Arvicolidae. El género Mimomys. *Paleomammalia*, **1, 2**, 1-58.

Ruiz Bustos, A. 1988. Estudio sobre los Arvicólidos Cuaternarios. *Paleomammalia*, **2,1**, 1-89.

Ruiz Bustos, A. 1994. La Evolución Plástica. *Editorial Andalucia. Editora Regional del Sur, S.L.* Granada,127p. ISBN 84-7755-042-5.

Ruiz Bustos, A. 1995. Analysis of enamel-line length as a morphometric parameter and its application to Quaternary arvicolids. *Lethaia*, **28**, 361-369.

Ruiz Bustos A.1996. Parameterization of the distribution of arvicolid tooth enamel. *Acta zoologica cracoviensia*, **39(1)**, 435-446.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Evolución reciente de la vegetación (2.700 años BP - presente) en la Sierra de Queixa (Galicia, NO de la Península Ibérica)

L. Santos[1], J. R. Vidal Romaní[1] y G. Jalut[2]

[1] Facultade de Ciencias. Universidade da Coruña. 15071 A Coruña (España). E-mail: xesantos@udc.es

[2] Laboratoire d'Ecologie Terrestre. CNRS/UPS. 39, allées Jules Guesde. 31062 Toulouse. Francia

Introducción

En Galicia se han estudiado un buen número de secuencias, desde el punto de vista polínico, con el fin de conocer la evolución de la vegetación y, por tanto, del clima desde la última fase fría hasta la actualidad (Salas, 1995). No obstante, hasta la presente década, los estudios efectuados en el territorio gallego carecían casi totalmente de una cronología absoluta o relativa fiable. Concretamente, para la Sierra de Queixa, hasta los estudios efectuados por Maldonado Ruiz (1994) y Santos Fidalgo (1996), sólo se disponía de un dato de cronología absoluta (Menéndez Amor, 1971).

En lo que se refiere a las modificaciones recientes del paisaje, en las que el hombre ha jugado un importante papel, no sólo por su acción deforestadora para el aprovechamiento del terreno, sino también por la introducción de especias exóticas, los estudios detallados son escasos.

En este trabajo se presenta una aproximación a la evolución de la cubierta vegetal en la Sierra de Queixa durante los últimos 2.700 años BP.

Área de estudio

La Sierra de Queixa se halla localizada en la provincia de Ourense (NO de la Península Ibérica) (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico, el área está constituida hacia el sur por esquistos, areniscas y cuarcitas cambro-ordovícicas, y al norte y noroeste por granitos hercínicos de dos micas (Guitián Ojea *et al.*, 1982).

La posición fronteriza de esta Sierra entre las dos grandes unidades corológicas (Eurosiberiana y Mediterránea) se traduce en la existencia de una flora mixta, con predominio de la Eurosiberiana. Según Izco Sevillano (*in* Guitián Ojea *et al.*, 1982), la clímax territorial es un melojar con carballar montano en las cotas altas; la vegetación arbórea riparia, estará constituida por alisedas en situaciones normales y avellanedas o fresnedas y abedulares en las estaciones altas, frías y con mayor precipitación. Queda muy poco de estos bosques naturales debido a la acción humana y a las condiciones climáticas y edáficas no demasiado apropiadas a su regeneración. Las quemas reiteradas para la obtención de pastos han determinado la extensión y dominio de los matorrales, hoy en día la formación vegetal más extendida.

Se seleccionaron dos localidades, a diferente altitud, para su estudio polínico: Castelo Cerveira (1.380 m) y As Aguilladas (1.580 m). Estos sondeos se han muestreado

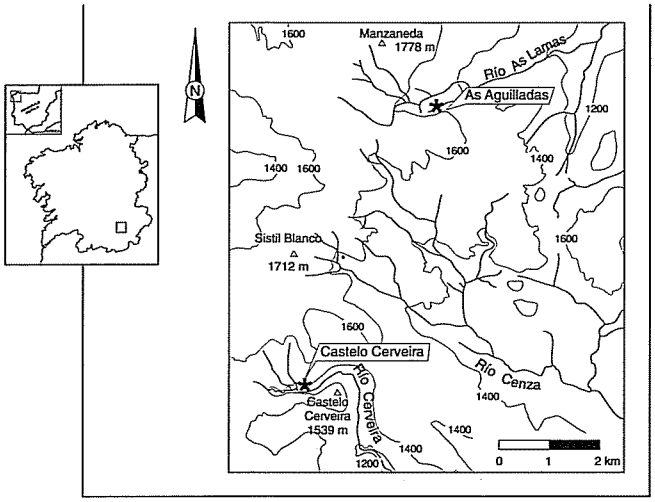


Figura 1. Mapa de situación del área de estudio

para análisis polínico y de microcarbones según el tratamiento detallado en Santos Fidalgo (1993).

Cronología de los registros

Para el registro de Castelo Cerveira se ha efectuado una datación a 175 cm de profundidad obteniéndose una edad de 2.720±90 años BP (Fig. 2). En el sondeo de As Aguilladas se han obtenido tres dataciones ^{14}C a 178, 105 y 40 cm de profundidad. Las edades obtenidas han sido de 2.020±70 años BP, 550±30 años BP y edad contemporánea, respectivamente (Fig. 3).

Análisis polínico

Los diagramas polínicos (Figs. 2 y 3) se han dividido en zonas polínicas: dos en el caso de Castelo Cerveira y cuatro en el caso de As Aguilladas.

Castelo Cerveira (1.380 m; Fig. 2)

La intensa deforestación es patente desde el principio de la sedimentación hace más de 2.700 años BP. Los valores más elevados de polen arbóreo (inferiores al 30%), aparecen únicamente en la base de la secuencia. *Betula* es prácticamente el único taxon arbóreo con cierta reperesentación sobre un fondo de vegetación con marcado predominio de Ericaceae, *Calluna* y Poaceae (zona CC-1).

Posteriormente (zona CC-2) se observa que la deforestación favorece el desarrollo de Ericaceae, como matorral de sustitución del bosque, junto con Poaceae y

Castelo Cerveira, 1. 380 m (Sierra de Queixa,Galicia, NO Península Ibérica)

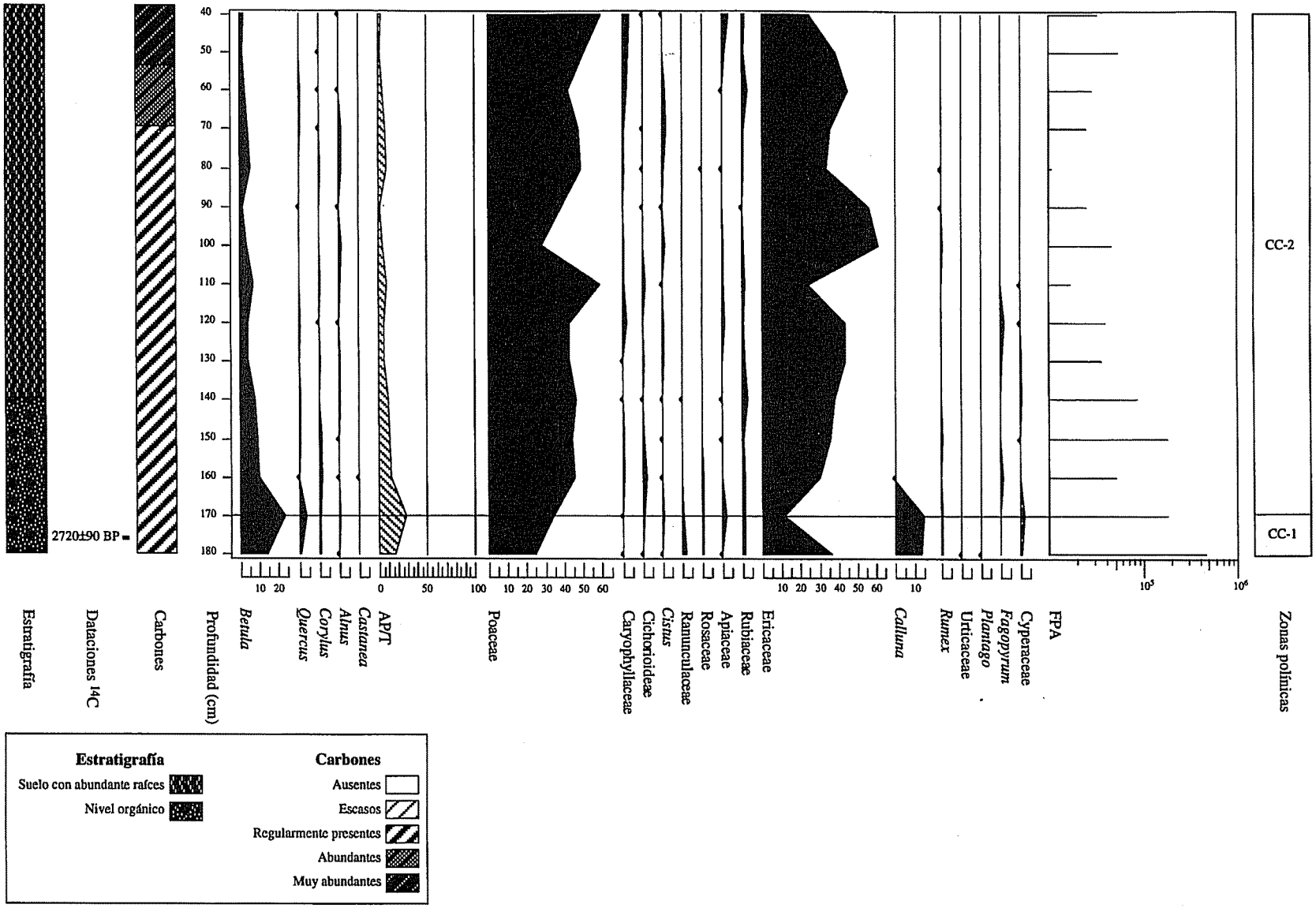


Figura 2. Diagrama polínico de Castelo Cerveira taxones seleccionados.

As Aguilladas. Sierra de Queixa (1. 580 m)

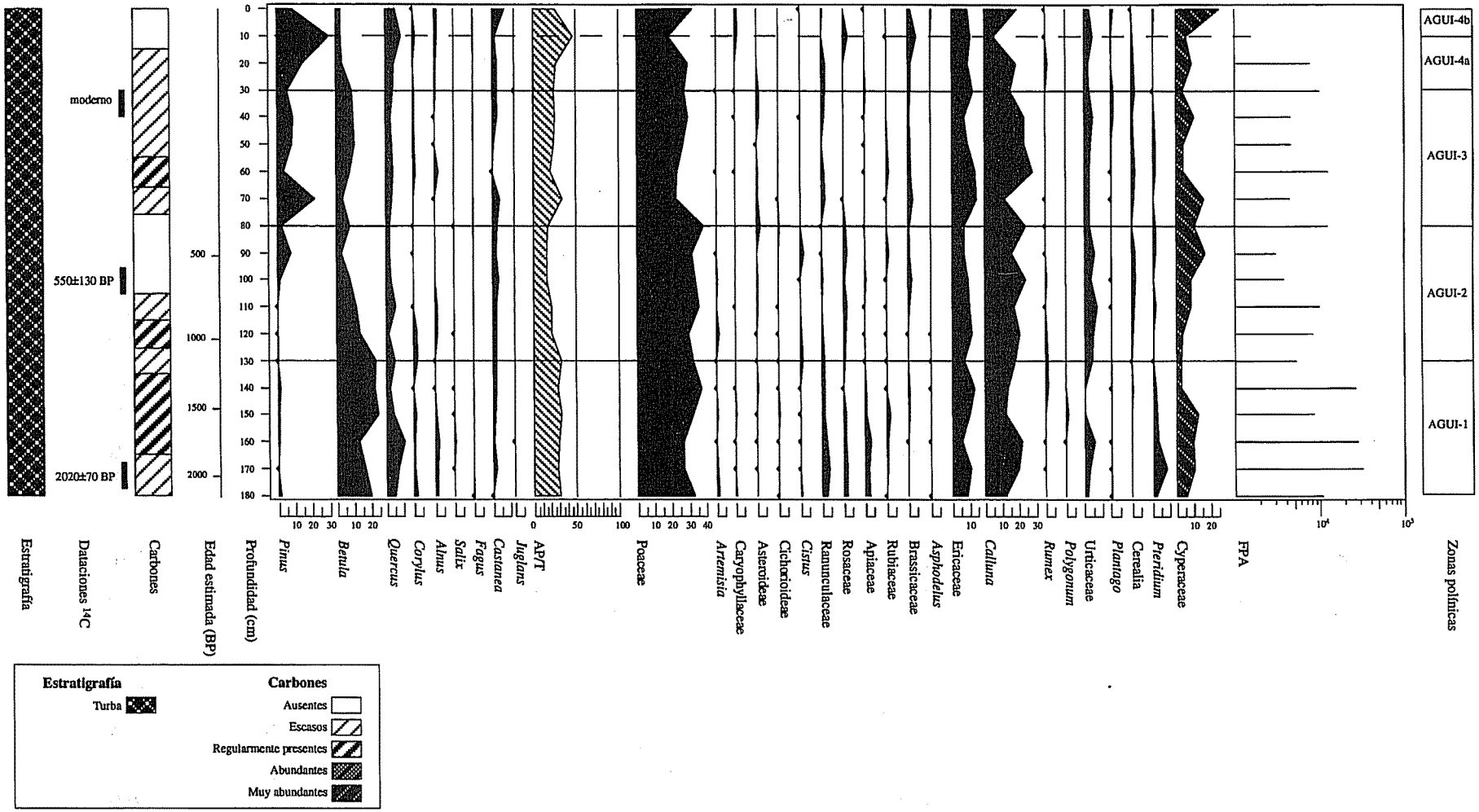


Figura 3. Diagrama polínico de As Aguilladas taxones seleccionado.

Calluna. Además, aumentan las ruderales (*Cistus*, Caryophyllaceae, *Rumex*, Compuestas) indicando la acción del hombre sobre el medio.

As Aguilladas (1.580 m; Fig. 3)

Hace 2.020±70 años BP el paisaje aquí representado se corresponde (zonas AGUI-1 y AGUI-2), con un pastizal de montaña en el que los escasos aportes de polen arbóreo nos indican la lejanía de estos táxones del punto de sondeo. Aparecen táxones indicadores de medios abiertos (Poaceae, Ericaceae, *Calluna*) y los abedules aprovechan para desarrollarse. La apertura del paisaje, visible por la relación AP/T está acompañada de herbáceas heliófilas (Asteroideae, Cichorioideae). Al mismo tiempo el incremento de táxones ruderales (*Rumex*, Urticaceae y Compuestas), la presencia de Cerealia, *Juglans* y la curva continua de*Castanea* podría ser indicativo de una intensificación de la acción del hombre sobre su entorno.

Con posterioridad a 550±130 años BP (zonas AGUI-3 y AGUI-4), el pastizal se irá transformando a matorral (descenso de Poaceae y aumento de *Calluna*) con pérdida de importancia del abedul. Los importantes porcentajes de *Pinus* indican la presencia de una nueva vegetación forestal en las proximidades. El incremento de Cyperaceae en los centímetros superiores del registro atestigua el desarrollo de la turbera actual.

Historia de la vegetación e impacto humano

Los resultados obtenidos del análisis polínico de estos dos sondeos, así como su comparación con otros sondeos realizados en la misma Sierra y en otras próximas, nos permiten reconstruir la evolución de la vegetación en los últimos 2.700 años, en los que la característica fundamental es la intensa deforestación a la que se ve sometida el país. Este fenómeno deforestador se produce en un momento anterior a la aparición regional de los primeros síntomas de la actividad agrícola.

Castelo Cerveira muestra, al principio de la sedimentación (2.720±90 BP), escasa cubierta arbórea representada por *Betula* en regresión y dominio de herbáceas y arbustos (gramíneas y brezos). En el diagrama de As Lamas (1.360 m) (Maldonado Ruiz, 1994) la progresiva deforestación hace que *Quercus* disminuya, *Betula* se recupere ligeramente y se expandan los brezales. Prada (1.100 m) (Maldonado Ruiz, 1994) muestra un bosque aclarado de robles y abedules. En la cercana Sierra del Courel se detectan estos cambios hace 2.235±70 años BP (Santos Fidalgo *et al.*, 1997). Los táxones no arbóreos que ocupan los espacios libres dejados por el robledal son los arbustos (Ericaceae) y sobre todo las gramíneas (Poaceae), que irán ganando importancia progresivamente. La extensión de los brezales ha sido datada por Maldonado Ruiz (1994) en 2.000 años BP para Prada y 2.550±50 años BP para As Lamas. Esta expansión sería anterior a la datación 2.720±90 años BP, correspondiente al sondeo de Castelo Cerveira.

La aparición de cereales en As Aguilladas (1.580 m), hace aproximadamente 1.000 años BP, nos indicará la presencia de cultivos en las cercanías de la zona. Mientras que en Laguna Lucenza el polen de cereal aparecía alrededor de 1.500 años BP, en Prada (Maldonado Ruiz, 1994), situado a menor altitud (1.100 m), se atestigua su importante presencia desde hace 4.000 años BP, indicando la cercanía de los cultivos. Las primeras apariciones de polen de cereal tienen lugar en el Tremoal da Pena Veira (620 m) a partir de la datación 5.490±90 años BP (Ramil Rego, 1992) y con anterioridad a 4.740±40 años BP en Montes del Buio (680 m) (Van Mourik, 1986). Atendiendo a estos resultados es previsible una cierta heterogeneidad en la datación de la influencia antrópica, dependiendo de muchos factores de carácter local. Las localidades de menor altitud reflejarán más rápidamente la presencia de la agricultura en contraposición con las localidades situadas a mayor altitud.

Hacia los 500 años BP se produce en As Aguilladas un aumento de *Pinus*, casi ausente desde el principio de la sedimentación aquí y presente de manera esporádica en Castelo Cerveira. Esta expansión de *Pinus* es debido, probablemente, a las modernas reforestaciones. La desaparición de los pinares, por causas climáticas, con la llegada del Holoceno y su presencia testimonial a lo largo del mismo, podría explicarse como consecuencia de la baja altitud de la zona (Maldonado Ruiz, 1994).

En As Aguilladas a partir del desarrollo de *Pinus* y hacia 250 BP, *Betula* sufre una ligera recuperación para luego descender y ser *Pinus* el que domine el estrato arbóreo. Junto con *Pinus*, *Quercus* también sufre una recuperación al final del sondeo, así como *Castanea*. No obstante, el porcentaje de PA disminuye al final de la fase, siendo de nuevo gramíneas y ericáceas los táxones que van a ocupar los espacios abiertos, reflejando el paisaje actual.

Podemos concluir diciendo que la deforestación antrópica, con fines ganaderos y/o agrícolas, queda evidenciada en esta Sierra. En un primer momento se produciría la destrucción de la cubierta forestal para la ampliación de los terrenos dedicados a pastos para el ganado y, posteriormente, se produciría el desarrollo de la agricultura. La deforestación es progresiva durante estos últimos milenios coincidiendo con la expansión de brezales y gramíneas.

Bibliografía

Guitián Ojea, F.; Cabaneiro Albaladejo, A.; Calvo de Anta, R. M.; Carballas, M.; Carballas, T.; Díaz Bustamante, J.; Díaz-Fierros Viqueira, F.; García Paz, C.; García-Rodeja Gayoso, E.; Gil Sotres, F.; Giménez de Azcárate Cornide, M.; Guitián Rivera, F.; Leirós de la Peña, C.; López López, I.; Macías Vázquez, F.; Paz González, A.; Pérez Moreira, R.; Puga Pereira, M.; Sanmamed Fernández, A.; Silva Hermo, B.; Torras Troncoso, L. and Villar Celorio, C. 1982. Estudio del medio natural de las Sierras de Queixa e Invernadeiro y sus estribaciones. *Anales de Edafología y Agrobiología*, **XLI**, 1768-1825.

Maldonado Ruiz, F. J. 1994. *Evolución tardiglaciar y holocena de la vegetación en los macizos del Noroeste Peninsular*. Tesis Doctoral. E. T. S. de Ingenieros de Montes, Madrid, 171 pp.

Menéndez Amor, J. 1971. Estudio esporo-polínico de dos turberas en la Sierra de Queija (Orense). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, **69**, 85-92.

Ramil Rego, P. 1992. *La vegetación cuaternaria de las sierras septentrionales de Lugo a través del análisis polínico*. Tesis Doctoral. Universidad de Santiago de Compostela, 356 pp.

Salas, L. 1995. Los estudios polínicos en España, utilizados en la reconstrucción climática de los últimos 10.000 años. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **20**, 67-98.

Santos Fidalgo, L. 1993. *Estudio paleoambiental de la transgresión holocena en la Ría de Ares: el depósito palustre costero de Seselle (A Coruña)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de A Coruña, 89 p.

Santos Fidalgo, L. 1996. *Estudio de la deglaciación finicuaternaria en el NW de la Península Ibérica: datos paleobotánicos y geomorfológicos*. Tesis Doctoral. A Coruña, 218 pp.

Santos Fidalgo, L; Vidal Romaní, J. R. y G. Jalut. 1997. Contribución al conocimiento de la vegetación holocena en el NO de la Península Ibérica (Galicia, España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **22**, 99-119.

Van Mourik, J. M. 1986. *Pollen profiles of slope deposits in the Galician area (NW Spain)*. Thesis. Universiteit van Amsterdam. Nederlandse Geografische Studies, 12, 171 pp.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Trilobites del Cámbrico Medio de Monforte de Moyuela (Teruel)

L.M. Sender[1], R. Gozalo[2], E. Liñán[1], M.E. Dies[1] y E. Martín[1]

[1] Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. Ciudad Universitaria. 50009-Zaragoza

[2] Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjassot

Introducción

Los afloramientos de rocas cámbricas son escasos en la provincia de Teruel en comparación con los de la provincia de Zaragoza donde sus fosilíferas secuencias han permitido la definición de los estratotipos de los pisos Bilbiliense y Caesaraugustiense del Cámbrico Inferior y Medio respectivamente. Además, muy pocas son las referencias estratigráficas y paleontológicas referidas a estos materiales. Scheuplein (1967) realiza su tesis de Licenciatura en esta región y cita a 2 Km al oeste de Monforte de Moyuela la presencia de los trilobites *Conocoryphe (C.) heberti*, *Solenopleuropsis* cf. *ribeiroi*, *Paradoxides* sp. y restos de equinodermos. Al realizar la hoja de Moyuela, Lendínez *et al.* (1989) citan además de la fauna anterior, los trilobites *Conocoryphe (P.) languedocensis, Paradoxides brachyrhachis* y *Paradoxides pradoanus* procedentes de la localidad estudiada por Scheuplein y determinados por el Prof. Klaus Sdzuy. Sin embargo, ninguno de estas especies ha sido figurada hasta el momento.

El objetivo de este trabajo es la revisión de este afloramiento fosilífero situado al oeste de Monforte de Moyuela con el fin de analizar su contenido paleontológico, describir sus fósiles y dar una referencia gráfica de los mismos, pues se trata del único afloramiento fosilífero del Cámbrico Medio conocido en la provincia de Teruel hasta la fecha.

Para ello se ha levantado una pequeña columna con la distribución de la fauna y se ha recolectado, tanto in situ como rodados, un elevado número de ejemplares para su estudio.

La localidad de Monforte de Moyuela se sitúa en la Cadena Ibérica Oriental, a 88 Km de la ciudad de Zaragoza, en dirección sur. Está ubicada en la parte septentrional de la Hoja de Moyuela (466) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 y al Norte de la Sierra de Cucalón

Geológicamente, el afloramiento se localiza en la prolongación de la Unidad tectónica de Mesones, al Sur de la Falla de Datos y al Norte de la Falla de Jarque (fig. 1).

Estratigrafía

El material recolectado procede de la Formación Murero (Liñán *et al.*, 1992) que se encuentra ampliamente extendida por las Cadenas Ibéricas y por la Sierra de la Demanda.

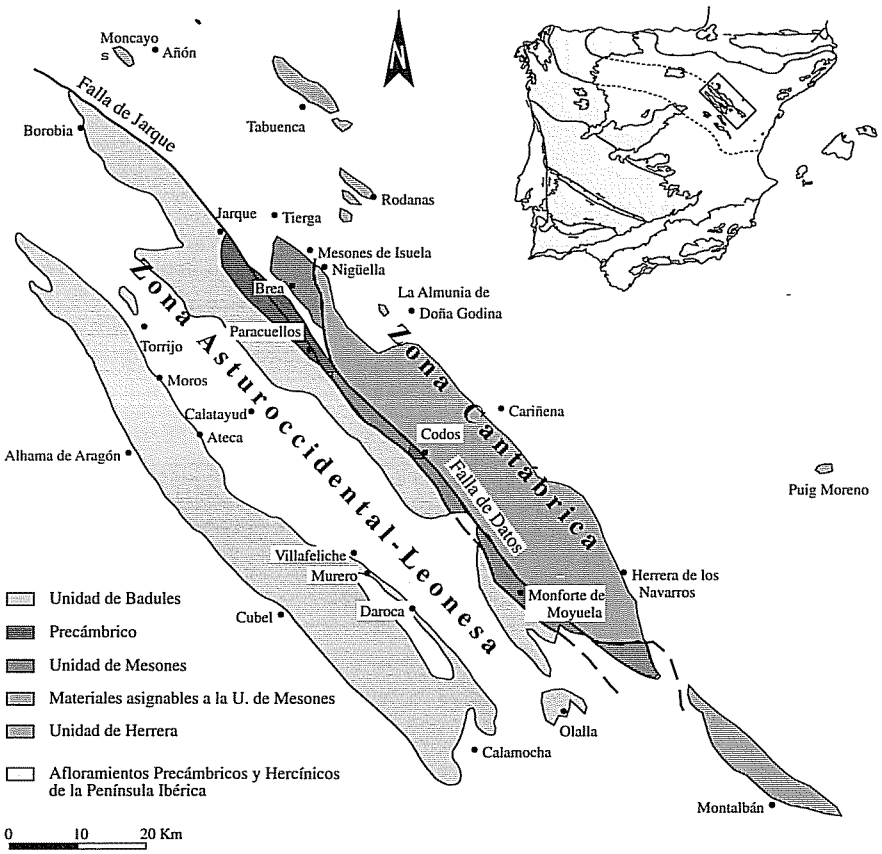


Figura 1. Localización geográfica y geológica del afloramiento de Monforte de Moyuela (modificado de Gozalo y Liñán, 1988).

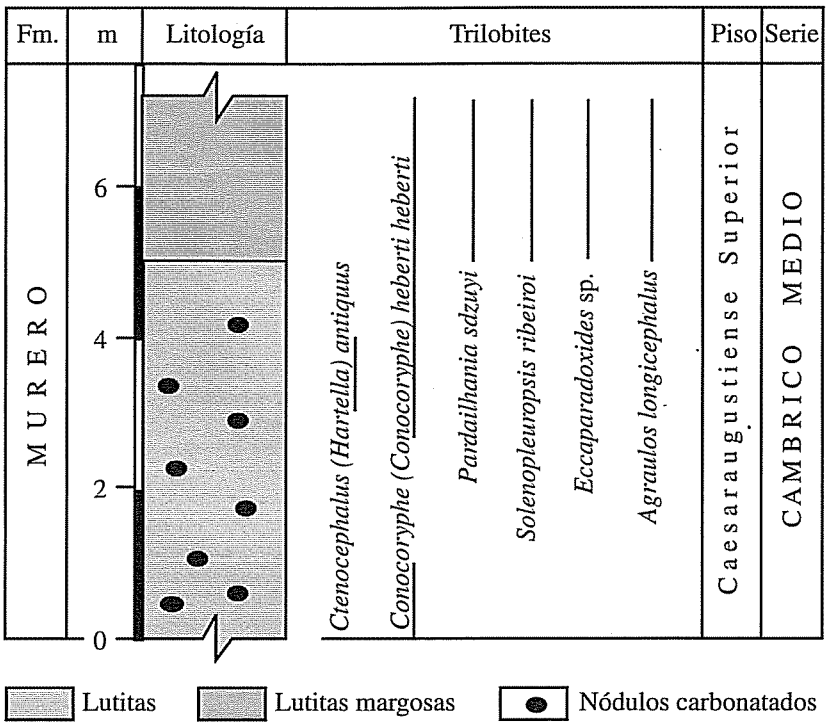


Figura 2. Distribución estratigráfica de los taxones de trilobites estudiados.

La Formación Murero constituye una secuencia asignada al Caesaraugustiense cuyo espesor varía desde 50 a 250 m. Está caracterizada por una alternancia de lutitas con esporádicos nódulos carbonatados. En la parte basal y hacia el techo se intercalan algunos niveles de areniscas de grano fino.

En Monforte de Moyuela, Scheuplein (1967) le asigna a esta formación un espesor de 190 m. Dentro de la misma, aparece una sucesión de 6 metros de estratos con trilobites determinables a nivel específico y que puede ser dividida en dos paquetes litoestratigráficos. El primero son lutitas gris-azuladas con nódulos carbonatados cuya densidad disminuye hacia el techo, a las que siguen un segundo paquete de lutitas margosas de color blanco-crema (fig. 2). El paquete de nódulos contiene en la base *Conocoryphe (C.) heberti heberti* Munier-Chalmas & Bergeron 1889; al que se le asocia en el techo *Ctenocephalus (Hartella) antiquus* Thoral 1946. El paquete superior de lutitas margosas contiene una asociación formada por *Pardailhania sdzuyi* Liñán & Gozalo 1986; *Solenopleuropsis ribeiroi* (Verneuil & Barrande 1860); *Agraulos longicephalus* (Hicks 1872); *C. (C.) heberti heberti* y *Eccaparadoxides* sp.

Sistemática

En este capítulo se sigue la nomenclatura y clasificación utilizadas por Liñán y Gozalo (1986). El material se encuentra depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza con las siglas MPZ: 9953-9973.

Clase **Trilobita** Walch 1771
Familia Solenopleuridae Angelin 1854
Subfamilia Solenopleuorpsinae Thoral 1947
Género *Pardailhania* Thoral 1947
Especie tipo: *Solenopleura? hispida* Thoral 1935
Pardailhania sdzuyi Liñán & Gozalo, 1986
(Lám.1, fig. 1)

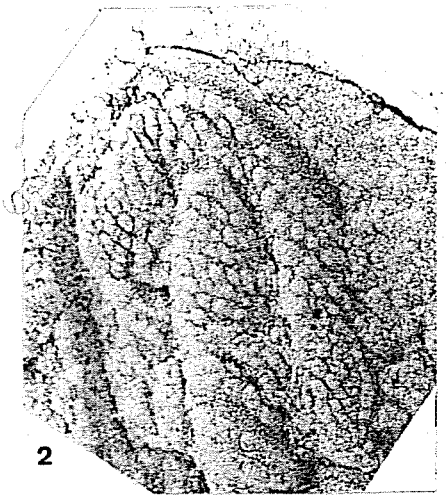
v*1986 *Pardailhania sdzuyi* n. sp.- Liñán y Gozalo, 64-65, lám. 26 fig. 4-11 (con sinónimos anteriores).
non 1997 *Pardailhania sdzuyi* Liñán & Gozalo, 1986.- Álvaro y Vizcaïno, 548-549, fig. 3.7.

Material: Dos cranidios conservados como molde interno. MPZ9965 y MPZ9966.

Discusión: La especie *P. sdzuyi* fue caracterizada por la presencia de 7 a 8 filas de tubérculos alineados en la glabela y tres filas de tubérculos en el área preglabelar, tuvieran o no una banda sagital libre de ornamentación en la glabela (Liñán y Gozalo, 1986: 64). Los ejemplares encontrados en Monforte de Moyuela presentan estas características.

Recientemente Álvaro y Vizcaïno (1997) modifican la diagnosis de la especie restringiéndola a la población mayoritaria que presenta una banda sagital libre de ornamentación en la glabela. Nosotros preferimos mantener en este trabajo la diagnosis original.









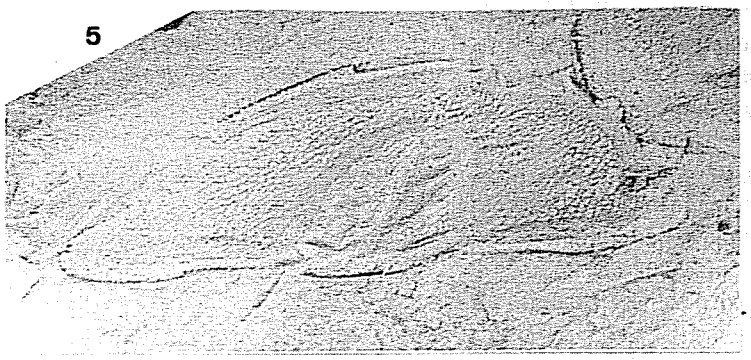


Lámina. 1. 1. *Pardailhania sdzuyi* Liñán y Gozalo 1986. Molde interno de cranidio. x4. MPZ9965. 2 *Solenopleuropsis ribeiroi* (Verneuil & Barrande 1860). Molde interno de cranidio. x5. MPZ9964. 3 *Ctenocephalus (Hartella) antiquus* Thoral 1946. Molde interno de cranidio. x2,5. MPZ9969. 4. *Agraulos longicephalus* (Hicks 1872). Molde interno de cranidio. MPZ9970. 5. *Conocoryphe (Conocoryphe) heberti heberti* Munier-Chalmas & Bergeron 1889. Molde interno de cranidio. x1.5. MPZ9961A.

El ejemplar de la fig. 3.7, que Álvaro y Vizcaïno (1997) clasifican dentro de esta especie no presenta los tubérculos alineados en la glabela, y nosotros consideramos que se trata de un ejemplar de la especie *Solenopleuropsis ribeiroi,* debido a la presencia de un surco interpreglabelar entre la 1ª y 2ª filas de tubérculos (ver más abajo).

Biocronología: Zona de Pardailhania sdzuyi + Solenopleuropsis ribeiroi.

Distribución geográfica: Esta especie se ha citado en varias localidades de las Cadenas Ibéricas (Liñán y Gozalo, 1986; Liñán *et al.*, 1996).

Género Solenopleuropsis Thoral 1947
Especie tipo: Conocoryphe rouayrouxi Munier-Chalmas & Bergeron in Bergeron 1889
Solenopleuropsis ribeiroi (Verneuil & Barrande 1860)
(Lám.1, fig. 2)

v prs 1986 *Solenopleuropsis ribeiroi* (Verneuil & Barrande, 1860).- Liñán y Gozalo, 66-67, lám. 16 fig. 11, lám. 26 figs. 12-18, lám. 27 figs. 2-3. lám. 33 fig. 12 (con sinónimos anteriores).

v non 1986 *Solenopleuropsis ribeiroi* (Verneuil & Barrande, 1860).- Liñán y Gozalo, lám. 27 figs. 1.

1995 *Solenopleuropsis cf. ribeiroi* (Verneuil & Barrande 1860).- Loi, Pillola y Leone, lám. 4 figs. 8, 13.

1997 *Pardailhania sdzuyi* Liñán & Gozalo, 1986.- Álvaro y Vizcaïno, fig. 3.7.

1997 *Solenopleuropsis (Manublesia)* ribeiro (Verneuil & Barrande,1860).- Álvaro y Vizcaïno, 549-553, fig. 3.9 y 3.10.

Material: Dos cranidios conservados en forma de molde interno. MPZ9963-MPZ9964.

Discusión: Esta especie ha sido bien descrita por Thoral (1947) y Sdzuy (1961). Liñán y Gozalo (1986: 67) dan una adecuada discusión y caracterización de la misma, indicando la existencia de ejemplares con 3 y 4 filas de tubérculos en el área preglabelar y la existencia de un surco interpreglabelar entre la 1ª y 2ª fila de tubérculos; este surco se ha observado en los ejemplares mejor conservados del material original. Los ejemplares encontrados en Monforte de Moyuela se encuentran dentro de la variabilidad específica.

Biocronología: Esta especie se ha encontrado desde la zona de Pardailhania sdzuyi + Solenopleuropsis ribeiroi hasta la zona de Solenopleuropsis ribeiroi + Solenopleuropsis verdiagana. Los ejemplares de Monforte de Moyuela provienen de la primera zona.

Distribución geográfica: Esta especie presenta una amplia distribución geográfica dentro de la subprovincia Mediterránea (sensu Sdzuy *et al.*, 1999), se ha encontrado en varias localidades españolas: Cordillera Cantábrica (Sdzuy, 1961), Sierra de la Demanda (Palacios, 1982) y Cadenas Ibéricas (Liñán y Gozalo, 1986; Valenzuela *et al.*, 1990; Liñán *et al.*, 1996); también se ha encontrado en la Montagne Noire francesa (Álvaro y Vizcaïno, 1997), en Cerdeña (Loi *et al*, 1995) y en las Montañas del Taurus (Turquía: Shergold y Sdzuy, 1984).

Familia Conocoryphidae Angelin, 1854
Género *Conocoryphe* Hawle & Corda, 1847
Especie tipo: *Trilobites sulzeri* Schloteim, 1823
Conocoryphe *(Conocoryphe) heberti* heberti Munier-Chalmas & Bergeron, 1889
(Lám. 1, fig.5)

v 1986 *Conocoryphe (Conocoryphe) heberti heberti* Munier-Chalmas & Bergeron, 1889.- Liñán y Gozalo, 72, lám. 31 figs. 10-13, lám. 32 fig. 1-11 (con sinónimos anteriores).

v1991 *Conocoryphe (Conocoryphe) heberti heberti* Munier-Chalmas & Bergeron, 1889.- Gámez, Fernández-Nieto, Gozalo, Liñán, Mandado y Palacios, lám. 1 figs. 5-7.

Material: Diez cranidios conservados como moldes internos y externos; y un pigidio. MPZ9953-MPZ9962.

Discusión: Esta especie ha sido bien descrita y caracterizada en los trabajos de Thoral (1946), Sdzuy (1961) y Courtessole (1973), además Liñán y Gozalo (1986: 72) comentan las variaciones poblacionales que se observan en el material procedente de la Rambla de Valdemiedes. El material recolectado en Monforte de Moyuela, aunque muy deformado presenta los caracteres básicos de esta especie.

Biocronología: Esta especie se ha encontrado desde la zona de Pardailhania sdzuyi + Solenopleuropsis ribeiroi hasta la zona de Solenopleuropsis verdiagana + Solenopleuropsis rubra. Los ejemplares de Monforte de Moyuela provienen de la primera zona.

Distribución geográfica: Esta especie hasta el momento sólo se ha encontrado en numerosas localidades españolas tanto de la Cordillera Cantábrica como del Sistema Ibérico (Sdzuy, 1961; Liñán y Gozalo, 1986; Gámez *et al.*, 1991; Liñán *et al.*, 1996) y en la Montagne Noire de Francia (Courtessole, 1973).

Género *Ctenocephalus* Corda, 1847
Especie tipo: *Conocephalus coronatus* Barrande, 1846
(sinónimo *Ctenocephalus barrandei* Corda, 1847).
Subgénero *Hartella* Matthew, 1881
Especie tipo: *Conocephalites matthewi* Hartt in Dawson, 1868
Ctenocephalus (Hartella) antiquus Thoral, 1946
(Lám.1, fig.3)

?1972 *Ctenocephalus,* sp. indet.- Rasetti, 69, lám. 17 figs. 1-5.

v 1986 *Ctenocephalus (Hartella) antiquus* Thoral, 1946.- Liñán y Gozalo, 76, lám. 33 fig. 12, lám. 34 fig. 1-13 (con sinónimos anteriores).

1997 *Ctenocephalus (Hartella) antiquus* Thoral, 1947 [sic].- Álvaro y Vizcaïno, fig. 3.4.

non1997 *Ctenocephalus (Hartella) antiquus* Thoral, 1947 [sic].- Álvaro y Vizcaïno, fig. 4.2.

Material: Dos cranidios uno como molde interno y otro como molde externo. MPZ9968-MPZ9969.

Discusión: Esta especie ha sido bien descrita y caracterizada en los trabajos de Thoral (1946) y Courtessole (1973) donde se discute respecto a otras especies. El material recolectado en Monforte de Moyuela, aunque muy deformado presenta los caracteres básicos de esta especie.

Biocronología: Esta especie se ha encontrado desde la zona de Badulesia granieri + Badulesia paschi hasta la zona de Solenopleuropsis ribeiroi. Los ejemplares de Monforte de Moyuela provienen de la zona de Pardailhania sdzuyi + Solenopleuropsis ribeiroi .

Distribución geográfica: Esta especie presenta una amplia distribución geográfica dentro de la subprovincia Mediterránea, se ha encontrado en varias localidades de la Cordillera Cantábrica (Sdzuy, 1961) y de las Cadenas Ibéricas (Liñán y Gozalo, 1986). También se ha encontrado en la Montagne Noire francesa (Courtessole, 1973), en las Taurides turcas (Shergold y Sdzuy, 1984), y probablemente en Cerdeña (Rasetti, 1972).

Familia *Agraulidae* Raymond 1913
Género *Agraulos* Corda, 1847
Especie tipo: *Arion ceticephalus* Barrande, 1846
Agraulos longicephalus (Hicks, 1872)
(Lám. 1 fig.4)

v1986 *Agraulos longicephalus longicephalus* (HICKS, 1872).- Liñán y Gozalo, 78, lám. 35 figs. 11-14, lám. 36 figs. 1-5 (con sinónimos anteriores).
v1986 *Agraulos longicephalus brevilimbatus* n. ssp.- Liñán y Gozalo, 78-79, lám. 36 figs. 6-12, lám. 37 figs. 1-8.
1988 *Agraulos longicephalus* (Hicks, 1872).- Dean in Martin y Dean, 21-22, lám. 3 fig. 9-13.

Material: Molde interno de un cranidio. MPZ9970.

Discusión: Esta especie ha sido bien descrita y caracterizada en los trabajos de Sdzuy (1961), Courtessole (1973) y Liñán y Gozalo (1986). El material recolectado en Monforte de Moyuela, presenta claramente los caracteres básicos de esta especie.

Biocronología: Esta especie se ha encontrado desde la zona de Pardailhania hispida hasta la zona de Solenopleuropsis ribeiroi + Solenopleuropsis verdiagana. Los ejemplares de Monforte de Moyuela provienen de la zona de Pardailhania sdzuyi + Solenopleuropsis ribeiroi.

Distribución geográfica: Esta especie hasta el momento se ha encontrado en el sur de Inglaterra y Gales (Thomas et al., 1984), en el este de Terranova (Dean in Martin y Dean, 1988), en la *Montagne Noire* (Courtessole, 1973) y en diversas localidades de la Cordillera Cantábrica y de las Cadenas Ibéricas (Sdzuy, 1961; Liñán y Gozalo, 1986)

Conclusiones

Los afloramientos de Monforte de Moyuela son los más meridionales del Cámbrico Medio de las Cadenas Ibéricas y unos de los pocos que contienen trilobites cámbricos en la provincia de Teruel. Como sugieren los trilobites encontrados, estos estratos fueron depositados en un medio sublitoral protegido, con periódicas conexiones con el mar abierto según el esquema paleoecológico propuesto por Liñán (1995). El estudio tafonómico de los ejemplares indicaría la existencia de corrientes intermitentes que favorecerían la concentración de piezas esqueléticas disociadas y de restos fragmentarios de pequeño tamaño que se sitúan, sobre todo, en el paquete lutítico margoso.

La presencia de la asociación de los trilobites *Pardailhania sdzuyi* y *Solenopleuropsis ribeiroi* en Monforte de Moyuela indica que los estratos representados pertenecen a la zona de Pardailhania sdzuyi + Solenopleuropsis ribeiroi (Liñán y Gozalo, 1986) que es la primera del Piso Cesaraugustiense Superior (Liñán *et al.*, 1993). *Solenopleuropsis ribeiroi* ha sido citado en el Cámbrico Medio de numerosas localidades de la subprovincia Mediterránea (sensu Sdzuy *et al.*, 1999): Cadenas Ibéricas, Sierra de la Demanda y Cordillera Cantábrica (España), Cerdeña (Italia), Montagne Noire (Francia), Montañas del Taurus (Turquía) pudiendose, de esta manera, establecer una línea de correlación entre las distintas localidades donde aparece esta especie.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PB96-0744 de la Dirección General de Estudios Superiores y 166/99 del Departamento de Educación y Cultura de la Comunidad Autónoma de Aragón. M. E. Dies disfruta en la actualidad de una beca predoctoral del Departamento de Educación y Cultura de la Comunidad Autónoma de Aragón. Los autores agradecen también la ayuda en la preparación de las muestras a los Sres. Enrique Oliver, Silvia Gracia y Teresa Rodríguez. Los autores agradecen a D. Teófilo Gracia García y a D. Antonio Sender Lázaro su ayuda en la recolección del material.

Bibliografía

Álvaro, J. J. et Vizcaïno, D. 1997. Révision des Trilobites Solenopleuropsinae du Cambrien moyen de la Montagne Noire (France). *Geobios*, **30** (4), 541-561.

Courtessole, R. 1973. *Le Cambrien Moyen de la Montaigne Noire. Biostratigraphie*. Imprimerie d'Oc, Toulouse, 248 pp.

Gámez, J. A., Fernández-Nieto, C., Gozalo, R., Liñán, E., Mandado, J. y Palacios, T. 1991. Bioestratigrafía del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria. Cadena Ibérica Oriental). *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **16**, 251-271.

Gozalo, R. y Liñán, E. 1988. Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, **44**, 399-404.

Lendínez González, A., Ruiz Fernández de la Lopa, V. y Carls, P. 1989. Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Moyuela (466). Instituto Tecnológico y Geominero de España, 116 pp.

Liñán, E. 1995. Una aproximación a los ecosistemas marinos cámbricos. In: *La expansión de la vida en el Cámbrico* (eds. J. A. Gámez Vintaned y E. Liñán), Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 27-48.

Liñán, E y Gozalo, R. 1986. Trilobites del Cámbrico Inferior y Medio de Murero (Cordillera Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza,* **2,** 104 pp.

Liñán, E., Gozalo, R., Gámez, J. A. y Álvaro, J. 1992. Las Formaciones del Grupo Mesones (Cámbrico Inferior-Medio) en las Cadenas Ibéricas. *III Congreso Geológico de España,* Salamanca 1992, Actas 1, 517-523.

Liñán, E., Perejón, A. and Sdzuy, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine,* **130** (6), 817-833.

Liñán, E., Sdzuy, K., Alvaro, J. J., Gámez Vintaned, J. A. and Gozalo, R. 1996. September 19. The Jarque section: Lower and Middle Cambrian (West Asturian-Leonese Zone. Eastern Iberian Chain). In: *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups.* International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts (eds. E. Liñán, J. A. Gámez Vintaned and R. Gozalo), Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 57-72.

Loi, A., Pillola, G.L. and Leone, F. 1995. The Cambrian and Early Ordovician of south-western Sardinia. *Rediconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Univeristà di Cagliari,* suppl. vol. **65,** 61-81.

Martin, F. and Dean, W.T. 1988. Middle and Upper Cambrian Acritarch and Trilobite zonation at Manuels river and Random island, Eastern Newfoundland. *Bulletin of Geological Survey of Canada,* **381,** 1-91.

Palacios, T. 1982. El Cámbrico entre Viniegra de Abajo y Mansilla. *Biblioteca de Temas Riojanos,* **48,** 86 pp.

Rasetti, F. 1972 Cambrian trilobite faunas of Sardinia. *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei.* Memoire, serie 8, **11** (1), 1-98.

Scheuplein, R. 1967. *Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Monforte de Moyuela und Rudilla in den östlichen Iberischen Ketten.* Diplom-Arbeit, Universität Würzburg, 66 pp. (inédito).

Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse,* **1961** (7 und 8), 217-411 (499-693).

Sdzuy, K., Liñán, E. and Gozalo, R. 1999. The Leonian Stage (early Middle Cambrian): a unit for Cambrian correlation in the Mediterranean subprovince. *Geological Magazine,* **136** (1), 39-48.

Shergold, J. H. and Sdzuy, K. 1984. Cambrian and Early Tremadocian trilobites from Sultan Dag, Central Turkey. *Senckenbergiana lethaea,* **65** (1-3), 51-135.

Thomas, A. T., Owens, R. M. and Rushton, A. W. A. 1984. *Trilobites in British Stratigraphy.* Geological Society, London. Special Report, 16, 78 pp.

Thoral, M. 1946. Conocoryphidae languedociens. *Annales Université Lyon,* Série 3, section C, Science naturalles, **4**, 1-74.

Thoral, M. 1947. Note sur quelques fossiles acadiens du NW de l'Espagne. *Annales de la Société Géologique du Nord,* **67,** 52-81.

Valenzuela, J. I., Gámez, J. A., Liñán, E. y Sdzuy, K. 1990. Estratigrafía del Cámbrico de la región de Brea. Cadena Ibérica Oriental. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica),* **85,** 45-54.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Un cráneo de sirenio en el Plioceno de Pilar de la Horadada (Alicante, España)

J. Sendra1[1,2], P. Montoya[1] y M. Belinchón[3]

[1] Departament de Geología, Universitat de València, Dr. Moliner 50, E-46100 Burjassot

[2] Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biología Evolutiva, Universitat de Valéncia, Apdo. Correos 22085, E-46071 Valencia

[3] Museo de Ciencias Naturales, Jardines del Real, Ayuntamiento de Valencia, General Elio s/n, E-46010 Valencia

Introducción

El fósil aquí estudiado es fruto de un hallazgo casual efectuado a finales de 1992 por las hermanas Ana y Soledad Nuñez en el paraje denominado Rambla del Río Seco, en el municipio de Pilar de la Horadada (fig. 1). Los numerosos fragmentos recuperados se trasladaron al Departamento de Geología de la Universitat de València, donde se procedió a la restauración y montaje del cráneo. Una vez preparado, el ejemplar quedó depositado en el Museo Paleontológico de Valencia, tras una cierta polémica con los autores del hallazgo respecto a la propiedad del mismo. En la actualidad el cráneo se halla expuesto en el recientemente inaugurado Museo de Ciencias Naturales de Valencia.

Hasta el presente se han descrito en el Eoceno y Mioceno de España restos tanto craneales como postcraneales de sirenios (Pilleri *et al.*, 1989; Pilleri, 1990; Galobart *et al.*, 1992; Sendra, 1998). En cambio del Plioceno únicamente se ha publicado hasta el momento restos postcraneales (Sendra *et al.* 1998), que no permitían una buena caracterización taxonómica. Este primer hallazgo de un cráneo en el Plioceno español se suma a las abundantes citas de sirenios, representados por varias especies, en el Plioceno circunmediterráneo (Gervais, 1859; Domning y Thomas, 1987; Pilleri, 1988a, 1988b).



Figura 1. Situación geográfica del yacimiento.

Marco geológico

El área de Pilar de la Horadada formaba parte durante el Plioceno inferior (Plioceno I) de la llamada Cuenca del Mar Menor, en una zona litoral (fig. 2) relativamente somera. Se ha levantado una columna estratigráfica en la Rambla del Río Seco (fig. 3) cuya descripción se expone a continuación.

La serie está básicamente formada por calcarenitas pliocénicas con diferentes contenidos de margas en niveles discontinuos que no se llegan a diferenciar en estratos. El espesor medido de sedimentos es de 22´5 m..

Los sedimentos tienen un aspecto masivo, con existencia de cantos blandos en algunos puntos. El cráneo del sirenio apareció hacia la base de la serie medida. Dos metros por encima del punto donde se recuperó el cráneo aparecen bioturbaciones verticales, que son indicadores de una tasa de sedimentación elevada. Se observan escasos restos de bivalvos (ostreidos y pectínidos) que, además, se encuentran altamente fragmentados. Los únicos fósiles hallados en abundancia son los foraminíferos, que aparecen especialmente concentrados en algunos niveles. Hacia el techo de la serie los sedimentos presentan un mayor grado de carbonatación.

Tanto las características sedimentológicas como el estado de conservación de los fósiles de bivalvos indican que el material debe de hallarse altamente resedimentado, pudiendo interpretarse como sedimentos medio-distales de una estructura deltaica. El cráneo podría haberse desarticulado del resto del cuerpo como consecuencia de la degradación del animal durante el periodo de flotación (Schäffer, 1962), pero quizás la causa más probable fuese la resedimentación producida por descargas turbidíticas asociadas a un frente deltaico, con un transporte en masa y posterior enterramiento definitivo.

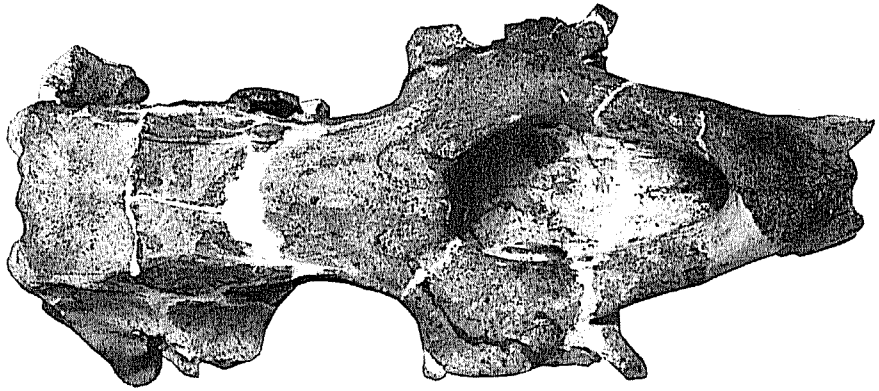
Sistemática

Orden Sirenia Illiger, 1811
Familia Dugongidae Gray, 1821
Género *Metaxytherium* de Christol, 1840
Metaxytherium serresii (Gervais, 1849)

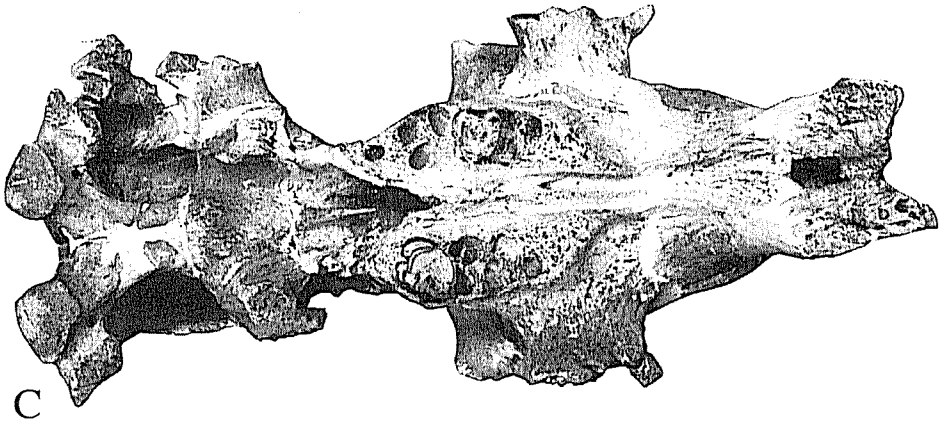
El ejemplar estudiado consiste en un cráneo casi completo al que le faltan los huesos zigomáticos y yugales de ambos lados. Asimismo, a consecuencia del incorrecto proceso de extracción se perdió aproximadamente la mitad anterior de la sínfisis premaxilar con los incisivos (Lam. I). La morfología general de nuestro ejemplar lo acerca a los cráneos tanto de *Metaxytherium serresii* del Plioceno inferior como de *Metaxytherium forestii* (= *M. gastaldii*) del Plioceno medio-superior.

No obstante, al comparar las dimensiones (ver tabla 1) se observa que las proporciones de nuestro cráneo son en la mayor parte de los casos claramente menores que las de los ejemplares de *M. forestii* (= *M. gastaldii*) del

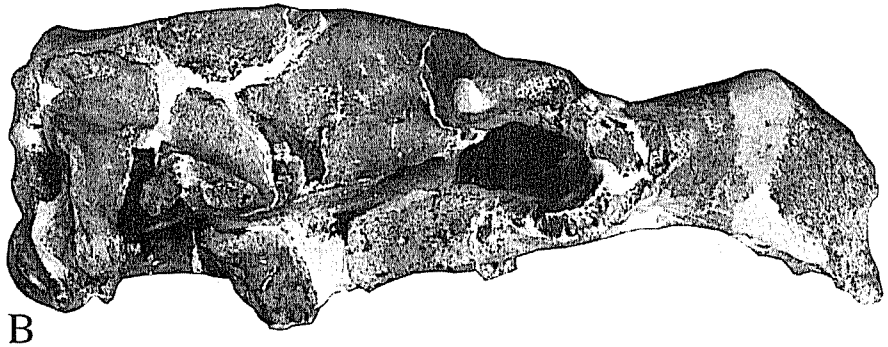
LÁMINA I



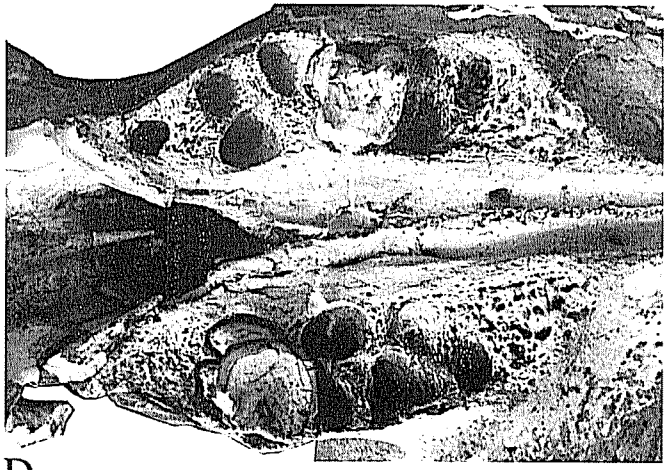
A



C



B



D

Lámina I: Metaxytherium serresii de Pilar de la Horadada. A) Vista dorsal. B) Vista lateral. C) Vista ventral. D) Detalle de la región maxilar. La barra representa 10 cm.

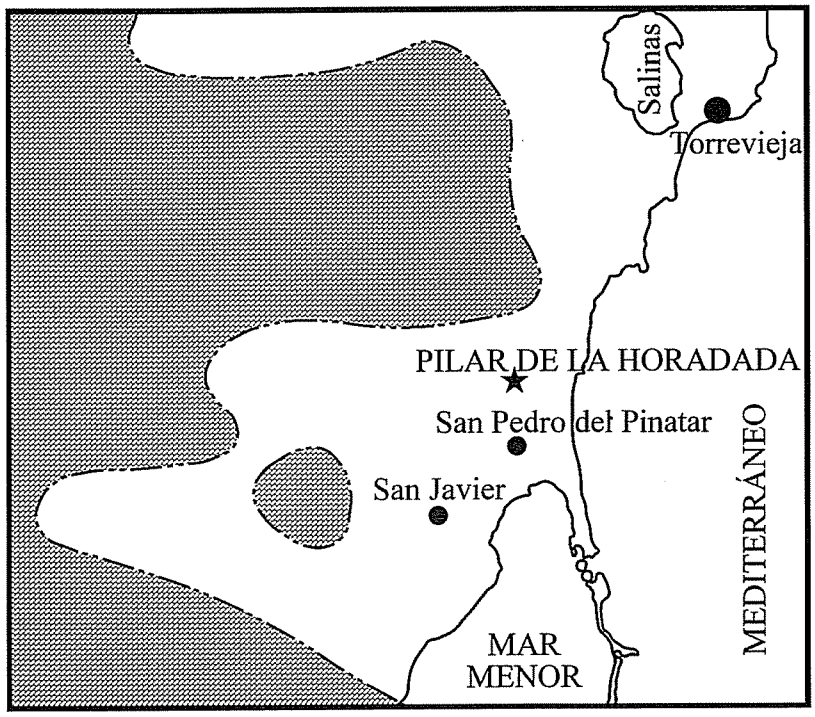


Fig. 2: esquema paleogeográfico durante el Plioceno I del área de Pilar de la Horadada - San Pedro del Pinatar (sur de Alicante y norte de Murcia). Modificado de Montenat (1977).

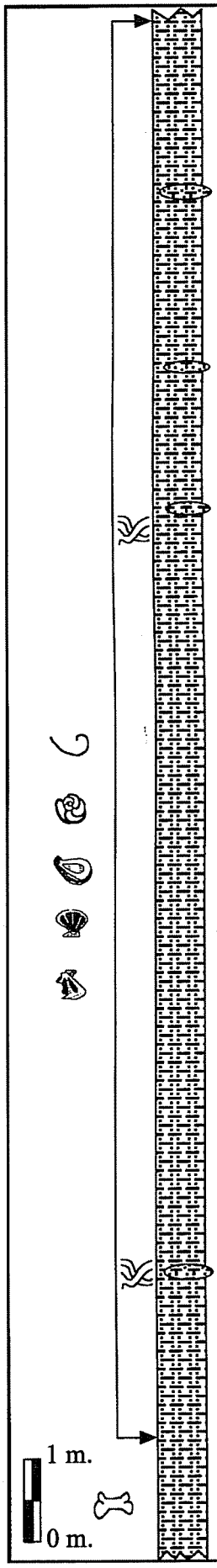


Fig. 3: Columna litológica de la Rambla del Río Seco donde apareció el ejemplar estudiado

LEYENDA

Paleontología

- Foraminíferos
- Vertebrados (*Metaxytherium*)
- Bioturbación
- Ostreidos
- Pectínidos
- Fragmentos de moluscos
- Bivalvos en general

Litología

- Marga arenosa
- Niveles intercalados más arenosos y cementados.

1	462	550	620	430	450	———
2	62.6	55	65	56	40(?)	———
3	174.8	210	225	127	167	———
4	244.7	230	240	190	142	219(?)
5	240.8	230	330	200	194	———
6	158.0	200	210	134	135	149
7	130.6	165	190	125	105	129,3
8	149.8	175	180	145	130	135
9	156.8	180	210	148	110	165(?)
10	111	120	140	90	92	101,7
11	75.2	75	75	72	64	80,3
12	56.7	65	65	37	47	46,6
13	168.5	180	210	150	135	130,2
14	48.1	50	50	33	50	55,9
15	70.4	60	65	65	40	63,6
16	80.9	110	110	125	82	79
17	75.9	105	105	70	50	78,7
18	35	*no=	*no=	*no=	*no=	———
19	146	185	166	143	115	———
20	187.7	210	225	163	157	———
21	101.6	130	138	90	90	131,2
22	89.0	*no=	*no=	80	85	81
23	58.5	60	60	53	45	51,5(?)
24	91.7	90	90	———	———	88,7
25	104.4	160	150	85	95	96,1
26	193.5	220	225	160	170	———
27	15.1	60	85	55	47	———
28	55	60	70	———	38	———
29	114	110	130	105	90	———
30	49.6	65	85	47	47	———
31	57.1	45	75	80*	15	55,9
32	175	165	190	180	110	———
33	102.4	———	———	———	———	99,4
34	61.9	———	———	———	———	61,6
35	94.5	———	———	———	———	94,2
36	71.2	———	———	———	55**	50

Tabla 1. Dimensiones en mm. del cráneo de Pilar de la Horadada, comparadas con las de *M. floridanum* (Domning, 1988), *M. forestii* y *M. gastaldii* (Pilleri, 1988a), *M. catalaunicum* (Pilleri *et al.*, 1989) y *M. serresii* (Pilleri, 1988b). (Para explicación de las medidas, ver página siguiente).

Definición de las medidas de la **Tabla I:**

1) Longitud condilobasal.
2) Altura del yugal bajo la órbita.
3) Longitud de la sínfisis premaxilar.
4) Distancia desde la parte posterior de los cóndilos occipitales al límite anterior de la sutura interfrontal.
5) Anchura del zigomático.
6) Anchura a través de los exoccipitales.
7) Distancia desde el borde superior de los supraoccipitales al borde ventral de los cóndilos occipitales.
8) Longitud de los frontales, desde el extremo de los procesos supraorbitales hasta la sutura frontoparietal.
9) Anchura a través de los procesos supraorbitales.
10) Anchura a través de los cóndilos occipitales.
11) Anchura del cráneo en la sutura frontoparietal.
12) Amplitud del foramen magnum.
13) Longitud de la fosa mesorrostral.
14) Altura del foramen magnum.
15) Amplitud de la fosa mesorrostral.
16) Altura máxima del rostro.
17) Anchura posterior de la superfície masticatoria rostral.
18) Longitud anteroposterior del puente zigomático - orbital del maxilar.
19) Longitud del proceso zigomático del escamoso.
20) Distancia desde el borde anterior del proceso zigomático al lado posterior del escamoso debajo del foramen mastoideo.
21) Longitud de los parietales, desde la sutura frontoparietal hasta la parte trasera de laprotuberancia occipital externa.
22) Longitud de la fila de alveolos dentarios.
23) Longitud anteroposterior de la raiz del proceso zigomático del escamoso.
24) Anchura máxima entre los bordes labiales de los alveolos derecho e izquierdo.
25) Longitud de la porción craneal del escamoso.
26) Anchura entre las crestas sigmoideas de los escamosos.
27) Espesor dorsoventral del puente zigomático - orbital.
28) Anchura anterior de la superfície masticatoria rostral.
29) Altura de la parte posterior de la porción craneal des escamoso.
30) Anchura dorsoventral del proceso zigomático.
31) Anchura máxima entre los procesos pterigoides.
32) Longitud del yugal.
33) Longitud de los frontales en la línea media.
34) Altura del supraoccipital.
35) Anchura del supraoccipital.
36) Desviación de la superfície masticatoria del rostro respecto del plano oclusal (grados).

Notas

*: no= estas medidas no homólogas con las otras de la fila.
80*: El autor reseña la presencia de anomalias osteológicas.
55**: Medida obtenida a partir de la ilustración de Pilleri (1988b).
(?): Medición sobre elementos óseos parcialmente dañados.

Plioceno medio de la Cuenca del Po descritos por Pilleri (1988a) y son mucho más próximas, salvo alguna excepción, a las del ejemplar de *M. serresii* del Plioceno inferior de Montpellier descrito por Pilleri (1988b).

Además, al comparar las medidas del ejemplar estudiado con las de varios fragmentos craneales (no representados en la tabla 1) del Plioceno inferior de Sahabi (Domning y Thomas, 1987) observamos una gran similitud por lo que se refiere a las dimensiones que hemos numerado como 6, 8, 9, 10, 12, 16, 17 y 36.

Por todo ello, atribuimos el cráneo de Pilar de la Horadada a la especie *Metaxytherium serresii* (Gervais, 1849), que es la forma de sirenio característica del Plioceno inferior en la región mediterránea.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos de la DGICYT PB 95-113 y PB 95-114.

Bibliografía

Domning, D. P. 1988. Fossil Sirenia of the West Atlantic and Caribbean region. I. *Metaxytherium floridanum* Hay, 1922. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **8** (4), 395-426.

Domning D. P. y Thomas, H. 1987. *Metaxytherium serresii* (Mammalia: Sirenia) from the Early Pliocene of Libya and France: a reevaluation of its morphology, phyletic position, and biostratigraphic and paleoecological significance. *In* N. T. Boaz *et al.* (eds), *Neogene Paleontology and Geology of Sahabi*, Alan R. Liss, Inc., New York, pp. 205-232.

Galobart, A., Maroto, J. y Ros, X. 1992. Troballa d'un sireni de l'Eocè a la vall del Llèmena. *Quaderns 1990-91 C.E.C.B. Banyoles*, 85-84.

Gervais, P. 1859. *Zoologie et Paleontologie Françaises.* Deuxième édition. A. Bertrand, Paris, 544 pp., 84 láms.

Pilleri, G. 1988a. The Pliocene Sirenia of the Po Basin. *In* G. Pilleri (ed.), *Contribution to the paleontology of some Tethyan Cetacea and Sirenia (Mammalia)*, Brain Anatomy Institute, University of Berne, Ostermundigen, 45-104.

Pilleri, G. 1988b. A skull of *Metaxytherium seresii* (Mammalia: Sirenia) from the Lower Pliocene of Montpellier. *In* G. Pilleri (ed.), *Contribution to the paleontology of some Tethyan Cetacea and Sirenia (Mammalia)*, Brain Anatomy Institute, University of Berne, Ostermundigen, 111-124.

Pilleri, G. 1990. Endocranial cast of *Metaxytherium* (Mammalia: Sirenia) from the Miocene of Cerro Gordo, Almeria, Spain. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, **1**, 35-42.

Pilleri, G., Biosca, J. y Via, L. 1989. *The Tertiary Sirenia of Catalonia*. Brain Anatomy Institute, University of Berne, Ostermundigen, 98 pp., 40 láms.

Schäfer, W. 1962. *Ecology and palaeoecology of marine environments*. The University of Chicago Press, 568 pp.

Sendra, J. R. 1998. Excavación de un sirenio (Mammalia, Sirenia) parcialmente articulado en el Mioceno de Crevillente (Alicante). *In* C. Castillo y M. Martín (eds.) *Comunicaciones de las XIV Jornadas de Paleontología*, Tenerife, 161-164.

Sendra, J. R., Stokes, M. y Fortea, F. A. 1998. Recuperación de un sirenio parcialmente articulado en el Plioceno inferior del sector norte de la cuenca de Vera (Almería). *In* C. Castillo y M. Martín (eds.) *Comunicaciones de las XIV Jornadas de Paleontología*, Tenerife, 173-176.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Primeros datos sobre misticetos (Mammalia, Cetacea, Balaenopteridae) en el Plioceno inferior de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva)

J. Sendra[1,3], F. Muñiz[2] y E. Mayoral[2]

[1] Departament de Geologia, Universitat de València, Dr. Moliner 50, E-46100 Burjassot

[2] Departamento de Geología, Universidad de Huelva, 21819 Palos de la Frontera, Huelva

[3] Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biología evolutiva, Universitat de València, Apdo. Correos 22085, E-46071 Valencia

Introducción

Los materiales del Plioceno de la Cuenca del Guadalquivir, especialmente los del sector occidental (provincias de Córdoba, Sevilla y Huelva) contienen restos fósiles de cetáceos (Sendra *et al.*, 1996); si bien no son muy escasos, no siempre aparecen bien conservados o con elementos esqueléticos lo suficientemente completos y significativos como para tener un valor sistemático. El ejemplar que aquí se presenta es muy importante por cumplir ambos requisitos y ser uno de los pocos ejemplos que pueden servir de referencia para posteriores estudios taxonómicos dentro de este grupo en España y para esta área geográfica en particular.

El yacimiento (*sensu* Sendra y De Renzi, 1995) apareció como resultado de la ampliación de las márgenes de un camino vecinal situado aproximadamente a 1,5 Kms. al O-SO de la localidad de Lepe (Huelva), en dirección al paraje conocido como "Cabezo del Tío Parra" (fig. 1.A). La acción erosiva posterior al ensanchamiento dejó al descubierto un gran elemento esquelético en sección, que tras una primera limpieza superficial, indujo a pensar que se trataba de una parte importante del neurocráneo de un cetáceo, tal y como se pudo comprobar posteriormente tras efectuar la correspondiente excavación (lámina I, A).

Contexto geológico

Desde el punto de vista geológico, las facies marinas siliciclásticas del Neógeno superior [Mioceno Superior (Tortoniense superior-Messiniense)-Plioceno Inferior; Mayoral y Muñiz, 1994a y b], se depositaron en esta área de la Cuenca del Guadalquivir en discordancia sobre el sustrato Paleozoico (Carbonífero Inferior), representado principalmente por pizarras en facies Culm y que afloran unos 7 Km al norte de la zona de estudio. A su vez, por encima de los materiales neógenos se apoyan otros relacionados con distintos niveles de terrazas fluviales de edad Cuaternaria (Pleistoceno Inferior). Éstos se dispo-

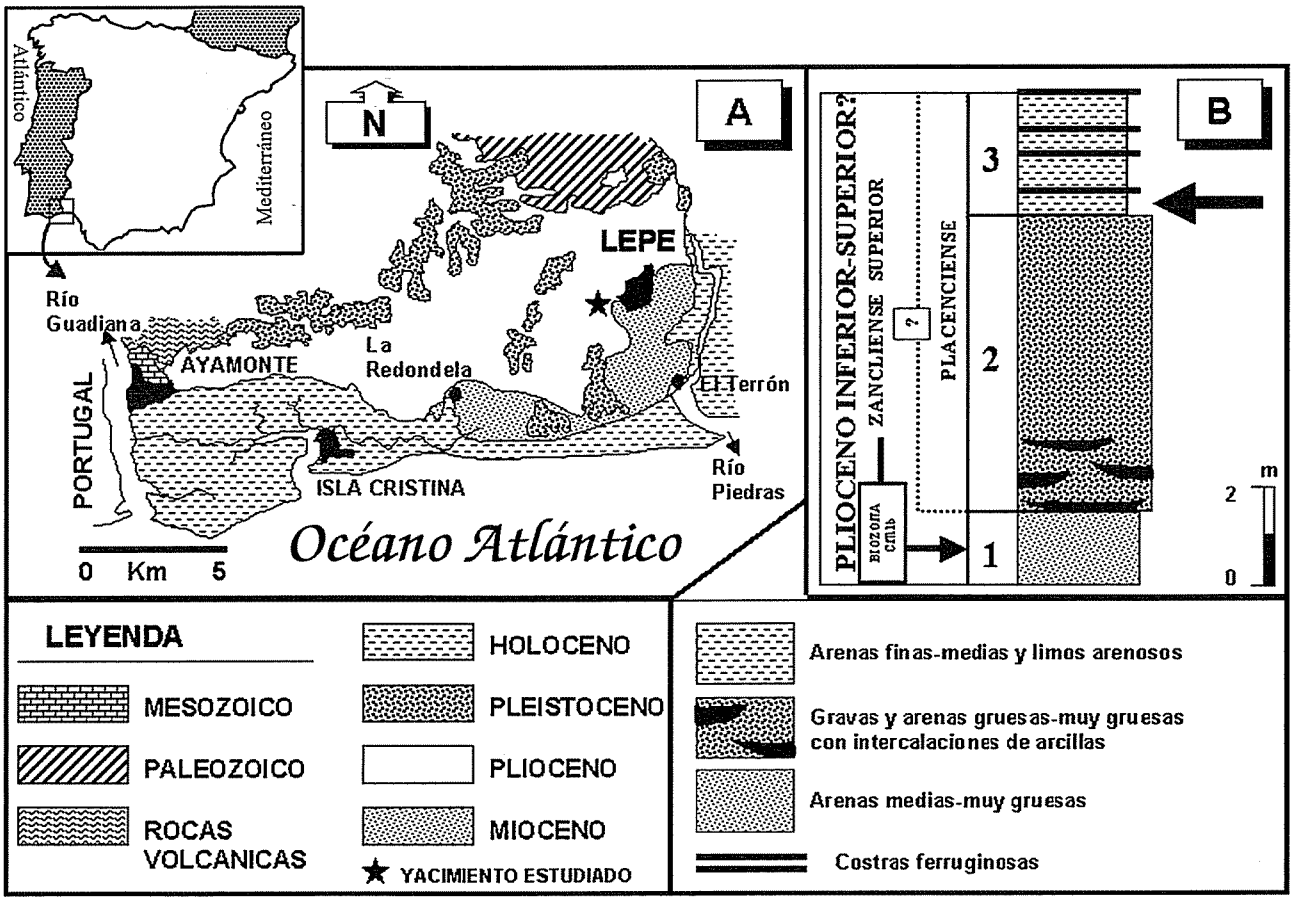


Figura 1. 1.A) situación geográfica y entorno geológico del yacimiento. 1.B) serie litoestratigráfica del yacimiento.

nen en discordancia sobre los materiales infrayacentes, ya sean del Plioceno Inferior, Mioceno Superior o Carbonífero. (fig. 1.A).

Estratigrafía

La serie litoestratigráfica local (fig. 1.B), consta de muro hacia techo de los siguientes tramos:

En la base comenzamos con arenas medias - gruesas amarillentas y masivas, de 1,5 m de espesor visible (tramo 1, fig. 1.B). Se caracterizan por tener un abundante contenido fósil de moluscos (bivalvos, gasterópodos y escafópodos), así como radiolas de equinoideos y balanomorfos. Entre los microfósiles, además de foraminíferos bentónicos banales destacan varias especies de nanoplancton calcáreo. Estos han permitido datar éste nivel como perteneciente a la parte alta del Plioceno inferior (Zancliense superior, biozona CN 11b de Okada & Burky, 1980). El contenido paleoicnológico está representado de forma monoicnoespecífica por *Ophiomorpha nodosa.*

Sigue un nivel variable (entre 2 y 6 metros de potencia) de gravas rojizas con intercalaciones de arcillas blancas y arenas gruesas a muy gruesas (tramo 2, figura 1.b). Estas gravas presentan laminaciones inclinadas de medio-alto ángulo, barras de gravas y arenas con superficies de reactivación y bases erosivas. Intercaladas entre ellas se observan cuerpos canaliformes de arcillas blancas con su base débilmente encajada y con un espesor máximo que varía entre 0,5 y 2 m. En su parte superior pasan a ser más arenosas y presentan frecuentes hiladas microconglomeráticas de escala centimétrica (>10 cm). Presentan laminaciones paralelas horizontales a inclinadas de bajo ángulo, así como ripples de oscilación. En estos niveles arcillosos se localizan también restos de macroflora, de manera semejante a otros sistemas litorales someros del Plioceno español (Sendra, 1992; Sendra, 1993; Sendra *et al.*, 1996; Stokes y Sendra, 1996). Junto con los restos vegetales, también aparecen algunos bivalvos (*Mytilus edulis*, *Mytilus* sp., *Nuculana* (*Lembulus*) *pella* y *Pholas* sp.,) conservados en su mayoría como moldes internos. Los icnofósiles encontrados pertenecen a los icnogéneros *Gastrochaenolites, Gyrolites, Palaeophycus, Skolithos y Thalassinoides*. Las arenas gruesas - muy gruesas son masivas y se hallan localizadas hacia el techo del paquete. Se caracterizan por un alto contenido fosilífero, con una fauna semejante a la del tramo anterior. Los icnofósiles más representativos de esta parte del tramo son *Ophiomorpha y Teichichnus.*

Siguen de 3 a 4 m de arenas finas-medias, pardo-amarillentas y limos arenosos y amarillentos, localizados hacia el techo y el muro del paquete respectivamente (tramo 3, figura 1.b). No se observan estructuras sedimentarias claras. El contenido fósil se concentra principalmente en el tramo limoso y está representado por una fauna igual a la del tramo anterior, pero con un menor número de taxones. El yacimiento estudiado se localiza en la parte inferior de este tramo y en él se reconocen *Callista, Glycymeris, Paphia* y *Solecurtus*. Normalmente están muy limonitizados o en estado de moldes, tanto internos como externos (esto ocurre igualmente con todos los gasterópodos, cuya asignación sistemática es muy difícil debido precisamente a esta condición). El contenido paleoicnológico es elevado, habiéndose reconocido los icnogéneros *Gyrolithes, Ophiomorpha*, y *Teichichnus* para el tramo arenoso, y *Gyrolithes, Ophiomorpha, Palaeophycus, Phycodes, Psilonichnus, Rosselia, Skolitos, Teichichnus, Thalassinoides* y estructuras relacionadas con *Planolites* ichnosp. indet. para el tramo limoso.

Excavación del ejemplar

La excavación se inició con la realización de una perforación alrededor del neurocráneo. Se despejó una sección de 2,5 por 1,5 metros. Tras una concienzuda limpieza del sedimento que recubría el dorso del ejemplar se procedió a efectuar una excavación alrededor de la parte posterior separándolo del sedimento (lámina I, A). Durante este proceso, y debido a la fisuración del ejemplar se desprendieron parte de los arcos zigomáticos, que fueron consolidados. Para evitar daños durante el traslado, se procedió a separar seccionando por la base el proceso frontal del cráneo.

Una vez preparado de este modo el ejemplar, y tras una primera consolidación *in situ*, se procedió a revestir al ejemplar de poliuretano, añadiendo fibras al material a modo de tirantes internos. Esta cobertura (completa) de poliuretano cuando estuvo debidamente consolidada, fue girada utilizando una grúa, de modo que quedó en posición invertida a como fue encontrado el fósil (lámina I, C).

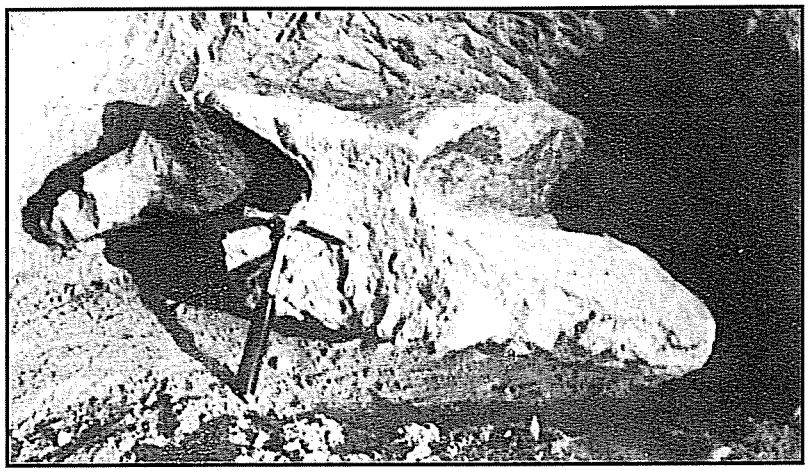
Una vez separado del yacimiento y girado el trozo de neurocráneo recuperado (lámina I, B), se realizó una primera limpieza del sedimento, tendente a eliminar el peso inútil sobre el fósil que pudiera ser perjudicial al trasladarlo.

Durante esta limpieza de la parte ventral del cráneo se encontró un diente de seláceo (G. *Isurus*) así como diversos moldes de invertebrados (bivalvos en su mayor parte). En una posición transversal por la parte media del cráneo (aproximadamente) apareció el epistrofeo (lámina II, E)

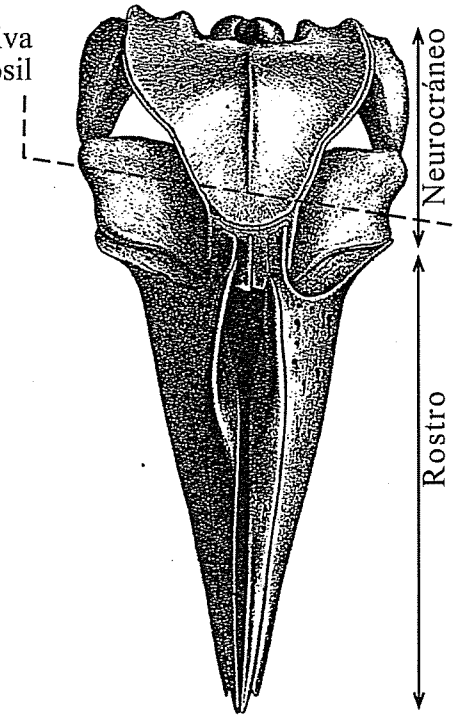
Una vez eliminado todo el sedimento posible de la parte ventral se procedió a consolidar el ejemplar. El Fósil fue trasladado con la ayuda de un camión grúa al Dpto. de Geología la Universidad de Huelva, donde quedó para los posteriores trabajos de restauración.

Tras la extracción del ejemplar, se procedió a restaurar el frente del talud que se excavó, rellenando primero la oquedad con parte del sedimento y rocas arrancados, y cerrando el frente con cemento y ladrillos.

LÁMINA I



A) Imagen del ejemplar en el yacimiento antes de proceder a su extracción. La construcción de la carretera primero, y su ampliación posterior tuvieron como consecuencia la pérdida de la parte rostral (mostrado en el esquema del cráneo representado a la derecha).



B) Cráneo de *Balaenoptera laticeps* (*B. acutorostrata* actualmente), según Van Beneden y Gervais (1880), mostrando la parte correspondiente al fósil recuperada (neurocráneo).

C) *Balaenoptera acutorostrata* actual (vista de la mitad neurocraneal). La linea discontinua indica el equivalente al fósil extraido representado abajo. Ambos están en vista ventral. La escala es válida para los dos.

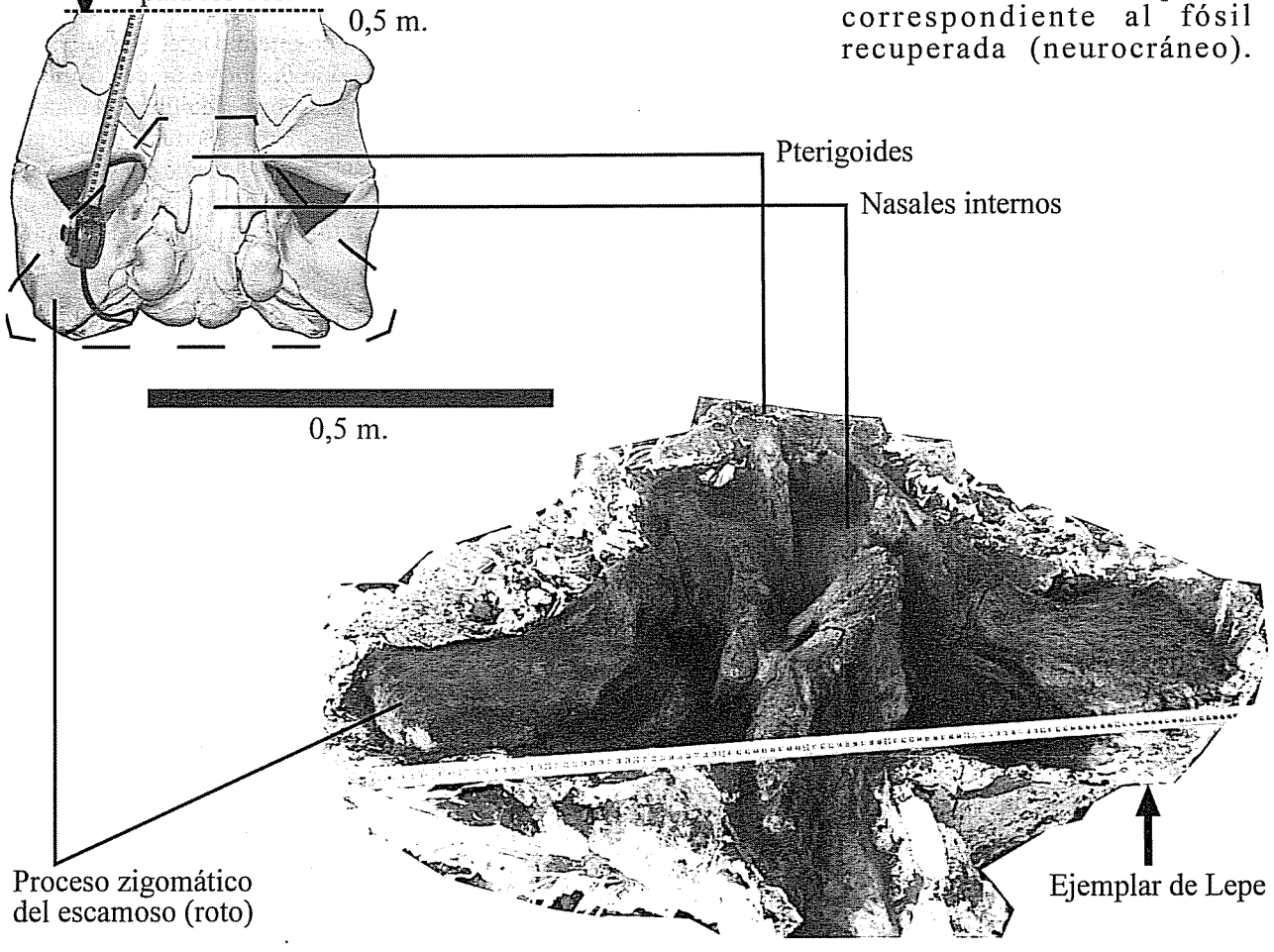
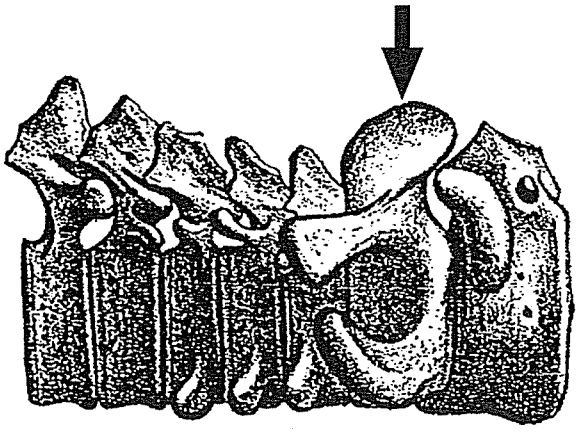
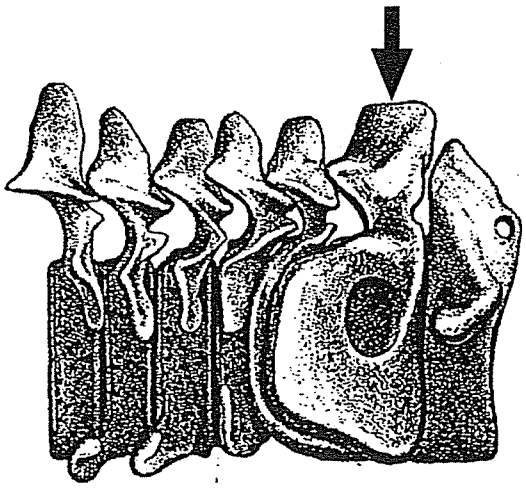


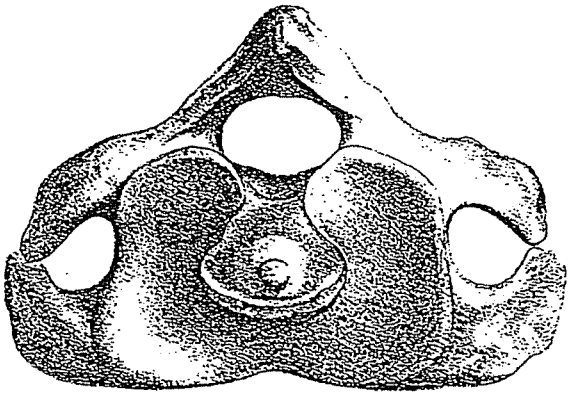
LÁMINA II



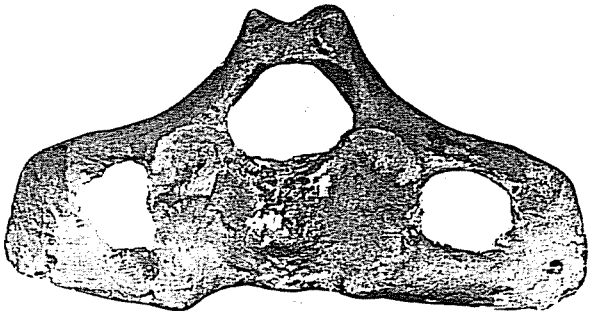
A) Paquete de cervicales de *Megaptera longimana* (*M. novaeangliae* actualmente) según Van Beneden y Gervais (1880). Los procesos laterales del epistrofeo (señalado) no se unen.



B) Paquete de cervicales de *Balaenoptera laticeps* (*B. acutorostrata* actualmente) según Van Beneden y Gervais (1880). Los procesos laterales del epistrofeo (señalado) se unen fusionamdose formando un arco.

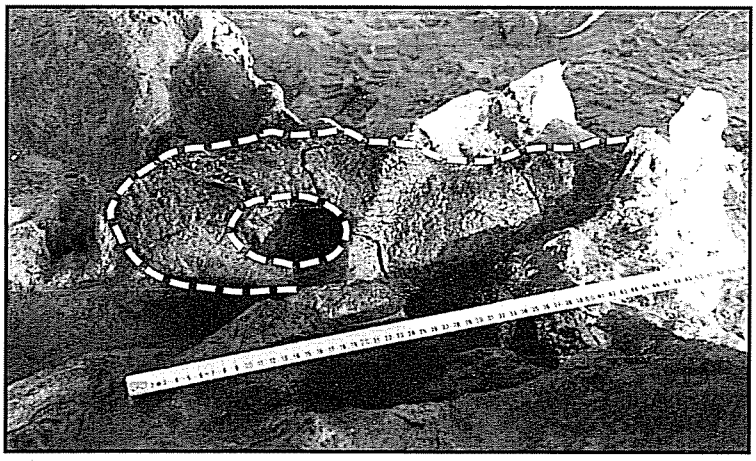


C) Epistrofeo de *Balaenoptera musculus* según Cagnolaro *et al.* (1983). Los procesos laterales del epistrofeo se unen sin fusionarse formando un arco.



D) Epistrofeo del ejemplar de *Balaenoptera acutorostrata cuvierii* publicada por Caretto (1970). En esta subespecie los procesos laterales del epistrofeo se unen fusionandose formando un arco.

E) Epistrofeo del ejemplar localizado en Lepe. Los procesos laterales se unen fusionandose formando un arco, indicando claramente que son unos restos de un ejemplar del género Balaenoptera. La especie será establecida tras la restauración y estudio completo del cráneo.



Discusión taxonómica

El ejemplar recuperado es por desgracia incompleto. La ejecución de las obras destruyó todo el rostro del ejemplar (lámina I , A, B y C). No obstante, la parte recuperada es muy significativa. A pesar que el gran volumen y peso del fósil dificulta su manejo, estando pendiente todavía su reconstrucción y estudio biométrico intensivo, los datos recogidos de los caracteres osteológicos en esta primera fase son lo suficientemente importantes como para permitir una primera catalogación a nivel genérico.

La estructura subtriangular del escudete supraoccipital, arcos zigomáticos, frontales y occipitales son claramente de un cetáceo misticeto. Más aún, el ángulo formado por este escudete supraoccipital y la horizontal de la columna vertebral es más pequeño que los correspondientes a las familias Balaenidae y Eschrichtidae, siendo en cambio similar a los de la familia Balaenopteridae.

El epistrofeo suelto también es una característica de las familias Balaenopteridae y Eschrichtidae, mientras que las especies de la familia Balaenidae tienen las cervicales fusionadas, no obstante la estructura del cráneo antes descrita sitúa al ejemplar dentro de los balaenopteridos.

Dentro de la familia Balaenopteridae tenemos dos géneros: *Balaenoptera* (rorcuales) y *Megaptera* (yubartas o corcovadas). El género *Balaenoptera* está representado actualmente por cinco especies (*B. physallus*, *B. musculus*, *B. acutorostrata*, *B. borealis* y *B. edeni*), mientras que el género *Megaptera* sólo tiene una (*M. novaeangliae*).

El epistrofeo del ejemplar recuperado tiene los procesos laterales unidos y fusionados formando un arco (lámina II, E) característica que los separa totalmente del género *Megáptera* (lámina II, A) en los que el epistrofeo desarrolla procesos laterales que no se unen. El género *Balaenoptera* si que posee esta característica, fusionándose totalmente en unas especies (lámina II, B y D), mientras que en otras se unen sin fusionarse (lamina II, C). El epistrofeo del ejemplar localizado en Lepe (lámina II E) muestra unas características más cercanas a la *Balaenoptera acutorostrata* (actual) y a la *Balaenoptera acutorostrata cuvierii* del Plioceno de Italia.

No obstante, hay que señalar que aunque se presentan como elementos comparativos ejemplares de *B. acutorostrata* y *B. acutorostrata cuvierii* (lámina I, B y C; lámina II B y D), con los que presenta una notoria semejanza morfológica, existe una diferencia de tamaño importante. En los ejemplares actuales de *B. acutorostrata* estudiados en la colección de vertebrados de la Estación Biológica de Doñana la distancia entre arcos zigomáticos era un poco mayor que la mitad del ejemplar de Lepe, que tiene unos 130 cm. (están algo dañados) aunque se trataba de ejemplares subadultos y adultos jóvenes. En el ejemplar de *B. acutorostrata cuvierii* de Italia descrito por Caretto (1970) esta distancia es de 102 cm., menor también que en el ejemplar onubense aunque más cercana a la medida estimada en nuestro ejemplar, siendo la longitud total del fósil italiano (es un esqueleto articulado completo) de 8 m. De hecho, el ejemplar de cráneo de *B. acutorostrata* actual mostrado como referencia (lámina 1, C) pertenece a un animal de cuatro metros. El tamaño estándar de esta especie es de 8 m., conociéndose algunos ejemplares de 10 m. (Watson, 1988), aunque en las aguas litorales españolas los animales actuales de esta especie que aparecen tienen un menor tamaño (comunicación personal del Dr. J. A. Valverde).

Por lo tanto, hasta que no se complete la reconstrucción del ejemplar de Lepe y se comparen las biometrías con ejemplares de las diferentes especies actuales y fósiles, lo prudente es dejar la taxonomía del ejemplar que presentamos en este estudio como:

Orden Cetacea Brisson, 1762.
Suborden Misticeti Flower, 1864.
Familia Balaenopteridae, Gray, 1864.
Género *Balaenoptera* (Linnaeus 1758).
Balaenoptera sp.

Agradecimientos

Al Dr. José Antonio Valverde y a todo el personal de la estación Biológica de Doñana (Sevilla), sobre todo al Dr. José Cabot, conservador responsable de las colecciones de vertebrados por la extrema cortesía y las facilidades recibidas para revisar ejemplares actuales de mamíferos marinos.

Además, y muy especialmente, a D. Alberto Parra, quien localizó este ejemplar de Lepe y nos comunicó el hallazgo para que fuera recuperado, estudiado y que pueda formar parte de nuestro común patrimonio paleontológico.

Este trabajo ha sido realizado dentro del marco del grupo de investigación nº RNM 0219 "G. I. NATURALAT" de la Junta de Andalucía.

Bibliografía

Caretto, P. G. 1970. La balenottera delle sabbie plioceniche di Valmontasca (Vigliano d'Asti). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **9**, 1, 3-75.

Cagnolaro, L., Di Natale, A. y Notabartolo di Sciara, G. 1983. *Cetacei*. Consiglio Nazionale delle Ricerche. 186 pp.

Mayoral, E. y Muñiz, F. 1994a. Presencia de un nuevo cefalópodo sepioideo en el Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir, (Lepe, Huelva, España). *Coloquios de Paleontología,* **46**, 161-174.

Mayoral, E. y Muñiz, F. 1994b. Icnofacies de *Gnathichnus* en el sector Suroccidental de la Cuenca del Guadalguivir. *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología,* 133-134.

Okada, H. y Burky, D. 1980. Suplementary modification and introduction of code number to the low latitude coccolith bioestratigraphic zonation (Burkey, 1973, 1979). *Marine micropaleontology,* **5**, 3, 171-187.

Sendra, J. 1992. Aporte al conocimiento de la fauna vertebrada del Terciario del Sureste Peninsular. *Comunicaciones de las VIII Jornadas de Paleontología,* 149.

Sendra, J. 1993. Contribution to the taphonomical knowledge of marine mammal remains in the Neogene outcrops of Almería (Spain).

Comunicaciones del Premier congrès européen de Paleontologie, Lyon, 117.

Sendra, J. R. y De Renzi, M. 1995. Mamíferos marinos fósiles del Neógeno del sur de Alicante. *Comunicaciones de las XI Jornadas de Paleontología,* 165-166

Sendra, J., Stokes, M. y De Renzi, M. 1996. Consecuencias Tafonómicas de la evolución de un Fan-Delta: el Konservat Fossil-Lagerstätte de Cuevas del Almanzora (Plioceno, Almería, España). *Comunicaciones de la II Reunión de Tafonomía y Fosilización, Institución Fernando el Católico,* 357-362.

Stokes, M. & Sendra, J.R. 1996. Stratigraphical, sedimentological and palaeontological consequences of pliocene fan-delta evolution, Vera Basin, Southeast Spain. *2nd Urra Field Meeting, SE Spain: Field Guide.* Mather, A.E. & Stokes, M. (eds.), University of Plymouth. Pp. 49-57.

Sendra, J.R., Bajo, I. y Cárdenas, 1996. Un ejemplar de Misticeto (Mammalia: Cetacea) del Plioceno inferior de Alcalá de Guadaira (Sevilla). *Comunicaciones de las XII Jornadas de Paleontología.* (T. Palacios y R. Gozalo Eds.). Badajoz, 116-117.

Van Beneden y Gervais, P. 1880. *Ostéographie des cétacés vivants et fossiles comprenant la description et l'iconographie du squelette et du système dentaire de ces animaux, ainsi que des documents relatifs a leur historie naturelle.* Arthus Bertrand, Libraire editeur, Libraire de la Sociéte de Geographie. Rue Hautefeuille, 21.

Watson, L. 1988. *Whales of the world.* Century Hutchinson (ed.). ISBN 0 09 159711 0. 302 pp.

Temas Geológico-Mineros ITGE, vol. 26, Madrid 1999. I.S.B.N.: 84-7840-381-7
©Instituto Tecnológico Geominero de España

Aplicación del método de rarefacción (Sanders, 1968) para determinar el número mínimo representativo de foraminíferos fósiles en diferentes paleoambientes en la albufera cuaternaria de Elche-Santa Pola (Alicante, España)

J. Usera y A.M. Blázquez
Departamento de Geología. Universitat de València, Dr. Moliner, 50, 46100-Burjassot. Valencia
E-mail: usera@uv.es, ana.m.blazquez@uv.es

Introducción

El área de estudio está situada en la Depresión de Elche, en la provincia de Alicante, en el extremo septentrional del corredor de desgarre sinistral definido por Montenat *et al.* (1987) en las Cordilleras Béticas. Comprende un sinclinal subsidente (Echalier *et al.*, 1978) ocupado por espacios lacustres, entre los domos de Santa Pola y el Molar, cuyos ejes convergen periclinalmente hacia la depresión (Montenat, 1973). En la albufera de Elche-Santa Pola se han realizado una serie de sondeos a partir de los cuales se pretende reconstruir la evolución cuaternaria de este espacio litoral durante el Cuaternario. Para ello se ha efectuado un análisis taxonómico de los foraminíferos fósiles que ha permitido determinar asociaciones de especies eurihalinas, sobre todo en ambientes salobres, y estenohalinas correspondientes a salinidades normales marinas.

La realización de estudios cuantitativos tanto en Ecología como en Paleoecología necesita plantearse, en primer lugar, cuántos ejemplares han de ser contados para que queden representadas la mayor parte de las especies de la muestra y cuál es el volumen de la misma que asegura la máxima información o la mínima pérdida de especies en el muestreo. Para tratar de resolver estos problemas muchos autores (Höglund, 1947, Parker, 1948, Phleger, 1960, Ujié, 1962, Walton, 1955, Denninson & Hay, 1967, Chang, 1967, Wright y Hay, 1971, Buzas, 1990, Paul, 1992) han establecido diferentes números de ejemplares y de volúmenes.

Dado que en nuestro caso se plantea una variación temporal localizada en un punto de esta zona costera cuaternaria, donde van a tener lugar cambios ambientales importantes por las fluctuaciones del nivel del mar, hemos aplicado el método de rerefacción (Sanders, 1968), modificado por Hurlbert (1971) para calcular el mínimo número de individuos necesario en cada muestra utilizando el análisis combinatorio.

Material y métodos

El sondeo Pinet está situado en 30SYH0813/2868 en coordenas UTM, en una de las restingas que cerraron la antigua albufera (Rosselló y Mateu, 1978), a 600 m de distancia de la línea de costa actual, a + 1 m s.n.m. Alcanzó una profundidad de 36 m en maniobras sucesivas de extracción de tres metros y tiene un diámetro de 15 cm. Fueron estudiadas 176 muestras separadas por una distancia media de 20 cm.

Una vez seco el sedimento se pesaron 100 gr, que se trataron según las técnicas habituales en micropaleontología, es decir, desagregadas utilizando hidróxido sódico y agua oxigenada y tamizadas en tres fracciones: >0,4 mm, >0,125 mm y >0,063 mm. A continuación, se procedió a la separación de los caparazones de foraminíferos empleando, cuando fue necesario, líquidos densos como tetracloruro de carbono. En estos casos se observó el material no flotado con objeto de recuperar los posibles ejemplares que hubiesen quedado en el fondo.

Fueron cuarteadas aquellas muestras que presentaban a simple vista un número elevado de individuos. En algunas de ellas los caparazones aparecen concentrados en una de las fracciones, por lo que las fracciones no fueron cuarteadas las mismas veces. En estos casos se procedió a uniformizarlas, de tal manera que si una de las fracciones había sido cuarteada menos veces que la otra de la misma muestra, se dividió el número de individuos obtenido de la primera tanta veces como fuese necesario hasta corresponderse con el cuarteo de la otra fracción.

Para calcular el número de individuos necesarios para tener una adecuada estimación del total de especies en cada ambiente se ha procedido a la elaboración de curvas de rarefacción para cada muestra, obtenidas a partir de la expresión de Hurlbert (1971), y ya discutida por Raup y Stanley (1978) y Hayek & Buzas (1997).

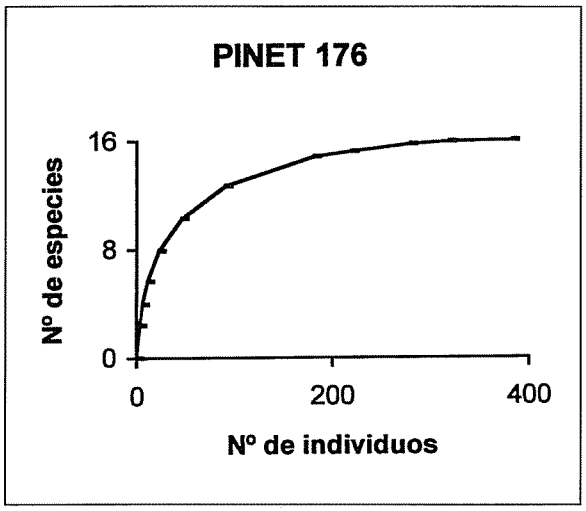
$$E(Sm) = \sum_{i=1}^{S} \left[1 - \frac{\begin{bmatrix} N-Ni \\ m \end{bmatrix}}{\begin{bmatrix} N \\ m \end{bmatrix}}\right]$$

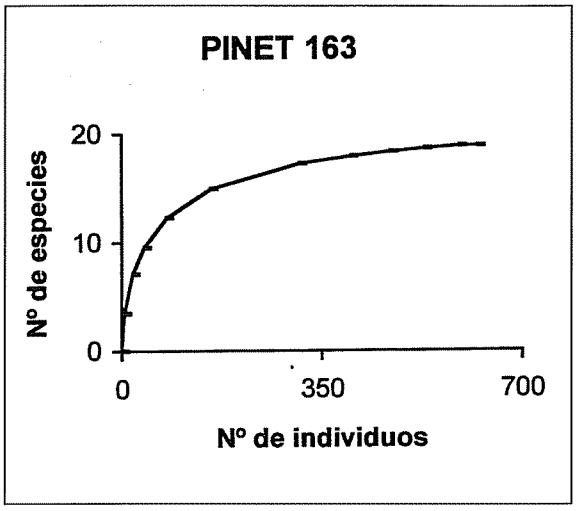
donde **E(Sm)** es el número estimado de especies, **N** el número total de individuos, **S** el número total de especies y **Ni** es el número de individuos en cada especie.

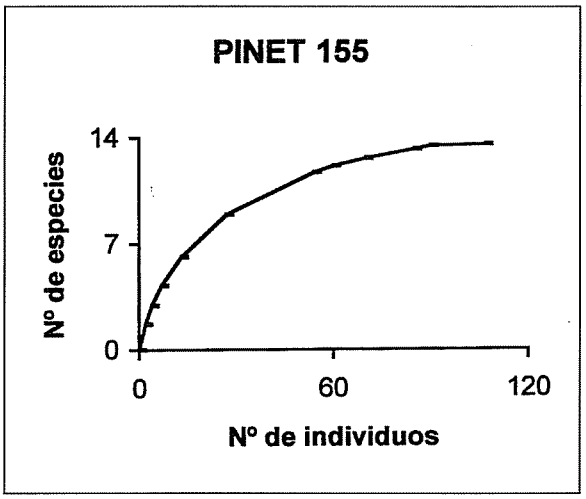
El resultado de esta ecuación es la estimación del número de especies para un número determinado de individuos, que son los parámetros base para el cálculo de la curva de rarefacción, cuya morfología cuando tiende a ser asintótica indica que aunque se hubiesen separado más individuos el número de especies se mantendría constante.

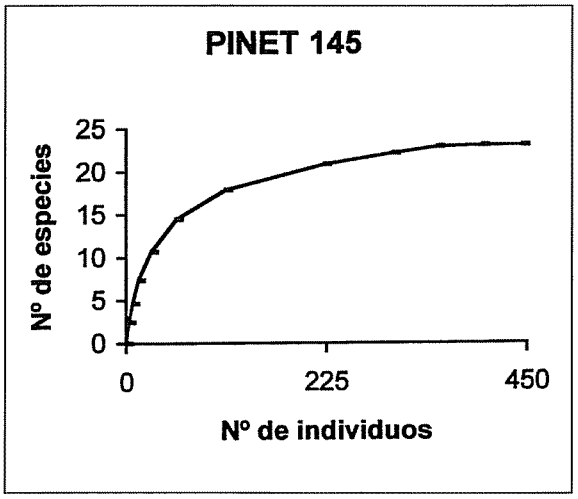
Resultado y discusión

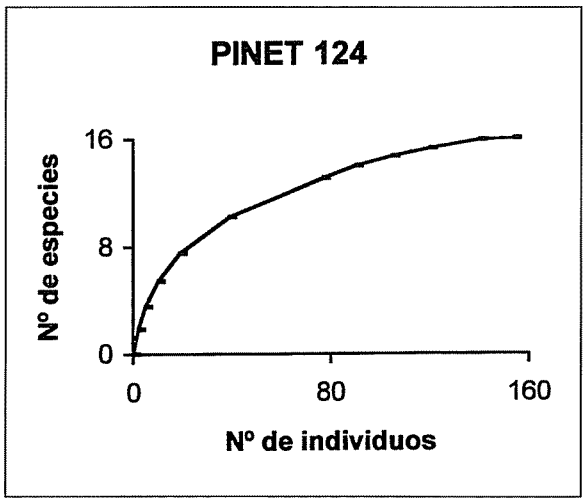
En las 99 muestras con foraminíferos se han obtenido un total de 61.629 individuos distribuidos en 81 especies,

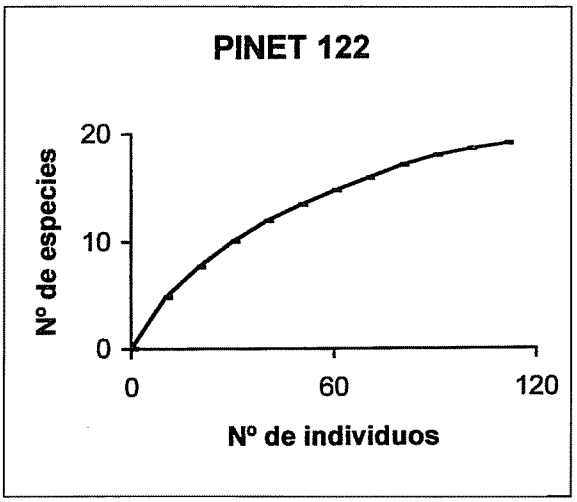

PINET 176
Nº de especies
16
8
0
0
200
400
Nº de individuos

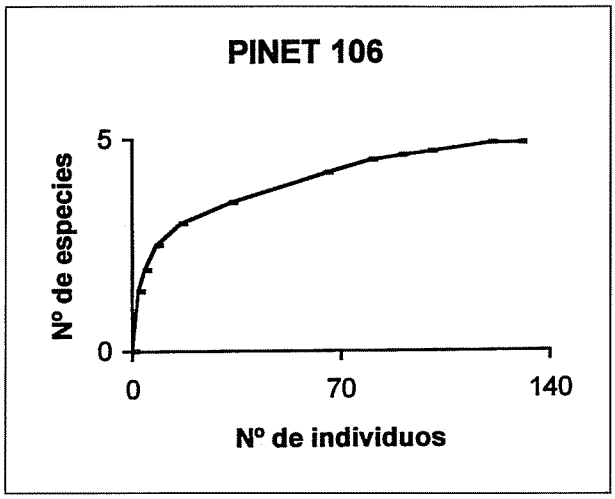

PINET 163
Nº de especies
20
10
0
0
350
700
Nº de individuos

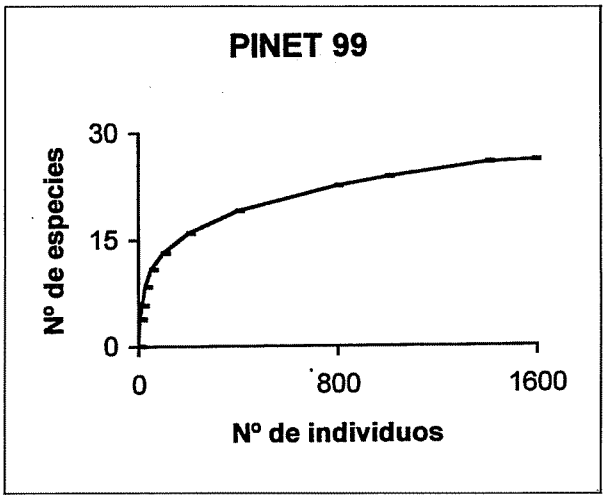

PINET 155
Nº de especies
14
7
0
0
60
120
Nº de individuos

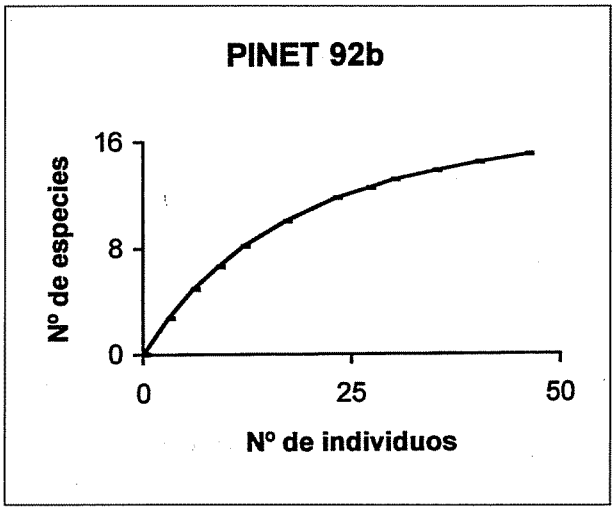

PINET 145
Nº de especies
25
20
15
10
5
0
0
225
450
Nº de individuos

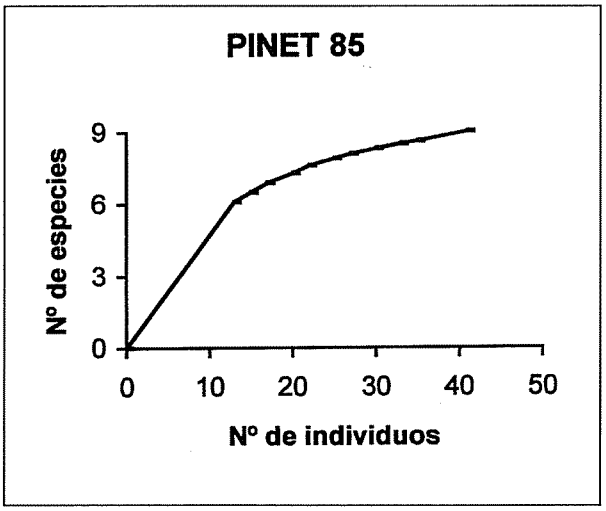

PINET 124
Nº de especies
16
8
0
0
80
160
Nº de individuos

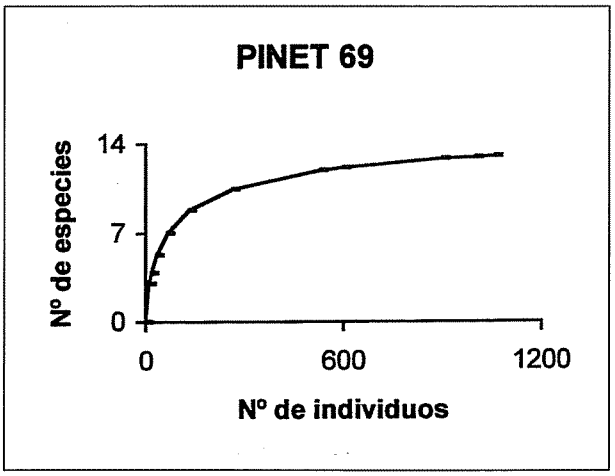

PINET 122
Nº de especies
20
10
0
0
60
120
Nº de individuos

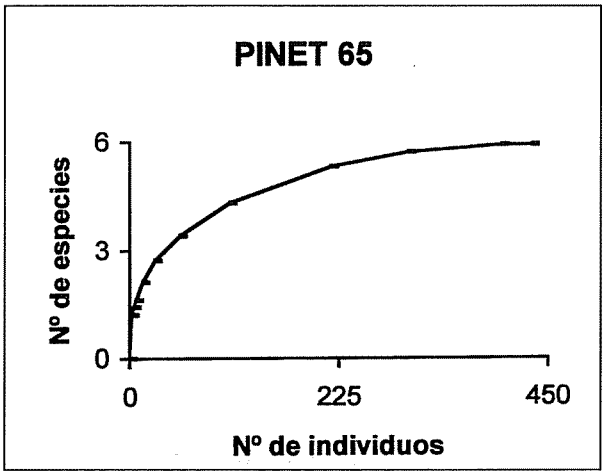

PINET 106
Nº de especies
5
0
0
70
140
Nº de individuos

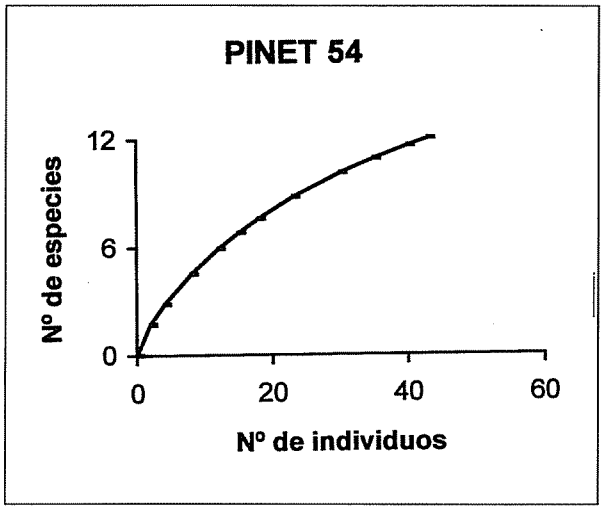

PINET 99
Nº de especies
30
15
0
0
800
1600
Nº de individuos

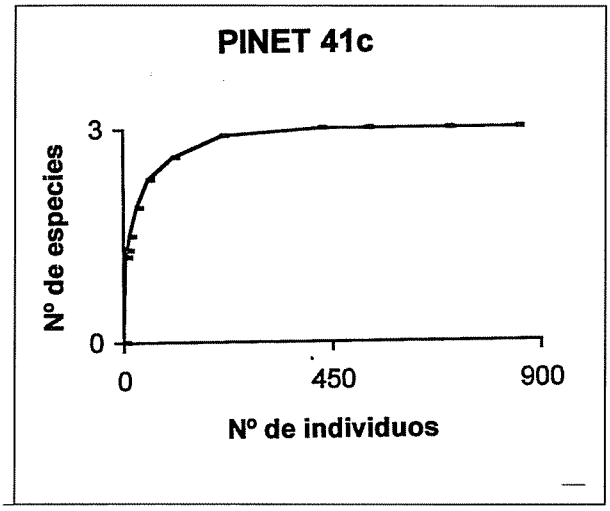

PINET 92b
Nº de especies
16
8
0
0
25
50
Nº de individuos

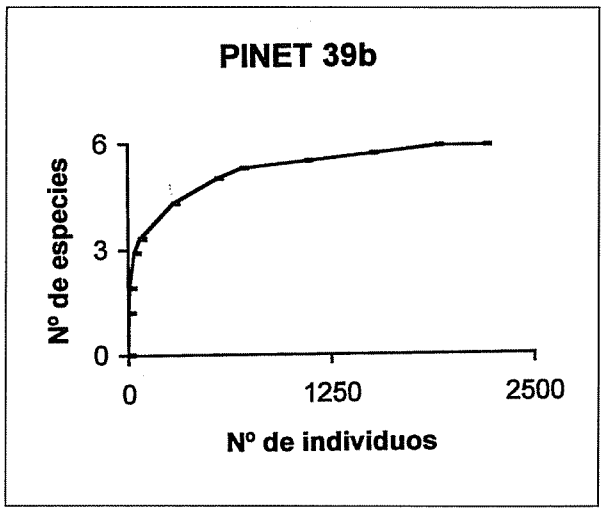

PINET 85
Nº de especies
9
6
3
0
0
10
20
30
40
50
Nº de individuos

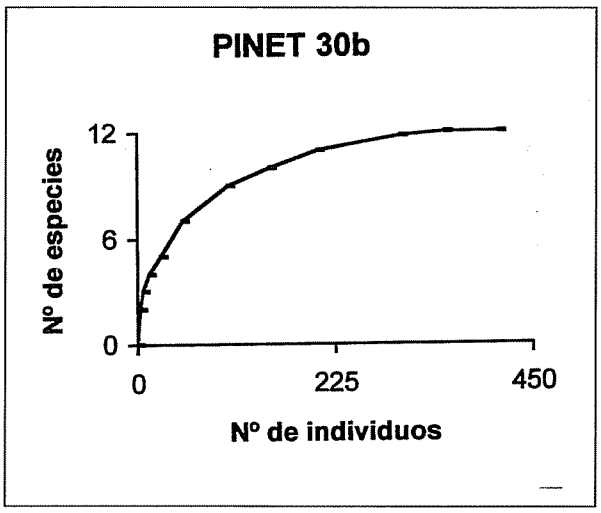

PINET 69
Nº de especies
14
7
0
0
600
1200
Nº de individuos

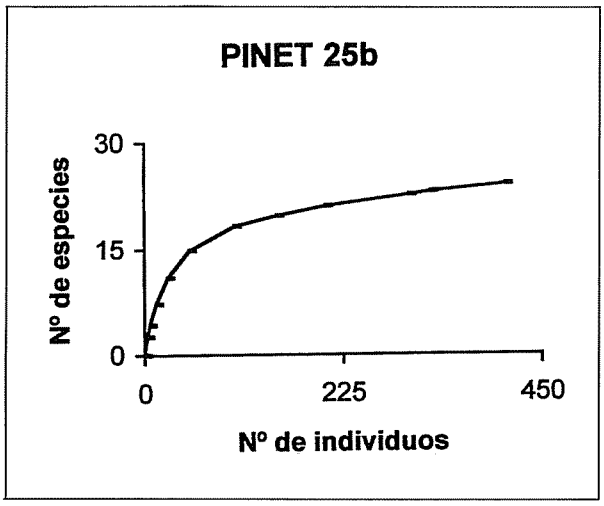

PINET 65
Nº de especies
6
3
0
0
225
450
Nº de individuos

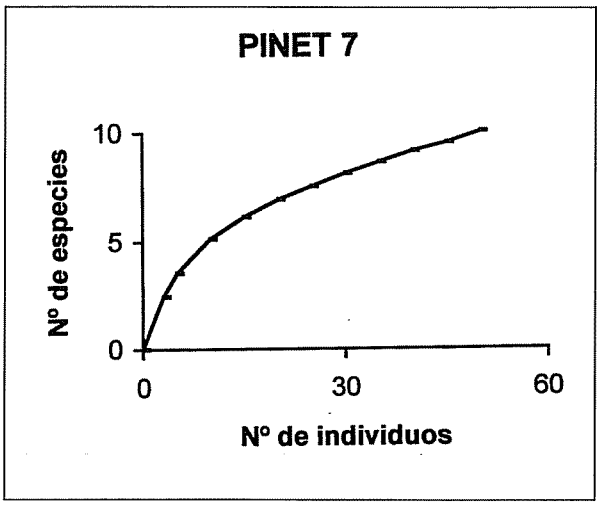

PINET 54
Nº de especies
12
6
0
0
20
40
60
Nº de individuos


PINET 41c
Nº de especies
3
0
0
450
900
Nº de individuos


PINET 39b
Nº de especies
6
3
0
0
1250
2500
Nº de individuos


PINET 30b
Nº de especies
12
6
0
0
225
450
Nº de individuos


PINET 25b
Nº de especies
30
15
0
0
225
450
Nº de individuos


PINET 7
Nº de especies
10
5
0
0
30
60
Nº de individuos

que han sido la base para la identificación en este punto de una sucesión vertical de diversos paleoambientes.

En el ambiente infralitoral (Pérès y Picard, 1964) que se observa desde la base del sondeo hasta -23 m (muestras 176-126) se han elaborado 32 curvas de rarefacción correspondientes a cada una de las muestras con foraminíferos bentónicos. El número de individuos es variable en todas ellas, y va desde 350 a 1.200 ejemplares. La morfología de la curva es claramente ascendente hasta los 300 individuos, punto a partir del cual presenta una tendencia a ser asintótica. El número de individuos en 50 gr y el número de especies indican variaciones entre las muestras, de forma que se observa un descenso de los mismos hacia -26 m (muestras 137-126). En estos casos, las curvas presentan morfologías más variables debido seguramente a la actuación de factores tafonómicos, tanto biostratinómicos como fosildiagenéticos, que destruyen buena parte de la información paleobiológica.

Entre las muestras 124 y 106 (2,20 m de espesor) se instala un ambiente aluvial con un episodio intercalado de alta energía. Se han realizado 3 curvas de rarefacción que corresponden a las 3 muestras con foraminíferos bentónicos. Éstos son, con mucha probabilidad, reelaborados de niveles infralitorales anteriores y en estos casos las curvas de rarefacción varían de morfología en función de la mayor o menor actuación de los agentes de transporte. Con posterioridad, entre -19 m y -20,75 m (muestras 104-97) se observa un acercamiento de la línea de costa con la formación de un nivel infralitoral caracterizado por la abundancia y diversidad específica de foraminíferos y el óptimo estado de conservación de sus caparazones. Las curvas de rarefacción tienden a ser asintóticas alrededor de los 600-700 individuos.

Entre las muestras 95 y 87b (1,70 m de espesor) se detecta un alejamiento de la línea de costa y la consiguiente progradación continental en forma de un llano aluvial distal con la instalación de ambientes palustres de carácter estacional. Por tanto, los caparazones de foraminíferos encontrados son reelaborados y escasos y las curvas de rarefacción (6) son muy variadas aunque en pocas ocasiones llegan a ser asintóticas. Lo mismo ocurre en las 5 curvas realizadas en las muestras del nivel aluvial que se observa entre las muestras 85 y 77b donde desaparecen las facies palustres anteriores y aparecen foraminíferos reelaborados del Mioceno y Plioceno de los relieves circundantes junto con otros procedentes de antiguos depósitos marinos cuaternarios.

Entre 15,60 m y 12,85 m (muestras 75 y 60) se observa la asociación démica (Fernández López, 1991) de *Ammonia beccarii tepida* (Cushman) y *Haynesina germanica* (Ehremberg) junto con otras especies reelaboradas. Las 7 curvas de rarefacción se han realizado con el total de individuos y su morfología no presenta una tendencia uniforme en las muestras debido a la posible actuación de agentes de transporte. Si se hubiesen incluido sólo las especies démicas serían necesarios muchos menos individuos para que las curvas fuesen próximas a ser asintóticas. Lo mismo ocurre entre las muestras 59b y 52 ya que a partir de ésta última hasta la 43b no aparecen caparazones de foraminíferos, debido a la instalación de un ambiente aluvial una vez desecada la laguna.

A -9 m y -8,2 (muestras 43b-39b) se observa que las 10 curvas de rarefacción realizadas se caracterizan por ser asintóticas alrededor a 150-200 individuos. La diversidad específica de especies es baja (entre 9 y 2) y aumenta el número de ejemplares por muestra. La asociación de foraminíferos *Elphidium excavatum* (Terquem), *A. beccarii tepida* y *H. germanica* y el ostrácodo *Cyprideis torosa* (Jones) indican un medio de aguas salobres. El acercamiento de la línea de costa se traduce en una mayor influencia marina en la albufera, entre las muestras 39a y 26b (entre -8 y -5,55 m). Esto supone un aumento del número de especies y por tanto del número necesario de individuos para extraer la cifra más próxima al total de especies presentes. Las 16 curvas de rarefacción realizadas tienen tendencia a ser asintóticas a partir de los 600-700 individuos.

Después de una calcarenita, de 2,4 m de potencia, que aparece entre las muestras 25b y 16, se depositan 3,3 m de sedimento (muestras 15-1) en un ambiente supralitoral (Pérès & Picard, 1964) donde se han realizado 12 curvas de rarefacción. La morfología de las mismas es muy variable y se deduce una intensa actuación de factores tafonómicos, de modo que cada asociación es el resultado de un proceso tafonómico realizado sobre los niveles anteriores.

Conclusiones

Del estudio de la aplicación del método de rarefacción a las muestras de un sondeo realizado en la antigua albufera cuaternaria de Elche-Santa Pola, donde se registra una sucesión de diversos ambientes, parece deducirse que:

1° El número de foraminíferos necesario para obtener una muestra estadísticamente representativa varía de un ambiente a otro.

2° En medios salobres deberían extraerse entre 150 y 200 individuos.

3° En ambientes infralitorales o lagunas litorales con influencia marina deben obtenerse entre 600 y 700 ejemplares.

4° En ambientes continentales, cuando el objetivo sea estudiar las asociaciones de foraminíferos desde el punto de vista tafonómico, el número mínimo de individuos dependerá en cada caso del grado de incidencia de los factores biostratinómicos y fosildiagenéticos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Fundación Volkswagen-Stiftung, proyecto I/68226. También ha sido posible gracias a una beca del Plan Nacional

de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico llevada a cabo en la empresa Sondeos, Estructuras y Geotécnia S.A.

Bibliografía

Buzas, M.A. 1990. Another look at confidence limits for species proportions. *Journal of Paleontology*, **64**, 842-843

Chang, Y.M. 1967. Accuracy of fossil percentage estimation. *Journal of Paleontology*, **41**: 500-502

Denninson, J.M. & Hay, W. 1967. Estimating the need sampling area for subaquatic ecologic studies. *Journal of Paleontology*, **41** (3), 706-708.

Échallier, J.C., Gauyau, F., Lachaud, J.C. & Talon, B. 1978. Première mise en évidence par sondages électriques d'accidents affectant les terrains quaternaires récents dans la province d'Alicante (Espagne). *C.R. Acad.Sc. Paris*, **286**, 1129-1131.

Fernández López, S. 1991. Sistemas tafonómicos: función y evolución. *Rev. Esp. de Paleont.* Num. Extr., 21-34.

Hayek, L.C. & Buzas, M.A. 1997. *Surveying Natural Populations*, Columbia University Press, 563 p.

Höglund, H. (1947): Foraminifera in the Gullmar Fjord and Skagerak. *Zool Bidr. Upps*, **26**, 1-328.

Hurlbert, S.H. 1971. The nonconcept of species diversity: a critique and alternativa parameters. *Ecology*, **52**, 577-586.

Montenat, C. 1973. *Les formations néogènes et quaternaires du Levant Espagnol.* Tesis Doctoral, París Orsay, 1170 p.

Montenat, C., Ott D'Estevau, P. & Masse, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolvings in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull Centres Rech. Explor.*, **11**, 1-22.

Parker, F.L. 1948. Foraminiferal of the continental shelf from the Gulf of Maine to Maryland. *Harvard Col. Mus. Comp. Zool. Bulletin*, **100** (2), 213-241.

Paul, C.R. 1992. Milankovitch cycles and microfossils: Principles and practica of paleoecological analysis allustred by Cenomanian chalk-marl rhythms. *Journal of Micropaleontology*, **VII** (1), 95-105

Pérès, J.M. & Picard, J. 1964. *Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer mediterranee*, **31** (47), 137 p.

Phleger, F.B. 1960. *Ecology and distribution of recent Foraminifera.* Jhons Hopkins Press, Baltimore, 297 p.

Raup, D.M. & Stanley, S.M. (1978): *Principios de Paleontología*, Ariel, Barcelona, 456 p.

Rosselló, V.M. y Mateu, J. 1978. El litoral cuaternario de Santa Pola. Consideraciones generales. *Cuadernos de Geografía*, **23**, 1-18.

Sanders, H.L. 1968. Marine benthic diversity: A comparative study. *The American Naturalist*, **106**, 414-418.

Ujié, H. 1962. Introduction of stadistical foraminiferal zonation. *Journal Geological Society Japan*, **68**, 803, 431-450.

Walton, W.R. 1955. Ecology of living benthonic Foraminifera. Todos Santos Bays, Baja California. *Journal of Paleontology*, **29**, 952-1018.

Wright, R. & Hay, W. 1971. The abundance and distribution of foraminifers in the back-reef environment, Molasses Reef, Florida, *Miami Geological Society*, **1**, 121-174.