XI JORNADAS DE PALEONTOLOGIA

TREMP, 26-29 de octubre de 1995

Editado por:
Gregorio López, Antonio Obrador y Enric Vicens

Tremp 95

Portada.- Fondo: *Hippurites socialis* Douvillé. Foto pequeña izquierda: vista general de la Sierra de Sant Corneli y las Collades de Basturs. Foto pequeña derecha: seccion transversal de un agregado de rudistas (*Hippurites* cf. *resectus* Defrance).

Diseño de la portada: Albert Casanelles.

Entidades, instituciones y empresas patrocinadoras o colaboradoras

Universitat Autònoma de Barcelona

Ministerio de Educación y Ciencia (DGICY)

Generalitat de Catalunya (DGR)

Ajuntament de Tremp

Ajuntament d'Isona

Institut d'Estudis Ilerdencs

Consell Comarcal del Pallars Jussà

Caixa d'Estalvis i Pensions de Barcelona

Museu de la Conca Dellà / Parc Cretaci

Hospital Comarcal del Pallars

Hotel Segle XX

Editado por: G. López, A. Obrador y E. Vicens
Unitat de Paleontologia. Departament de Geologia. U.A.B.
Impreso por: C. Casacuberta. Barcelona

ISBN: 84-600-9248-8 Dep. leg.: B-40505-95

INDICE TEMÁTICO

Nuevo registro del olénido Jujuyaspis keideli (Trilobita) en la Quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy, Argentina. Su importancia bioestratigráfica - Guillermo Federico Aceñolaza 13

Revisión sistemática, paleoecología y evolución de los Estenonianos europeos (Perissodactyla, Equidae) - María Teresa Alberdi, Edgardo Ortiz Jaureguizar y José Luis Prado 17

Construcciones de corales en una plataforma siliciclástica - carbonatada en Sant Procopi, Igualada (Cuenca del Ebro) - G. Álvarez, P. Busquets, J. Franquès y N. Solé de Porta 19

Los corales del área tipo del Ilerdiense (la Conca de Tremp, Lleida, España) - German Álvarez y Miquel de Renzi 21

Restos de dinosaurios del Maastrichtiense de la Conca de Tremp, Lleida (cuenca de antepais Pirenaica Meridional) - Luis Ardévol , M. Lourdes Casanovas y J. Vicente Santafé 25

El límite Paleoceno/Eoceno en el corte de Campo (Paraestratotipo del Ilerdiense) con foraminíferos planctónicos - Ignacio Arenillas y Eustoquio Molina 29

El Campaniense y el Maastrichtiense del corte de Campo (Huesca) con foraminíferos planctónicos - José Antonio Arz 35

Primeros datos sobre las faunas de tetrápodos fósiles del Terciario continental de las Bardenas Reales de Navarra (Depresión del Ebro) - H. Astibia, L. Ginsburg, A. Janoo, E. Martínez, X. Murelaga, X. Pereda-Suberbiola y C. Sesé 41

El Oxfordiense Medio y Superior en la Cordillera Ibérica: síntesis bioestratigráfica y correlación entre la Rama Aragonesa y Castellana. - Julia Bello, Guillermo Meléndez e Isabel Pérez-Urrest 45

***Plicatula spinosa* (Sowerby) en el Toarciense Inferior de Turmiel (Guadalajara)** - J. Bernad y A. Calvo 51

Asociaciones de foraminíferos bentónicos en la Cordillera Iberica durante el Cenomaniense - Amelia Calonge García 55

El gigante oculto en el lodo. La reconstrucción comparativa de un anfibio laberintodonto del Triásico inferior - V. Casanovas, R. Batista, A. Galobart y R. Gaete 61

Primer hallazgo de restos fosiles de cocodrilo en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central, Huesca) - M. Costa, A. Galobart, E. Roger, H. Schleich 63

Los mamíferos del Barremiense (Cretácico Inferior) de España - Gloria Cuenca, José Ignacio Canudo, Bienvenido Diez-Ferrer, José Ignacio Ruiz-Omeñaca y Ana Rosa Soria 65

Evolución de *Iberomys* (Arvicolidae, Rodentia, Mammalia) durante el Cuaternario español - Gloria Cuenca Bescós y César Laplana Conesa, ... 69

Consideraciones biocronológicas, paleoecológicas y paleobiogeográficas de los Characidae (Peces, Characiformes) del Eoceno inferior de la Cuenca de Ager - Antonio de la Peña 73

Estudio de los cambios de conservación y de condiciones paleoecológicas durante una transgresión - Miquel De Renzi, Germán Álvarez, Julio Company y María Diago 75

Primeros datos palinológicos del Cretácico inferior continental de Piélago-0, Galve (Teruel, España) - José Bienvenido Diez, Denise Pons, José Ignacio Canudo, Gloria Cuenca y Javier Ferrer 79

Estudio secuencial de los depósitos arrecifales de las Formaciones Candás y Portilla (Devónico Medio) de la Zona Cantábrica (NO de España) - L. P. Fernández, E. Fernández-Martínez, J. C. García-Ramos, I. Méndez-Bedia, F. Soto y M. A. Arbizu 81

Sistemática y paleobiología del genero Saouraepora Plusquellec, Tourneur y Lafuste, 1993 (Tabulata) en el Devónico Inferior de la Zona Cantábrica (NO de España) - Esperanza M. Fernández-Martínez y Francis Tourneur 85

Nuevos sistemas de galerías de decápodos del Plioceno de Cataluña y el Sur de Francia - J. M. de Gibert y J. Martinell 89

Nuevo carpoideo para el Ordovícico Superior de Sierra Morena Oriental - Mª Dolores Gil Cid y Patricio Domínguez Alonso 91

Un nuevo Blastoideo Coronado (Echinodermata, Blastozoa) en el Ordovícico Superior de Sierra Morena Oriental - Mª Dolores Gil Cid, Patricio Domínguez Alonso, Mª del Carmen Cruz González y Margarita Escribano Ródenas 95

Sinrhabdosomas de graptolitos: supercolonias mitológicas y primeros hallazgos ibéricos - Juan Carlos Gutiérrez Marco 99

Trilobites carboníferos de la Sierra de San Pedro (Cáceres) - Gerhard Hahn e Isabel Rábano 101

Diversidad métrica en *Anchitherium* (Equidae, Mammalia) y paleoecosistemas asociados - Carlos Iñigo 103

Aspectos paleobiogeográficos de los inocerámidos (Bivalvia) del Campaniense y Maastrichtiense de Alava y Navarra.- Gregorio López. 107

Los mamiferos del Paleoceno de la cuenca de Tremp (Pirineo Central, Lleida) - Nieves Lopez-Martinez, Mª Angeles Alvarez-Sierra, Remmert Daams, Pablo Pelaez-Campomanes y Paloma Sevilla 113

Nota preliminar acerca de los hyolítidos y orthotécidos (Hyolitha) del Ordovícico medio español - Ladislav Marek y Juan Carlos Gutiérrez Marco 117

Pistas fósiles intergradacionales en el Mioceno superior del sector suroccidental de la cuenca del Guadalquivir - F. Muñiz, E. Mayoral y M. Martín 119

Nuevos taxones de quelonios en el Cretácico Superior de Laño (Norte de la Península Ibérica) - X. Murelaga, F. de Lapparent de Broin, X. Pereda-Suberbiola y H. Astibia 123

Estudio sedimentológico y paleontológico de un afloramiento de materiales pliocénicos en Estepona (Málaga) - P. Palmqvist, A. Guerra-Merchán, M. C. Lozano Francisco, J. L. Vera Peláez y A. Triviño Rodríguez 125

Planktic foraminiferal paleoecology along the Paleocene/Eocene transition at Site 401 (Bay of Biscay, North Atlantic) - Alfonso Pardo, Gerta Keller, Eustoquio Molina and José I. Canudo 129

Nuevos restos del dinosaurio ornitópodo *Rhabdodon* en el Cretácico final de Trevino (Laño, Cuenca Vasco-Cantábrica) - Xabier Pereda Suberbiola, José Luis Sanz, Xabier Murelaga y Humberto Astibia 135

El comportamiento de las conchas de foraminíferos en un proceso tafonómico: Fragmentación de *Lenticulina inornata* (d'Orbigny). Datos preliminares - Jaime de Porta y Jorge Civis 139

Sistemática de la icnofauna del sinclinal de Agramunt, entre el meridiano de Agramunt y el rio Segre (prov. de Lleida) - M. Prats y G. López 141

Bioconstrucciones de algas y corales en la Formación Cosgaya (Valle de Liébana, Cantabria, Carbonífero) - S. Rodríguez, A. Calvo González, P. Cózar, S. Falces, E. Moreno-Eiris y F. Sánchez Chico 147

Cambios de la microfauna (ostracodos, foraminiferos) en el Cenomaniense medio-superior de la cuenca Vasca occidental - Julio Rodriguez-Lazaro, Ana Pascual y Ernesto Garcia-Zarraga 149

Un nuevo dinosaurio hipsilofodóntido (Ornitischia) del Barremiense Inferior de Galve (Teruel) - J. I. Ruiz-Omeñaca y G. Cuenca-Bescós 153

Asociaciones de conodontos del Ashgill y del Llandovery en horizontes carbonatados del valle del Freser (Girona) - Javier Sanz López y Graciela N. Sarmiento 157

Conodontos del Ashgill en las Calizas de Madremanya, Les Gavarres (Girona) - Graciela N. Sarmiento, Javier Sanz López y Antonio Barnolas 161

Mamíferos marinos fósiles del Neógeno del sur de Alicante - J. Sendra y M. de Renzi 165

Nuevos datos del Konservat Fossil-Lagerstätte de Cuevas del Almanzora (Plioceno, Almería, España) - J. Sendra y M. de Renzi 167

Modo de desarrollo de los agregados de rudistas en una plataforma carbonatada del Santoniense en la unidad central surpirenaica.- Peter W. Skelton, Eulàlia Gili, Enric Vicens y Antonio Obrador 169

Selaceos y Batoideos (Condrictios) del Cretácico superior de la cuenca de Tremp (Pirineo Central, Lleida) - Rodrigo Soler Gijon y Nieves Lopez Martinez 173

Las capas con nerineidos de Sucaina (Gastropoda, Formación Bovalar, Titónico-Berriasiense, cuenca Ibérica, Castelló) - Mònica Soler y José María Pons 177

Graptolitos del Silúrico inferior de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (NE de España) - Petr Storch y Juan Carlos Gutiérrez Marco 179

Asociación de corales planos en la plataforma calcárea del flanco norte de Sant Corneli (Cretácico superior, unidad central surpirenaica): caracterizaciones taxonómica y paleoecológica preliminares - Fsc. Xavier Valldeperas y Brian R. Rosen.....181

Cervidae from Atapuerca - J. van der Made.....185

Eustatic sea level changes and dispersals of Early and Middle Miocene antelopes - J. van der Made.....187

GUIAS DE LAS EXCURSIONES

Vertebrados de la Vall d'Ager y de la Conca de Tremp - M. Lourdes Casanovas y Salvador Moyà.....193

Las formaciones de rudistas y corales de les Collades de Basturs (Cretácico superior, unidad central surpirenaica). Eulàlia Gili.....201

El Estratotipo del Ilerdiense y su registro fósil - Eustoquio Molina, Miquel de Renzi y Germán Alvarez.....211

Lista de autores

Aceñolaza, Guillermo Federico 13
Alberdi, María Teresa 17
Álvarez, Germán 19, 21, 75, 211
Alvarez-Sierra, Mª Angeles 113
Arbizu, M. A. 81
Ardévol, Luis 25
Arenillas, Ignacio 29
Arz, José Antonio 35
Astibia, Humberto 41, 123, 135
Barnolas, Antonio 161
Batista, R. 61
Bello, Julia 45
Bernad, J. 51
Busquets, P. 19
Calonge García, Amelia 55
Calvo González, A. 51, 147
Canudo, José Ignacio 65, 79, 129
Casanovas, M. Lourdes 25, 193
Casanovas, V. 61
Civis, Jorge 139
Company, Julio 75
Costa, M. 63
Cózar, P. 147
Cruz González, Mª del Carmen 95
Cuenca Bescós, Gloria 65, 69, 79,153
Daams, Remmert 113
De la Peña, Antonio 73
De Renzi, Miquel 21, 75, 165, 167, 211
Diago, María 75
Diez-Ferrer, Bienvenido 75, 79
Domínguez Alonso, Patricio 91, 95
Escribano Ródenas, Margarita 95
Falces, S. 147

Fernández, L. P. 81
Fernández-Martínez, Esperanza M. 81, 85
Ferrer, Javier 79
Franquès, J 19
Gaete, R. 61
Galobart, A. 61, 63
García-Ramos, J. C. 81
Garcia-Zarraga, Ernesto 149
Gibert, J. M. de 89
Gil Cid, Mª Dolores 91, 95
Gili, Eulàlia 169, 201
Ginsburg, L. 41
Guerra-Merchán, A. 125
Gutiérrez Marco, Juan Carlos 99, 117, 179
Hahn, Gerhard 101
Iñigo, Carlos 103
Janoo, A. 41
Keller, Gerta 129
Laplana Conesa, César 69
Lapparent de Broin, F. de 123
López, G. 107, 141
López Martinez, Nieves 113, 173
Lozano Francisco, M. C. 125
Marek, Ladislav 117
Martín, M 119
Martinell, J. 89
Martínez, E. 41
Mayoral, E. 119
Meléndez, Guillermo 45
Méndez-Bedia, I. 81
Molina, Eustoquio 29, 129, 211
Moreno-Eiris, E. 147
Moya, S. 193
Muñiz, F., ... 119

Murelaga, Xabier 41, 123, 135
Obrador, Antonio 169
Ortiz Jaureguizar, Edgardo 17
Palmqvist, P 125
Pardo, Alfonso 129
Pascual, Ana 149
Pelaez-Campomanes, Pablo 113
Pereda Suberbiola, Xabier 41, 123, 135
Pérez-Urrestil, Isabel 45
Pons, Denise 79
Pons, José María 177
Porta, Jaime de 139
Prado. José Luis 17
Prats, M 141
Rábano, Isabel 101
Rodríguez, S 147
Rodriguez-Lazaro, Julio 149
Roger, E. 63
Rosen, Brian R. 181
Ruiz-Omeñaca, José Ignacio 65, 153
Sánchez Chico, F. 147
Santafé Vicente, J. 25
Sanz, José Luis 135
Sanz López, Javier 157, 161
Sarmiento, Graciela N. 157, 161
Schleich, H. 63
Sendra, J. 165, 167
Sesé, C. 41
Sevilla, Paloma 113
Skelton, Peter W. 169
Solé de Porta, N. 19
Soler Gijon, Rodrigo 173
Soler, Mònica 177
Soria, Ana Rosa 65

Soto, F. 81
Storch, Petr 179
Tourneur, Francis 85
Triviño Rodríguez, A. 125
Valldeperas, Fsc. Xavier 181
Van der Made, J. 185, 187
Vera Peláez, J. L. 125
Vicens, Enric 169

Comunicaciones

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Nuevo registro del olénido *Jujuyaspis keideli* (Trilobita) en la Quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy, Argentina. Su importancia bioestratigráfica

Guillermo Federico Aceñolaza

CONICET - Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina.

Palabras Clave: Trilobita, Cambro-Ordovícico, Nueva localidad, Argentina

En la presente comunicación se da a conocer una nueva ocurrencia de *Jujuyaspis keideli* Kobayashi, 1936 en su área tipo, Provincia de Jujuy, Argentina. Asimismo, se discuten nuevas y recientes citas a nivel específico y genérico en Sudamérica y Norteamérica respectivamente, analizando globalmente su significado bioestratigráfico.

El género *Jujuyaspis* basa su importancia en el hecho de haber sido reconocido como un excelente fósil guía para el límite Cámbrico - Ordovícico, dado su reducido biocrón y amplia distribución mundial. Esto ha sido remarcado por diferentes autores, entre los que se debe citar a Landing (1978), Aceñolaza (1983), Stitt y Miller (1987), Miller *et. al.* (1990), Aceñolaza y Aceñolaza (1992) y más recientemente por Miller y Stitt (1995) y Miller y Taylor (1995). Una detallada discusión de los caracteres taxonómicos es dada en Aceñolaza y Aceñolaza (1992), donde sólo se reconocen cinco especies válidas para el género: *Jujuyaspis keideli* (especie tipo), *J. angusta, J. borealis, J. colombiana* y *J. sinensis*.

Si bien *Jujuyaspis* es un género cosmopolita y pandémico, sus especies muestran una buena representación y marcada selectividad respecto del tipo de facies en los que se encuentra. Es así que en Norteamérica y China, las especies *J. borealis y J. sinensis* respectivamente, aparecen en facies carbonáticas, mientras que en los afloramientos sudamericanos y nórdicos, *J. keideli, J. colombiana* y *J. angusta se* presentan en facies clásticas, generalmente de lutitas negras. Este carácter tan particular es interpretado por Aceñolaza y Aceñolaza (1992) como reflejo de las ubicaciones paleolatitudinales de las localidades fosilíferas: las facies carbonáticas representarían bajas latitudes mientras que las clásticas ocupan en este caso, latitudes más elevadas.

Jujuyaspis aparece en Argentina incluído en la biozona de *Parabolina (Neoparabolina) argentina* y asociado al graptolito *Rhabdinopora parabola;* asimismo, recientemente se registra dentro de la biozona de conodontos de *Cordylodus lindstromi* asociado a *C. caboti, C.* aff.*deflexus, C. intermedius, C. lindstromi, C. proavus, C. viruanus, Drepanodus cf. simplex, Eoconodontus? sp., Semiacontiodus sp. Teridontus gracilis* y *T. nakamurai* (Ortega y Rao, 1995; Rao y Hunicken, 1995).

La nueva cita de la especie *Jujuyaspis keideli*, objeto de esta comunicación, se sitúa aguas arriba del caserío de Pocoia, en el tramo superior de la Quebrada de Huichaira, en niveles de pelitas negras y gris plomizas asignadas a la sección basal de la Formación Santa Rosita. En estos afloramientos se asocia a trilobites de la biozona de *P. (N.) argentina*, sin haberse registrado aún restos de conodontos ni de graptolitos.

Asimismo, en Bolivia y Colombia, la especie se ubica dentro de la biozona de *P. (N.) argentina* (Baldis *et. al*, 1984; Aceñolaza y Aceñolaza 1992).

En Estados Unidos aparece en Texas, Utah siendo recientemente encontrada en Nuevo Méjico (Taylor y Repetski, 1995), ligeramente por encima o en la misma base de la

biozona del conodonto *Iapetognathus* y de graptolitos de "tipo *Rhabdinopora*" (Miller y Stitt, 1995).

En Canadá, *J. borealis* aparece en Wilcox Peak, Alberta, donde se asocia a la "fauna de *Cleandia albertensis*" y a *Iapetognathus* (Kobayashi, 1955; Westrop, 1986). Todas las ocurrencias de *Jujuyaspis* en el oeste de Norteamérica se incluyen en la biozona de *Symphysurina*.

En Europa, *Jujuyaspis* ha sido encontrado en las cercanías de Oslo, Noruega, donde aparece asociado a *Boeckaspis hirsuta*, *Rhabdinopora* y el conodonto *Iapetognathus preaengensis* (Henningsmoen, 1957; Bruton *et al.*, 1988).

Los hallazgos de *Jujuyaspis* en China y Siberia lamentablemente no se presentan bien enmarcados bioestratigráficamente (Aceñolaza y Aceñolaza, 1992; Miller y Stitt, 1995). Miller y Taylor (1995) y Miller y Stitt asocian a *Jujuyaspis* con *Cleandia*: ambos trilobites caracterizan la base de la biozona de *Symphysurina* y concurren en el inicio de la zona del conodonto *Iapetognathus*. Por esta razón, los autores correlacionan el Tremadociano más bajo de la provincia faunística Acadobáltica con las bases de la subzona de *Symphysurina bulbosa* (zona de *Symphysurina*) y de la zona de *Iapetognathus* en Norteamérica.

Por último, se desea remarcar el hecho de que *Jujuyaspis* aparece en los afloramientos argentinos dentro de la biozona del conodonto *Cordylodus lindstromi*, mientras que en Norteamérica, se encuentra incluido en la biozona de *Iapetognathus*, situada sobre la precedente. Este hecho plantea nuevas interrogantes en lo que respecta a la distribución temporal y a la importancia en la paleobiogeografía, bioestratigrafía y paleoecología de *Jujuyaspis* a nivel mundial.

Bibliografía

Aceñolaza, F.G. 1983. The Tremadocian beds and the Cambrian - Ordovician boundary problems in Latin America. *Papers for the Cambrian - Ordovician and Ordovician Silurian Boundaries Symposium.* Nanjing, China, 88-93.

Aceñolaza, F.G y Aceñolaza, G.F. 1992. The genus *Jujuyaspis* as a world reference fossil for the Cambrian - Ordovician boundary, In: *Global Perspectives on Ordovician Geology* (Eds. B.D. Webby & J.R. Laurie). Balkema, Rotterdam, 115-120.

Baldis, B., Gonzales, S. y Perez, V. 1984. Trilobites Tremadocianos de la Formación Negritos, (Perforación La Heliera), Llanos de Colombia. *Memorias del 3er Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Méjico, 28-41.

Bruton, D.L., Koch, L. y Repetski, J.E., 1988. The Naersnes section, Oslo region, Norway: Trilobite, Graptolite and conodont fossils reviewed: *Geological Magazine*, **125**, 415-455.

Henningsmoen, G. 1957. The trilobite family Olenidae with description of Norwegian material and remarks on the olenid and Tremadocian Series. *Skr. Norsk Vid. Akad.* **1**, 1-303.

Kobayashi, T. 1955. The ordovician fossils from the McKay Group in British Columbia, Western Canada, with a note on the early Ordovician paleogeography. *Jour. Fac. Sci. Univ.* **9**, 335-493.

Landing, E.M., Taylor, M. y Erdtmann, B.-D. 1978. Correlation of the Cambrian - Ordovician boundary between the Acado Baltic and North American faunal provinces. *Geology,* **6**, 75-78.

Miller, J., Stitt, J. y Taylor, M. 1990. New information on the occurrence of the basal Tremadoc olenid trilobite *Jujuyaspis* from the western United States of America. *Unpubl. Conference paper* , Novosibirsk, 12 p.

Miller, J. y Stitt, J. 1995. Stratigraphic position and significance of *Jujuyaspis* and *Iapetognathus* in the Wildberns Formation, Texas. In: *Ordovician Odyssey: Short papers*

for the Seventh International Symposium on the Ordovician System (Eds. J. Cooper, M. Droser & S. Finney).105-108.

Miller, J. y Taylor, M. 1995. Bioestratigraphic position and significance of *Iapetognathus* (Conodonta) and *Jujuyaspis* (Trilobita) in the House Limestone, Ibex area, Utah. In: *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System* (Eds. J. Cooper, M. Drosser & S. Finney). 109-112.

Ortega, G. y Rao, R. 1995. Nuevos hallazgos de graptolitos (Ordovícico inferior) en la Sierra de Cajas, Departamento Humahuaca, Provincia de Jujuy, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, Tomo 60, entregas 3ra-4ta.

Rao, R. y Hunicken, M. 1995. Conodontes del Cámbrico Superior - Ordovícico inferior en el área de Purmamarca, cordillera Oriental, Provincia de Jujuy, R. Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba,* Tomo 60, entregas 3ra-4ta.

Stitt, J. y Miller, J. 1987. *Jujuyaspis borealis* and associated trilobites and conodonts from the Lower Ordovician of Texas and Utha. *Journal of Paleonology*, **61**, 112-121.

Taylor, J. y Repetski, J., 1995. High resolution trilobite and Conodont biostratigraphy across the Cambrian - Ordovician boundary in south central New Mexico, USA. In: *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System* (Eds. J. Cooper, M. Drosser & S. Finney). 133-136.

Westrop, S.R., 1986. Trilobites of the Upper Cambrian Sunwaptan stage, southern Canadian Rocky Mountains, Alberta. *Palaeontographyca Canadiana,* **3**, 179.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Revisión sistemática, paleoecología y evolución de los estenonianos europeos (Perissodactyla, Equidae)

María Teresa Alberdi[1], Edgardo Ortiz Jaureguizar[1-2] y José Luis Prado[3]

1 Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid, España.
2 Laboratorio de Sistemática y Biología Evolutiva (LASBE), Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Paseo del Bosque s/n. 1900-La Plata, Argentina.
3 INCUAPA. Facultad de Ciencias Sociales, UNC. San Martín 3060. 7400-Olavarría, Argentina.

Palabras clave: ***Equus stenonis*, Sistemática, Paleoecología, Plio-Pleistoceno, Europa**

Los "estenonianos" fueron los primeros caballos monodáctilos que penetraron en Eurasia durante la primera parte del Villafranquiense medio (Plioceno superior). Estos équidos se dispersaron rápidamente por el continente, tornándose componentes muy importantes de sus faunas desde el Villafranquiense medio hasta el Galeriense inferior (Pleistoceno medio) (Bonadonna y Alberdi, 1987; Alberdi *et al.*, 1995). En ese momento fueron rápidamente reemplazados por los "caballoides", probablemente como consecuencia de los cambios climáticos que ocurrieron en Eurasia durante el límite Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio (Alberdi y Bonadonna, 1988). Durante este tiempo se han reconocido cuatro especies: *Equus stenonis* Cocchi, 1876; *Equus altidens* von Reichenau, 1915; *Equus bressanus* Viret, 1954 y *Equus stehlini* Azzaroli, 1965. Asimismo, se reconocieron seis subespecies en *Equus stenonis*: *E. s. stenonis* Cocchi, 1876; *E. s. senezensis* Prat, 1964; *E. s. vireti* Prat, 1964; *E. s. livenzovensis* Bajguscheva, 1978; *E. s. guthi* Boeuf, 1983 y *E. s. granatensis* Alberdi y Ruiz Bustos, 1985. La escasa variación morfológica y morfométrica existente entre estos taxones, así como su distribución geográfica y temporal, han hecho que la posición taxonómica de los mismos sea controvertida. Por esta razón, se revisa la sistemática de los "estenonianos" europeos a partir del empleo de técnicas de análisis multivariante. Asimismo, se analiza su paleoecología y evolución. Para ello se consideraron once Unidades Taxonómicas Operativas (OTUs), registrándose para cada una de ellas la media y la desviación estándar de cuarenta y seis variables morfométricas del esqueleto apendicular. Los resultados permiten concluir que: (1) hay una única especie válida dentro del grupo; (2) esta especie se distribuyó en España, Francia, Holanda, Alemania, Rumania y el sur de Rusia, desde el Villafranquiense medio hasta los comienzos del Galeriense; (3) dentro de esta especie se reconocen seis subespecies, las cuales representan un cronocline; (4) en este cronocline se observa una tendencia a la disminución del tamaño, desde las subespecies más antiguas a las más modernas; y (5) las subespecies más antiguas y de mayor tamaño están asociadas con ambientes abiertos y secos (estepas), en tanto que las más modernas y de menor talla se asocian con ambientes más cerrados y húmedos (sabanas arboladas o bosques).

Bibliografía

Alberdi, M.T. y Bonadonna, F.P. 1988. Equidae (Perissodactyla, Mammalia): extinctions subsequent to the climatic changes. *Revista Española de Paleontología*, **3**,39-43.

Alberdi, M.T., Prado, J.L. y Ortiz Jaureguizar, E. 1995. Patterns of body size changes in fossil and living Equini (Perissodactyla). *Biological Journal of the Linnean Society*, **54**, 349-370.

Bonadonna, F.P. y Alberdi, M.T. 1987. *Equus stenonis* Cocchi as a biostratigraphical marker in the Neogene-Quaternary of the Western Mediterranean basin: consequence on Galerian Villafranchian chronostratigraphy. *Quaternary Sciences Review*, **6**, 55-66.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Construcciones de corales en una plataforma siliciclástica-carbonatada en Sant Procopi, Igualada (Cuenca del Ebro) *

G. Álvarez[1], P. Busquets[2], J. Franquès[2] y N. Solé de Porta[2]

1 Inspecció d'Ensenyament. Departament d'Ensenyament. Generalitat de Catalunya.
2 Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.

Palabras clave: Corales, Tipos de colonias, Foraminiferos, Sedimentación, Temperatura

En el sector suroriental de la Cuenca Surpirenaica de antepaís los sedimentos marinos bartonienses de la Secuencia Milany (Puigdefabregas *et al.*, 1986) presentan dos ciclos transgresivo-regresivos. Estos ciclos estan formados por sedimentos siliciclásticos y carbonatados.

En el area de Igualada el primer ciclo marino Bartoniense corresponde a la Fm de Collbàs (Ferrer, 1971) que se sitúa sobre los sedimentos continentales del Grupo de Pontils (Anadón, 1978 a).

El episodio regresivo del primer ciclo esta representado en el sector NE de Igualada, y de la base al techo, por niveles carbonatados bioconstruídos por corales y algas coralinas alternando con margas con abundantes *Nummulites* sp. y localmente por *Discocyclina* sp., olistolitos de calizas del Muschelkalk, tectónicamente emplazadas (Anadon, 1978b) y un sistema de "fan delta" (Areniscas de Roca Cagadera (Anadon y Marzo, 1986) las cuales progradan hacia el NW a margas con escasa fauna (Serra y Travé, 1995).

Aqui analizamos la sucesión estratigráfica de Sant Procopi, cerca de Igualada, que corresponde a una parte de la fase regresiva del primer ciclo bartoniense, por debajo de los olistolitos de calizas del Muschelkalk.

Se trata de una sucesión formada básicamente por la alternancia de facies con corales y facies con macroforaminíferos La alternancia viene determinada por las variaciones en la cantidad de sedimentos llegados a esta cuenca los cuales inhiben total o parcialmente el desarrollo de facies arrecifales.

La diversidad específica coralina parece estar claramente controlada por la sedimentación. Las especies *Actinacis cognata* Oppenheim 1901 y *Cereiphyllia tenuis* (Reuss, 1868) se encuentran como especies únicas cuando hay un importante aporte detrítico. En algunos horizontes la monoespecificidad referida a *Actinacis cognata* podria ser debida a descensos de temperatura que comportan una disminución drástica del número de especies coralinas (Bosellini y Russo, 1988). También aparecen dichas especies, pero con morfologías ligeramente diferentes, en las facies coralinas con mayor diversidad específica, en las que se han llegado a identificar 21 especies distintas.

En las facies coralinas "sensu stricto" *Actinacis cognata* presenta principalmente formas subesféricas, mientras que aparece en formas ramosas muy desarrolladas cuando el aporte de fango es mayor.

Se ha analizado el contenido en palinomorfos de algunos horizontes estratigráficos considerando el porcentaje entre dinoflagelados por un lado y entre esporas y polen por otro, observándose que en momentos de baja tasa de sedimentación y/o de máximos transgresivos, se presenta un mayor porcentaje relativo de dinoflagelados.

El análisis de los macro y microforaminíferos encontrados en las distintas microfacies definidas permite hacer

observaciones acerca de los cambios habidos en el contenido de nutrientes en estos medios.

Bibliografia

Anadón, P. 1978a. *El Paleógeno continental anterior a la transgresión biarritziense (Eoceno medio) entre los rios Gaià y Ripoll (Provs. de Tarragona y Barcelona)*. Ph. D. Thesis, Universitat de Barcelona (unpublished). Barcelona.

Anadón, P. 1978b. Deslizamientos gravitacionales y depósitos asociados en el Eoceno marino del borde oriental de la Cuenca del Ebro (sector de Igualada). *Acta Geologica Hispanica*, **13**, 47-53.

Anadón, P. y Marzo, M. 1986. Sistemas deposicionales eocenos del margen oriental de la Cuenca del Ebro: sector Igualada-Montserrat. In: *XI Congreso Español de Sedimentologia, Libro-Guia Excursiones* (Ed. S. Reguant). nº **3**, 4.1-4.59. Barcelona.

Bosellini, F. R. y Russo, A. 1988. The Oligocene coral community of the Southern Alps (Italy): temperature vs. terrigenous control. *Proceedings of 6th International Coral Reef Symposium, Australia*, **3**, 385-391.

Ferrer, J. 1971. El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la Depresión del Ebro (Cataluña). *Mémoires Suisses de Paléontologie*, **90**, 1-70.

Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. y Marzo, M. 1986. Thrust development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Publ. International Assocciation of Sedimentologists*, **8**, 229-246.

Serra-Kiel, J. y Travé, A. 1995. Lithostratigraphic and chrono-stratigraphic framework of the Bartonian sediments in the Vic and Igualada areas. In: *VII Int. Symp. Fossil Cnidaria and Porifera, Field Trip* (Eds. A. Perejón & P. Busquets) **C**, 11-14.

* Trabajo realizado en el marco del proyecto DGICYT PB94-0914

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Los corales del àrea tipo del Ilerdiense (la Conca de Tremp, Lleida, España)

German Álvarez[1] y Miquel de Renzi[2]

1 Generalitat de Catalunya; Dep d'Ensenyament 08980 St.Feliu de Ll. (Barcelona).
2 Universitat de València; Dep. Geologia . 46100 Burjassot. València.

Palabras clave: Ilerdiense, Conca de Tremp, Scleractinia, Tafonomía, Paleoecología

Introducción

El Ilerdiense es un piso definido en los materiales de la Formación Àger que constituye una megasecuencia transgresivo-regresiva, cuya área tipo es la Conca de Tremp. Su estratotipo fué definido en el corte de la carretera de Tremp a el Pont de Muntanyana, compuesto fundamentalmente de sedimentos propios de los mares poco profundos.Trabajos recientes discuten el estado actual del problema del Ilerdiense y de la estratigrafía del Paleógeno de las cuencas pirinaicas (Molina *et al.*, 1992 y Serra-Kiel *et al.*, 1994). Los fósiles de la zona han sido estudiados de forma desigual. Los microfósiles se han estudiado con profusión. También se han estudiado los moluscos (De Renzi, 1971; en prensa) y los corales (Solé Sabarís, 1942; G. Alvarez, 1993).

Solé Sabarís (1942) cita: *Pattalophyllia sinuosa* (Brongniart, 1823) (T,E,F,SA,SC)[1], *Rhizangia brauni* (Michelin, 1846) (T,SA), *Trochocyathus taramellii* d'Achiardi, 1875 (F,A), *Dictyaraea clinactinia* (Michelotti, 1861) (M,V), *Stylocoenia lobato-rotundata* (Michelin, 1842) (V), *Stylocoenia san migueli* n. sp. (M,V), *Actinacis cognata* Oppenheim, 1901 (V) y *Astreopora subsphaeroidalis* Oppenheim, 1912 (G).

G. Alvarez (1993) cita nuevas especies, actualiza los nombres de *Astrocoenia lobatorotundata y Stylocoenia sanmigueli* y pone en sinonímia *Pattalophyllia sinuosa* con *Cricocyathus grumi* (Catullo, 1856) y *Astreopora subsphaeroidalis con Astreopora tecta* (Catullo,1856).

En la presente comunicación se dan a conocer diversas localidades en las que se han encontrado corales y que habían sido ya detectadas por diversos autores (Luterbacher, Ferrer, De Renzi). También damos un listado actualizado de las especies encontradas.

Localización de las especies

De Renzi (1967, 1968, 1971, en prensa) ha hecho varios cortes completos en la Conca , de los cuales nos interesan en este trabajo:

1.- Carretera de Tremp a Pont de Montanyana (E-W), donde hallamos, en la base del Ilerdiense inferior *Rhizangia brauni, Cricocyathus grumi* y *Goniopora elegans* (Leymer, 1846), y en la base del Ilerdiense medio: *Cricocyathus grumi*

2.- Eroles (E-W), donde hallamos, en el Ilerdiense inferior, en su parte baja: *Rhizangia brauni* y *Placosmiliopsis bilobatus* (d'Achiardi, 1867); en su parte alta: *Rhizangia brauni, Placosmiliopsis bilobatus, Stylocoenia sanmigueli, Goniopora elegans* y *Stylophora contorta* (Leymerie, 1846).

3.- Tendrui y Sant Adrià (E-W), donde hallamos en la base del Ilerdiense inferior y del Ilerdiense medio, *Cricocyathus grumi.*

4.- Margen izquierdo del Noguera Ribagorzana, a la altura de Areny, donde hallamos en las margas con Turritella de la parte alta del Ilerdiense inferior y en la base del Ilerdiense medio, *Rhizangia brauni* y *Cricocyathus grumi.*

Todo ello se corresponde con la parte más siliciclástica de la Conca de Tremp (el corte de

Areny se correlaciona con dichos materiales) que se situa en el centro y en el Norte de la misma.

Al Sur, los sedimentos son más carbonatados y detríticos más groseros (De Renzi, en prensa). De esta zona nos interesan los cortes:

5.- Llimiana , donde hallamos, en el Ilerdiense inferior y medio, *Astreopora tecta.*

6.- Sant Esteve, donde hallamos, en el Ilerdiense inferior y medio, *Astreopora tecta;* en el Ilerdiense medio: *Actinacis cognata*, *Petrophylliella callifera* (Oppenheim, 1912), *Astreopora tecta*, *Siderastraea hemisphaerica* (d'Achiardi, 1875), *Cereiphyllia tenuis* (Reuss, 1868), *Stylocoenia taurinensis* (Michelin, 1842), *Acropora haidingeri* (Reuss, 1864), *Parapolytremacis bellardii* (Haime, 1852) y *Dendrophyllia sp.* (Ferrer *et al.,* 1973).

7.- En Guardia, sin posición definida dentro del Ilerdiense, encontramos: *Astreopora tecta* y *Actinacis cognata.*

El resultado de esta investigación es la presencia de diez especies que no habían sido citadas en el área, que con las ya citadas suman un total de dieciocho.

Tafonomía y paleoecología

Los cnidarios poseen un esqueleto trabecular de aragonito. Al igual que los moluscos de la zona, los ejemplares presentes en las lutitas más arcillosas, presentan un esqueleto en muy buen estado de conservación (en su integridad y en los detalles - sin desgaste-), pero que es neomórfico y está constituido actualmente por calcita. Ello es debido a haber vivido en medios de muy baja energia y/o a un enterramiento rápido (De Renzi, en prensa) Desde el punto de vista paleoecológico, cabe distinguir entre los corales de las lutitas del Norte de la Conca y los de las plataformas carbonatadas del Sur de dicha Conca.

De los corales de las lutitas, *Cricocyathus grumi* presenta características adaptativas de crecimiento en medio fangoso con alta tasa de sedimentación (ausencia de epiteca, que favorece el crecimiento rápido, así como cálices nuevos más estrechos creciendo encima del cáliz antiguo más ancho). También presenta evidencias de regeneración.

Rhizangia brauni se halla en plataformas someras con sedimentos de arena fina, limo y arcilla. Se fija normalmente a sustratos duros variados: ostreidos muertos; potamídidos (*Tympanotonos, Pirenella, Batillaria*) y corales (*Crycocyathus grumi, Goniopora elegans, Stylocoenia sanmigueli*).

Goniopora elegans, Stylocoenia sanmigueli y *Stylophora contorta* forman colonias pequeñas aisladas propias de ambientes con aporte detrítico importante y/o cierta energía.

Los corales localizados al Sur de la Conca, incluidos en rocas calcáreas bien cementadas, con elevada tasa de disolución y recristalización, presentan formas removidas y rotas sin que aparezcan ejemplares sueltos.

En Guardia y Llimiana existen corales coloniales con escasa diversidad de especies y poco desarrollo, que indican condiciones poco favorables, sobre todo en lo que se refiere a la baja temperatura reinante. Ello estaría de acuerdo con los estudios recientes sobre el límite Paleoceno-Eoceno, que se hallaría algo por encima de la base del Ilerdiense medio, y que estaria relacionado con un fuerte aumento de la temperatura de los mares acompañada de un ascenso del nivel de sus aguas. (Molina *et al.*, 1994). Estas útimas condiciones son óptimas para el desarrollo de los corales que alcanzan colonias de grandes dimensiones en Sant Esteve y potentes desarrollos arrecifales en los alrededores de Serradui, que pasan lateralmente a las margas de Riguala (Serra-Kiel *et al.*, 1995).

Agradecimientos

La presente investigación forma parte del Proyecto de la DGICYT PB 91-0644 y del Proyecto PB 94-0914.

Bibliografía

Àlvarez, G. 1993. *Cnidaria fòssils de la Conca d'Igualada*.Tesis doctoral inédita. Univ. Barcelona, 261.

De Renzi, M. 1967. Nota sobre la estratigrafía del Paleoceno superior marino de la Conca de Tremp, basada en las faunas de moluscos. *Rev. Inst. Invest. Geol. Dip. Prov.* **21**, 39-50

De Renzi, M. 1968. Trois nouvelles coupes de l'Ilerdien marin de l'Aragon et leurs rapports avec le stratotype de l'Ilerdien à la Conca de Tremp (Espagne). *Mém. Bureau Rech. Géol. Min.* **58** (*Colloque sur l'Écène*), 597-606

De Renzi, M. 1971. *Las faunas de moluscos fósiles del Eoceno inferior del Prepirineo de Lérida.* Tesis doctoral inédita. Univ. Barcelona, 502.

De Renzi, M. (en prensa). La influencia de los factores tafonómicos y paleoecológicos en la distribución de los moluscos en el área tipo del Ilerdiense (Conca de Tremp, Cataluña, España). *Rev. Española Paleontología.* **Nº Extro.** *X Jornadas de Paleontología.*

Ferrer, J., Le Calvez, Y., Luterbacher, H. y Premoli Silva, I. 1973. Contribution à l'étude des foraminifères ilerdiens de la région de Tremp (Catalogne). *Mém. Mus. Nat. d'Hist. Nat. Nouvelle Série. Série C, Sciences de la Terre,* **29**.1-107.

Molina, E., Canudo, J. I., Guernet, C., McDougall, K., Ortíz, N., Pascual, J. O., Parés, J. M., Samsó, J. M. Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. 1992. The stratotypical Ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene-Eocene boundary. *Revue de Micropaléontologie,* **35** (2), 143-156.

Molina, E., Canudo, J. I., Martínez-Ruiz, F. y Ortíz, N. 1994. Integrate stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclogae Geol. Helvet,* **87** (1), 47-61.

Serra-Kiel, J., Canudo, J. L., Dinares, J., Molina, E., Ortíz, N., Pascual, J. O., Samsó, J. M .y Tosquella, J. 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Rev. Soc. Geol. España,* **7** (3-4), 273-297

Solé Sabarís, Ll. 1942. Fauna coralina del Eoceno catalán. *Mem. R. Acad. Cien. Art. Barcelona*, **26** (9), 259-440.

---

1 Las abreviaturas hacen referencia a las localidades: T, Tremp; E, Eroles; F, Fígols; SA, Sant Adrià; SC, Sant Climent; A, Areny; M, Mur; V, Vilamolat de Mur; G, Guàrdia de Noguera.

 ISBN 84-600-9248-8

Restos de dinosaurios del Maastrichtiense de la Conca de Tremp, Lleida (cuenca de antepais Pirenaica Meridional)

Luis Ardévol[1], M. Lourdes Casanovas[2] y J. Vicente Santafé[2]

1 Pyrenees Training Services, Tremp, Lleida.
2 Institut de Paleontologia M. Crusafont, Sabadell, Barcelona.

Palabras clave: Tremp, Pirineos, Cretácico superior, Dinosauria, deltas

En el presente trabajo se sintetiza la información disponible sobre los principales yacimientos de restos de dinosaurios, varios de ellos inéditos, de la región de Tremp.

La Conca de Tremp descansa sobre la lámina cabalgante del Montsec de la Unidad Sur-Pirenaica Central, y su estructura superficial responde a un sinclinal, cuyo núcleo se halla básicamente ocupado por sedimentos de facies Garumniense. La parte inferior de esta unidad constituye, junto a la Formación Arenisca de Arén infrayacente, un sistema fluvio-deltaico progradante con el que finaliza el primer estadio evolutivo de la cuenca de antepaís Pirenaica meridional, y se compone esencialmente de "red beds" depositados en una llanura deltaica de régimen meandriforme. Según Ardévol *et al.* (en preparación), este conjunto pertenece a dos secuencias deposicionales: una secuencia inferior (Sta. Engracia) de edad Maastrichtiense medio-superior, que contiene la mayoría de restos de dinosaurios; y una secuencia superior (Suterranya) depositada durante el Maastrichtiense terminal-Daniense?, con menor cantidad de yacimientos, si bien importantes por su proximidad al supuesto límite Cretácico/Terciario.

Los restos de dinosaurios consisten en:

(1) **Huevos**. Se citan por orden cronológico los yacimientos Sant Romà-1 (inédito), Basturs-2 (Ardévol y Krauss, 1991), Basturs-1 (varios autores) y Suterranya-1 (Ardévol y Krauss, 1991). Los huevos fueron enterrados en la parte proximal de lóbulos deltaicos arenosos expuestos subaerialmente por una caída relativa brusca del nivel del mar.

(2) **Icnitas**. Se citan solamente los yacimientos más importantes que, por orden cronológico, son: Basturs-1 (inédito), Orcau-2 (icnoespecies: *Ornithopodichnites magna* y *Orcauichnites garumniensis;* Llompart *et al.*, 1984), La Posa-1 (en estudio), Sant Antoni-1 (inédito, bajo las aguas del embalse), y Abella-1 (inédito). Las icnitas se encuentran a techo de lóbulos deltaicos abandonados, sobre calizas lagunares, y en la parte alta de canales fluviales.

(3) **Huesos**. Se hallan esencialmente en marismas deltaicas y en meandros abandonados de canales fluviales. De más antiguo a más moderno destacaremos los siguientes yacimientos:

Orcau-1: Fragmento proximal de húmero izquierdo de *Hypselosaurus* sp., que presenta la epífisis y parte de la diáfisis (Casanovas *et al.*, 1987). Este yacimiento se correlaciona con Suterranya-1 y, probablemente, con las icnitas de La Posa-1.

Vilamitjana-1 ("Els Nerets"): Vértebras, placas dérmicas y varias piezas dentarias de Alligatoridae indet. (Buscalioni *et al.*, 1986). Dos cuerpos de vértebras, una dorsal y otra caudal, de *Hypselosaurus* sp. (Casanovas *et al.*, 1987). Fragmentos de cuerpo vertebral dorsal, húmero y fémur, atribuibles a Titanosauridae indet. (Casanovas *et al.*, en prensa). Tres cuerpos de vértebras caudales asignables a Iguanodontidae indet. (Casanovas *et al.*, en prensa). Fémur y vértebras caudales atribuibles a *Orthomerus* sp. (Casanovas *et al.*, 1985). Radio izquierdo asignable a un carnosaurio próximo a *Megalosaurus* (Casanovas *et al.*, 1988).

Talarn-1 (inédito), correlacionable con Abella-1 y con un importante yacimiento descubierto recientemente en la provincia de Huesca (Arén-3; López-Olmedo y Ardévol, en prensa).

Sant Romà-2 ("Barranco de la Llau de Doba"): Restos de un único taxón denominado *Pararhabdodon isonense* (Casanovas *et al.*, 1993). Cuatro cuerpos vertebrales caudales asignables a Hadrosauridae indet.

Abella-2 ("Tosal de Gassó"): Un dentario derecho, un fragmento distal de fémur derecho y un fragmento de maxilar. El primero de ellos es casi completo faltando sólo la parte caudal de la apófisis coronoide. Los alveolos de la zona dentaria carecen de piezas, así como también de la lámina ósea que los recubriría en vida. El fragmento distal de fémur presenta la forma recta característica de todos los Hadrosáuridos. La comparación de ambos restos con otros Ornitópodos y especialmente con *Telmatosaurus transsylvanicus* nos indica su pertenencia a la familia Hadrosauridae.

Referencias

Ardévol, L. y Krauss, S. 1991. Curso de campo de Estratigrafía secuencial. *Guía de campo interna de Geoprep.*

Ardévol, L., Klimowitz, J. y Malagón, J. En preparación.

Buscalioni, A.D, Sanz, J.L., Casanovas, M.L. y Santafé, J.V. 1986. An Eusuchian Crocodile from the Upper Cretaceous of Spain (Vilamitjana, province of Lérida). *Journal of Vertebrate Paleontology*, **6**, 209-214.

Casanovas, M.L., Santafé, J.V. e Isidro, A. 1993. *Pararhabdodon isonense* n. gen. n. sp. (Dinosauria). Estudio morfológico, radiotomográfico y consideraciones biomecánicas. *Paleontologia i Evolució*, **26-27**, 121-131.

Casanovas, M.L., Santafé, J.V. y Sanz, J.L. 1988. La primera resta fòssil d'un Teròpode (Saurischia, Dinosauria) en el Cretaci superior de la Conca de Tremp (Lleida, Espanya). *Paleontologia i Evolució*, **22**, 77-81.

Casanovas, M.L., Santafé, J.V., Sanz, J.L. y Buscalioni, A.D. 1985. *Orthomerus* (Hadrosaurinae, Ornithopoda) du Crétacé supérieur du gisement de "Els Nerets" (Tremp, Lleida). *Colloque "Les Dinosaures de la China à la France"*, Toulouse, 100-111.

Casanovas, M.L., Santafé, J.V., Sanz, J.L. y Buscalioni, A.D. 1987. Arcosaurios (Crocodilia, Dinosauria) del Cretácico superior de la Conca de Tremp (Lleida, España). *Estudios Geológicos*, **vol. extr. Galve-Tremp**, 95-110.

Casanovas, M.L., Santafé, J.V., Sanz, J.L. y Powell, J.E. En prensa. Nuevos restos de Dinosaurios (Titanosauria y Ornithopoda) en el Cretácico superior de las cuencas de Tremp y Dellà (Lleida, España). *Estudios Geológicos*.

Llompart, C., Casanovas, M.L. y Santafé, J.V. 1984. Un nuevo yacimiento de Icnitas de Dinosaurios en las facies garumnienses de la Conca de Tremp (Lleida, España). *Acta Geológica Hispánica*, **19**, 143-147.

López-Olmedo, F. y Ardévol, L. En prensa. Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, Hoja 251 (Arén). *I.T.G.E.*

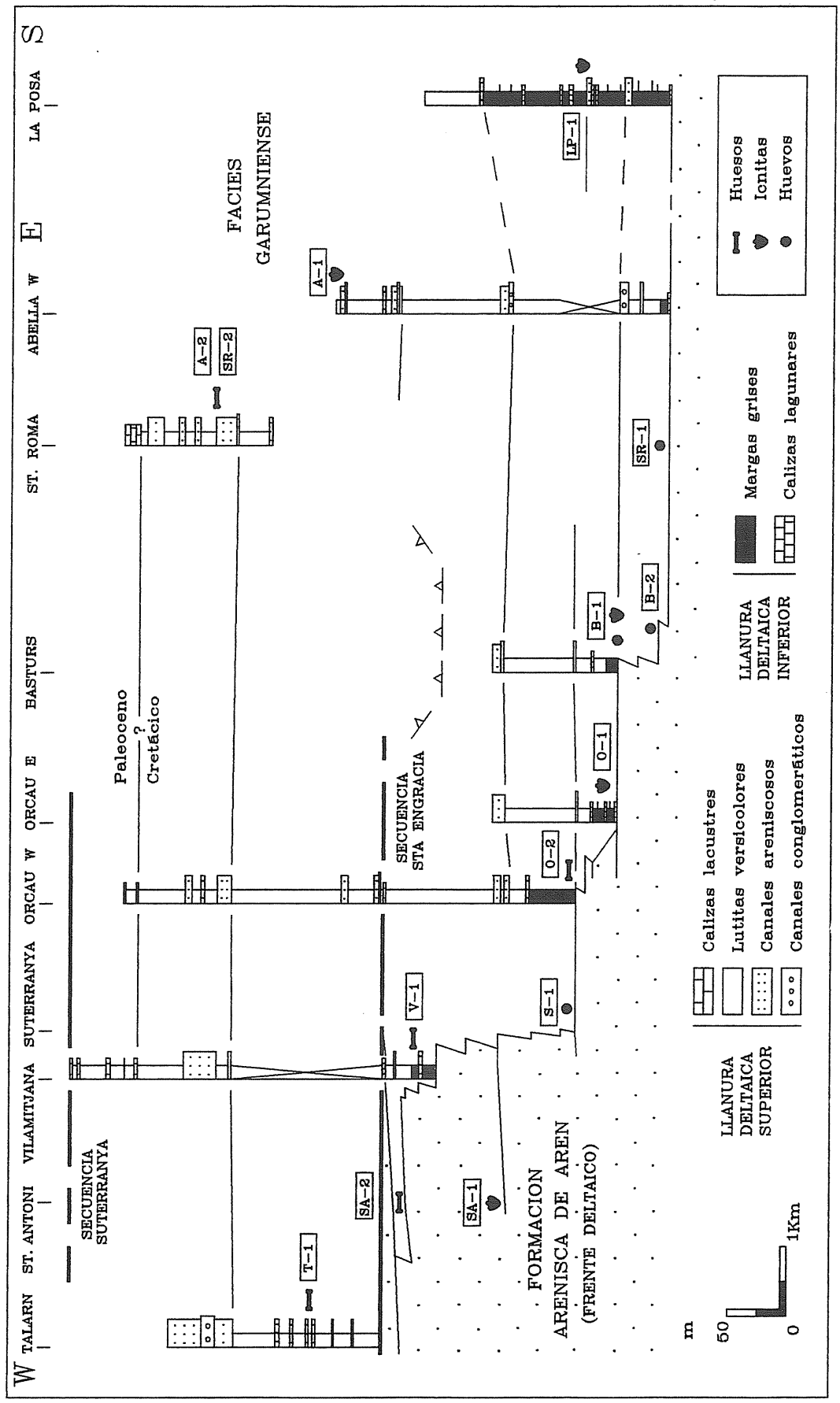


Figura 1. Correlación de los yacimientos de restos de Dinosaurios del Maastrichtiense del flanco norte del anticlinal de Tremp.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

El límite Paleoceno/Eoceno en el corte de Campo (Paraestratotipo del Ilerdiense) con foraminíferos planctónicos

Ignacio Arenillas y Eustoquio Molina

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. E-50009, Zaragoza.

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía, Ilerdiense, Pirineos

Introducción

La sección de Campo fue definida como paraestratotipo del Ilerdiense (Schaub, 1969), adquiriendo cierta relevancia para la cronoestratigrafía del Paleógeno. Su registro fósil ha sido muy estudiado, habiendo permitido la integración de la bioestratigrafía, basada en macroforaminíferos (*Alveolina, Nummulites* y *Assilina*), microforaminíferos bentónicos y planctónicos, nannoplancton calcáreo, dinoflagelados y ostrácodos, con la magnetoestratigrafía (Molina *et al.*,1992). Los foraminíferos planctónicos del corte de Campo fueron estudiados inicialmente por Hillebrandt (1965), posteriormente por Canudo *et al.* (1989), Canudo (1991), Molina *et al.* (1992) y ahora se aborda su estudio cuantitativo.

La posición del límite Paleoceno/Eoceno (P/E) ha variado en función del grupo de fósiles utilizado y del criterio de los distintos investigadores (Canudo y Molina, 1992a,b). En espera de una definición precisa, Molina *et al.* (1992) lo situaron en un intervalo de la sección de Campo que llamaron *Paleocene/Eocene boundary time span*. Sin embargo, en los últimos años, el límite P/E suele ser precisamente situado en el límite de las Biozonas BB1/BB2 de Berggren y Miller (1989), que coincide con la extinción masiva del 35 al 50% de las especies de microforaminíferos bentónicos de aguas batiales y abisales (Ortiz, 1993). Estudios en otros cortes españoles (Zumaya, Caravaca, Alamedilla) han permitido establecer que en coincidencia con el evento del límite P/E existe una variación temporal en las asociaciones de foraminíferos planctónicos, con un aumento de especies tropicales-subtropicales (Canudo y Molina, 1992a; Molina *et al.*, 1994; Canudo *et al.*, 1995; Arenillas y Molina, 1996, en prensa). Ahora bien, el evento del límite P/E no es fácilmente reconocible en cortes de medios neríticos como el de Campo, debido a que la extinción masiva de foraminíferos bentónicos afectó fundamentalmente a los medios batiales y abisales. Sin embargo, pueden utilizarse el resto de fenómenos asociados al límite, como los cambios del nivel del mar que en medios profundos se manifiestan como niveles de disolución, o el aumento general de la temperatura, que origina cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos.

El objetivo principal de este trabajo es situar con precisión el evento del límite Paleoceno/Eoceno en el paraestratotipo del Ilerdiense y comprobar sus efectos en las asociaciones de foraminíferos planctónicos en medios de plataforma.

Discusión

La sección de Campo aflora a lo largo del río Esera aproximadamente 2 km al sur de la población de Campo, siguiendo la carreteta N-260 que une dicha población con la de Ainsa. El límite P/E se encuentra situado en los niveles de transición entre las Calizas de Alveolina y las Margas de Riguala, interpretadas como facies de plataforma abierta y rampa, y que son estratigráficamente equivalentes a las Calizas Arrecifales (Serra-Kiel *et al.*, 1994). En el intervalo estudiado podemos distinguir dos tramos: uno inferior representado fundamentalmente por facies turbidíticas,

debris flow, mud flow, slumps y olistolitos, y uno superior representado fundamentalmente por sedimentos pelíticos y escasas turbidíticas.

Han sido estudiadas unas 25 muestras, recogidas en niveles con continuidad horizontal y evitando las facies con *mass flow*. Las muestras fueron lavadas mediante la técnica del levigado y analizadas cuantitativamente basándose en una fracción representativa de 300 o más ejemplares por cada muestra de la fracción >106 µm. El resto de la muestra fue revisada para buscar especies poco abundantes o de pequeño tamaño.

La biozonación seguida en este trabajo está basada en la establecida por Arenillas y Molina (1996, en prensa) para el tránsito Paleoceno-Eoceno. Las biozonas reconocidas son: Biozona de *Igorina laevigata*, Biozona de *Morozovella velascoensis* y Biozona de *Morozovella subbotinae*. La última aparición de *Igorina laevigata*, que define el límite entre las dos primeras biozonas, ocurre en la muestra 6,6 (Fig.1). El límite entre las dos últimas biozonas no se ha podido situar con precisión debido a que *Morozovella velascoensis* no aparece en este corte. Se ha tomado como referencia la primera aparición de *Morozovella lensiformis*, que en otros cortes se sitúa inmediatamente antes de la última aparición de *Morozovella velascoensis*. Así pues la situación precisa de este biohorizonte necesita de un estudio más amplio.

En la Fig.1 se han representado el índice cálido/frío y el índice planctónicos/bentónicos, que nos dan información acerca de la temperatura y profundidad relativas del medio. El índice cálido/frío representa la proporción de géneros propios de latitudes bajas (*Morozovella, Acarinina*) con respecto a la proporción de géneros propios de altas latitudes (*Subbotina*). El género *Muricoglobigerina* aparece en la sección de Campo en una proporción mucho más elevada que en cortes de aguas más profundas (Zumaya), lo cual indica que es un género de medios neríticos más internos. Por otro lado, la variación en la vertical de su porcentaje es semejante a la de *Subbotina*, lo que parece confirmar que *Muricoglobigerina* pertenece igualmente a aguas de latitudes medias-altas. Los géneros de aguas profundas (*Globanomalina, Planorotalites, Chiloguembelina*) no aparecen en este corte, debido a que nos encontramos en un medio nerítico externo de poca profundidad. Los grandes morozovéllidos (*Morozovella velascoensis, Morozovella acuta*) y los morozovéllidos biconvexos (*Morozovella occlussa,...*), aún siendo considerados como especies de aguas superficiales, tampoco están presentes.

El índice planctónicos/bentónicos indica dos eventos transgresivos en los metros 35-47 y 85-100, con un aumento relativo del porcentaje de foraminíferos planctónicos con respecto al de los bentónicos. El primer evento transgresivo coincide con un incremento brusco de los géneros de bajas latitudes, principalmente *Morozovella*, y comienza justo por encima de la última aparición de *Igorina laevigata*. Este intervalo está asociado a un *debris flow* que contiene gran cantidad de restos de algas rodoficeas y corales provenientes de la plataforma, más somera lo que confirma un incremento general de la temperatura. El segundo evento transgresivo comienza y termina igualmente con un incremento de los géneros de bajas latitudes, pero presenta un intervalo intermedio, donde la preservación es excelente, en el que el incide cálido/frío parece indicar un descenso relativo de la temperatura. No obstante la presencia de niveles turbidíticos con restos de algas rodoficeas a lo largo de todo el intervalo indica que la temperatura se mantiene cálida en todo el evento transgresivo; por tanto, la explicación de este dato anómalo del índice cálido/frío podría encontrarse en fenómenos tafonómicos, como la preservación diferencial de géneros con pared delgada (*Subbotina*), tras un rápido enterramiento (*mud flow*).

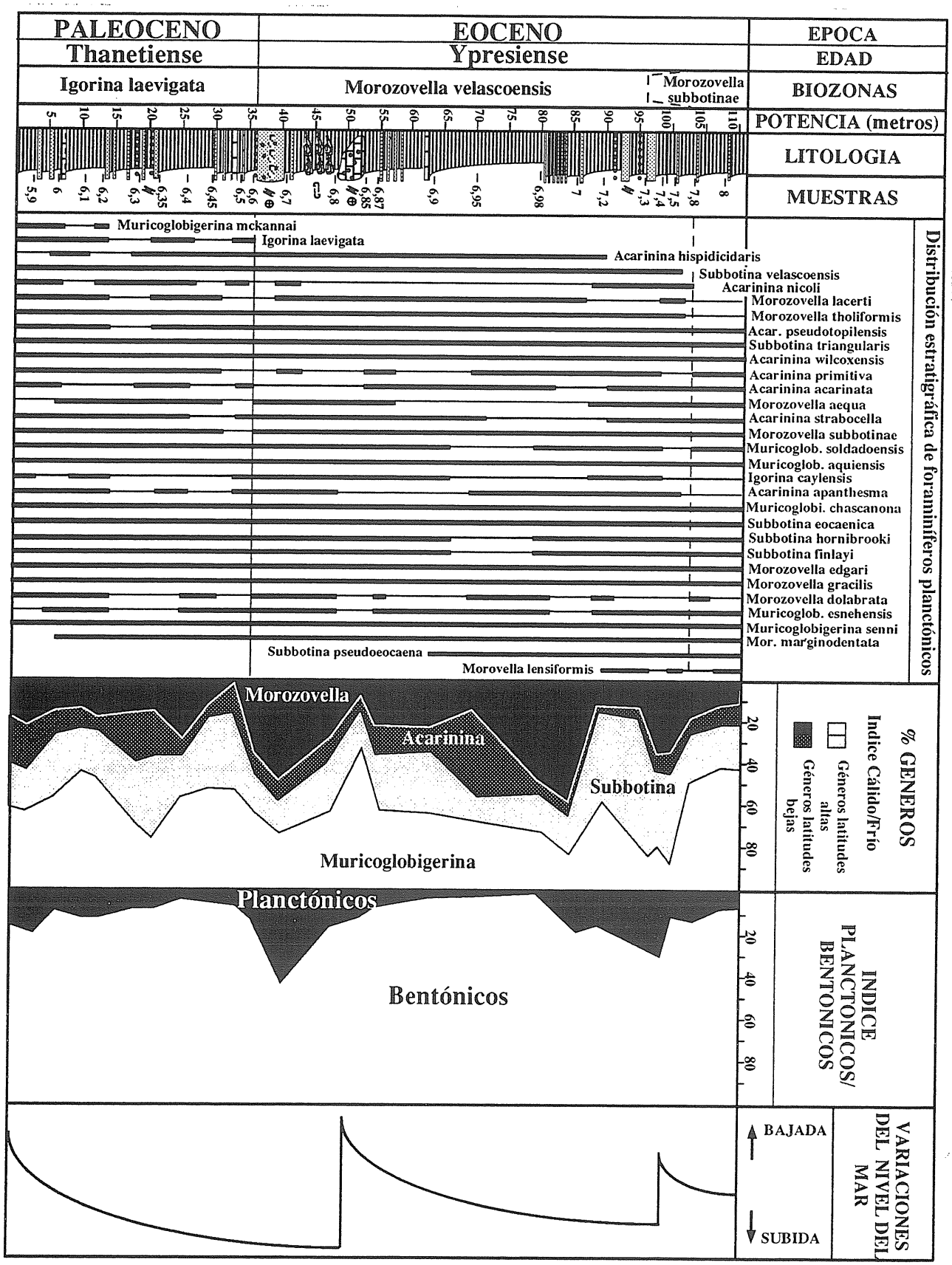


Figura 1. Distribución vertical de los foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno/Eoceno en el corte de Campo (paraestratotipo del Ilerdiense).

Entre estos dos eventos transgresivos, encontramos un evento intermedio de regresión, asociado a *slumps* y olistolitos, los cuales indicarían una brusca caída del nivel del mar. No obstante, los efectos sedimentológicos ocasionados por los cambios transgresivos-regresivos pueden estar enmascarados por la propia actividad tectónica. En este caso los fenómenos de transgresión pueden ser traducidos directamente como subidas eustáticas del nivel del mar, ya que confirman datos referentes a cortes de aguas profundas pertenecientes a diferentes cuencas (Zumaya, Caravaca, Alamedilla), donde se desarrollan niveles de disolución y anoxia (Molina *et al.*, 1994; Canudo *et al.*, 1995; Arenillas y Molina, 1996, en prensa).

En conclusión, en el corte de Campo el límite P/E se sitúa justo por debajo de la base de un potente *debris flow* (alrededor del metro 220 del paraestratotipo del Ilerdiense), donde se produce la última aparición de *Igorina laevigata*, a la cual le sigue un incremento brusco de las especies de aguas cálidas y del porcentaje de foraminíferos planctónicos. Por tanto, el evento del límite P/E viene marcado en Campo, por un máximo transgresivo seguido de una caída del nivel del mar y otro episodio transgresivo. El porcentaje de especies de bajas latitudes se mantiene relativamente alto durante la Biozona de *Morozovella velascoensis*, hasta el final del segundo episodio transgresivo. Estos dos episodios transgresivos pueden correlacionarse con los dos niveles de disolución encontrados en Caravaca y Zumaya (Molina *et al.*, 1994; Canudo *et al.*, 1995).

Agradecimientos

I. A. disfruta de una beca de la Diputación General de Aragón (BCB3692). Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de la DGICYT PB94-0566 y del proyecto del PICG 308.

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 Paleontología*, **18**, (En prensa).

Berggren, W.A. y Miller, K.G. 1989. Cenozoic bathyal and abyssal calcareous benthic foraminiferal zonation. *Micropaleonotlogy*, **35**, 308-320.

Canudo, J.I. 1991. Posición biostratigráfica (foraminíferos planctónicos) del Ilerdiense en la cuenca surpirenaica central (área tipo) y su situación respecto al límite Paleoceno-Eoceno. *Actas I Congreso del Grupo Español del Terciario,* Vic., 63-66.

Canudo, J.I. y Molina, E. 1992a. Planktic foraminiferal faunal turnover and bio-chronostratigraphy of the Paleocene-Eocene boundary at Zumaya (Northern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **5** (1-2), 147-157.

Canudo, J.I. y Molina, E. 1992b. Bioestratigrafía con foraminiferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palãontologie, Abhandlungen,* **186** (1-2), 97-135.

Canudo, J.I., Molina, E. y Sucunza, M.T. 1989. Biostratigrafía con foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo de la sección de Campo (paraestratotipo del Ilerdiense). *Geogaceta*, **6**, 81-84.

Canudo, J.I., Keller, G., Molina, E. y Ortiz, N. 1995. Planktic foraminiferal turnover ans $d^{13}C$ isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **114**, 75-100.

Hillebrandt, A., von. 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Prov. Guipuzcoa, NW Spanien) und ein Vergleoch mit anderen Tethys-Gebieten. *Bayerische Akademie der Wissenschaften,*

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen, **123**, 1-62.

Molina, E., Canudo, J.I., Guernet, C., McDougall, K., Ortiz, N., Pascual, J.O., Pares, J.M., Samso, J.M., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. 1992. The Stratotypic Ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. *Revue de Micropaléontologie*, **35** (2), 143-156.

Molina, E., Canudo, J.I., Martínez-Ruiz, F. y Ortiz, N. 1994. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **87** (1), 47-61.

Ortiz, N. 1993. *Los microforaminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno/Eoceno y sus implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza, 1-274. (Inédito).

Schaub, H. 1969. L´Ilerdien. Etat actuel du problème. *Mémoires du B.R.G.M.*, **69**, 259-266.

Serra-Kiel, J., Canudo, J.I., Dinares, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M. y Tosquella, J. 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **7** (3-4), 273-297.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

El Campaniense y el Maastrichtiense del corte de Campo (Huesca) con foraminíferos planctónicos

José Antonio Arz

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. E-50009, Zaragoza.

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, Bioestratigrafía, Paleoceanografía, Campo, Pirineos

Introducción y metodología

El perfil estudiado aflora en la hoja nº 212 (Campo) de los mapas geográficos a escala 1: 50.000 editados por el Servicio Geográfico del Ejército, paralelamente al río Esera, al norte y sur de la población de Campo. Concretamente las coordenadas UTM de su base son BH849011 y las de su techo BG863975.

Se trata de materiales de edad Campaniense y Maastrichtiense instalados dentro del manto del Cotiella (zona surpirenaica) y depositados en la parte occidental de la denominada cuenca de Grauss-Tremp. Muchos son los trabajos realizados en esta cuenca, tanto desde el punto de vista regional (Souquet, 1967, Caus *et al,* 1982; Simó, 1985; Puigdefàbregas y Souquet, 1986...) como desde el punto de vista micropaleontológico (Garrido-Megías, 1973; Gómez Garrido, 1987; y Gómez Garrido, 1989).

Se recogieron un total de 92 muestras que fueron tratadas según los métodos clásicos de extracción de foraminíferos. De ellas se ha estudiado cuantitativamente 33, obteniendo muestras representativas mediante un cuarteador Otto modificado, clasificando 300 ejemplares de cada una de ellas y calculando la relación de foraminíferos planctónicos/bentónicos existente. El resto de muestras se analizaron para matizar la repartición estratigráfica de las distintas especies de foraminíferos planctónicos. Las muestras del Maastrichtiense medio no se estudiaron cuantitativamente dado su escaso número de foraminíferos planctónicos, aunque se revisó igualmente su contenido micropaleontológico.

Estratigrafía

Se han medido un total de 2140 metros de potencia para la serie estratigráfica que aflora desde el techo de la Brecha de Campo hasta el techo de la Arenisca de Arén. La serie aflora de una manera contínua salvo 500 metros de materiales cubiertos de edad Maastrichtiense inferior y medio (figuras 1 y 2). Se han identificado dos de las formaciones definidas por Mey *et al.* (1968) para los sedimentos cretácicos pirenaicos: Fm. Vallcarga (compuesta de base a techo por los Miembros Mascarell, Pumanyons y Salàs) y Fm. Areny. En Campo no se ha encontrado el equivalente al Mb. Olitostroma de Pumanyons, por lo que la separación entre los Mb. Mascarell y Salàs se ha realizado atendiendo a criterios litoestratigráficos y por comparación bioestratigráfica con series más orientales, donde sí está presente (Gómez-Garrido, 1989).

Bioestratigrafía y contenido micropaleontológico

En el perfil de Campo se han identificado las siguientes biozonas: *Globotruncanita elevata, Globotruncana ventricosa* y *Globotruncanita calcarata* (Campaniense); *Globotruncana falsostuarti* y *Gansserina gansseri* (Maastrichtiense inferior a medio). La biozona de *Abatomphalus mayaroensis* (Maastrichtiense superior) no aparece ya que durante este periodo el medio sedimentario no es tan profundo como para que exista este taxón.

En la figura 1 se representa la distribución vertical de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos identificados. En ella se observa como la diversidad específica crece desde el Campaniense hasta el Maastrichtiense inferior, para disminuir drásticamente en el Maastrichtiense medio, desapareciendo primero las especies más profundas, como son las del género *Globotruncana* y posteriormente los heterohelícidos, de hábitat comunmente más superficial. La presencia en las muestras más altas de la parte inferior de la Fm. Areny de la especie *Gansserina gansseri*, junto con la ausencia de especies propias de la biozona de *Abathompalus mayaroensis* permiten datar los últimos sedimentos marinos de esta cuenca como Maastrichtiense medio.

En la figura 2 puede verse la relación especies tropicales-subtropicales/cosmopolitas, siendo estas últimas más frecuentes que en las muestras estudiadas en otros cortes de latitudes más bajas en las Cordilleras Béticas. Hacia el Maastrichtiense inferior se nota un decrecimiento de las especies típicas de latitudes más bajas, debido probablemente a un descenso progresivo de la temperatura de la superficie oceánica.

Paleoceanografía

En el perfil estudiado se observa como a lo largo del Campaniense hay una retrogradación de las facies de abanico interno-medio (Campaniense inferior) hacia facies de abanico externo (resto del Campaniense), intercaladas con caídas de olistolitos, coladas fangosas y slumps, para finalizar con facies depositadas lejos de los dominios de las corrientes de turbided, fuera del abanico en el Maastrichtiense inferior.

El progresivo aumento de la profundidad de la cuenca queda reflejado en el aumento hacia techo del número de foraminíferos planctónicos con respecto a los bentónicos (figura 2), adquiriendo ya en el Maastrichtiense inferior valores propios de llanura abisal. Posteriormente, se produce una regresión generalizada, que en la parte oriental de la cuenca de Tremp-Graus comienza ya en el Campaniense superior que culmina con los últimos depósitos marinos de edad Maastrichtiense medio y la Fm. Areny.

Conclusiones

En el perfil de Campo, durante el Cretácico superior se instala una cuenca flysch dotada de una fuerte subsidencia, con retrogadación de las facies de abanico en el Campaniense y parte del Maastrichtiense inferior y su posterior colmatación en el Maastrichtiense medio.

Se han establecido las siguientes biozonas: *Globotruncanita elevata, Globotruncana ventricosa, Globotruncanita calcarata* (Campaniense); *Globotruncana falsostuarti y Gansserina gansseri* (Maastrichtiense inferior y medio). Los foraminíferos planctónicos están bien representados, con un total de 46 especies identificadas reduciendo su número en el Maastrichtiense medio debido a la regresión de finales del cretácico.

Agradecimientos

J. A. Arz disfruta de una beca predoctoral del Gobierno de Navarra (nº OF/478/92). Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto nº PB94-0566 de la DGICYT.

Bibliografía

Caus, E., Cornella, A. y Gómez-Garrido, A. 1982. Evolución de la cuenca sedimentaria del Cretácico superior Surpirenaico entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (NE España). *Cuadernos de Geología*, **8**, 965-977.

Garrido-Megías, A. 1973. *Estudio geológio y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1-395.

Gómez-Garrido, A. 1987. *Foraminíferos planctónicos del Cretácico superior del Surpirineo Central*: Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona, 1-184

Gómez-Garrido, A. 1989. Bioestratigrafía (Foraminíferos Planctónicos) del Cretácico superior del surpirineo central (España). *Revista Española de Micropaleontología,* **XXI (1)**, 145-171.

Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Robert, K.J. y Hartevelt, J.J.A. 1968. Lithostratigrafic subdivision of post-hercynian deposits in the South-Central, Pyrenees, Spain. *Leidse Geolische Mededelingen* **41**, 221-228.

Puigdefàbregas, C. y Souquet, P. 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenées. *Tectonophysics*, **129**, 173-203.

Simó, A. 1985. *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec (Pirineo Central).* Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 1-310.

Souquet, P. 1967. *Le Crétacé supérieur sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre.* Tesis doctoral, Universidad de Toulouse, 1-530.

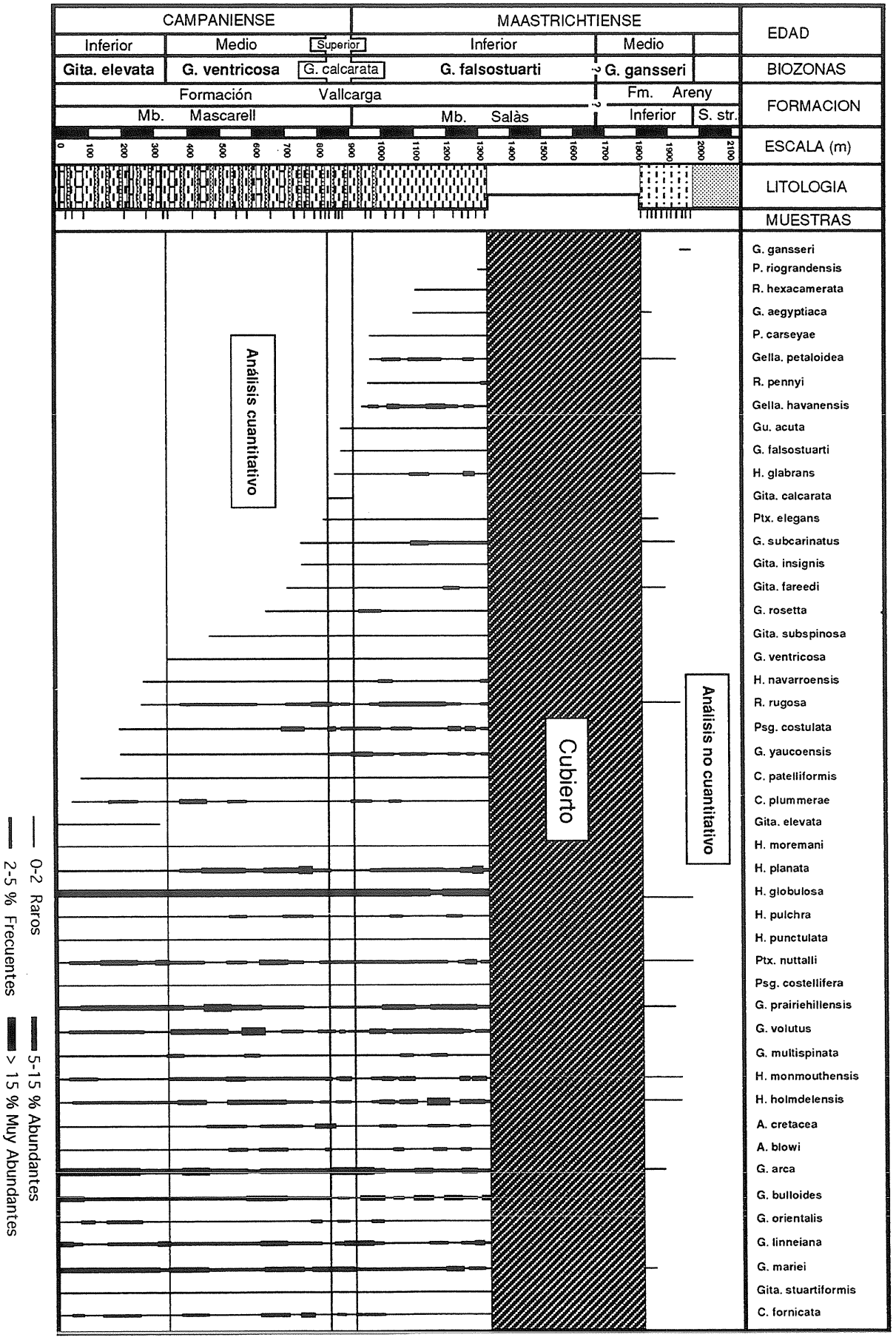


Figura 1. Estudio semicuantitativo del corte de Campo.

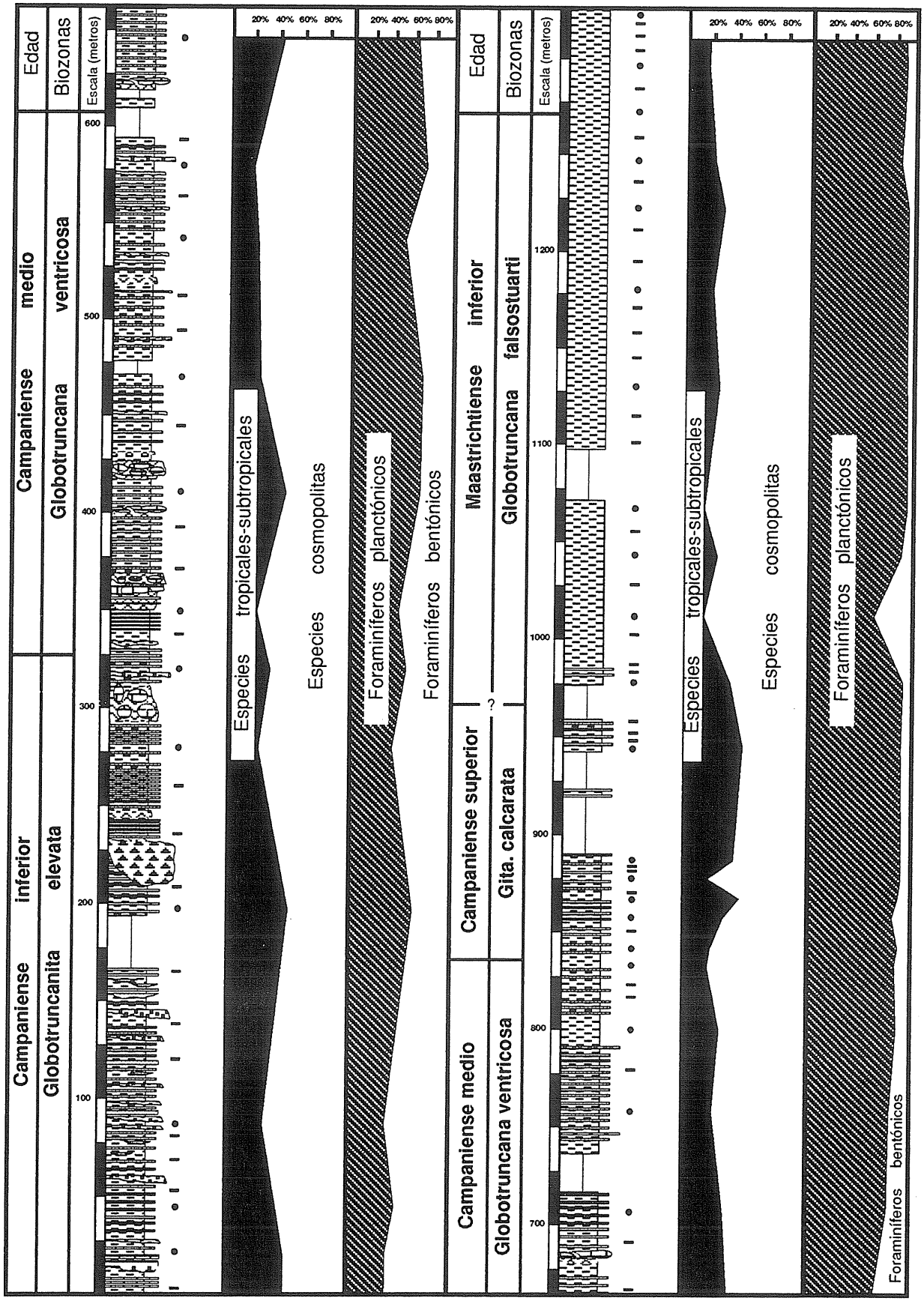


Figura 2. Estratigrafía y porcentajes de foraminíferos planctónicos en el corte de Campo. Con un punto se indican las muestras analizadas cuantitativamente y con un guión las que han servido de apoyo para matizar la bioestratigrafía.

 ISBN 84-600-9248-8

Primeros datos sobre las faunas de tetrápodos fósiles del Terciario continental de las Bardenas Reales de Navarra (Depresión del Ebro)

H. Astibia[1], L. Ginsburg[2], A. Janoo[2], E. Martínez[3], X. Murelaga[1], X. Pereda-Suberbiola[1] y C. Sesé[4]

1 Euskal Herriko Unibertsitatea, Zientzi Fakultatea, Paleontologia-Laborategia Pk. 644, 48080 Bilbao.
2 Muséum national d'Histoire naturelle, Institut de Paléontologie, 8, rue Buffon, 75005 París.
3 Colegio Público San Bartolomé, 31550 Ribaforada, Navarra.
4 Museo de Ciencias Naturales (CSIC), C/ José Gutiérrez Abascal, 2, 28006, Madrid.

Palabras clave: Bardenas Reales, Terciario, Cuenca del Ebro, Tetrápodos Fósiles

Introducción

La comarca de las Bardenas Reales se localiza en el extremo SE de Navarra. Tiene una extensión de 42.500 Ha. con un paisaje caracterizado por la fuerte erosión que conlleva la formación de cabezos y pronunciadas depresiones. Las Bardenas pertenecen al borde septentrional de la Depresión del Ebro, constituido principalmente por depósitos continentales del Terciario y Cuaternario. La mayor parte de los niveles terciarios de las Bardenas son del Mioceno y representan en general depósitos fluviales y fluvio-lacustres. La geología de esta zona queda incluida en las hojas 245 (Sádaba) y 283 (Fustiñana) del M.A.G.N.A. Parte de la región está descrita en Pérez *et al.* (1989).

Las Bardenas forman un extenso territorio todavía desconocido para la Paleontología de Vertebrados, a diferencia de otras zonas colindantes que cuentan ya con un notable número de yacimientos citados en la bibliografía (véase Cuenca *et al.*, 1992).

En este trabajo preliminar damos a conocer una serie de localidades, descubiertas por uno de los firmantes (E.M.), que han suministrado restos de micro y macrofauna. La mayor parte de los datos provienen todavía de un material fragmentario e inconexo recogido en superficie. Los fósiles macroscópicos corresponden, en orden de abundancia, a restos de tortugas, cocodrilos, mamíferos y aves. El lavado de sedimento ha comenzado a suministrar abundantes fósiles de anfibios, reptiles escamosos, cocodrilos y mamíferos insectívoros, roedores y lagomorfos.

Faunas y yacimientos

Las localidades y listas faunísticas provisionales asociadas quedan por el momento como sigue:

Cabezo de la Junta: Cryptodira indet. 1, Crocodylia indet., Rhinocerotidae indet., Suidae indet. cf. *Hyotherium meisneri*, *Caenotherium* sp. (talla *geoffroyi*), Gliridae indet. 1, Gliridae indet. 2, *Pseudodryomys* sp., Eomyidae indet. aff. *Ligerimys*, *Heteroxerus* sp., *Eucricetodon* sp., Lagomorpha indet. aff. *Paleolagus* y *Lagopsis* sp.

Loma de la Madera: Criptodira indet. 1 y Crocodylia indet.

La Nasa 1 (Tripazul): Amphibia indet., Cryptodira indet. 1, Cryptodira indet. 2, *Chelydropsis* sp., Amphisbaenia indet., Lacertilia indet., *Diplocynodon* sp., *Brachyodus* cf. *intermedius*, *Caenotherium* sp. (talla *geoffroyi*), Ruminantia indet., Soricidae indet., Gliridae indet., *Armantomys* sp., *Pseudodryomys* sp., *Ligerimys* sp. (*antiquus-freudenthali*), *Heteroxerus* sp., Castoridae indet. cf. *Paleoeomys* y *Lagopsis* cf. *peñai.*

La Nasa 2: Cryptodira indet., Cryptodira indet. 2, *Trionyx* sp., *Chelydropsis* sp., *Diplocynodon* sp., *Brachyodus* cf. *intermedius* y *Ligerimys* sp.

La Nasa 3: *Trionyx* sp., *Chelydropsis* sp., Crocodylia indet. y *Ligerimys* sp.

Cabaña de los Catalanes: Cryptodira indet. 1, Cryptorira indet. 2, Crocodylia indet., *Brachyodus* sp. y Castoridae indet.

Barranco de Tudela 1: Chelonia indet.

Barranco de Tudela 2: Cryptodira indet. 1, *Trionyx* sp. y Crocodylia indet.

Barranco de Tudela 3: *Trionyx* sp., *Chelydropsis* sp. y Crocodylia indet.

Barranco de Tudela 4: Crocodylia indet. y *Ligerimys* sp.

Barranco del Fraile: Cryptodira indet. 1, *Trionyx* sp., *Chelydropsis* sp. *Diplocynodon* sp., Phoenicopteridae indet., *Brachyodus* sp., Insectivora indet., *Ligerimys* sp. y *Armantomyss* sp.

Bioestratigrafía

De todas las localidades el Cabezo de la Junta es la más baja estratigraficamente. El súido (véase Made, 1994) y los micromamíferos citados en este yacimiento permiten descartar su adscripción al Oligoceno. La presencia de un eomíido afín a *Ligerimys* asociado con *Eucricetodon* podría indicar su pertenencia a la zona Z del piso Rambliense (Rambliense inferior, Mioceno inferior). *Eucricetodon* y otros cricétidos son raros en el Rambliense superior europeo ("Cricetid vacuum" de Daams y Freudenthal, 1989). Su presencia en el Cabezo de la Junta, teniendo en cuenta que la cantidad de material triado todavía es pequeña, nos hace pensar que estos niveles son, por tanto, más antiguos. *Pseudodryomys* no había sido citado en niveles del Rambliense inferior de la Depresión del Ebro; no así, en cambio, en la región de Loranca (véanse Alvarez-Sierra y Daams, 1994 y Alvarez-Sierra *et al.*, 1994).

La presencia de *Ligerimys* con la notable ausencia de cricétidos en el rico yacimiento de Tripazul (el lavado de unos 600 kgrs. de sedimento ha suministrado más de 150 dientes de mamíferos) permite ubicar estos niveles en el Rambliense superior (zona A o MN3). La asociación de *Brachyodus*, que aparece en Europa en la MN3, y *Caenotherium* es coherente con la edad supuesta según la microfauna.

Ligerimys situa a los yacimientos de La Nasa 2, La Nasa 3, Barranco de Tudela 4 y Barranco del Fraile en un rango estratigráfico comprendido entre el Rambliense inferior (zona Z o parte alta de la MN2b) y el Aragoniense inferior (zona C o MN4a). *Brachyodus* coloca a La Nasa 2 y Barranco del Fraile como máximo en el Rambliense superior.

El estudio de estas asociaciones fósiles contribuirá a un mejor conocimiento paleobiológico y bioestratigráfico del Neógeno de Navarra, aportando datos en particular sobre las faunas del Rambliense superior, especialmente poco conocidas en la región occidental de la Cuenca del Ebro.

Agradecimientos

La realización de estos estudios cuenta con la financiación de un Proyecto de Investigación del Gobierno de Navarra y con la ayuda para uno de los firmantes de una Beca de Formación de Personal Investigador del Gobierno Vasco.

Referencias bibliográficas

Alvarez-Sierra, M.A. y Daams, R. 1994. Synthesis of Late Oligocene/Early Miocene micromammal faunas of the Western part of the Ebro Basin (La Rioja, Spain). *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, Madrid, 15-18.

Alvarez-Sierra, M.A., Daams, R. y Peláez-Campomanes, P. 1994. Synthesis of Late Oligocene/Early Miocene micromammal faunas of the Loranca Basin (Province of Cuenca, Spain). *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, Madrid, 18-21.

Cuenca, G., Canudo, J.I., Lapiana, C. y Andrés, J.A. 1992. Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro:

ensayo de síntesis. *Acta Geologica Hispanica*, **27** (1-2), 127-143.

Daams, R. y Freudenthal, M. 1989. The Ramblian and Aragonian: Limits, Subdivision, Geographical and Temporal Extension. In: *European Neogene Mammal Chronology* (Eds. E.H. Lindsay, V. Fahlbusch & P. Mein). Plenum Press, London, 51- 60.

Made, J. van der 1994. Suoidea from the Lower Miocene of Cetina de Aragón (Spain). *Revista Española de Paleontología*, **9** (1), 1-23.

Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. 1989. Evolución de los sistemas lacustres del margen ibérico de la Depresión del Ebro (sectores central y occidental) durante el Mioceno. *Acta Geologica Hispanica*, **24** (3-4), 243-257.

 ISBN 84-600-9248-8

El Oxfordiense Medio y Superior en la Cordillera Ibérica: síntesis bioestratigráfica y correlación entre la Rama Aragonesa y Castellana

Julia Bello, Guillermo Meléndez e Isabel Pérez-Urresti

Depto. Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

Palabras clave: Bioestratigrafía, Ammonites, Oxfordiense Medio, Oxfordiense Superior, Paleogeografía

Introducción

El Oxfordiense Medio y Superior de la Cordillera Ibérica ha sido objeto de numerosos estudios estratigráficos y paleontológicos, destacando los trabajos clásicos de Bulard (1972), Meléndez (1989) y Aurell (1990). Los estudios bioestratigráficos recientes de Fontana (1990), Meléndez y Fontana (1993), Bello (1995) y Pérez-Urresti (1995), han permitido el progresivo refinamiento de la escala bioestratigráfica clásica para este período (Cariou et al., 1971), centrándose en el Oxfordiense Medio y en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica. En el presente trabajo (Fig. 1), se estudian los materiales del Oxfordiense Medio y Superior (Biozonas Bifurcatus a Planula) realizando una correlación bioestratigráfica de detalle entre la Rama Castellana (Frías de Albarracín y Moscardón) y la Rama Aragonesa, en Ricla y Ariño (afloramiento del Barranco de las estacas).

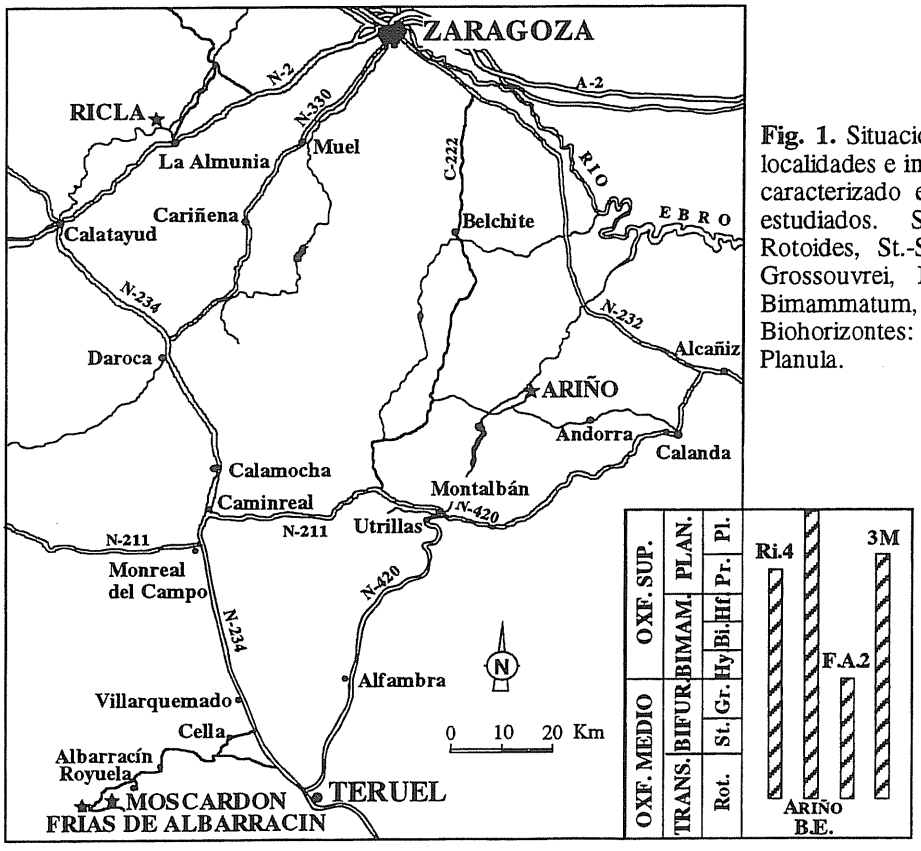


Fig. 1. Situación geográfica de las localidades e intervalo estratigráfico caracterizado en los afloramientos estudiados. Subbiozonas: Rot.-Rotoides, St.-Stenocycloides, Gr.-Grossouvrei, Hy.-Hypselum, Bi.-Bimammatum, Hf.-Hauffianum. Biohorizontes: Pr.-Proteron, Pl.-Planula.

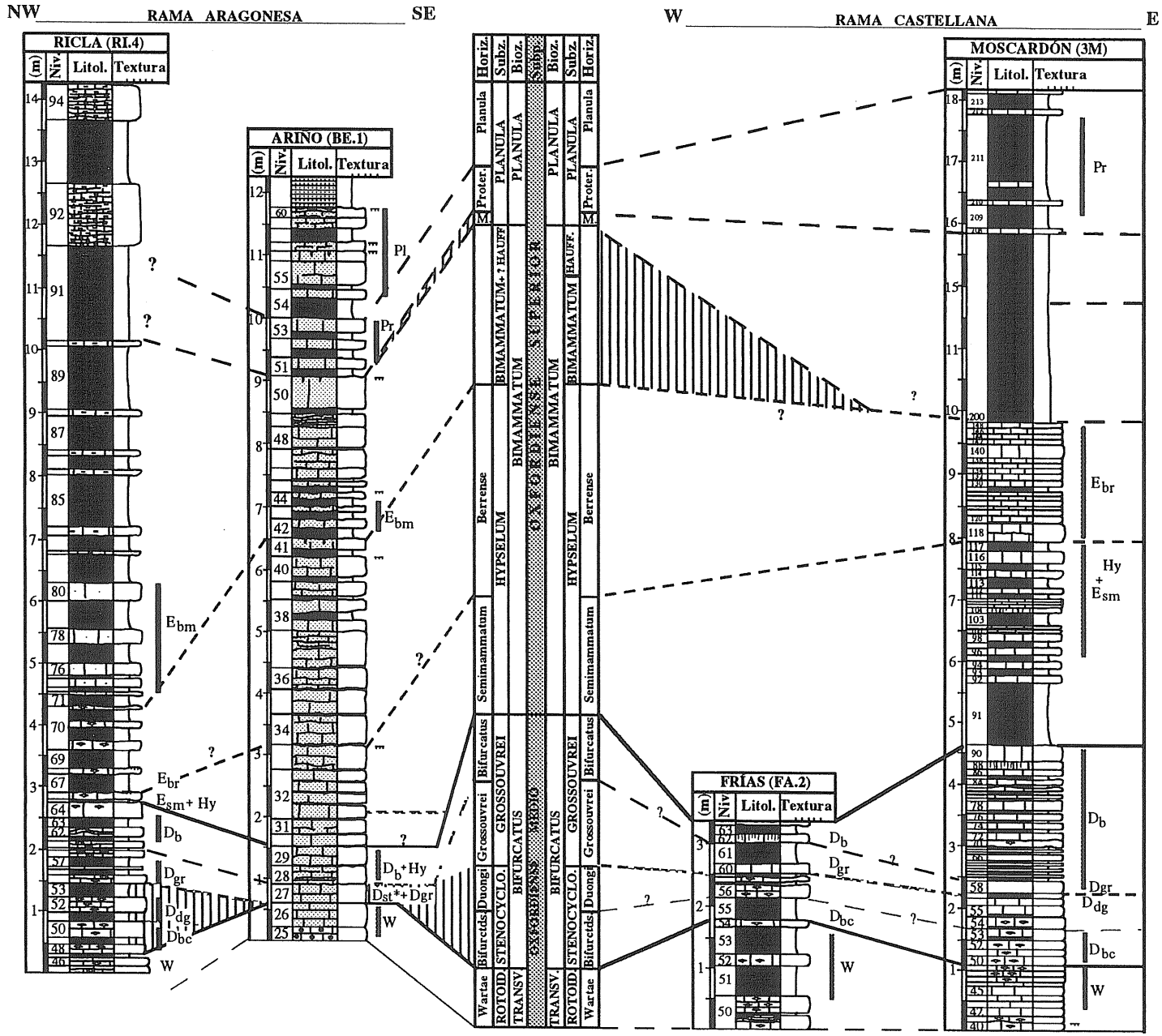
Los materiales estudiados se integran en las Formaciones Yátova (calizas wackestone con espongiarios, crinoides y ammonites) y Sot de Chera (margas con intercalaciones de calizas lajosas en la parte inferior). En la Rama Aragonesa el perfil de Ricla corresponde a la parte interna a media de una rampa carbonatada. Los materiales del Oxfordiense muestran una mayor influencia de terrígenos y una mayor potencia. En el corte de Ariño, en la parte externa de la rampa, el Oxfordiense presenta una sucesión más reducida y las calizas de la Fm. Yátova son marcadamente glauconíticas. En la Rama Castellana, los cortes de Frías de Albarracín y Moscardón, también en la parte proximal de la Rampa, muestran similitudes con Ricla. La sucesión se caracteriza por calizas con esponjas y crinoides y por la presencia de terrígenos, a partir de la Biozona Planula.

Descripción de Afloramientos

El afloramiento Ricla-4 se encuentra a 5 km. al Norte de la localidad de Ricla. La Fm. Yátova comprende un total de 12 m de calizas negras en bancos regulares más masivos hacia la parte inferior (Fontana, 1990). La Fm. Sot de Chera comprende un total de 65 m de margas negras con intercalaciones delgadas de calizas limosas hacia la parte inferior y con un mayor contenido en siliciclásticos en la parte superior. El intervalo estudiado (14 m) se extiende entre las Subbiozonas Rotoides y Planula (niveles 45 a 100; Fig. 2). La sucesión de las distintas especies de *P.(Dichotomoceras)* permite caracterizar todos los biohorizontes de la Biozona Bifurcatus con la posible excepción del biohorizonte basal, Bifurcatoides. El Oxfordiense Superior en este afloramiento comienza en el nivel 65 sobre una superficie ferruginosa y encostrada que corresponde a un límite de parasecuencia. En la Biozona Bimammatum (niveles 65 a 92) La sucesión de especies de *Epipeltoceras* permite caracterizar las Subbiozonas Hypselum (biohorizontes, Semimammatum y Berrense), y Bimammatum. El límite entre ambas subbiozonas (techo del nivel 70) coincide con una superficie irregular ferruginosa que marca el techo de las calizas de esponjas en este sector. Por encima, un tramo de 7m de espesor (niveles 72-92), formado por calizas limosas, corresponde a las Subbiozonas Bimammatum y Hauffianum. A continuación, en la parte inferior de la Fm. Sot de Chera (niveles 93-110), se ha recogido frecuentes *Orthosphinctes* y escasos *Subnebrodites proteron* Nitzopoulos, que caracterizan la parte inferior de la Biozona Planula.

El afloramiento del Barranco de las Estacas (B.E.1) se encuentra a unos 3 Km. al SW de Ariño (provincia de Teruel), en la parte oriental de la Llanura de Arcos. La Fm. Yátova comprende 14 m: calizas wackestone grises a amarillentas, masivas y micríticas en la parte inferior y haciéndose tableadas y marcadamente glauconíticas hacia la parte superior. Su extensión bioestratigráfica abarca desde la parte media de la Biozona Transversarium hasta la Subbiozona Planula. El intervalo estudiado (niveles 25 a 60) comprende desde la Subbiozona Rotoides (Biohorizonte Wartae) hasta el Biohorizonte Planula. El límite de las Biozonas Transversarium y Bifurcatus está marcado por una discontinuidad que comporta una laguna estratigráfica de la Subbiozona Stenocycloides. La Biozona Bifurcatus en esta región está representada por una sucesión condensada. La Biozona Bimammatum muestra una sucesión más dilatada habiendo permitido la caracterización de las sucesivas subbiozonas. Un especial interés presenta la sucesión registrada de las sucesivas formas del género *Orthosphinctes*. La Subbiozona Planula (Biohorizontes Proteron y Planula) se encuentra bien caracterizada en los niveles superiores de esta unidad. (Fig. 2).

Los afloramientos de Frías de Albarracín (F.A.1 y F.A.2) se sitúan saliendo del pueblo por la carretera de Cuenca, a unos 800 m, a ambos lados del Barranco del Aguila. Los materiales de la Fm. Yátova presentan una potencia próxima a los 10 m. Los 4 m. inferiores,



Leyenda

ESPECIES DE AMMONITES
Subnebrodites planula - **Pl**
Subnebrodites proteron - **Pr**
Epipeltoceras bimammatum - **E_{bm}**
Epipeltoceras berrense - **E_{br}**
Epipeltoceras semimammatum - **E_{sm}**
Euaspidoceras hypselum - **Hy**
Per. (Dichceras.) bifurcatus - **D_b**
Per. (Dichceras.) grossouvrei - **D_{gr}**
Per. (Dichceras.) duongi - **D_{dg}**
Per. (Dichceras.) bifurcatoides - **D_{bc}**
Per. (Dichceras.) stenocycloides - **D_{st}**
Per. (Dichtes.) wartae -W
Moldes reelaborados: *

LITOLOGÍA	
Margas	Fm. Sot de Chera
Caliza limosa	Fm. Yátova
Caliza glauconítica	
Caliza margosa	
Margas	
Caliza de esponjas	
Caliza de oolitos Fe	Capa de Arroyofrío
Laguna Estratigráfica	

Fig. 2. Sucesión estratigráfica de los afloramientos de Ricla y Barranco de las Estacas (Rama Aragonesa), y Moscardón y Frías de Albarracín en la Rama Castellana: Correlación bioestratigráfica.

calizas bioclásticas wackestone de color beige, corresponden a la Biozona Transversarium, Subbiozonas Luciaeformis y Schilli. La parte superior comprende 5 m. de calizas semejantes en capas regulares alternando con margas. El intervalo estudiado se extiende a lo largo de este tramo, entre los niveles 40 y 63 (Subbiozonas Rotoides a Hypselum). Las Subbiozonas Rotoides, Stenocycloides y Grossouvrei se han caracterizado mediante las especies índice. Los niveles superiores de esta unidad corresponden probablemente a la Subbiozona Hypselum, reconociéndose una laguna estratigráfica probable de las Subbiozonas Bimammatum y Hauffianum.

Los afloramientos de Moscardón se encuentran a unos 600 m del pueblo, en la margen izquierda del Arroyo de El Castellar, próximos a la carretera que une Moscardón y Frías de Albarracín. La formación Yatova presenta unas características litológicas y de espesor similares a las de Frías de Albarracín: Un tramo inferior de 3 m de calizas masivas y 8 m. de calizas en capas regulares con intercalaciones margosas. En este intervalo (nivs. 40 a 150) se ha podido caracterizar las sucesivas unidades bioestratigráficas entre las subiozonas Rotoides e Hypselum. La Fm. Sot de Chera comprende unos 50 m. de margas grises con finas intercalaciones de caliza margosa en la parte inferior y de caliza arenosa hacia el techo. La parte inferior de esta unidad pertenece ya a la parte inferior de la Subbiozona Planula, con frecuentes *Orthosphinctes* y *Subnebrodites* gr. *minutum* (Dieterich) y *proteron* (Nitzopoulos), lo que parece indicar una laguna estratigráfica de las Subbiozonas Bimammatum y Hauffianum en este sector (Fig. 2).

Discusión y conclusiones

En la región estudiada, en la Cordillera Ibérica nororiental y central, las sucesiones de ammonoideos en el Oxfordiense Medio y Superior permiten reconocer una discontinuidad generalizada entre las Biozonas Transversarium y Bifurcatus que afecta parcialmente a la Subbiozona Stenocyloides. En la Rama Aragonesa, en la parte proximal de la rampa, se detecta una sucesión dilatada con mayor afluencia de materiales terrigenos (calizas limosas y margas) a partir de la Subbiozona Bimammatum y más especialmente durante la Subbiozona Planula. En la parte distal de la rampa la sucesión es más condensada, las calizas tienen un marcado carácter glauconítico y la sedimentación carbonatada persiste hasta el Biohorizonte Planula. En la Rama Castellana, en el sector estudiado (zona proximal) la situación es semejante a Ricla, observándose la misma llegada de terrígenos en la Biozona Planula pero detectándose una probable laguna estratigráfica en la parte superior de la Biozona Bimammatum. Tanto el carácter de los materiales del Oxfordiense Medio y Superior (depósitos de alto nivel) como la sincronía relativa de los límites litológicos y las discontinuidades principales parecen tener un claro condicionante eustático. Sin embargo, las diferencias observadas en las facies y en los espesores de las unidades litológicas entre las distintas partes de la rampa pueden explicarse mejor como el resultado de la actividad tectónica local a partir de la Biozona Bifurcatus.

Agradecimientos

Proyecto PCB 1493 (CONAI, Diputación General de Aragón). La realización del trabajo ha sido financiada parcialmente por el Instituto de Estudios Turolenses (C.S.I.C., Teruel).

Referencias bibliográficas

Aurell, M. 1990. El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca.". *Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.*

Bello, J. 1995. Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea) del Oxfordiense Medio (Biozona Bifurcatus) al S. de Zaragoza (Cordillera Ibérica Nororiental). Estudio Paleontológico de la Familia Perisphinctidae STEINMANN. *Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza,* 128 pp.

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,* nº C.N.R.S.A.O. 7095, 353 pp.

Cariou, E.; Enay, R.; Tintant, H. 1971. Oxfordien (Province Subméditerranéenne). In: Mouterde *et al:* "Les zones du Jurassique en France" *C.R. Somm. Séances S.G.F.,* (**6**)18-21.

Fontana, B. 1990. El Oxfordiense Medio, Biozona Transversarium (Jurásico Superior) en el borde Sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica). Estudio Paleontológico del Género *Larcheria* (Ammonoidea, Perisphinctidae). *Tesis de Licenciatura. Univ. Zaragoza.* 123 pp.

Meléndez, G. 1989. El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica. I. Bioestratigrafía. II. Paleontología (Perisphinctidae, Ammonoidea). *Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid,* (1984), 825 pp.

Meléndez, G. y Fontana, B. (1993): Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. *Acta Geológica Polonica,* **43** (3-4), 193-211.

Perez-Urresti, I. 1995. Estudio bioestratigráfico y paleontológico basado en Ammonoideos del Oxfordiense Superior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza,* 102 pp.

 ISBN 84-600-9248-8

Plicatula spinosa (Sowerby) en el Toarciense Inferior de Turmiel (Guadalajara)

J. Bernad[1] y A. Calvo[2]

1 Museo Geominero. ITGE. C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.
2 Dpto. de Paleontología. Fac. CC. Geológicas. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

Palabras clave: Bivalvia, Toarciense, Cordillera Ibérica, biometría, análisis estadístico

El Jurásico, y más concretamente, el Toarciense de los alrededores de Turmiel, se conoce desde muy antiguo; la primera cita se remonta a 1754, en la cual Torrubia se refiere a las localidades cercanas de Maranchón y Anchuela del Campo, esta última a tan sólo 5 km. de Turmiel; estos materiales han sido con posterioridad ampliamente estudiados, tanto en el siglo pasado como en la primera mitad de este siglo; sin embargo, es en la década de los 70 y primeros años de los 80 cuando se han desarrollado estudios más exhaustivos.

Los materiales objeto de este trabajo corresponden al Miembro Margas y Calizas margosas de la Formación Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel que se sitúa aproximadamente a 1 km. de su corte tipo, localizado al noroeste de dicha localidad. Se trata de margas y margocalizas grises de tonos verdosos y rosas, con intercalaciones finas y escasas de calizas margosas hacia el techo, parcialmente cubiertas. El espesor aproximado es de 5,5 m. Pertenecen a la Zona Tenuicostatum y a la parte inferior de la Zona Serpentinus (Yébenes *et al.*, 1978).

Para la obtención de los restos fósiles objeto de este estudio, se tamizaron aproximadamente 50 kg. de material con dos tamices de luz de malla decreciente: 0,5 mm. y 0,2 mm. Se recuperó el material paleontológico, pudiendo apreciar que los restos retenidos en el tamiz de luz de malla menor eran irrelevantes por su alto grado de fragmentación. En el tamiz de luz 0,5 mm. se obtuvieron un total de 2440 elementos, de los cuales 2212 corresponden a restos de *Plicatula spinosa* (Sowerby), lo que supone más del 90 % del total (fig. 1)

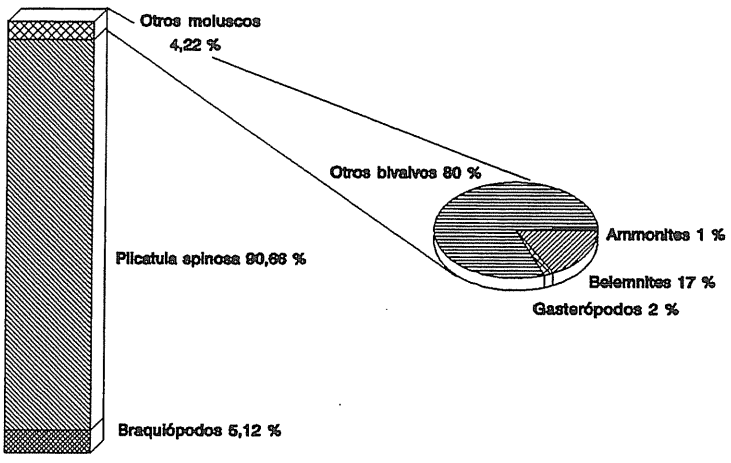


Figura 1. Relación de *Plicatula spinosa* (Sowerby) con otros organismos en el Miembro Margas y Calizas margosas.

Dentro de éstos podemos distinguir los ejemplares que presentan las dos valvas en conexión, que corresponden a un 28,53 %, valvas de ejemplares distintos que aparecen soldadas entre sí, que representan un 3,16 %, y las valvas aisladas, que suponen un 68,31 % . De estas últimas, existe una mayor proporción de valvas derechas (55,53 %) frente a las izquierdas (44,47 %).

En este trabajo se ha realizado un estudio biométrico de los ejemplares de *Plicatula spinosa* (Sowerby) que presentan las dos valvas en conexión a los cuales se les han realizado tres medidas ortogonales: longitud, anchura y espesor. En cada una de las variables se han analizado los siguientes datos: valores máximo y mínimo, media, desviación típica, coeficiente de variación y diferencia entre el valor máximo y mínimo. Posteriormente se ha realizado un análisis bivariante para establecer la dependencia entre dos variables, proyectando los valores en un gráfico XY y calculándose el coeficiente de correlación y la fórmula de crecimiento.

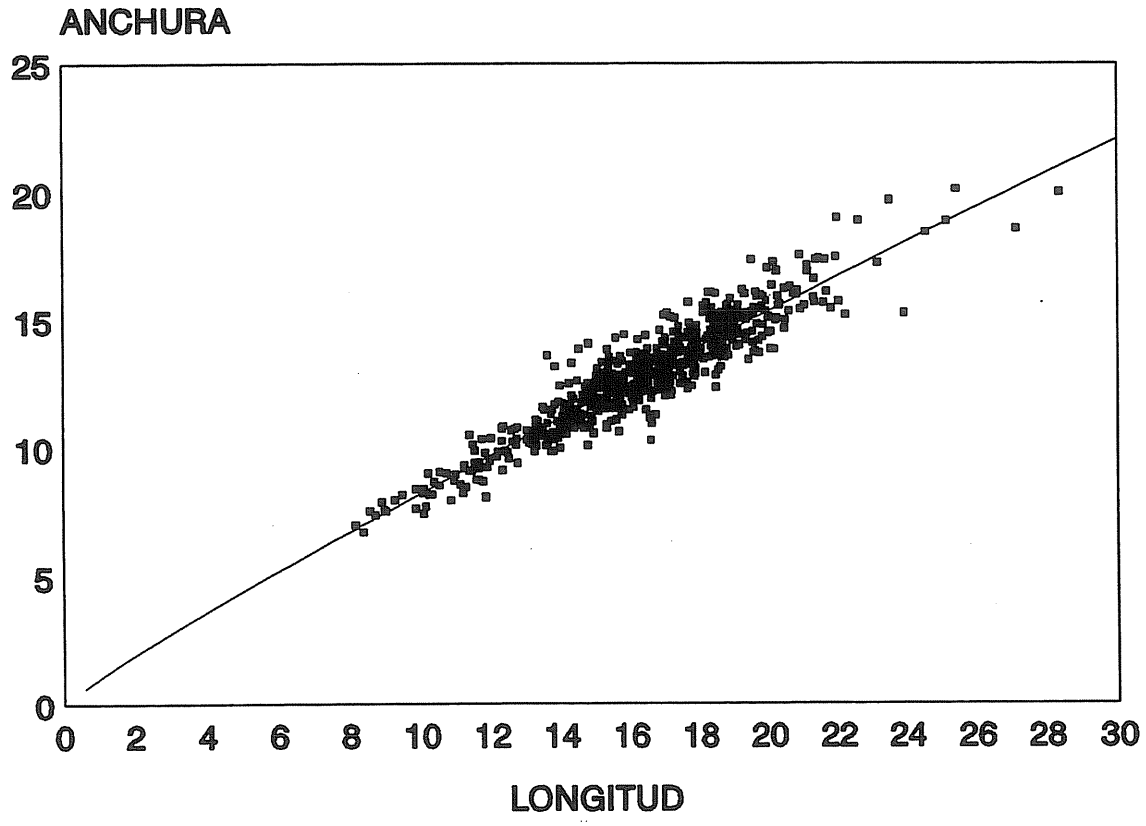


Figura 2: Gráfico bivariante Anchura/Longitud (A/L).

Si se analizan los gráficos bivariantes A/L (fig. 2) y E/L (fig. 3) se puede observar que las nubes de puntos se adaptan a una regresión de tipo exponencial $y=ax^b$, que resulta ser $y=1,04x^{0,8}$ para el primer caso e $y=0,11x^{1,28}$ para el segundo. La dispersión de los puntos en los gráficos es débil, por lo que se hallan bastante cercanos a la curva obtenida; esta dispersión es mayor en el caso del gráfico E/L, debido al aplastamiento de alguno de los especímenes, lo que le da un coeficiente de correlación menor al que presenta la el gráfico A/L.

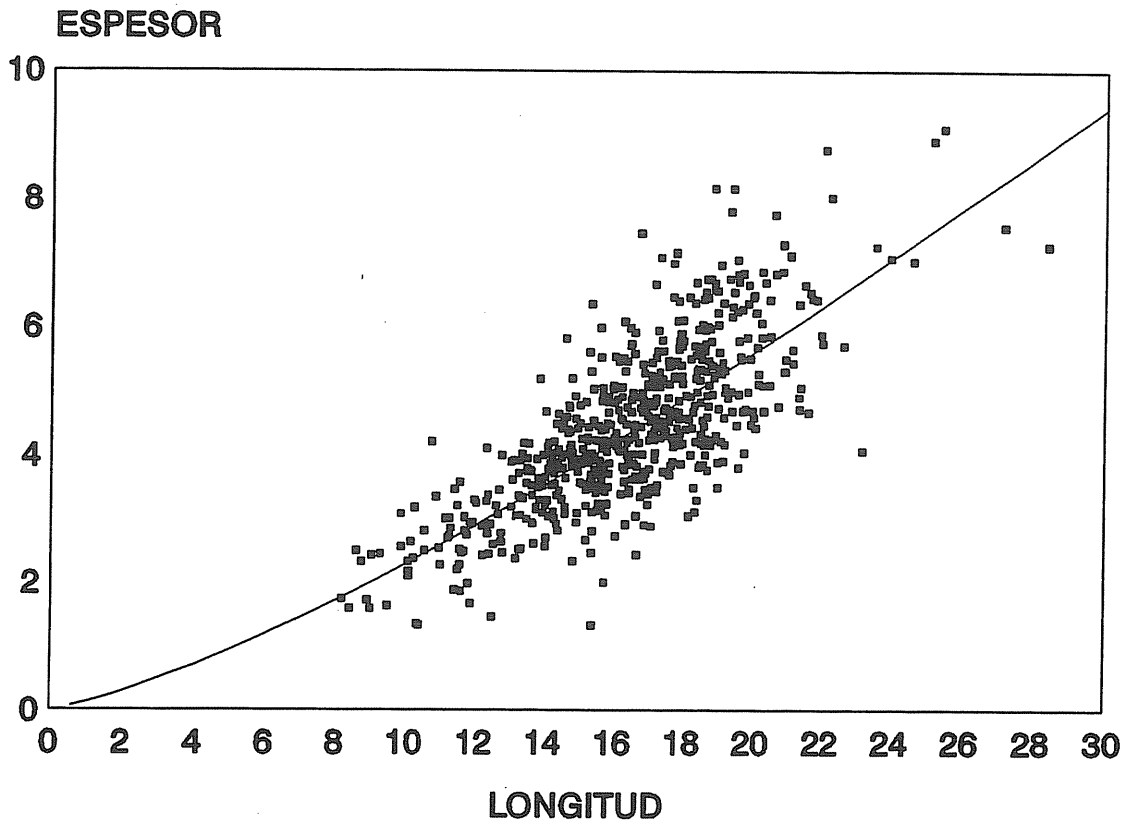


Figura 3. Gráfico bivariante Espesor/Longitud (E/L).

Bibliografia

Torrubia, F.J. 1754. Aparato para la Historia Natural Española. Madrid. Tomo primero. 204 pp.

Yébenes, A.; Goy, A. y Comas-Rengifo, M.J. 1978. El Lías en el Sector Septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Grupo Español de Mesozoico, Jurásico de la Cordillera Ibérica.* (Guía de Excursiones Jurásico de la Cordillera Ibérica.). I, 29 pp., Madrid.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Asociaciones de foraminíferos bentónicos en la Cordillera Iberica durante el Cenomaniense

Amelia Calonge García

Dpto. Geología. U.A.H. Nacional II, Km. 33,600. 28071 Alcalá de Henares (Madrid).

Introduccion

Este trabajo surge ante la necesidad de caracterizar bioestratigráficamente los materiales cretácicos de plataforma somera de igual forma que se han datado los de zonas profundas teniendo en cuenta la presencia de Ammonoideos, ya que en la zona estudiada (Cordillera Ibérica) no se puede aplicar la Biozonación establecida por Wieddmann (1960, 1964) debido a la ausencia de Ammonoideos en materiales cenomanenses. En este sentido se observó que el género *Praealveolina* posee dentro del Cretácico medio una distribución vertical de especies que permite obtener datos precisos sobre la edad de los materiales en los que aparece. Según Reichel (1936-37), las capas con Praealveolinas pertenecen al Cenomanense a partir de lo cual ha sido posible diferenciar este período de tiempo tanto del Albense como del Turonense.

Se ha seleccionado como zona de estudio la Cordillera Ibérica al considerarla un marco lo suficientemente amplio para llevar a cabo un estudio de este tipo, abarcando la mayor parte de la Ibérica suroccidental y castellana, la totalidad del Maestrazgo, y a la parte meridional de la rama aragonesa y las Catalánides.

Una vez levantadas las columnas estratigráficas (aproximadamente 65) se determinaron las unidades Litoestratigráficas teniendo en cuenta las definidas formalmente para esta zona en la síntesis "El Cretácico de España". Posteriormente se identificó las diferentes asociaciones de Foraminíferos bentónicos que en ellas aparecian.

Descripcion de las formaciones y su contenido micropaleontológico

Uno de los principales objetivos de la estratigrafía es clasificar y ordenar el registro sedimentario con el fín de obtener la sucesión vertical de los cuerpos sedimentarios, analizar su extensión y relaciones tanto en la vertical como en la horizontal, etc. y, de este modo, poder interpretarlos. Para ello, es necesario en primer lugar, determinar el aspecto en el que se va a incidir.

Este trabajo trata Unidades Litoestratigráficas que, de acuerdo con la Guía Estratigráfica Internacional, se definen como el conjunto de estratos que constituyen una unidad por estar compuesto predominantemente de cierto tipo litológico o de una combinación de tipos litológicos, o por poseer otras características importantes en común, que sirvan para agrupar los estratos.

Al correlacionar las columnas estratigráficas levantadas se han reconocido once Unidades Litoestratigráficas para el Cretácico medio del área estudiada. Estas Unidades corresponden a las definidas en el libro de "El Cretácico de España" (1982) para la Cordillera Ibérica y son:

- en el sector suroccidental, de base a techo son, Margas de Chera; Calizas y Dolomías de Alatoz; Dololmías tableadas de Villa de Vés; Calizas, Margas y Dolomías de Casa Medina; y Dolomías de la Ciudad Encantada, establecidas por Vilas *et al.* (1982).

- en Cameros - Castilla, tambien de base a techo, Formación Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas y la Formación Calizas Dolomíticas de Nuévaloss, definidas por Alonso *et al.* (1982).

- en la zona central de la Cordillera Ibérica y el en Maestrazgo: Calizas y Margas de Mosqueruela en la base y Dolomías del Barranco de los Degollados en el techo, establecidas por Canerot (1982).

- en las Catalánides Robles (1982) define dos Formaciones: Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de Sierra Llabería en la base, y Calizas masivas de Sierra Llabería en el techo.

Debido al alto número de Formaciones descritas para este período de tiempo no ha sido necesario definir ninguna nueva ya que todos los litosomas y facies observadas en los distintos afloramientos, han podido ser integrados en las Unidades Litoestragráficas definidas.

A continuación se describen de forma pormenorizada cada una de estas Unidades incluyendo en cada una de ellas los Foraminíferos bentónicos identificados.

Formación Margas de Chera

Está formada principalmente por margas con intercalaciones de niveles calcomargosos, calcareníticos lumaquélicos o dolomíticos.

Paleontologicamente se caracteriza por la presencia de Pelecípodos, sobre todo Ostreidos, Gasterópodos, Equinodermos, Briozoos, Serpúlidos y Foraminíferos bentónicos. En la parte superior se han identificado: Alveolínidos (*Ovalveolina maccagnoae* De Castro y *Pseudedomia viallii* Colalongo), Ataxophragmiídos (*Cuneolina* sp., *Dobrogelina* sp. y *Pseudolituonella* sp.), Lituólidos (*Charentia cuvillieri* Neumann), Miliólidos (*Massilina* sp. y *Quinqueloculina* cf. *robusta* Neagu), Nezzazátidos (*Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall), Nubeculáriidos (*Spiroloculina cretacea* Reuss) y Sorítidos (*Peneroplis parvus* De Castro).

Vilas *et al.* (1982) dataron esta Unidad como Cenomanense inferior aunque no descartaron la posibilidad de que su parte superior fuese ya Cenomanense medio.

Formación Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas

Consiste en arcillas bioturbadas o con laminación de algas, con intercalaciones de niveles arenosos y calizos.

Respecto a su contenido fosilífero se han identificado Pelecípodos, Braquiópodos, Equinodermos, Ostrácodos, Algas verdes y Foraminíferos sin clasificar.

Floquet *et al.* (1982) incluyen esta Formación en el Cenomanense superior, localmente medio.

Formación Calizas y Margas de Mosqueruela

En el área estudiada se ha identificado su miembro superior: Miembro Margas y Calizas del Puerto de Villarroya. Está formado por una alternancia de calizas, margas, dolomías, y en menor proporción limos dolomíticos.

Su contenido paleontológico consiste en Ostreídos, Rudistas y otros Pelecípodos, Gasterópodos, Equinodermos, Ostrácodos, Serpúlidos, Algas verdes y Foraminíferos.

Canerot en 1982 dató esta Formación como Albense superior -Cenomanense, incluyendo el miembro superior: "margas y calizas del Puerto de Villarroya" o "capas de Prealveolinas" en el Cenomanense. En este último miembro se han identificado de base a techo las siguientes especies de Alveolínidos: *Ovalveolina maccagnoae* De Castro, *Sellialveolina vialli* Colalongo, *Praealveolina iberica* Reichel, *Praealveolina pennensis* Reichel, *P. brevis* Reichel, *P. debilis* Reichel, *P. cretacea* (D'Archiac), *P. simplex* Reichel, *P. tenuis* Reichel y *Ovalveolina ovum* (D'Orbigny), además de Ammodíscidos (*Glomospira* sp., Ataxopragmiidos (*Cuneolina* sp., *Dictyopsella libanica* Saint-Marc, *Pseudolituonella* sp.), Fischeríniidos (*Vidalina* sp.), Involutínidos (*Trocholina* sp.), Lituólidos (*Charentia cuvillieri* Neumann, *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall y *Pseudocyclammina* sp.), Miliólidos (*Massilina* sp., *Nummoloculina* sp., *Quinqueloculina* cf. *robusta* Neagu y *Triloculina* sp.), Nubeculáriidos

(*Spiroloculina cretacea* Reuss), Nezzazátidos (*Nezzazata simplex* Omara), Orbitolínidos (*Orbitolina (Conicorbitolina) corbarica* Schroeder, *O.(C.) cuvillieri* (Moullade), *O. (C.) conina* (D'Archiac), *O. (Mesorbitolina) cuvillieri* (Erman), *O. (M.) aperta* (Erman), *O. (O.) duranddelgai* Schroeder), Sorítidos (*Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *P. laurinensis* (De Castro) y *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro)) y otros Foraminíferos bentónicos.

Formación Calizas y Dolomías de Alatoz

Está constituida por dolomías de colores ocres o grises dispuestas en bancos o, a veces, bioturbadas. En otras zonas esta Formación consiste en calcarenitas fosilíferas, en ocasiones calizas oolíticas, biomicritas, pelmicritas y calizas margosas de colores grises.

Paleontologicamente se caracteriza por la presencia de Pelecípodos, Equinodermos, Gasterópodos, Briozoos, Algas (Dasicladáceas, principalmente) y Foraminíferos bentónicos.

Vilas *et al.* (1982) atribuyeron esta Formación al Cenomanense inferior - medio. Se ha determinado la presencia de Alveolínidos: *Praealveolina iberica* Reichel, *P. pennensis* Reichel y *Pseudedomia viallii* Colalongo; Ammodíscidos: *Glomospira* sp.; Ataxophragmiidos: *Cuneolina* sp., *Dictyopsella libanica* Saint-Marc, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni y *Pseudolituonela* sp.; Fischeríniidos: *Vidalina* sp.; Lituólidos: *Charentia cuvillieri* Neumann, *Mayncina orbignyi* (Cuvillier y Szakall) y *Pseudocyclammina* sp.; Miliólidos: *Nummoloculina* sp. y *Quinqueloculina* cf. *robusta* Neagu; Nezzazátidos: *Biplanata* sp., *Nezzazata conica* (SMOUT), *N. simplex* OMARA y *Trochospira avnimelechi* Hamaoui y Saint-Marc y Orbitolínidos: *Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai* Schroeder.

Formación Dolomías tableadas de Villa de Vés

Está constituida fundamentalmente por dolomías en bancos decimétricos con intercalaciones de limos dolomíticos. Secundariamente aparecen asociados tramos calizos y margosos. El contenido paleontológico de esta Unidad suele ser escaso, sólo en los tramos no dolomíticos se han identificado Pelecípodos, Gasterópodos, Equinodermos, Ostrácodos, Braquiópodos, Algas y Foraminíferos bentónicos.

Vilas *et al.* (1982) consideraron esta Formación como Cenomanense medio - superior.

En esta unidad se han reconocido los siguientes Alveolínidos: *Praealveolina pennensis* Reichel, *P. brevis* Reichel, *P. simplex* Reichel, *P. debilis* Reichel y *Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui y Ecker, además de Ataxopragmiidos (*Cuneolina* sp., *Dictyopsella libanica* Saint-Marc, *Dobrogelina* sp., *Pseudolituonella* sp. y *Pseudocyclammina* sp.), Fischeríniidos (*Vidalina* sp.), Involutínidos (*Trocholina* sp.), Lituólidos (*Charentia cuvillieri* Neumann, *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall y *Pseudocyclammina* sp.), Miliólidos (*Massilina* sp., *Nummoloculina* sp. y *Quinqueloculina* cf. *robusta* Neagu), Nezzazátidos (*Nezzazata conica* (Smout), *N. simplex* Omara y *Trochospira avnimelechi* Hamaoui y Saint-Marc), Nodosáriidos (*Lenticulina* sp.), Sorítidos (*Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *P. laurinensis* (De Castro) y *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro)) y Textulárridos (*Gaudrina* sp.).

Formación Dolomías tableadas y calizas con Praealveolinas de Sierra Llavería

Está formada por dolomías grises que se disponen en grandes bancos con estratificación

difusa y, a veces, laminación de algas o ripples. Ocasionalmente presentan porosidad móldica, bioturbación y costras ferruginosas a techo de diferentes niveles.

El tramo inferior de esta Unidad es practicamente azoico mientras que el miembro calcáreo superior contiene numerosos restos fósiles: Ostreidos y otros Pelecípodos, Gasterópodos, Equinodermos, Corales, Ostrácodos, Briozoos, Algas y Foraminíferos bentónicos.

Para Robles (1982) esta Unidad representa el Cenomanense medio, pudiendo pertenecer en mayor o menor proporción al Cenomanense superior.

En el miembro superior "calizas con Praealveolinas" se ha reconocido la presencia de Alveolínidos: *Praealveolina tenuis* Reichel, *P. cretacea* (D'Archiac), *P. simplex* Reichel y *Ovalveolina ovum* (D'Orbigny), Ataxophragmiidos (*Cuneolina* sp., *Dictyopsella libanica* Saint-Marc, *Dobrogelina* sp. y *Crysalidina gradata* D'Orbigny), Fischeríniidos (*Vidalina* cf. *radoicicae* Cherchi y Schroeder), Miliólidos (*Massilina* sp., *Nummoloculina* sp., *Quinqueloculina* cf. *lirellangula* Loeblich y Tappan y *Q. robusta* Neagu), Nezzazáidos (*Nezzazata simplex* Omara, *Biconcava bentori* Hamaoui y Saint-Marc y *Merlingina cretacea* Hamaoui y Saint-Marc), Nubeculáriidos (*Spiroloculina cretacea* Reuss y *Cornuloculina* sp.), Sorítidos (*Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *P. laurinensis* (De Castro) y *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro)) y pequeños Foraminíferos.

Formación Calizas, Margas y Dolomías de Casa Medina

Está formada principalmente por calizas de tonos grises y blancos, y por margas de color verde, que hacía el Sur son sustituidas en varios puntos por dolomías. A techo de algunos bancos aparecen con frecuencia costras ferruginosas.

Paleontologicamente se caracteriza por la presencia de Pelecípodos, Equinodermos, Ammonites..., siendo lo más destacado la aparición de Foraminíferos bentónicos tales como Alveolínidos (*Praealveolina tenuis* Reichel, *P. simplex* Reichel y *Ovalveolina ovum* (D'Orbigny), Ammodíscidos (*Glomospira* sp.), Ataxophragmiidos (*Cuneolina* sp., *Dictyopsella libanica* Saint-Marc, *Dobrogelina* sp. y *Pseudolituonella* sp.), Fischeríniidos (*Vidalina* cf. *radoicicae* Cherchi y Schroeder), Lituólidos (*Charentia cuvillieri* Neumann), Miliólidos (*Massilina* sp., *Nummoloculina* sp., *Pseudotriloculina* sp., *Quinqueloculina* cf. *histri* Neagu y *Q. robusta* Neagu), Nezzazáidos (*Nezzazata simplex* Omara y *Trochospira avnimelechi* Hamaoui y Saint-Marc), Nubeculáriidos (*Spiroloculina cretacea* REUSS), Sorítidos (*Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *P. laurinensis* (De Castro) y *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro)) y Foraminíferos. Vilas *et al.* (1982) incluyeron esta Unidad en el Turonense inferior

Formación Calizas masivas de Sierra Llavería

Está constituida por calizas grises bionodulares con bioturbación y numerosos restos fósiles, destacando la presencia de Foraminíferos bentónicos en la base. Constituye el techo de las columnas estratigráficas estudiadas en las Catalánides. Paleontologicamente sobresale su base por contener abundantes fósiles, tales como Equinodermos, Pelecípodos, Gasterópodos, Ostrácodos, Algas verdes y Foraminíferos, principalmente Alveolínidos (*Praealveolina tenuis* Reichel, *P. simplex* Reichel, *Ovalveolina ovum* (D'Orbigny) y *Cisalveolina fraasi* (Gümbel), Ataxophragmiidos (*Cuneolina* sp., *Dobrogelina* sp. y *Dictyopsella libanica* Saint-Marc), Fischerínidos (*Vidalina radoicicae* Cherchi y Schroeder), Miliólidos (*Massilina* sp., *Nummoloculina* sp. y *Quinqueloculina* cf. *robusta* Neagu) y Sorítidos (*Pseudorhipidionina casertana* (De Castro), *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro) y *P. laurinensis* (De Castro)).

Robles (1982) incluyó el tramo basal en el Cenomanense superior, mientras que el resto de la Unidad sería Turonense sin descartar que en parte sea todavía Cenomanense.

Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos

Está formada por calizas masivas o laminadas que pasan a calizas bionodulares y terminan en calizas dolomíticas o dolomías. Poseen intercalaciones de limos dolomíticos y margas.

Paleontologicamente se caracteriza por la presencia de Ostreidos, Rudistas y otros Pelecípodos, Gasterópodos, Equinodermos, Serpúlidos, Briozoos, Alveolínidos: *Praealveolina brevis* Reichel, *P. debilis* Reichel, *P. cretacea* (D'Archiac) y *P. simplex* Reichel, además de Ammodíscidos (*Glomospira* sp., Ataxopragmiidos (*Cuneolina* sp., *Dictyopsella libanica* Saint-Marc, *Pseudolituonella* sp.), Fischeríniidos (*Vidalina* sp.), Lituólidos (*Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall y *Pseudocyclammina* sp.), Miliólidos (*Massilina* sp., *Nummoloculina* sp. y *Quinqueloculina* cf. *robusta* Neagu), Nezzazátidos (*Trochospira avnimelechi* Hamaoui y Saint-Marc) y Nubeculáriidos (*Spiroloculina cretacea* sp.).

Floquet *et al.* (1982) incluyen esta Unidad en el Cenomanense superior.

Formación Dolomías del Barranco de los Degollados

Está constituida por dolomías marrones o grises cuyo aspecto varía desde masivo a tableado o con laminación de algas o ripples. Con frecuencia se observan estructuras de tipo fenestral. Como consecuencia del estudio micropaleontológico se ha identificado las siguientes especies: Alveolínidos (*Pseudedomia drorimensis* Reiss, Hamaoui y Ecker, *Praealveolina cretacea* (D'Archiac), *P. tenuis* Reichel y *P. simplex* Reichel), Ataxophragmiidos (*Pseudolituonella* sp.), Miliólidos (*Massilina* sp. y *Quinqueloculina* cf. *robusta* Neagu), Nubeculáriidos (*Spiroloculina cretacea* Reuss) y Sorítidos (*Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *P. laurinensis* (De Castro) y *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro)).

Canerot (1982) dató esta Formación como Turonense.

Conclusiones

A la vista de los Foraminíferos bentónicos presentes en las diferentes formaciones se realiza la siguiente propuesta de edades:

- Fm. Margas de Chera (parte superior): Cenomaniense inferior.

- Fm. Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas: Cenomaniense inferior y medio.

- Fm. Calizas y Dolomías de Alatoz: Cenomaniense inferior.

- Fm. Dolomías tableadas de Villa de Vés: Cenomaniense medio.

- Fm. Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de Sierra Llavería: su miembro superior sería Cenomaniense superior.

- Fm. Calizas, Margas y Dolomías de Casa Medina: Cenomaniense superior.

- Fm. Calizas masivas de Sierra Llavería: Cenomaniense superior.

- Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos: Cenomaniense medio y superior.

- Fm. Dolomías del Barranco de los Degollados: Cenomaniense medio y superior.

Bibliografía

Calonge, A. 1989. Bioestratigrafía del Cenomanense de la Cordillera Ibérica por Foraminíferos bentónicos. *Colecc. Tesis Doctorales*, nº 217/89. Ed. Univ. Complutense de Madrid, 1-558.

Garcia, A. y col. 1982. *El Cretácico de España.* Univ. Complutense de Madrid. 1-680.

Reichel, M. 1936-37. Etude sur les Alvéolines. *Mèm. Soc. Paléont. Suisse*, **57** (4), 1-93.

Schröeder, R. y Neumann, M. 1985. Les grands Foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. *Geobios*, mém. spec., **7**, 1-160.

Wieddmann, J. 1960. Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal, et ses Cephalopodes". *C.R. 84 Congr. Soc.*

Savantes Paris. Departm. Dijon 1959. Sci., Sous-rect. Geol., 709-764.

Wieddmann, J. 1964. Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *Est. Geol.*, **20**, 107-148.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

El gigante oculto en el lodo. La reconstrucción comparativa de un anfibio laberintodonto del Triásico inferior

V. Casanovas, R. Batista, A. Galobart y R. Gaete

Institut Paleontológic "M. Crusafont". C/ Escola Industrial, 23. 08201, Sabadell.

Palabras clave: Reconstrucción, anfibios, *Parotosuchus*, Triásico inferior, paleoecología

En este panel se ilustra la reconstrucción del anfibio laberintodonto *Parotosuchus* sp. de las facies Buntsandstein (Triásico inferior) del yacimiento del Montseny (Gaete *et al.*, 1993, 1994, en prensa).

Las facies Buntsandstein marcan el inicio de la sedimentación Triásica en la Península Ibérica y lo constituyen materiales de origen predominantemente fluvial, desarrollados en cuencas largas y estrechas controladas por una fase tectónica distensiva. En concreto, la zona del yacimiento corresponde a una llanura fluvial árida (Marzo, 1980) de corrientes de sinuosidad moderada a alta. En algunos puntos se pueden observar niveles de caliche y estructuras de dunas eólicas que confirman la aridez del medio (Marzo, 1986). El yacimiento del Montseny, un nivel de areniscas muy finas, probablemente se sitúa en un antiguo meandro abandonado que permaneció inundado, permitiendo el desarrollo de formas de anfibios eminentemente acuáticos.

El género *Parotosuchus*, predominante en el yacimiento, pertenece a la familia Capitosauridae, un grupo cosmopolita de anfibios laberintodontos típico del Triásico. El único Capitosauridae que se conoce completo y en conexión anatómica es *Paracyclotosaurus davidi* del Triásico medio de Australia (Watson, 1958). En el yacimiento del Montseny se han contabilizado hasta el momento un centenar de huesos craneales y postcraneales que no se encuentran en conexión anatómica, sin que se haya concluido la extracción y restauración de todos sus restos.

En los diferentes yacimientos donde se han hallado asociados restos craneales y postcraneales de Capitosáuridos se ha podido observar que existe un patrón de proporciones osteológicas uniforme dentro de las especies. Esto nos ha permitido extrapolar, a partir de los cráneos, mandíbulas, porción anterior de la columna vertebral y algunos huesos de las extremidades (todos ellos bien representados en nuestro yacimiento), la morfología y proporciones del esqueleto por comparación con *Paracyclotosaurus davidi.*

La morfología externa del laberintodonto se ha basado en la búsqueda de posibles analogías en anfibios actuales. Para ello se han utilizado los siguientes géneros de anfibios: *Ambistoma* (ajolote americano), *Pipa* (rana plana sudamericana), *Xenopus* (ranas sin lengua), *Pachytriton* y *Criptobranchus* (salamandra gigante del Japón). La característica común de todos estos géneros es su vida absolutamente acuática. Ocasionalmente viven enterrados en el lodo a semejanza de las interpretaciones deducidas para *Parotosuchus* sp. a partir de los datos sedimentológicos y paleoecológicos.

De los salamándridos (*Pachytriton* y *Criptobranchus*) se han incorporado los rasgos externos de la cola. El hecho de que los huesos del carpo y del tarso de los Capitosauridae no se conserven en el registro fósil (Warren y Snell, 1991), se ha interpretado como que estos elementos eran cartilaginosos y no jugaban un papel importante en la locomoción del animal, por lo que el desplazamiento dentro del agua se basaría en movimientos de la cola.

La información de la piel, es un compendio entre los caracteres observados en los anfibios actuales (repliegues dérmicos de *Criptobrachus*) y los indicios fósiles recuperados en yacimientos excepcionales como son las escamas dérmicas de capitosaurios (Janvier, 1992).

El cráneo de *Parotosuchus* es muy plano, con las órbitas ligeramente elevadas, presenta un sistema de lineas sensoriales y una ornamentación del techo craneal característica. Los ojos se han comparado con los de *Cryptobranchus*, que tiene unas órbitas parecidas a las de *Parotosuchus*.

Como es sabido, aproximarse al color en vida de un animal extinguido es una tarea quimérica, aunque para nuestra reconstrucción se ha propuesto un patrón de coloración basado en *Pipa* y *Xenophus*. Estos dos géneros podrían tener una similitud en la forma de vida avalada por el hecho de presentar unas placas esternales similares a las de *Parotosuchus*.

El proceso de reconstrucción se inició con el moldeo de un modelo a escala, para después reproducirlo a tamaño natural en barro. A partir de esta reconstrucción, se hizo un molde de silicona, del que se obtuvieron las copias de resina de poliester.

Bibliografía

Gaete, R., Galobart, A y Ros, X. 1993. Primera noticia del hallazgo de un *Parotosaurus* (Capitosauridae, Amphibia) en el Triàsico inferior del Macizo del Montseny. *Treballs del Museu de Geologia*, **3**, 61-66.

Gaete, R., Galobart, A, Palomar, J y Marzo, M. 1994. Hallazgo de *Parotosuchus* sp. (Amphibia, Temnospondyli) en las facies Buntsandstein del Pla de la Calma (Cordilleras Costeras Catalanas): resultados preliminares. *Geogaceta*, **16**, 61-63.

Gaete, R., Galobart, A,. Palomar, J. y Marzo, M. 1995. Primeros resultados sistemáticos y bioestratigráficos del yacimiento de tetrápodos fósiles de las facies Buntsandstein de La Mora (Pla de la Calma, Barcelona). *Com. III Coloquio del Pérmico y Triásico Español. Cuadernos de Geología Ibérica*. (en prensa).

Janvier, P. 1992. Les écailles des Trématosaures (Tetrapoda, Temnospondyli): nouvelles données sur les trématosaures du Trias inférieur de Madagascar. *Bull. Mus. natn. Hist. nat.*, **4** (1), 3-13.

Marzo, M. 1980. El Buntsandstein de los Catalánides: estratigrafía y procesos de sedimentación. *Tesis doctoral*, Dpto. de Estratigrafía, Universidad de Barcelona, 317.

Marzo, M. 1986. Secuencias fluvio-eólicas en el Buntsandstein del Macizo del Garraf (Provincia de Barcelona). *Cuad. Geol. Ibérica*, **10**, 207-233.

Warren, A. y. Snell, N. (1991). The postcranial skeleton of Mesozoic temnospondyl amphibians: a review. *Alcheringa*, **15**,43-64.

Watson. D. M. S. 1958. A new labyrinthodont (*Paracyclotosaurus*) from the Upper Trias of New South Wales. *Bulletin of the British Museum of Natural History*, **3**, 233-265.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Primer hallazgo de restos fosiles de cocodrilo en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central, Huesca)

M. Costa[1], A. Galobart[1], E. Roger[1], H. Schleich[2]

1 Institut Paleontològic Dr. M. Crusafont, c/Escola Industrial 23, 08201–Sabadell (Barcelona).
2 Institute for Paleontology & historical Geology, Richard Wagner Str. 10, D 8000 Munich 2 (Alemania).

Palabras clave: Formación Gallinera, Paleoceno, Tanetiense, Vertebrados, Crocodilia

En verano de 1992 fué descubierto, de forma fortuita, el cráneo y otros restos óseos fósiles de un cocodrilo (Costa *et al.*, 1993), en un enclave situado a casi 1.900 m de altitud en la vertiente Sur de la Sierra de la Custodia, dentro de los límites del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido.

Los trabajos de excavación se llevaron a cabo a finales de Julio de 1993, y contaron con la participación del Dr. H. Schleich del Institute for Paleontology & historical Geology de Munich, de A. Galobart del Instituto Paleontológico Crusafont y E. Roger y M. Costa, descubridores del yacimiento y colaboradores del citado Instituto. El Instituto para la Conservación de la Naturaleza prestó su colaboración para la adquisición del material fungible necesario, así como del personal del Parque Nacional de Ordesa que nos ayudó a trasladar el material. El difícil acceso al yacimiento, sólo posible a pie, y el considerable volumen de material empleado, complicaron extraordinariamente dichos trabajos. los restos fósiles fueron extraidos en un único bloque de roca. Los trabajos de restauración y estudio se han desarrollado en el Instituto Paleontológico "Dr. M. Crusafont".

El fósil se halló en la superficie erosiva con indicios de karstificación de una capa de calizas gris oscuras (biomicrítas) con nódulos de sílex, también llamada calizas con alveolinas (Almela, 1956). Este sedimento ocupa la parte superior de la formación Gallinera descrita por Van Lunsen en 1970. Presenta diversas facies de grosores también diferentes, alternando capas de calizas con areniscas cuarcíticas y calizas con aportes terrígenos. La capa calcárea en que se halló el fósil corresponde a la biozona P–4 de foraminíferos plantónicos (biozona de *G. primaeva*) Tanetiense (Paleoceno Superior, 60,2 millones de años) (Robador, 1990). El análisis de láminas finas del sedimento que contenía el fósil realizados por el Pr. Altenbad del Institute for Paleontology & historical Geology de Munich, han revelado unas condiciones paleoecológicas correspondientes a una zona de plataforma continental abierta con profundidades superiores a los 100 m.

La pieza principal del hallazgo es un cráneo que se halló en posición horizontal e invertida. Junto a dicha pieza se encontraron también algunos pequeños fragmentos óseos postcraneales. Dicho cráneo tiene una longitud perimetral externa de 556 mm, una anchura máxima de 220 mm y una altura bóveda a nivel de las òrbitas de 120,5 mm. Ambas ramas mandibulares se unen mediante una sínfisis de 183 mm de longitud, formando un tramo mandibular largo y estrecho (42–70 mm de anchura) desde el extremo anterior de la mandíbula hasta el nivel del 10º alveolo, que le confieren un característico aspecto longirrostro.

Su fórmula dentaria es:

$$\frac{pm\ (4–5)+m(15–16)}{d(18)}$$

A principios del Terciario, los cocodrilos eran relativamente abundantes en Europa, alcanzando su máxima expansión durante el Eoceno Medio hace unos 50 millones de años (Buffetaut, 1982; Schleich, 1986). A pesar de ello, el registro de fósiles de cocodrilos del

 ISBN 84-600-9248-8

Terciario español es aún poco conocida, al ser más bien escasos los hallazgos de material bien conservado (Buscalioni, 1986). Diversos aspectos del material que hemos encontrado determinan su notable interés. Primeramente, se trata de la primera cita de un vertebrado fósil en esta región del Pirineo Central. Por otra parte, no se ha descrito hasta el momento ningún yacimiento anterior en el Terciario de la península Ibérica, por lo que constituiría el tetrápodo más antiguo de este Periodo. Finalmente, el caracter longirrostro que indica su adaptación a la ictiofagia y las condiciones paleoecológicas observadas en el sedimento permiten afirmar que se trataba de un cocodrilo de costumbres marinas, cuyos hallazgos son muy escasos en el Terciario de Europa.

El estado actual de restauración no permite observar la totalidad de caracteres del cráneo. Sin embargo, los datos paleoecológicos y los caracteres observados nos inducen a situar el hallazgo en el grupo de los *Dyrosaurus* (oclusión de los dientes anteriores) o bien de los *Tomistoma* (fenestras supratemporales). Se trataría en ambos casos de una forma intermedia entre las especies más longirrostras de dichos grupos y sus predecesores brevirrostros. La escasez de hallazgos de cocodrilos fósiles en el Paleoceno dificulta el establecimiento de su relación filogenética, aunque añade un considerable interés a su estudio.

Bibliografía

Almela, A. 1956. Datos sobre la Geología del valle de Añisclo (Huesca). *Extrait des Actes du II Congres International d'Etudes Pyrénéennes*, **2** (1),15-22.

Buffetaut, E. 1982. Les Crocodiliens europeens et la coupure eocene–oligocene. *9e. Reunion Annuelle des Sciences de la Terre.*

Buscalioni, A.D. 1986. Los cocodrilos fósiles del registro español. *Paleontologia i Evolució*, **20**, 93–98.

Costa, M., Galobart, A., Roger, E. y Schleich, H. 1993. Nota preliminar sobre el hallazgo de un fósil de cocodrilo en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. *Bol. Asoc. Herpetol. Esp.*, **4**, 27–30.

Robador, M., Orue–Etxebarria y Serra–Kiel, J.P. 1990. The correlation between biozonation of bentonic and planctonic foraminifera. *Introduction to Early Paleogen of South Pyrenean Basin.* I.G.S.P. project 286, 97–100.

Schleich, H. 1986. Reflections upon Changes of Local Tertiary Herpetofaunas to Global Events. *Notes in Earth Sciences*, **8**, 429–442.

Van Lunsen, H.A. 1970. Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, province of Huesca. *Geologia Ultraiectina*, **16**, 285-295.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Los mamíferos del Barremiense (Cretácico Inferior) de España

Gloria Cuenca[1], José Ignacio Canudo[2], Bienvenido Diez-Ferrer[1], José Ignacio Ruiz-Omeñaca[1] y Ana Rosa Soria[1]

1 Departamento de Geología. Fac. Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.
2 Museo de Paleontología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

Palabras clave: Mamíferos, Multituberculata, Theria, Barremiense, España

El registro de los mamiferos del Barremiense en España

La historia de los mamíferos durante el Jurásico y el Cretácico inferior es una de las fases más interesantes, aunque pobremente documentadas de la evolución de los mamíferos. En el Cretácico inferior se conocen únicamente una docena de yacimientos, de los cuales los del Barremiense son exclusivamente españoles. Hay dos localidades clásicas: Galve (Teruel) y Uña (Cuenca). En este trabajo se cita por primera vez el yacimiento de Vallipón situado en Más de las Matas (Teruel).

En los alrededores de Galve se han localizado más de 60 yacimientos con vertebrados del tránsito Jurásico-Cretácico (Cuenca-Bescos *et al.*, 1994), en siete se han encontrado dientes aislados de mamíferos, algunos de los cuales han sido estudiados por Kühne (1966), Crusafont y Adrover (1966), Crusafont y Gibert (1976), Hahn y Hahn (1992) y Krebs (1985, 1993). A partir de 1992 comenzamos la prospección y muestreo del área de Galve, lavandose nuevos niveles (Poca) y otros que se conocían con anterioridad (Cerrada Roya-Mina). Todos los niveles con mamíferos se han situado en su posición estratigráfica (Fig. 1). En Galve se han reconocido doce especies de mamíferos, cinco Theria, seis Multituberculata y un mamífero de afinidades inciertas. Cuatro de estos mamíferos se han descrito en Galve por primera vez (*Spalacotheium henkeli* Krebs, *Galveodon nannothus,* Hahn y Hahn, *Parendotherium herreroi* Crusafont y Adrover y *Eobataar hispanicus* Hahn y Hahn). Proximamente se van describir como nuevos taxones los primeros representantes conocidos en España de Peramura (Theria) y un nuevo Paulchofatidae (Multituberculata) de Poca.

La localidad de Uña es un nivel (Kühne y Crusafont, 1968, Hahn y Hahn 1992, Krebs, 1993) con una asociación de mamíferos similar a la de los niveles inferiores de Galve, pero menos diversa, con dos especies de multituberculados: *G. nannothus* y *E. hispanicus* y un drioléstido: *C. cuencana* (descrita por primera vez en este yacimiento).

Recientemente se ha encontrado un nuevo yacimiento (Vallipón), cuyo estudio está en fase preliminar. Están representados 4 taxones de mamíferos, uno de ellos es similar a *Loxaulax* sp. de Galve y otros tres son probablemente nuevos.

Lito y cronoestratigrafía de los yacimientos de mamíferos de la Rama aragonesa de la Cordilllera Ibérica

La primera unidad sedimentaria continental de la Cuenca de Aliaga (yacimientos de Galve) es la Formación Castellar (Hauteriviense). El Barremiense inferior también es continental aunque tiene influencias marinas (Techo de la Formación Castellar y la Formación Camarillas). La sedimentación marina se instaura de nuevo en el Barremiense superior (Formación Artoles) Dataciones de estas unidades en Galve se encuentran en Diaz *et al* (1984) y Schudack (1989).

El yacimiento de Vallipón se encuentra en el extremo noroccidental de la Cuenca del Maestrazgo. En esta área aflora la Formación Mirambel que es un equivalente lateral de la F. Camarillas, y como en Galve, se encuentra por

encima de la F. Artoles (Barremiense superior). En la base de esta formación es donde se ha encontrado este yacimiento. Dataciones de estos materiales se pueden encontrar en Salas (1987) y Martín-Closas (1989).

Los mamíferos del Barremiense de España

Los mamíferos del Barremiense son exclusivos de los yacimientos españoles, aunque se han reconocido en España algún género con representantes originalmente descritos en el Valanginiense inglés, como *Loxaulax* y *Spalacotherium*, y en el ¿Albiense? de Mongolia como *Eobaatar*. Se plantea el problema de conocer si esta singularidad es el resultado de la ausencia de yacimientos de edad similar en otras regiones o puede representar un endemismo de las especies españolas (Krebs, 1985). Estan representados tanto los multituberculados, como los Terios (Simmetrodonta, Dryolestida y Peramura y uno con afininidades inciertas).

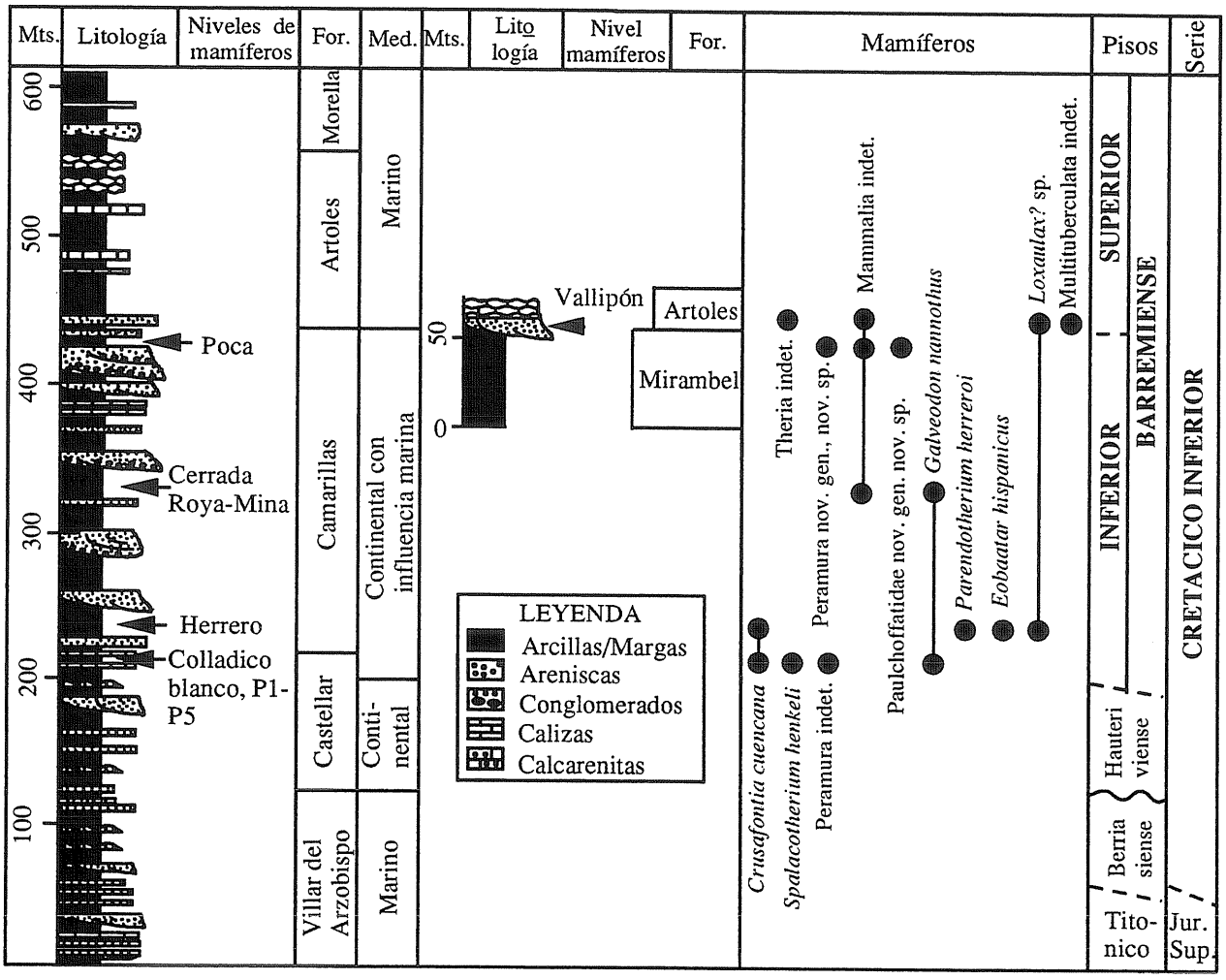


Figura 1. Distribución de los mamíferos del Barremiense de la Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica. For.: Formación. Med.: Medio sedimentario. Jur. Sup. : Jurásico superior.

Los multituberculados son el grupo de mamíferos más comun. Están representados los paulchofatidos y los plagiaulácidos *(P. herreroi)*, que que son los dos grupos más

abundantes desde el Jurásico superior en Europa.

Hay un grupo de mamíferos indeterminados. La posición de las cúspides y las múltiples raices que se observan en algunos especímenes parecen indicar cierta similitud con la familia Theroteinidae (Hahn *et al.*, 1989), un grupo de mamíferos relacionadas con los Alloteria (multituberculados) del Triásico superior (Retiense). Sin embargo, la ausencia de registro en el resto de Mesozoico dificulta por el momento esta clasificación.

Los drioléstidos están representados en el Jurásico medio y superior de Europa. Los drioléstidos de Galve y Uña como *C. cuencana* constituyen el último registro conocido de estos terios no tribosféricos en Europa, aunque este grupo continúa su historia en la parte más moderna del Cretácico inferior de Asia y en el Cretácico superior de Suramérica (Kielan-Jaworoska, 1992). Los peramúridos sólamente se han encontrado en el Jurásico superior inglés y en el Aptiense-Albiense de Mongolia (Kielan-Jaworoska, 1992), por lo que el material español no solo amplia el área de distribución de este grupo sino que nos permite conocer algo más de este grupo posiblemente el tronco ancestral del que derivan los metaterios (marsupiales) y euterios (placentados). Los simmetrodontos son un grupo numeroso en el Jurásico superior, también se encuentran en el Cretácico superior de Norteamérica (Kielan-Jaworowska, 1992). En el Cretácico inferior, *Spalacotherium* de España e Inglaterra y *Manchurodon* de China son los únicos representantes (Krebs, 1985).

Diversidad de los mamíferos del Barremiense

Como hemos mencionado el registro fósil de los mamíferos del Cretácico inferior es escaso y fragmentario, ¿pero esto implica que los mamíferos fueran escasos y poco diversificados en este intervalo? Vamos a intentar contestar a esta pregunta con los conocimientos que se tienen de los mamíferos del del Barremiense español.

El Barremiense dura unos 2 millones de años (Odin y Odin, 1990), habiéndose identificado en España durante este intervalo doce especies diferentes de mamíferos. A pesar que el conocimiento de cada nivel fosilífero es bajo, ya que como máximo se han recogido una veintena de dientes en cada nivel, se han reconocido tres o cuatro taxones en cada nivel. Por tanto, aunque el conocimiento de los mamíferos barremienses es pequeño, se puede afirmar que los mamíferos estaban bien diversificados y eran abundantes, y que su escasez es debida a algún problema de tipo tafonómico que de momento desconocemos.

Conclusiones

En el Barremiense de la Cordillera Ibérica se han encontrado cinco niveles superpuestos con mamíferos. Cuatro de los cuales son del Barremiense Inferior y uno del Superior. Los mamíferos estaban bien diversificados en el Barremiense español, ya que se han reconocido 12 taxones, 6 son multituberculados y 5 son terios. Hay un grupo de dientes cuya atribución a alguno de estos grupos conocidos es problemática. Todas las especies son exclusivas, de los yacimientos españoles, aunque algunas de ellas son próximas a las del Weald inglés. Los mamíferos del Barremiense español representan la posibilidad de estudiar la evolución de los mamíferos en un intervalo con un registro fósil ausente en otras partes del mundo.

Bibliografía

Crusafont, M. y Adrover, R. 1966. El primer representante de la clase mamíferos hallado en el Mesozoico de España. *Teruel*, **35**, 139-143.

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

Cuenca-Bescos, G., Amo, O., Aurell, M., Buscalioni, A.D., Canudo, J.I., Laplana, C.,

Perez Oñate, J., Ruiz Omeñaca, J.I., Sanz, J.I. y Soria, A.R. 1994. Los vertebrados del tránsito Jurásico-Cretácico de Galve (Teruel). *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*:, 50-53.

Díaz, M., Yébenes, A., Goy, A. y Sanz, J.L. 1984. Landscapes inhabited by Upper Jurassic/Lower Cretaceous archosaurs (Galve, Teruel, Spain). *Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems.* Tübingen.

Hahn, G. y Hahn, R. 1992. Neue Multituberculaten-Zähne aus der Unter-Kreide (Barremiun) von Spanien (Galve und Uña). *Geologica et Palaeontologica*, **26**, 143-162.

Hahn, G., Sigogneau-Russell, D. y Wouters, G. 1989. New data on Theroteinidae-their relations with Paulchoffatiidae and Haramiyidae. *Geologica et Palaeontologica,* **23**, 205-215.

Kielan-Jaworowska, K. 1992. Interrelationships of Mesozoic Mammals. *Historical Biology*, 6, 185-202.

Krebs, B. 1985. Theria (Mammalia) aus der unterkreide von Galve (Provinz Teruel, Spanien). *Berliner geowissenchaftliche Abhandlungen*, A, **60**, 29-48.

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

Kühne, W. 1966. Découverte de dents de mammifères dans le Wealden de Galve. *Teruel*, **35**, 159-161.

Kühne, W. y Crusafont, M. 1968. Mamíferos del Wealdiense de Uña, cerca de Cuenca. *Acta Geológica Hispánica,* **3**, 133-134.

Martin-Closas, C. 1989. *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre.* Tesis Universidad de Barcelona. 581 pp.

Odin, G.S. y Odin, Ch. 1990. Echelle numérique des temps géologiques. *Geochronique*, 35.

Salas, R. 1987. *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadà.* Tesis Universidad de Barcelona. 345 pp.

Schudack, M. 1989. Charophytenfloren aus den unterkretazischen Vertebraten-Fundschichten bei Galve und Uña (Ostspanien). *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*, A. **106**, 409-443.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Evolución de *Iberomys* (Arvicolidae, Rodentia, Mammalia) durante el Cuaternario español

Gloria Cuenca Bescós[1] y César Laplana Conesa[1-2]

1 Depatamento de Ciencias de la Tierra. Paleontología. Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.
2 Museo Nacional de Ciencias Naturales. Dpto. de Paleobiología. 28006 Madrid.

Palabras clave: Arvicolidae, Pleistoceno Inferior-Medio, Bioestratigrafía

Introducción

Los arvicolidos son los indicadores bioestratigráficos mas utilizados en el Cuaternario continental, el estudio detallado de la biometría del primer molar inferior (M_1), nos permite conocer su evolución y relaciones inerespecíficas y establecer biozonaciones basadas en su presencia-ausencia (Agustí y Moyà-Solà, 1991, 1992). En Atapuerca, especialmente en el relleno de Gran Dolina (TD: TD1 hasta TD11), el registro de los arvicólidos del Pleistoceno Inferior y Medio es relativamente completo, lo que nos permite estudiar en detalle la evolución de la morfología del M_1. En este trabajo describimos las especies fósiles de un taxón actualmente exclusivo de la Península Ibérica, *Iberomys,* que se encuentra desde TD3 hasta TD10: *I. huescarensis* en TD3, TD4, TD5, TD6, TD8 inferior e *I. brecciensis*. en TD8 superior y TD10(base). La distribución geográfica de las especies de *Iberomys* se restringe al dominio mediterráneo de Francia, Italia y España (Chaline, 1972, Ayarzaguena y López Martínez, 1976, Sala, 1983, Agustí y Moyà-Solà, 1991, 1992) aunque en Francia se conoce *I. brecciensis* escasamente representado en un yacimiento del Pleistoceno Medio: L'abri Vaufrey, en la región meridional atlántica (Marquet, 1989). La especie *I. huescarensis* caracteriza la parte alta del Pleistoceno Inferior (Bihariense tardío) y la especie *I. brecciensis* caracteriza el Pleistoceno Medio (Toringiense temprano) en el ámbito mediterráneo.

Entre las numerosas especies originalmente atribuidas al arvicólido pleistoceno *Microtus*, aquellas que se asignan al (sub)género *Iberomys* parecen constituir un grupo bien definido. El taxón *Iberomys* fué definido por Chaline (1972) para agrupar a los topillos mediterráneos conocidos entonces: *I. brecciensis, I. dentatus e I. cabrerae* (ver posición sistemática de estas especies en Ayarzaguena y López Martínez, 1976). El estudio del material de Atapuerca nos permite incluir otra especie, *I. huescarensis* dentro de este taxón. La especie *I. huescarensis* fué descrita por Mazo *et al.*, 1985 en Huéscar 1, como cf. *Pitymys gregaloides* y posteriormente como *Pitymys huescarensis* por Ruiz Bustos (1988). Los autores que han estudiado anteriormente parte del material de Atapuerca la describen como *P. gregaloides* (Gil, 1987, Lám. 1, Figs. 6, 10, 12 y Agustí *et al.*, 1993, Figs. 3-4). o como *Microtus brecciensis* (Gil y Sesé, 1991, en TD3, TD5, TD6). La especie *I. huescarensis* tiene una diagnosis ligeramente diferente de la originalmente propuesta por Ruiz Bustos (1988); en un trabajo actualmente en curso ampliaremos ésta y la variabilidad de este taxón basándonos en el material de Atapuerca (ver también Cuenca *et al.*, 1995).

En este trabajo se estudian ciento ochenta y cinco M_1 de *Iberomys* en los niveles de Gran Dolina (Fig. 1). De éstos, 183 de los niveles TD3 hasta TD8 inferior han sido asignados a la especie *I. huescarensis*. Sólo 2 especímenes son claramente asignables a *Iberomys brecciensis* y se han encontrado exclusivamente en TD8 superior. En la base de TD10 (tallas 18-21) también se encuentra *I brecciensis* (durante la reciente campaña de campo de Atapuerca, 1995, por lo que su estudio aún no ha sido abordado). Se ha estudiado además el material original de

Huéscar 1 (5 M_1) y el del topillo de cabrera actual, *Iberomys cabrerae* (32 mandíbulas de las colecciones del Museo de Ciencias Naturales de Madrid y del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza) para su comparación con el material de Atapuerca. Las medidas de la superficie oclusal de los molares, a partir de las propuestas por Van der Meulen (1973), han sido hechas con una lupa binocular Olympus SZH y una Leica Wild H28.

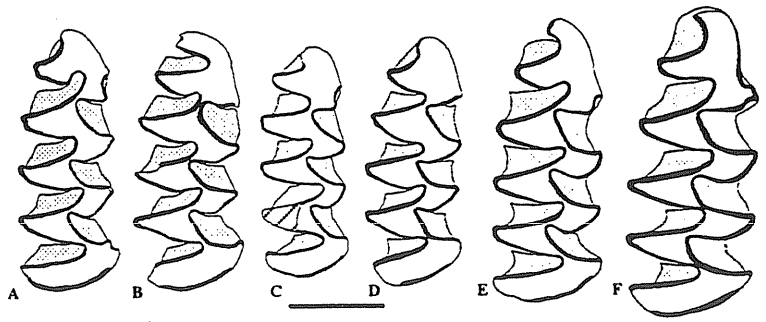


Figura1. *Iberomys huescarensis* A: M_1d TD5B-4; B: M_1s(invertido) TD5D-40; C: M_1d TD5F-107; D: M_1d TD6 T34H16-30; *Iberomys brecciensis* E: M_1d TD8 T24-2; *Iberomys cabrerae* F: M_1d (actual, Biel, prov. Zaragoza). La escala representa 1 mm.

La evolución de *Iberomys* durante el Cuaternario

El principal caracter que distingue *Iberomys* del resto de los Arvicolidae arrizodontos de tamaño pequeño a medio, es la marcada asimetría transversal de sus molares, especialmente del M_1: los triángulos linguales son de mayor anchura que los labiales. Este carácter es menos marcado en *I. huescarencis*, probablemente primer representante del género y es muy patente en el actual *I. cabrerae* (Chaline, 1972, Ayarzaguena y López Martínez 1976, Cuenca *et al.*, 1995). Además, los ángulos salientes de los triángulos son agudos en comparación con los de otras especies de arvicólidos, especialmente *Terricola* y *Pitymys* que se caracterizan por un marcado redondeamiento de los ángulos salientes. Otros caracteres como el cierre de T4T5 (cuantificable por el parámetro c o el índice C/W), el cierre del cuello (b o B/W) y la mayor longitud del complejo anterior con respecto a la longitud total (a o A/L) son más o menos compartidos con otros géneros que evolucionan a partir de *Allophaiomys* en el ámbito mediterráneo como *Terricola, Microtus, Stenocranius* y *Chionomys* (Fig. 1).

Origen: *Iberomys* está probablemente relacionado con la especie *Allophaiomys nutiensis* definida por Chaline (1972) en el yacimiento de Les Valerots (Cote d'Or, Francia) y descrita también en Monte Peglia por Van der Meulen (1973) y Masini y Santini (1991). A partir de sus observaciones, Chaline (1972) propone el origen de *Iberomys* en la diferenciación gregaloide de *Allophaiomys*, lo cual parece quedar confirmado con el estudio de *I. huescarensis* de Atapuerca, ya que en el seno de la población de Les Valerots vemos morfologías, descritas como morfotipos "hintoni" y "gregaloide" por Chaline (1972), cercanas a las de *I. huescarensis*. y que se diferencian únicamente por la abertura del cuello entre T4T5 y T6T7, carácter primitivo de *Allophaiomys*. que se transforma en un cuello cerrado en las especies derivadas.

Evolución morfológica del M_1 en Iberomys: Hay un incremento de la anchura de los molares, que se puede cuantificar en la medida de la anchura (W) y que se traduce morfológicamente en un "estiramiento" transversal, *I. huescarensis* tiene el M_1 más estrecho en relación con *I. brecciensis* e *I. cabrerae*. Ayarzaguena y López Martínez

(1976) muestran el incremento de anchura entre *I. brecciensis* de Cueva del Agua (Pleistoceno Medio) e *I. cabrerae* actual y, al relacionarlo con la longitud (L), observan un crecimiento alométrico de ambas variables. Esta relación de alometría entre L y W queda aún más patente si comparamos *I. huescarensis* de Atapuerca (Pleistoceno Inferior) con *I. cabrerae* actual. La especie *I. brecciensis* de Cúllar Baza 1 (Pleistoceno Medio) y Cueva del Agua (Ayarzaguena y López Martínez, 1976, López Martínez, 1980) es también de mayor tamaño que *Iberomys huescarensis*. En Aridos 1 (Pleistoceno Medio, ligeramente más reciente que Cúllar Baza 1, López Martínez, 1980) hay *I. brecciensis* con M_1 de tamaño similar al de *I. huescarensis*, sin embargo, la morfología general del AC de la especie de Aridos 1 es más compleja por la presencia de ángulos entrantes. En el complejo anterior, la mayoria de M_1 de *I. huescarensis* tienen AC2 subtriangular (T6T7 confluyen ampliamente con AC), en *I. brecciensis* e *I cabrerae* el esquema se complica por la adición de ánglos entrantes y salientes (especialmente el BRA 4) como en Cúllar Baza 1, Aridos y Cueva del Agua (Ayarzaguena y López Martínez, 1976, López Martínez, 1980). En *I. huescarensis* los ángulos entrantes BRA3 y LRA4 están enfrentados a diferencia de *I. brecciensis* e *I. cabrerae* en los que son claramente alternos. Los triángulos T4 y T5 son confluyentes en la mayoría de los M_1 de *I. huescarensis*, en *I. brecciensis* e *I. cabrerae* están prácticamente cerrados.

Conclusiones: La especie *Iberomys huescarensis* es un taxón con límites bien definidos que constituye el primer representante de la línea *Iberomys* que evoluciona en la Península Ibérica a partir de una población de *Allophaiomys*. Probablemente la población ancestral entraría en España procedente de Italia y/o Francia durante el Pleistoceno Inferior. La especie *Iberomys huescarensis* está relacionada con *I. brecciensis* del Pleistoceno Medio e *I. cabrerae* actual. Los cambios má notables que se aprecian en ésta línea son el aumento de tamaño, la adición de ángulos entrantes y cambios en la posición de los mismos y el "estiramiento transversal" de los molares.

Agradecimientos

Agradecemos a la Dra. Carmen Sesé por habernos cedido el material de Huescar 1 para su estudio. C.L.C. disfruta de una Beca de FPI en el CSIC y el proyecto ha sido subvencionado por la DGICYT (PB-93-0066-C03-03 y la Consejería de Cultura y Bienestar Social de la Junta de Castilla y León.

Referencias

Agustí, J. y Moyà-Solà, S. 1991. Les faunes de mammifères du Pléistocene Inférieur et Moyen de l'Espagne: Implications Biostratigaphiques. *L'Anthropologie,* (Paris), **95** (4), 753-764.

Agustí, J. y Moyà-Solà, S. 1992. Mammalian dispersal events in the Spanish Pleistocene. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **153**, 69-77.

Ayarzaguena, J. y López Martínez, N. 1976. Estudio filogenético y comparativo de *Microtus cabrerae* y *Microtus brecciensis*. *Doñana, Acta Vertebrata*, **3** (2), 181-204.

Chaline, J. 1972. *Les rongeurs du Pleistocène moyen et supèrieur de France.* Cahiers de Paléontologie, éd. C.N.R.S., 1-410.

Cuenca Bescós, G., Canudo, J.I. y Laplana, C. 1995. Los Arvicólidos (Rodentia, Mammalia) de los niveles inferiores de Gran Dolina (Pleistoceno Inferior, Atapuerca, Burgos, España). *Revista Española de Paleontología*, **10** (2), 202-218.

Gil, E. 1987. *Taxonomía y bioestratigrafía de micromamíferos del Pleistoceno medio, especialmente roedores, de los rellenos cársticos de la Trinchera del Ferrocarril de la Sierra de Atapuerca (Burgos).* Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza (inédita), 229 pp.

Gil, E. y Sesé, C. 1991. Middle Pleistocene small mammals from Atapuerca (Burgos, Spain). *Datation et Caractérisation des Milieux Pléistocènes. Cahiers du Quaternaire*, **16**, 337-347.

López Martínez, N. 1980. Los micromamíferos (Rodentia, Insectivora, Lagomorpha y Chiroptera), del sitio de ocupación Achelense de Aridos-1 (Arganda, Madrid). In: *Ocupaciones Achelenses en el Valle del jarama.* Publicaciones de la Excelentisima Diputación Provincial de Madrid, 161-202.

Marquet, J. C. 1989. *Paleoenvironnement et Chronologie des sites du domaine Atlantique francais d'age Pleistocene moyen et supèrieur d'apres l'étude des rongeurs.* Thése de doctorat d'etat es Scienes Naturelles. Université de Bourgogne, Bourgogne, 1-637.

Masini, F. y Santini, G. 1991. Microtus (Allophaiomys) (Arvicolidae, Rodentia, Mammalia) from Cava Pirro (Apricena, Gargano) and other Italian localities. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **30** (3), 355-380.

Mazo, A.V., Sesé, C., Ruiz Bustos, A. y Peña, J.A. 1985. Geologia y Paleontología de los yacimientos Plio-Pleistocenos de Huescar (Depresión de Guadix-Baza, Granada). *Estudios geológicos*, **41**, 467-493.

Ruiz Bustos, A. 1988. Estudio sobre los arvicólidos cuaternarios. *Paleomammalia*, **2** (1), 1-89.

Sala, B. 1983. La fauna del giacimento di Isernaia la Pineta: nota preliminare. In: : *Isernia la Pineta, un acampamento piu antico di 700.000 anni, catalogo della omonima mostra* (Ed. C. Peretto *et al.*). Calderini edicione, Bologna, 71-79.

Meulen, A. van der 1973. Middle Pleistocene small mammals from the Monte Peglia (Orvieto, Italy) with special reference to the phylogeny of *Microtus* (Arvicolidae, Rodentia). *Quaternaria*, **16**, 1-144.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Consideraciones biocronológicas, paleoecológicas y paleobiogeográficas de los Characidae (Peces, Characiformes) del Eoceno inferior de la Cuenca de Ager

Antonio de la Peña

Museum für Naturkunde der Humbolt-Universität, Invalidenstrasse 43, 10115 Berlin (Alemania).
Dirección Permanente: Dep. Paleontología, Fac. cc. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.

Palabras clave: Characidae (Peces, Characiformes), Eoceno inferior, Cuenca de Ager, Paleobiogeografía, Paleoecología

Los Characiformes incluyen 10 familias (Nelson, 1994) que se distribuyen actualmente en las aguas dulces de América del Sur principalmente (8 familias con 198 géneros y 1132 especies) y Africa (3 familias con 39 géneros y 208 especies). El resto más antiguo atribuido al orden es un diente aislado del Cretácico superior o Paleoceno inferior de Bolivia (Gayet, 1982, 1992). En Africa el primer registro es del Paleoceno de Ouarzate (Marruecos) (Cappetta *et al.*, 1978). Grigorescu *et al.* (1985) sólo menciona la presencia de carácidos en el Cretácico de Europa. La distribución actual de los peces y el registro fósil justifican el caracter y origen Gondwanico interpretado para este orden.

Por su distribución y su limitación a las aguas dulces, los cáracidos, han sido utilizados en discusiones sobre paleobiogeografía y deriva continental (p. e., Cappetta *et al.*, 1972; Patterson, 1975, Brigs, 1979 o Lunberg, 1993).

En Europa, carácidos fósiles han sido hallados en el Cuisiense (Eoceno inferior) de las cuencas de Paris y Languedoc (Cappetta *et al.*, 1972), Londres (Patterson, 1975), Cerdeña (Cappetta y Thaler, 1974) y Ager (De la Peña, 1993, 1995).

En la Masia del Hereuet (MdH), localidad de edad MP8-9 o MP10 (Casanovas-Cladellas y Molla-Sola, 1992) han aparecido un total de 55 restos entre fragmentos y dientes completos. Estos carácidos tienen gran afinidad con aquellos descritos por Cappetta *et al.* (1972) para el Cuisiense de la Cuenca de Paris. Las piezas encontradas tanto en los depósitos franceses como españoles sólo permiten indicar la afinidad al género *Alestes*.

Los Characidae son actualmente peces estrictamente dulceacuícolas lo que sugiere el caracter continental de los depósitos españoles en los que han sido hallados los restos. Esta interpretación de los depósitos coincide con otras realizadas en base a datos paleontológicos para ese área (p.e., Crusafont y Rosell, 1966) quienes señalan la presencia de una serie de yacimientos de facies continentales con restos de Mamíferos y Reptiles.

La presencia de carácidos en el Cuisiense (Eoceno inferior) de Europa puede ser explicada con dos diferentes hipótesis de trabajo:

1. El Vestigio de una antigua distribución vicariante del orden durante el Cretácico superior. Esta hipótesis estaría apollada por la presencia de carácidos fósiles en el Cretácico de Rumanía (Grigorescu *et al.*, 1985) y Sudamérica (Gayet, 1982, 1992).

2. Invasión de carácidos desde Africa como consecuencia de un puente continental entre Europa y Africa durante el Eoceno inferior. Esta hipótesis ya fue postulada por Casanovas-Cladellas y Moya-Sola (1992) en base a los datos aportados por los Mamíferos.

Agradecimientos

Quisiera agradecer la cesión del material fósil por parte de S. Móya. A. G. Arratia y N. López por sus continuos consejos durante la investigación del material. A . R. Soler y G. Arratia por la lectura crítica del manuscrito. Este trabajo ha sido elaborado durante el disfrute de una beca MEC-Fulbright.

Bibliografía

Briggs J.C. 1979. Ostariophysan zoogeography: An alternative hypothesis. *Copeia* 1979, 111-118.

Cappetta, H., Jaeger, J.J., Sabatier, B., Sudre, J. y Vianey-Liaud, M. 1978. Découverte dans le Paleocene du Maroc des plus anciens mammiferes eutheriens d' Afrique. *Geobios*, **2** (2), 257-263.

Cappetta, H., Russell, D.E. y Brailon, J. 1972. Sur la découverte de Characidae dans l'Eocéne inférier francais (Pisces, Cypriniformes). *Bull. Mus. natl. Hist. nat.* **51**, Sc de la T. 9, 36-47.

Cappetta, H. y Thaler. 1974. Présence de poissons Characidae, caractéristiques de l'Eocéne inférieur européen, dans la formation lignitifére de Sardaigne. *Rediconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Universita di Calgliari*:, 69-71.

Casanovas-Cladellas, M.L. y Moya-Sola, S. 1992. La sucesión de faunas de mamíferos durante el Paleógeno europeo. p. 187-231. In: *Paleontología de vertebrados: Faunas y filogenias, aplicación y sociedad.* (Ed. H. Astibia). Universidad del Pais Vasco. 377 pp. Bilbao.

Crusafont, M y Rosell, J. 1966. Primera datación de los tramos superiores del Eoceno continental de la cuenca de Ager (Provincia de Lérida). *Notas y Comunicaciones del IGME,* **83**, 79-82.

De la Peña, A. 1993. *Estudio de los Teleósteos de las cuencas continentales Terciarias de la Península Ibérica.* Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 462 pp.

De la Peña, A. 1995. Los peces terciarios de las cuencas continentales Ibéricas: Marco histórico y registro fósil conocido. *Col. Pa.* **47**, 25-46. 2 lám.

Gayet, M. 1982. Découverte dans le Crétacé supérieur de Bolivie des plus anciens Characiformes connus. *C. R. Acad. Sci. Paris, D,* **294**, 661-64.

Gayet, M. 1992. "Holostean" and Teleostean fishes of Bolivia. In: *Fósiles y Facies de Bolivia,* Vol.1. Vertebrados (Ed. R. Suárez-Soruco). *Rev. Tec. de YPFB.,* **12** (3-4). 1991, 453-494.

Grigorescu, D., Hartenberger, J.L., Radulecu, C., Samson, P. y Sudre, J. 1985. Découverte de Mammiféres et Dinosaures dans le Crétacé supérieur de pui (Roumaine). *C. R. Acad. Sc. Paris,* **301**, Série II, n°19, 1365-1368.

Lundberg, J. G. 1993. African-South American Freswater Fish Clades and continental drift: Problems with Paradigm. p. 156-199. In: *Biological relationships between Africa and South America* (Ed. P. Goldblatt). Yale University Press. 630 pp.

Nelson J.S. 1994 (3ª edición). *Fishes of the World.* John Wiley & Sons (eds). 600 pp. N.Y.

Patterson, C. 1975. The distribution of Mesozoic fishes. *Mem. Mus. natl. Hist. nat.* **88**, ser.A. Zool., 156-174.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Estudio de los cambios de conservación y de condiciones paleoecológicas durante una transgresión

Miquel De Renzi[1], Germán Álvarez[2], Julio Company[1] y María Diago[1]

1 Departament de Geologia. Universitat de València. Campus de Burjassot. Burjassot 46100 València.
2 Departament d'Ensenyament. Generalitat de Catalunya.

Palabras clave: Tafonomía, Paleoecología, Invertebrados, Ilerdiense, Conca de Tremp

Introducción

La problemática que aquí se va a tratar es la referente a lo que ocurre en un régimen transgresivo, en cuanto a condiciones de conservación y cambios paleoecológicos. En una situación de ese tipo se pasa, más o menos progresivamente, de regímenes muy próximos a la costa a otros propios de mar abierto. En los primeros, se cambia de situaciones de confinamiento (lagunas, marjales, etc.), debido al juego de las barras, a otras en que no hay solución de continuidad con la masa principal de agua (llanuras de marea, etc.). En ambos casos, la profundidad será escasa, con aportes variables de aguas dulces, que se notarán considerablemente en los marjales como cambios de salinidad. En estas condiciones se forman medios típicamente parálicos. Las pulsaciones del nivel del mar harán que éste avance o retroceda momentáneamente, de modo que se repitan situaciones anteriores. Por otra parte, la luz penetra enormemente en estos fondos someros y, si no están confinados, las tempestades pueden removerlos periódicamente. En las zonas confinadas se pueden dar frecuentemente fondos anóxicos, mientras que en las zonas abiertas las aguas presentan mayor contenido de oxígeno.

Los ambientes de mar abierto no necesariamente tienen por qué ser profundos; va a depender de la pendiente de la plataforma. De acuerdo con ello, el nivel de base de las olas puede o no afectarlos. Así, la luz penetrará más o menos, y ello también en función del grado de turbidez. El agua del mar aquí ya no está sometida a los cambios de salinidad producidos por los aportes de agua dulce en las proximidades del continente. A medida que avance la transgresión, también podremos tener situaciones oscilantes, en que se repitan más de una vez condiciones previas. Todo lo que se ha dicho muestra un cambio de factores ambientales que condicionará la existencia o no de los distintos tipos de organismos, pero esta presencia o ausencia, en el registro, también estará condicionada por los factores tafonómicos que actúen en cada caso. Así, el confinamiento o el alejamiento de la costa puede proporcionar las condiciones de baja energía que permita la deposición de arcilla y, con ella, la conservación o el neomorfismo de los materiales aragoníticos. La energía propia de las zonas costeras provocará fenómenos de resedimentación y/o reelaboración de las entidades conservadas. Y todos estos aspectos tafonómicos irán, a su vez, variando progresivamente.

El ejemplo que aquí se va a estudiar es un corte en el cual, con muy pocas lagunas de visibilidad, se puede seguir el proceso antes descrito. Ha sido efectuado en la Conca de Tremp, en los materiales del Ilerdiense inferior, entre el corte tipo de la carretera de Tremp a el Pont de Montanyana y el corte por Tendruy y Sant Adrià. Nuestro corte se hace a lo largo de un camino que va dede el pueblo de Eroles, en dirección Sureste, hacia Tremp. Forma parte de una sección completa del Ilerdiense que fué descrita, por primera vez de un modo general, en De Renzi (1967) y, con detalle, en De Renzi (1971). Su representación en forma de columna estratigráfica se da en De Renzi (en prensa).

Actualmente ha sido redescrito, en cuanto a litología, con mayor detalle.

En este corte se dan los distintos ambientes anteriormente mencionados. Especial atención merecen las condiciones parálicas, tan frecuentes en la base y el techo del Ilerdiense en su área tipo. La presencia de formas que pueden habitar simultáneamente medios marinos y parálicos, con los consiguientes cambios morfológicos, forman parte de los objetivos de esta investigación. Asimismo, todo lo relacionado en cómo están afectados los aspectos referentes a la conservación es objeto de interés, puesto que la problemática paleoecológica implicada lo requiere ineludiblemente.

Descripción litológica somera

1. Los materiales iniciales están formados por lutitas, con intercalaciones decimétricas de micrita con *Alveolina* de tipo esférico, más o menos dispersas, y con miliólidos no muy abundantes y también dispersos.La tendencia es estrato-decreciente. Hacia la parte alta, estas hiladas calcáreas se hacen calcareníticas, con los pequeños miliólidos formando parte de la trama de la roca. Por encima de estos niveles, se superponen paquetes margosos de mayor potencia, entre los que se intercalan paquetes estrato crecientes de biocalcarenita con *Alveolina* y, en general, con base erosiva, constituyendo otros dos ciclos. En estos últimos tenemos una bioconstrucción con ostreidos y niveles lutíticos con potamídidos. Este conjunto tiene unos 30 m. de potencia.

2. Por encima de esta primera sucesión de materiales se superpone una importante masa de areniscas, con muy pocos fósiles, que pasa a una alternancia con lutitas en la parte alta. En su techo aparece *Pseudomiltha corbarica* (Leymerie), gasterópodos y algunos corales solitarios -*Cricocyathus grumi* (Catullo) (Álvarez y De Renzi, estas *Jornadas*). Su espesor es de 35 m.

3. A este conjunto detrítico le sucede un potente paquete de lutitas oscuras algo parduzcas, que alternan con escasos bancos decimétricos de biomicritas o biocalcarenitas con miliólidos y algunas *Alveolina*. En las lutitas aparecen, hacia su parte media-alta, numerosos corales (Álvarez y De Renzi, en estas *Jornadas*), *Pseudomiltha corbarica* y diversos arqueogasterópodos (De Renzi, 1971; De Renzi, en prensa). Su potencia es de 33 m.

4. El último tramo de la serie está constituido por 45 m de lutitas grises muy oscuras, que alternan con bancos de areniscas calcáreas de potencias del orden del medio metro a un metro. El contenido paleontológico de estos materiales cambia de un modo considerable. Tanto en las lutitas -muy arcillosas- como en los bancos de arenisca son frecuentes los nummulítidos; ya no se ven miliólidos ni alveolínidos en los bancos calcáreos. Al mismo tiempo, hay niveles prácticamente azoicos, tanto de lutitas como de areniscas. Otra novedad es la abundancia de gasterópodos del género *Turritella*, entre otros una muy pequeña y abundante (*T.* spp. aff. *dixoni* Deshayes) (De Renzi, en prensa). El corte se termina en la primera aparición de *T. dixoni* Deshayes.

Ensayo de interpretación

Los términos 1 son muy proximales y, posiblemente, representan una situación más o menos confinada. Las margas parecen contener mezcla de entidades acumuladas junto con resedimentadas y reelaboradas. Llama la atención la presencia de alveolínidos considerablemente deformados asociados a ostrácodos con sus dos valvas cerradas. Los alveolínidos esféricos se presentan sin deformar en las micritas basales, aunque hay algunas que también los presentan deformados. Dentro de este paquete, aparece una primera intercalación, por encima de la base, con numerosos corales coloniales de pequeño tamaño. Todo ello parece indicar oscilaciones de un régimen marino muy proximal con otro de carácter parálico, que posiblemente vendría indicado por los ostrácodos, pero también por los moluscos salobre (potamídidos; De Renzi, en prensa),

mientras que los alveolínidos indicarían un carácter marino más normal. Aquí también se dan varios episodios anóxicos en las lutitas, muy probablemente debidos al confinamiento. Las biocalcarenitas de la parte alta de este nivel exhiben unas condiciones de energía que revelan que sus foraminíferos están mayoritariamente resedimentados y/o reelaborados (algunos de los especímenes deformados). Por otra parte, estas biocalcarenitas confinarían, a su vez, aguas en donde vivirían los potamídidos.

El conjunto 2 podría ya representar un sistema de barras cerrando el sistema anterior, detrás del cual habría un mar mucho más abierto. En su parte alta aparecen grandes naticáceos, corales solitarios y *Pseudomiltha corbarica* en posición de vida.

En el conjunto 3 sigue habiendo grandes *Pseudomiltha corbarica* en posición de vida, pero esta vez asociadas a las lutitas -aunque también aparecen en algunas de las delgadas hiladas calcáreas intercaladas-, con abundancia de corales. Se ha de notar que los corales que aparecen poseen un grado de integridad muy alto, aunque sean neomórficos con respecto al aragonito original. Es probable que su presencia en lutitas bastante arcillosas los haya conservado. Las intercalaciones calcáreas continúan, no obstante, presentando enormes cantidades de miliólidos resedimentados.

El conjunto 4 representa el tránsito, sin ningún intermediario, a margas con nummulítidos, que ya empiezan, con gran espesor, por encima del último nivel con miliólidos. Los nummulítidos están muy dispersos en este material arcilloso de coloraciones grises oscuras. Podría ser indicativo de autoctonía con mínima removilización. *T.* spp. aff. *dixoni* representa un típico oportunista por sus enormes densidades (De Renzi, en prensa), lo cual, unido a la ausencia de grandes foraminíferos podría indicar una situación anormal. La presencia de potentes espesores de lutitas arcillosas y oscuras sin ningún clase de macrofósiles hace pensar en algún tipo de evento anormal de carácter hipóxico, antes de establecerse las condiciones marinas propias de las *T. dixoni* ordinarias.

Agradecimientos

El presente trabajo es el fruto de una investigación integrada dentro del Proyecto de la DGICYT PB91-0644.

Bibliografía

Álvarez, G. y De Renzi, M. (en estas *Jornadas*). Los corales del área tipo del Ilerdiense (La Conca de Tremp, Lleida, España)

De Renzi, M. 1967. Nota sobre la estratigrafía del Paleoceno superior marino de la Conca de Tremp, basada en las faunas de Moluscos. *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas de la Diputación Provincial*, **21**, 39-50.

De Renzi, M. 1971. *Las faunas de moluscos fósiles del Eoceno inferior del Prepirineo de Lérida*. Tesis doctoral inédita. Universidad de Barcelona. 502 pp.

De Renzi, M. (en prensa). La influencia de los factores tafonómicos y paleoecológicos en la distribución de los moluscos en el área tipo del Ilerdiense (Conca de Tremp, Cataluña, España). *Revista Española de Paleontología*. **Nº Extro**. *X Jornadas de Paleontología.*

 ISBN 84-600-9248-8

Primeros datos palinológicos del Cretácico inferior continental de Piélago-0, Galve (Teruel, España)

José Bienvenido Diez[1], Denise Pons[2], José Ignacio Canudo[1], Gloria Cuenca[1] y Javier Ferrer[1]

1 Area de Paleontología. Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. España.
2 Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie. Université Paris VI, 12 rue Cuvier. 75005 Paris. France.

Palabras clave: Polen, Esporas, Hauteriviense, Cordillera Ibérica, Cronoestratigrafía

El yacimiento donde se ha encontrado la asociación fósil de la que tratamos en este articulo se denomina Piélago y se encuentra cerca de Galve, localidad situada a unos 40 Km al NE de Teruel (NE España), en la zona sureste de la Cordillera Ibérica, formando parte de la Cubeta de Aliaga.

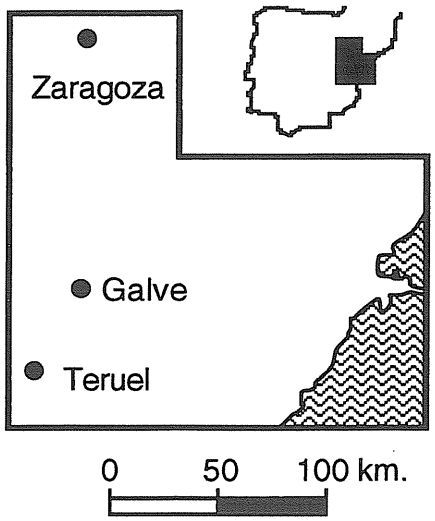


Figura 1. Situación de de la localidad estudiada.

El área de Galve presenta una serie estratigráfica con un intervalo de edad Hauteriviense inferior-medio al Barremiense Inferior, que hasta el momento es una de los más ricas en vertebrados fósiles de la Península Ibérica, habiéndose localizado más de 60 yacimientos con vertebrados fósiles: arcosaurios, mamíferos, anfibios, reptiles y peces (Cuenca-Bescos *et al.*, 1994).

El registro paleobotánico es abundante si se tienen en cuenta la amplia representación de carofíceas que se encuentran en todos los niveles (Schudack, 1989) y pólenes (Mohr, 1987). Sin embargo es la primera vez que se aborda un estudio sistemático de todas las formaciones continentales que configuran el sinclinal de Galve. El objetivo de este trabajo es el de dar a conocer los primeros resultados de este estudio, realizado en uno de los niveles más bajos de la serie del Cretácico Inferior de Galve, denominado Piélago-0, que ha aportado una rica asociación palinológica la cual nos ha permitido caracterizar su edad.

La Formación Castellar es una de las unidades más favorables para el estudio palinológico pues culmina a techo con una alternancia de margas y calizas de origen lacustre, con abundantes carofíceas y restos de vertebrados, lo que se conoce en la literatura como Colládico Blanco (Cuenca-Bescós *et al.*, 1994). La parte media y baja de la Fm. Castellar es más detrítica y por ello no había sido muestreada hasta el momento. Sin embargo, haciendo una prospección de toda la serie hemos descubierto un nivel de calizas grises de origen lacustre, que hemos denominado Piélago-0 y que se encuentran a unos 20 metros por debajo del yacimiento de Piélago (Buscalioni y Sanz, 1984) aproximadamente en el mismo nivel estratigráfico que Colládico Blanco.

El nivel Piélago-0 tiene una rica asociación de vertebrados que está actualmente en estudio. Hay numerosos dientes y escamas de picnodóntidos y dientes sueltos de Amiídos. Los anfibios están representados por fémures, también se han reconocido mandibulas de lacertidos y pequeños dientes de Terópodos.

De esta asociación destacan los dientes de mamíferos, ya que están representados los mamíferos más antiguos de España. Hasta el momento se han encontrado multituberculados y un molar con afinidades "tribosfénicas".

La edad de los yacimientos de dinosaurios de Galve es un problema que está parcialmente sin resolver; por una parte las Formaciones de la Cubeta de Aliaga han sido correlacionadas estratigráficamente con sus equivalentes del Maestrazgo, las cuales han sido datadas con carofíceas (Martin-Closas, 1989), y por otra también hay dataciones con carofíceas de algunas unidades de Galve, como Colládico Blanco (Schudack, 1989).

La asociación de polen y esporas de Piélago-0 contiene numerosas cutículas y fibras traqueídas de gimnospermas, las esporas son poco numerosas y el polen de gimnospermas está esencialmente representado por el género *Classopollis* (85% de la microflora) con 3 posibles especies y un solo grano bisacado atribuible al género de forma *Podocarpidites*.

Hemos recogido las siguientes esporas: *Cyathidites minor*, *Deltoidospora* sp., *Concavissimisporites punctatus*, *Leptolepidites verrucatus*, *Leptolepidites* sp., *Impardecispora apiverrucata*, *Trilobosporites crassiangulatus*, *Trilobosporites granulatus*, *Cicatricosisporites hughesi*, *Contignisporites?* sp. y *Cingulatisporites dubius*.

En cuanto a los pólenes hemos indentificado: *Spheripollenites psilatus*, *Podocarpidites* y *Classopollis* (representada tanto por pólenes sueltos como por tetradas completas). De este último género, por su tamaño y ornamentación podemos diferenciar tres grupos, que posiblemente podrían representar 3 especies distintas. Además hay una gran cantidad de cutículas, con diferentes tipos de estomas.

Conclusión

El porcentaje de *Classopollis*, particularmente elevado durante el Titoniense en el Oeste de Europa, tiende a decaer durante el Cretácico Inferior con algunos rebrotes durante el Cretácico medio. La presencia de este género y la total ausencia de angiospermas, la buena representación del género *Trilobosporites* y la observación del género *Impardecispora* permite proponer una edad Valanginiense-Hauteriviense para el nivel estudiado. Sin embargo la Formación Castellar en otras partes de la cubeta esta datada como Hauteriviense (Martin-Closas, 1989), por lo que se considera como la edad más probable Hauteriviense, a falta de los resultados que puedan aportar los análisis en curso. La relativa abundancia de polen de Gimnospermas y la escasez de esporas de helechos indican la existencia de una flora de tendencia xerofítica que indica unas condiciones ambientales relativamente secas.

Bibliografía

Buscalioni, A. y Sanz, J.L., 1984. Los Arcosauridos (Reptilia) del Jurásico superior - Cretácico inferior de Galve (Teruel, España). *Teruel*, **71**, 9-28.

Cuenca-Bescos, G., Amo, O., Aurell, M., Buscalioni, A.D., Canudo, J.I., Laplana, C., Pérez Oñate, J., Ruiz Omeñaca, J.I., Sanz, J.L. y Soria, A.R., 1994. Los Vertebrados del tránsito Jurásico-Cretácico de Galve (Teruel). *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, 50-53. Madrid.

Martin-Closas, C., 1989. Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre. *Tesis Univ.Barcelona*. 581 pp. (Inédita).

Mohr, B.A.R., 1987. Mikrofloren aus Vertebraten führenden Unterkreide Schichten bei Galve und Uña (Ostspanien). *Berliner geowiss. Abh.*, A, **86**, 69-85 Berlin.

Schudack, M., 1989. Charophytenfloren aus den Underkretazischen Vertebraten Fundschichten bei Galve und Uña (Ostspanien). *Berliner geowiss. Abh.*, A, **105**. Berlin.

 ISBN 84-600-9248-8

Estudio secuencial de los depósitos arrecifales de las Formaciones Candás y Portilla (Devónico medio) de la zona Cantábrica (NO de España)

L. P. Fernández[1], E. Fernández-Martínez[2], J. C. García-Ramos[1], I. Méndez-Bedia[1], F. Soto[1] y M. A. Arbizu[1]

1 Dpto de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo.
2 Dpto. de Ingeniería Minera. Universidad de León. 24071 León.

Palabras clave: Zona Cantábrica. Devónico. Rampa. Arrecifes. Estratigrafía secuencial

Las Formaciones Candás y Portilla del Devónico de la Zona Cantábrica, son dos unidades lateralmente equivalentes de edad Givetiense, ocasionalmente Frasniense basal, que constituyen una sucesión dominantemente carbonatada con episodios arrecifales. Su depósito tuvo lugar en una rampa carbonatada en la que se reconocen cuatro zonas: un lagoon (a) protegido por un cinturón arrecifal (b) que enlaza distalmente con un cinturón calcarenítico (c), el cual pasa de forma gradual a las margas y lutitas de la plataforma externa (d).

El análisis secuencial de las facies permite establecer un modelo de la evolución de la plataforma. La sucesión general está organizada en secuencias de hasta varias decenas de metros de espesor. Cada secuencia tiene una base neta a rápidamente gradual y se subdivide en una delgada subsecuencia inferior de carácter transgresivo que puede faltar en ocasiones, y una subsecuencia superior regresiva. Los depósitos arrecifales, cuando aparecen, se desarrollan en la parte alta de la subsecuencia regresiva. De muro a techo, la secuencia ideal con desarrollo de arrecifes consta de las siguientes facies (Fig. 1):

1. Brechas calcáreas (rudstone a floatstone) con matriz bioclástica.

2. Calizas bioclásticas (grainstone a packstone) formando una secuencia granodecreciente.

3. Lutitas a margas arcillosas grises oscuras con tentaculítidos y fragmentos de peces.

4. Alternancias de lutitas a margas arcillosas grises oscuras con capas centimétricas de areniscas de grano fino con laminación de ripples y de calizas bioclásticas (wackestone y packstone). El contenido faunístico es más rico que en la facies 3 y consta de briozoos, braquiópodos así como corales ramificados (tabulados y rugosos) y laminares (tabulados). Estos elementos aparecen transportados o in situ, creciendo sobre capas bioclásticas, y dando lugar ocasionalmente a pequeños biohermos y biostromos.

5. Esta facies marca el inicio del desarrollo de los arrecifes. Está representada bien por calizas bafflestone de rugosos o tabulados ramificados o bien por calizas bindstone de tabulados laminares. Su matriz es de composición arcilloso-arenosa con bioclastos.

6. Calizas bindstone de corales tabulados o de estromatopóridos, ambos con morfologías tabulares. La matriz consiste en una caliza bioclástica arcillosa con un contenido en arcillas progresivamente menor hacia el techo de la facies.

7. Esta facies representa el último estadio de desarrollo arrecifal. Está constituida por calizas framestone de corales tabulados y/o estromatopóridos, ambos con morfologías irregulares. De modo subordinado aparecen corales rugosos masivos. La matriz es una caliza packstone a grainstone bioclástica.

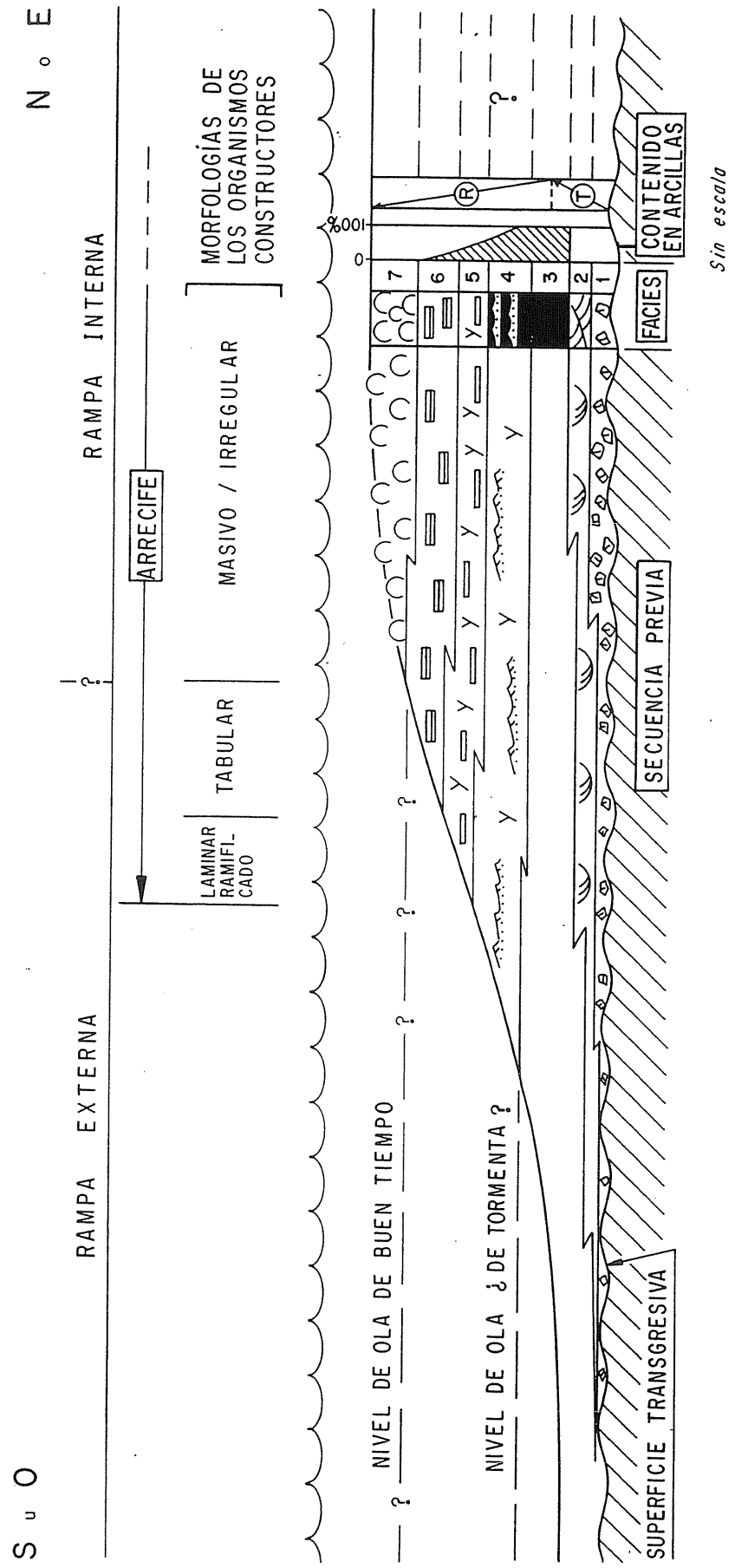


Figura 1. Modelo idealizado de la distribución de facies en las secuencias con episodios arrecifales de las Formaciones Candás y Portilla

El techo de la secuencia puede ser de dos tipos. En general, se trata de una superficie neta situada por debajo de la facies 1, la cual constituye la base de la siguiente secuencia. En ocasiones, sin embargo, el techo está formado por un delgado intervalo de la facies 5, la cual pasa gradualmente hacia techo a la base de la siguiente secuencia, formada en este caso por la facies 3.

Las facies 1 y 2, de carácter transgresivo, son interpretadas como depósitos residual (lag) y barras, respectivamente. El resto de las facies reflejan una tendencia regresiva desde depósitos de plataforma externa (facies 3) hasta facies arrecifales situadas por encima del nivel de ola (facies 7). La terminación del desarrollo arrecifal estaría provocada por una brusca profundización del medio. La magnitud de esta transgresión y la posición en la que se observe sobre una secuencia dada son los factores responsables de las desviaciones de la secuencia ideal arriba descrita.

 ISBN 84-600-9248-8

Sistemática y paleobiología del genero *Saouraepora* Plusquellec, Tourneur y Lafuste, 1993 (Tabulata) en el Devónico inferior de la zona cantábrica (NO de España)

Esperanza M. Fernández-Martínez[1] y Francis Tourneur[2]

1 Departamento de Ingeniería Minera. Universidad de León. 24071 León. España.
2 Unité de Paléontologie. Université Catholique de Louvain. 1348 Louvain-la-Neuve. Belgica.

Palabras clave: Tabulata. Devónico. Zona Cantábrica. Sistemática. Paleobiología

El género *Saouraepora* Plusquellec, Tourneur y Lafuste, 1993 fue creado para acoger a un tabulado michelínido de hábito ramificado presente en el Devónico Inferior del Norte de Africa, Macizo Armoricano y Península Ibérica así como en el Pensilvaniense de Norteamérica.

Desde un punto de vista morfológico, *Saouraepora* aparece en forma de ramas simples o ligeramente bifurcadas cuyo exterior muestra cálices sobresalientes, separados por plataformas calicinales y frecuentemente ornamentados de estrías. En sección se aprecia una diferenciación neta entre la zona axial y el reborde periférico, cuyas dimensiones relativas muestran una gran variabilidad. La zona axial está formada por coralitas poligonales con paredes delgadas, poros en los ángulos y tábulas aproximadamente regulares y muy espaciadas. En esta zona se produce, mediante brote lateral, la generación de nuevas coralitas. El reborde periférico está determinado por el engrosamiento, generalmente súbito y muy marcado, de la pared y de las tábulas. Estas últimas son aquí más numerosas y con morfología vesiculosa.

Microestructuralmente la pared de la zona axial está formada por lamelas dispuestas en torno a la lámina media de forma oblícua y con el ángulo abierto hacia arriba. En el reborde periférico, y especialmente en aquellos de diseño más compacto, se aprecia una desaparición precoz de la lámina media. En esta región externa, la pared está constituida por lamelas paralelas a la zonación de crecimiento y entre ellas se produce un desarrollo muy variable de trabéculas.

El tipo de lamelas generadas en la zona axial es característico del grupo estructural representado por *Praemichelinia* Lafuste y Plusquellec, 1980, en el que *Saouraepora* quedaría integrado. Este mismo carácter microestructural permite diferenciar a *Saouraepora* de otros tabulados de hábito ramificado, como *Parastriatopora* Sokolov y *Parastriaporella* Tchudinova, con los que no mantiene ninguna afinidad real a pesar de las similitudes morfológicas. Las relaciones con otro tabulado ramificado, *Cystodendropora* Lin, y con formas masivas de microestructura similar han sido detalladamente analizadas por Plusquellec, Tourneur y Lafuste (1993).

En este trabajo se analizan abundantes fragmentos de ramas, atribuibles al género *Saouraepora* y procedentes de niveles emsienses del Grupo La Vid en varias localidades de la vertiente leonesa de la Zona Cantábrica (NO de España). A pesar de la importante variablidad morfológica apreciada en este estudio, el material analizado puede considerarse coespecífico con el material cantábrico descrito por Plusquellec, Tourneur y Lafuste (*op. cit.*) como *Saouraepora* sp. B. El estudio de una fauna nueva y abundante permite concretar los caracteres de una nueva especie y establecer sus relaciones con otras especies del género.

La integración de los datos estratigráficos y paleogeográficos aportados por las diferentes especies asignadas a *Saourepora* indica que el género surge en la Cordillera Ibérica a principios

del Praguiense, extendiéndose durante este piso hacia el Macizo Armoricano. Otros representantes de este género aparecen en el Emsiense de la Cordillera Cantábrica y de la Saoura (Argelia) y en el Eifeliense inferior de Tindouf (Marruecos). Los últimos hallazgos, sin continuidad temporal con los anteriores, proceden del Pensilvaniense inferior de Norteamérica.

La distribución geográfica y estratigráfica de diversos representantes de *Saouraepora* en el Devónico inferior de la plataforma nord-gondwánica apoya las afinidades atribuidas tradicionalmente a las faunas del Grupo La Vid.

Como es característico en los michelínidos, las formas cantábricas de *Saouraepora* muestran una acusada sensibilidad ante los cambios ambientales. Esta sensibilidad se traduce en la presencia de variaciones morfológicas importantes, ejemplares frecuentemente aberrantes o patológicos con numerosos rejuvenecimientos periféricos, ramas cuya zona axial presenta rasgos seniles (paredes gruesas y espinas numerosas), formas asociadas a tallos de crinoideos, etc.

Un fenómeno llamativo de las ramas estudiadas y, en general, de las formas asignadas a *Saouraepora* es la frecuentísima presencia de galerías atribuibles a comensales. En los casos de buena preservación y orientación adecuada, puede llegar a apreciarse un comportamiento bifásico del comensal. Así, y en un primer momento, la presencia de elementos esqueléticos recortados indica la existencia de perforación. En una segunda fase, el comensal mantiene un comportamiento pasivo, dejándose envolver por el esclerénquima del tabulado. Este tipo de relación es similar a la señalada por Schindewolf (1958) en la asociación Hicetes/Pleurodictyum. Perforaciones post-mortem, en general difícilmente diferenciables de las anteriores, han sido reconocidas de forma ocasional.

Bibliografia

Lafuste, J. y Plusquellec, Y. 1980. Les Polypiers - Tabulata. In: - Les Schistes et calcaires de l'Armorique (Dévonien inférieur, Massif Armoricain). Sédimentologie - Paléontologie - Stratigraphie (Coord. Y. Plusquellec). *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, **23**,143-173.

Plusquellec, Y. Tourneur, F. y Lafuste, J. 1993. *Saouraepora* nouveau genre de Micheliniidae (Tabulata) du Dévonien du Nord Gondwana et du Carbonifère d'Amerique du Nord. *Palaeontographica*, A, **227**, 1-86.

Schindewolf, O. 1958. Würmer und Korallen als Synöken. Zur Kenntnis der Systeme *Aspidosiphon/Heteropsammia* und *Hicetes/Pleurodictyum. Mainzer Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw.* Kl., **6**, 259-327.

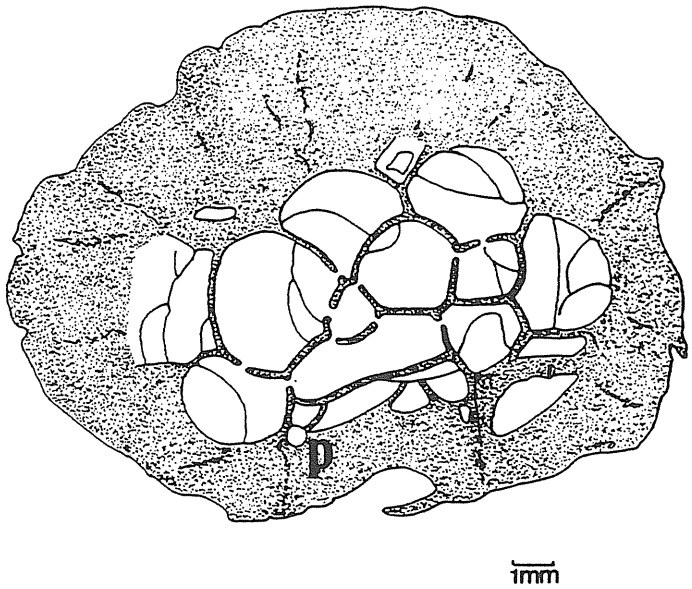


Figura 1. Dibujo esquemático de la sección transversal de una rama juvenil de *Saouraepora* sp. B procedente del Grupo La Vid en la localidad de Adrados (vertiente sur de la Zona Cantábrica). Observar el neto desarrollo del reborde periférico y la presencia de una perforación activa (P), que secciona los elementos estructurales limitantes.

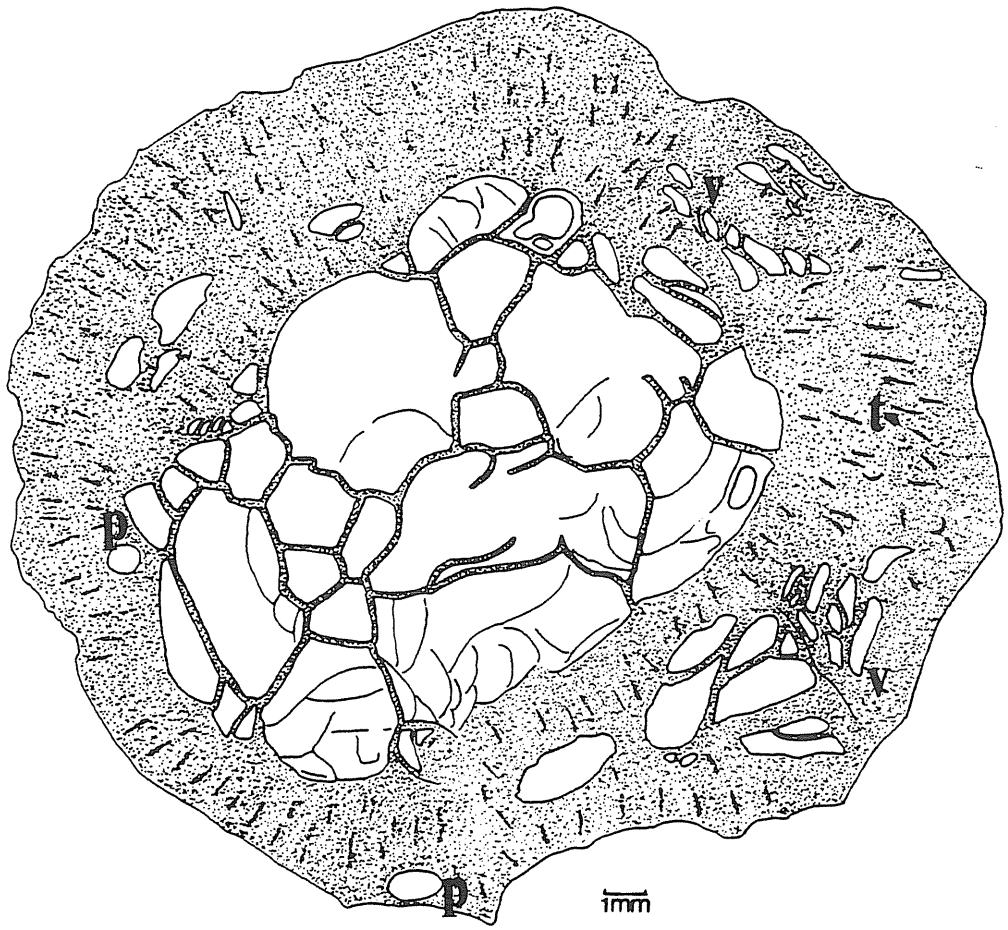


Figura 2. Dibujo esquemático de la sección transversal de una rama adulta de *Saouraepora* sp. B procedente del Grupo La Vid en la localidad de Adrados (vertiente sur de la Zona Cantábrica). Se aprecia una diferencia entre la zona axial, cuyos elementos estructurales aparecen localmente destruidos, y el reborde periférico. Este último muestra un importante desarrollo de trabéculas (T) así como la presencia de vesículas patológicas (V) y perforaciones (P).

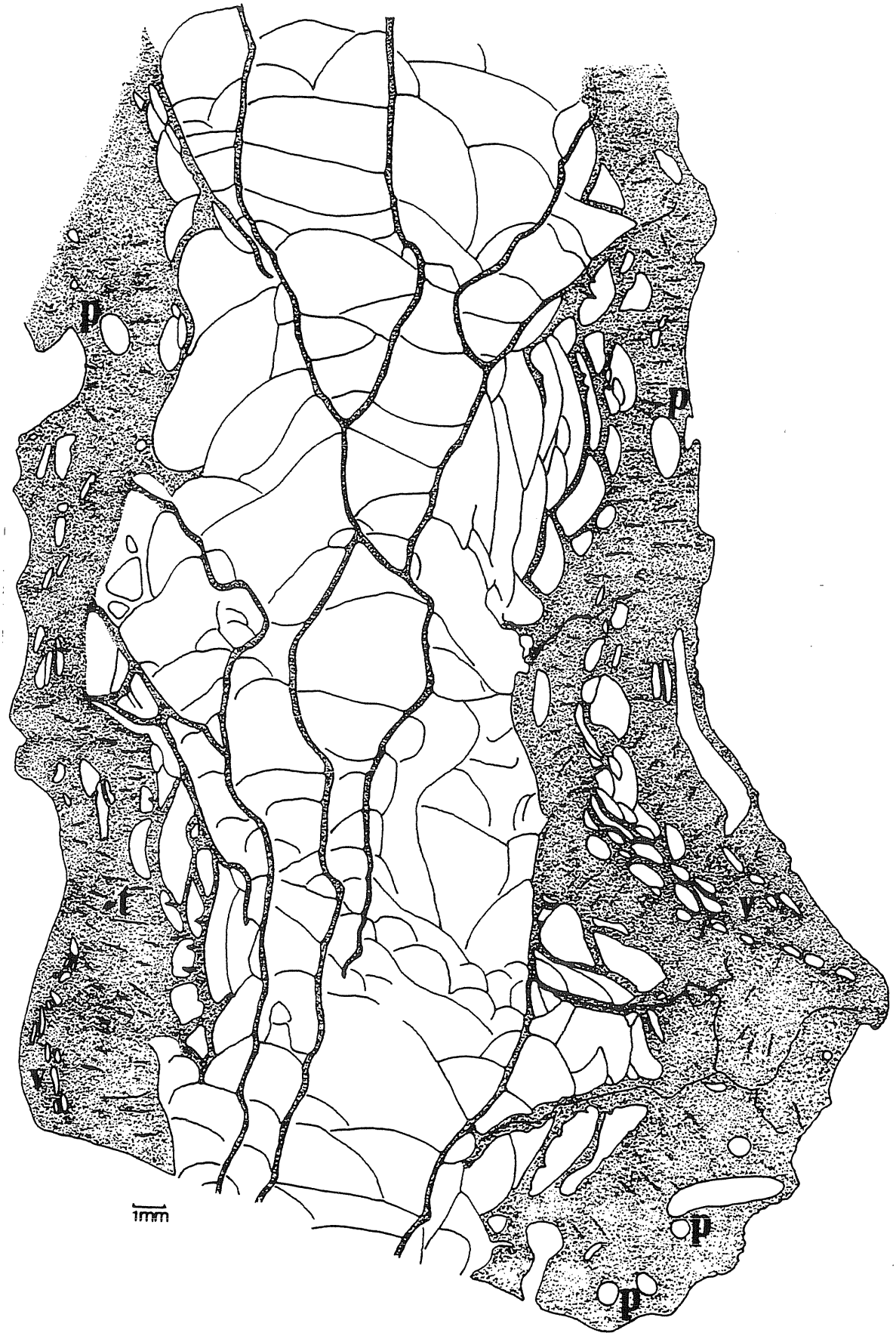


Figura 3. Dibujo esquemático de la sección longitudinal de la rama cuyo aspecto en sección transversal se muestra en la figura 2. Es notable el importante desarrollo de vesículas patológicas así como la abundancia de perforaciones.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Nuevos sistemas de galerías de decápodos del Plioceno de Cataluña y el Sur de Francia

J. M. de Gibert y J. Martinell

Dept. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona. 08071 Barcelona.

Palabras clave: Icnología, galerías de decápodos, Plioceno, Mediterráneo occidental

El Plioceno marino en el margen mediterráneo de Cataluña y Francia se localiza en diversas cuencas que paleogeográficamente corresponden a bahías o rías, generalmente de pequeñas dimensiones, formadas por la inundación durante la transgresión zancliense de paleovalles formados durante el Messiniense (Mioceno superior). Estos depósitos incluyen, además de una abundante fauna, en particular malacológica, un registro icnológico variado y de gran interés. Entre los icnofósiles reconocidos destaca una nueva forma, desconocida hasta ahora en la literatura, de sistemas de galerías, comparables al bien conocido género *Thalassinoides* y atribuibles a crustáceos decápodos. Estos sistemas laberínticos de desarrollo horizontal, están constituídos por galerías de trazado sinusoidal que en muchos casos muestran una alta regularidad. Las galerías presentan múltiples ramificaciones tipo hélice, donde generalmente convergen tres elementos regularmente distanciados (a 120º). El diámetro de las galerías oscila entre 0.2 y 2 cm, presentando los ejemplares más pequeños una mayor tendencia a la regularidad. Los elementos suelen mostrar "spreiten" retrusivos que pueden aparentar falsas ramificaciones.

Esta forma es claramente diferente de *Thalassinoides* por la sinuosidad de sus elementos aunque el patrón general - galerías multiramificadas con "spreiten" en algunos casos - señala su relación con dicho icnogénero.

Estos sistemas de galerías han sido reconocidos en cuatro de las siete cuencas pliocenas estudiadas: Baix Ebre, Baix Llobregat, Rhône y Var. Este hecho señala su àmplia dispersión paleobiogeogràfica dentro del ámbito de estudio de este trabajo. Se trata probablemente de una forma característica del Plioceno mediterráneo.

Los sistemas descritos aparecen en depósitos de litología mixta con intercalaciones de lutitas y areniscas, en relación a ambientes marinos de energía moderada con sedimentación de arenas por procesos turbidíticos, tanto en medios claramente someros tipo bahía (Baix Ebre, Baix Llobregat, Rhône) como en rías relativamente profundas (Var).

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Nuevo carpoideo para el Ordovícico Superior de Sierra Morena Oriental

Mª Dolores Gil Cid y Patricio Domínguez Alonso

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.

Palabras clave: ***Bohemiacysti,*** **Cornuta, Carpoidea, Calcichordata, España**

Introducción

El objeto del presente trabajo es dar a conocer una nueva especie del género *Bohemiacystis* en el Caradoc Inferior de Sierra Morena Oriental; este hecho es consecuencia de las recientes campañas de campo llevadas a cabo en el marco de las investigaciones que conlleva la elaboración del trabajo de Tesis Doctoral de uno de los autores (P. Domínguez) sobre equinodermos del Paleozoico Inferior. El género *Bohemiacystis* fue descrito por Caster en el *Treatise of Paleontology* basándose en el único ejemplar conocido, depositado actualmente en el Museo Nacional de Praga (*B. bouceki* Caster in Ubaghs, 1967); la incorporación del nuevo material supone pues, un incremento tanto cuantitativo como cualitativo que mejorará el conocimiento de este género y de las relaciones evolutivas entre los Scotiacystidae.

Los carpoideos son un grupo de invertebrados marinos del paleozoico inferior y medio que dieron origen a equinodermos y cordados. Fueron animales epibentónicos con una forma general asimétrica fruto de la recumbencia sobre el costado derecho de un animal bilateral sesil similar al actual *Cephalodiscus* (arquetipo Dexiothetica; Jefferies, 1986). El nuevo plan general de organización adquirido y la posterior aparición de un esqueleto dérmico calcítico con microestructura estereómica (la de los actuales equinodermos) posibilitó la diversificación de estos animales y la aparición de los Carpoideos. Los caracteres estructurales básicos más característicos de este grupo son la posesión de una *cabeza o teca* que engloba las cavidades corporales principales y una *cola o estela* que se inserta en su extremo posterior.

Se han descrito cinco grupos de carpoideos: Clase Soluta, Clase Cornuta, Clase Mitrata, Clase Cincta y Clase Ctenocystoidea. Los estudios de anatomía comparada demuestran unos claros vínculos entre carpoideos, equinodermos y cordados; existiendo en los primeros una separación temprana en dos linajes: la linea de los cordados (Clases Cornuta y Mitrata) y la linea que daría lugar a los equinodermos (Clases Cincta y Ctenocystoidea); el quinto grupo de carpoideos, los Soluta, se situa filogenéticamente como grupo nodal de los anteriores es decir, es interpretado como el grupo de carpoideos más primitivo del que derivarían las otras clases.

Antecedentes

Los carpoideos son conocidos desde mediados del siglo XIX, en Bohemia (Barrande, 1859; Prado, Verneuil y Barrande, 1860), lugares donde se describieron los primeros Cincta. Las Clases Cincta y Mitrata aparecen citadas en la bibliografía paleontológica referida a España desde 1860 y 1978 respectivamente (Cincta, entre otros podemos citar: H. Sampelayo, 1933; B. Meléndez, 1952 y otros; Schroeder, 1972; W.-P. Friedrich, 1993; Sdzuy 1993; Gil y Dominguez, 1995 y en prensa). Clase Mitrata Chauvel y Meléndez, 1978; Gutiérrez, Chauvel, Meléndez y Smith, 1984; Gutiérrez y Meléndez, 1987; Domínguez y Gutiérrez, 1990); siendo hasta el momento las únicas clases de Carpoideos citadas en nuestro país.

Los primeros restos de Cornuta españoles fueron identificados en 1992 en materiales de edad Cámbrico Medio procedentes de la localidad extremeña de Zafra; se trata de una nueva especie de *Ceratocystis*, dada a conocer en el presente año en el IV European Echinoderms Colloquium celebrado en Londres. A principios de este año hemos identificado una nueva forma de Cornuta en el Ordovícico Superior de Sierra Morena, del que hasta la actualidad hemos obtenido cinco ejmplares especialmente completos así como varios osículos aislados.

Sistemática

Superphylum DEUTEROSTOMIA Grobben, 1908

Subsuperphylum DEXIOTHETICA Jefferies,1979

Phylum CHORDATA Bateson, 1886

("Stem group" Chordata)

Clase CORNUTA Jaekel, 1900

Family Scotiacystidae Caster and Ubaghs, in Ubaghs ,1967

Genus *Bohemiacystis* Caster, in Ubaghs, 1967

Los representantes de esta familia se caracterizan por la posesión de una cabeza con un patrón concreto de placas marginales (por ejemplo poseen la placa s), una boca súpera y, sobre todo, por la peculiar estructura en barras de las hendiduras branquiales; la familia comprende tres géneros: *Thoralicystis, Bohemiacystis y Scottacystis,* manteniendo estos dos últimos unas relaciones muy cercanas (Cripps, 1988 propone Scotiacystini). Sin entrar ahora en detalles, Bohemiacystis se caracteriza por la posesión de una cabeza casi cuadrangular y aplanada con las láminas tegumentarias dorsal y ventral con placas poligonales grandes y osículos interbranquiales lamelares.

Descripción anatómica

La nueva especie de *Bohemiacystis* posee una cabeza aplanada de contorno subcuadrangular con el borde posterior redondeado, sin la habitual forma de "bota" de los coturnocístidos y escotiacístidos. La cabeza tiene poco espesor y se curva ligeramente de manera que en su cara inferior sólo toman contacto con el sustrato las callosidades de los laterales de la cabeza; en el extremo posterior se inserta una cola con tres regiones bien diferenciadas. La terminología que emplearemos para identificar las placas será la propuesta por Jefferies y Prokop en 1972 y seguida por diferentes autores desde entonces, la ventaja fundamental de este método es que placas homólogas de diferentes espécies reciben siempre el mismo nombre y facilita el estudio comparativo.

La cabeza, como es habitual en la mayoría de los Cornuta, esta integrada por un marco de grandes placas marginales; cerrando este marco en su cara inferior y superior, se disponen sendas láminas tegumentarias de placas planas, delgadas y poligonales. Según se puede apreciar en la figura 2, el borde anterior de la cabeza está formado por la placa s (una característica de los Scotiacystidae) y por la placa a; en posición posterior las placas g y j formán la articulación de la cola con la cabeza; el lateral derecho está formado por cuatro placas con sendas callosidades en su cara inferior (placas r, f, e y d); en el lateral izquierdo se situan las placas k y l. Adicionalmente se disponen las placas h e i cubriendo el borde superior la articulación de la cola. Como es normal en los cornuta en el borde anterior se disponen unos apéndices, uno de ellos es fijo y se corresponde a una espina de la placa l en forma de lanceta; en el vértice anterior derecho se dispone un único apéndice con forma de espátula, se trata de la placa b. Entre las placas a y g, existe un contrafuerte que da rigidez al marco de placas marginales y divide el tegumento ventral en dos sectores bien diferenciados.

Aberturas de la cabeza

La abertura más evidente en este carpoideo son las hendiduras branquiales; las barras interbranquiales son elementos esqueléticos lamelares. El mecanismo de

funcionamiento de la válvula respiratoria branquial es radicalmente distinto del desarrollado en Scotiacystis, funcionando en Bohemiacystis como las hojas de una persiana veneciana.

La boca es desconocida, aunque en el holotipo de la nueva especie se distinguen en el área oral unos osículos parcialmente engrosados que interpretamos como periorales. En otros Scotiacystidae se ha descrito una abertura oral pequeña, con osículos dispuestos en una roseta que posiblemente sería muy extensible (Jefferies com. pers.).

El ano-gonoporo se abre en posición súpera entre los osículos i y j; en el osículo i esta abertura se extiende anteriormente en un pequeño ojal.

Anatomía interna de la cabeza

Para la comprensión de la anatomía interna hemos de recurrir al estudio de los moldes internos naturales de la cabeza, al resultar estos una réplica de los órganos del animal. La evidencia de la existencia de las distintas cámaras o cavidades de la cabeza las encontramos como un conjunto de surcos y crestas en la cara interna de las placas marginales.

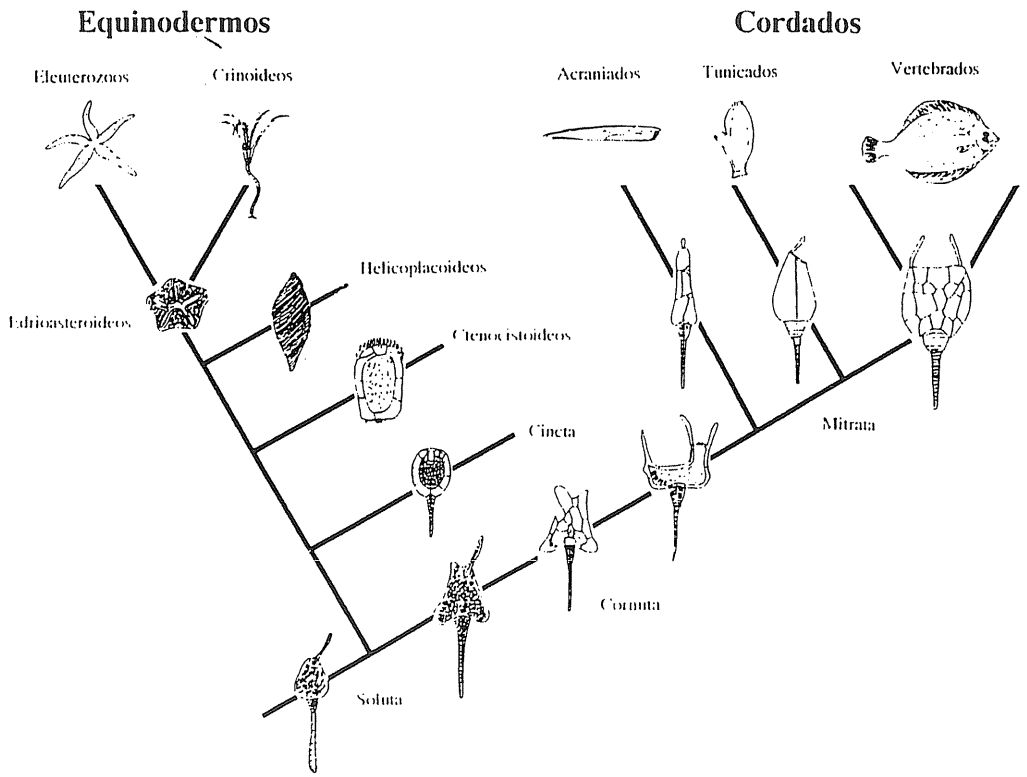
La cavidad bucal se dispone en el área anterior derecha de la cabeza por debajo de la situación estimada de la boca; se encuentra flanqueada por las placas e, d y a; el borde interno del contrafuerte de la placa a presenta evidencias de un septo que lo separa de la faringe.

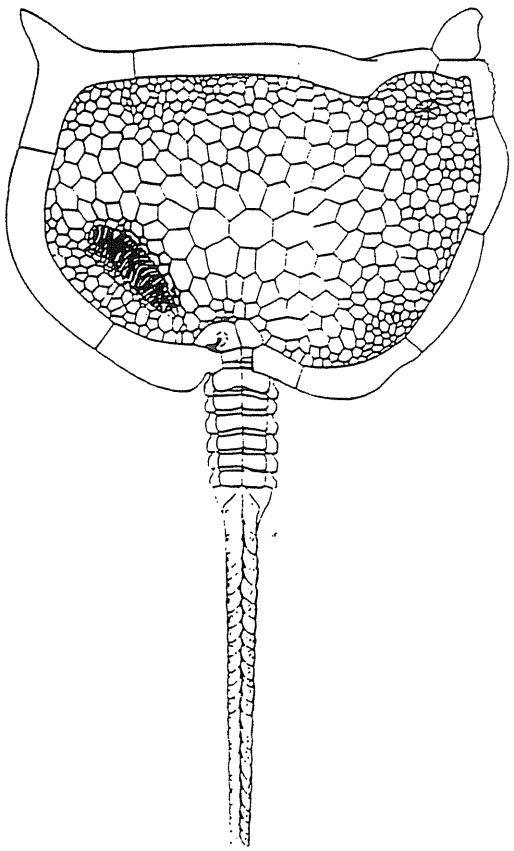
El celoma posterior se dispone entre las placas e y g, ocupando las porciones inferiores de la cavidad corporal y en su interior se dispondrían las principales vísceras. El resto de la cavidad corporal estaría ocupado casi en su totalidad por la faringe que se abriría al exterior por las hendiduras branquiales.

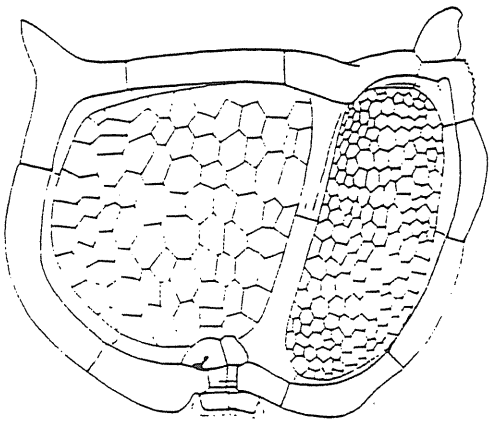
En la unión de las placas g y j se disponen un gran número de estructuras interpretadas como surco gonorectal, ganglio cerebral y estructuras anejas.

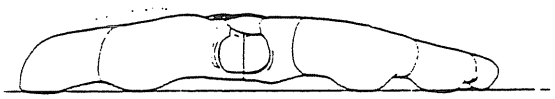
La cola

Hasta ahora no hemos obtenido ningún ejemplar que conserve completa esta estructura, no obstante el ejemplar designado como holotipo la presenta con un estimable grado de conservación. Este apéndice puede dividirse en tres regiones bien diferenciadas. La *región proximal* está formada por seis anillos imbricados de cuatro oxículos cada uno. La *región media* es un área de transición entre la región proximal y la distal y está formada por el estilocono y las placas dorsales correspondientes. La *región posterior* está formada por unos osículos ventrales masivos y por unos dorsales aplanados en forma de escama.


Equinodermos
Cordados
Eleuterozoos
Crinoideos
Acraniados
Tunicados
Vertebrados
Helicoplacoideos
Edrioasteroideos
Ctenocistoideos
Cincta
Mitrata
Cornuta
Soluta







 ISBN 84-600-9248-8

Un nuevo Blastoideo Coronado (Echinodermata, Blastozoa) en el Ordovícico Superior de Sierra Morena Oriental

Mª Dolores Gil Cid[1], Patricio Domínguez Alonso[1], Mª del Carmen Cruz González[2] y Margarita Escribano Ródenas[1]

1 Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.
2 C/ Dr. Fleming 10, 28220 Majadahonda, Madrid.

Palabras clave: Echinodermata, Coronata, Blastoidea, Eocrinoidea, Ordovícico, Sierra Morena, España

Introducción

Los Coronata constituyen un grupo homogeneo y muy característico de equinodermos pelmatozoos de pequeño tamaño, de los cuales se han descrito un reducido número de especies; nueve distribuidas en cinco géneros y que han sido citados en Europa, Sur de Asía y Norteamérica. La distribución estratigráfica comprende desde el Ordovícico (Caradoc inferior) hasta el Silúrico (Ludlow), si bien en Nortearmérica aparecen exclusivamente en el Silúrico.

Descripción morfológica general de los coronados

Este grupo tiene un cáliz singular con una forma general cónica o ligeramente globosa, su sección es circular o subpentagonal; la base suele tener una sección triangular; en el extremo superior destacan los procesos coronales que le dan a la teca el aspecto característico de "corona". Estos pelmatozoos poseen un pequeño pedúnculo funcional homeomórfico que se ha encontrado en muy pocos ejemplares.

La estructura de la teca es muy uniforme y como en los blastoideos s. str. presentan tres ciclos principales de placas: un ciclo superior de placas deltoideas, un ciclo medio de cinco placas radiales grandes y un ciclo inferior de tres placas basales con la placa azigal en el interradio AB. En el extremo superior de la teca hay una placa deltoidea por interradio, excepto en el CD que son dos, entre ambas se situa el hidroporo y por encima de la superior el ano.

Observaciones acerca de la sistemática de los Coronata

La posición sistemática de los coronados ha planteado problemas de inclusión en otros grupos de mayor rango, por lo que diferentes autores los han ubicado entre los rombíferos, crinoideos, blastoideos, eocrinoides e incluso como clase propia. Barrande describió y figuró el único ejemplar de *Rombifera? mira* en 1887 como cistideo al interpretar erroneamente la ornamentación de este fósil como los rombos propios de Rhombifera. Posteriormente Jaekel en 1918 creó el género *Stephanoblastus* para ese mismo ejemplar y lo incluyó entre los Coronata. En 1886 Wachmuth y Springer plantean el problema de asignación taxonómica de los coronata al encontrar semejanzas de estos con cistideos y blastoideos; finalmente los asignan a los crinoideos. En 1900 Bather mantiene esa misma opinión aunque pone de manifiesto que las semejanzas con los Eublastoideos no pueden tratarse de una mera homeoplasia. En el "Treatise of paleontology", Fay (1978) los incluye dentro de los crinoides inadunados aunque manifiesta ciertas reservas.

Recientemente se han expuesto una serie de evidencias que los separan claramente de los crinoideos y los aproximan a los blastoideos. Los brazos carecen de conesiones con el celoma tecal, el patrón general de distribución de placas de los coronados es muy similar al de

los blastoideos y difiere del que presentan los crinoideos; el patrón de lineas de crecimiento de coronados y eublastoideos difiere claramente del que presentan los crinoideos. Los brazos de los coronados poseen pinnas biseriales, desconocidos en los crinoideos.

En la actualidad hay un consenso general en considerar a los coronados como Blastozoos y no como crinoideos, si bien existen tres corrientes de opinión no necesariamente excluyentes: la primera es considerarlos como subclase Coronata de la Clase Blastoidea; en segundo lugar pueden ser considerados como un clado relativamente avanzado de eocrinoides; la tercera vía es elevarlos al rango de Clase. En cualquier caso es evidente que las tres hipótesis mantienen unas relaciones filogenéticas relativamente cercanas entre eocrinoides, coronados y blastoideos.

Los eocrinoides son un grupo polifilético de afinidades inciertas que se caracteriza por la posesión de caracteres primitivos y es frecuente comprobar como diversos taxones de eocrinoides han sido asignados a otros grupos en propuestas frecuentemente no aceptadas por otros autores. Recientemente Donovan y Paul encuentran afinidades entre eocrinoides, coronados y blastoideos, incluyendo a los coronados en la Clase Blastoidea, pudiendo haber derivado de los primeros por un proceso de neotenia.

El argumento principal para no considerarlos Blastoidea es la ausencia de hidrospiras, carecer de placas en lanceta y ambulacros recumbentes; diferencias que entendemos tan solo aparentes. El sistema respiratorio de los Coronata sigue un diseño único entre los equinodermos que constituye una preadaptación que derivaría en modelos más eficaces.

Paleoecología y modo de vida

La estructura y forma general de los coronados aparentemente es la propia de un animal filtrador (simetría radial con numerosos brazos, sésil y pedunculado), sin embargo podría tratarse de animales macrófagos especializados.

Paleontología sistemática

Superphylum DEUTEROSTOMIA Grobben, 1908

Subsuperphylum DEXIOTHETICA Jefferies, 1979

Phylum ECHINODERMATA Klein, 1734

Subphylum BLASTOZOA Sprinkle, 1973

Clase BLASTOIDEA Say, 1825

Subclase CORONATA Jaeckel, 1918

Familia STEPHANOCRINIDAE Wachsmuth y Springer, 1886

Género *Cupulocorona* Donovan y Paul ,1985

Especies atribuidas y distribución: *C. salopiae* Donovan y Paul, 1985 (Wenlock inferior, Inglaterra); *C. rugosa* Donovan y Paul, 1985 (Ashgill, Gales); *C. digitalis* Donovan y Paul, 1985 (Ashgill, Gales); C. nov. sp. (Caradoc, Castilla-La Mancha).

Cupulocorona nov. sp.

Se han estudiado un total de seis tecas y un anclaje aislado atribuido provisionalmente a esta especie. Los ejemplares se encuentran en una arenisca de matriz calcárea de grano fino, de color gris en corte fresco y rojizo o pardo en las porciones descalcificadas, procedentes de los "bancos mixtos", Caradoc Superior de El Viso del Marqués, provincia de Ciudad Real, Castilla-La Mancha.

Se trata de una especie de *Cupulocorona* con unos procesos coronales más anchos que altos. Surcos radiales convexos y geniculados. Los surcos alimentarios casi alcanzan la mitad del diámetro máximo de la teca. La teca presenta una ornamentación característica y diferente de la que presentan los demás representantes del género, sigue un patrón de grandes crestas pectinadas formando en la parte superior rombos en posición radial y en la inferior crestas casi verticales, dando al conjunto un aspecto general de malla. Las diferencias

más obvias entre las especies de *Cupulocorona* son: *C. digitalis* presenta unos procesos coronales característicos con una forma alargada de dedo; las crestas de *C. salopiae* tienen poco resalte y su número es mayor del que presentan las otras tres especies, mientras que *C. rugosa* tiene una ornamentación con crestas lisas por ambos lados; *C.* nov. sp. tiene una ornamentación tecal similar a *C. rugosa* pero las crestas tienen un aspecto pectinado; por otro lado presenta surcos radiales geniculados y los surcos alimenticios más cortos del género.

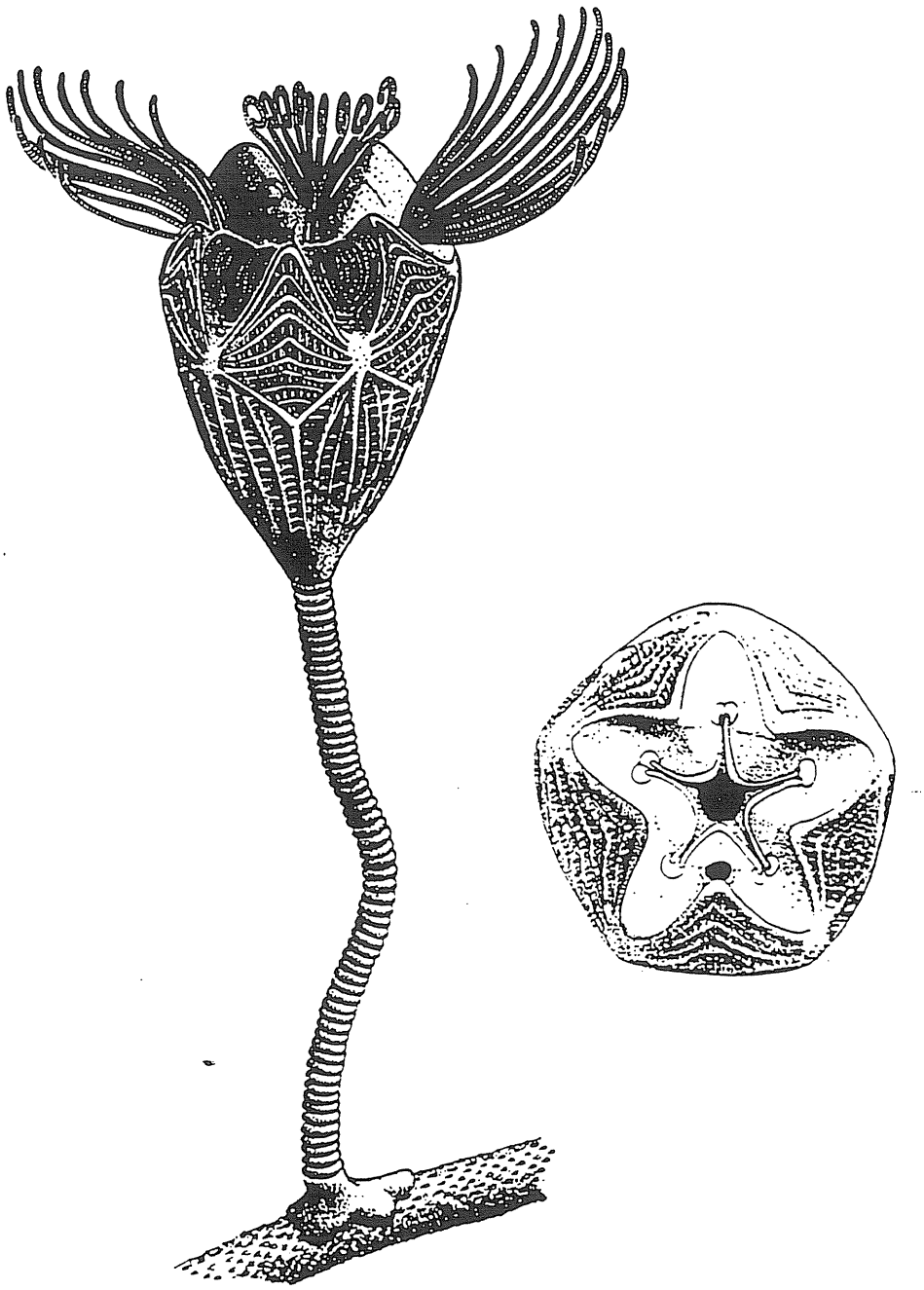


Figura 1.- 1: Reconstrucción de *Cupulocorona* nov. sp. Los brazos y el pedúnculo están basados en *Stephanocrinus*, un coronado del Silúrico de Norteamérica. 2: vista oral de un cáliz; b: boca; c: procesos alimenticios; f: faceta de articulación de los brazos. Se indican los radios según el sistema de Carpenter.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Sinrhabdosomas de graptolitos: supercolonias mitológicas y primeros hallazgos ibéricos

Juan Carlos Gutiérrez Marco

Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

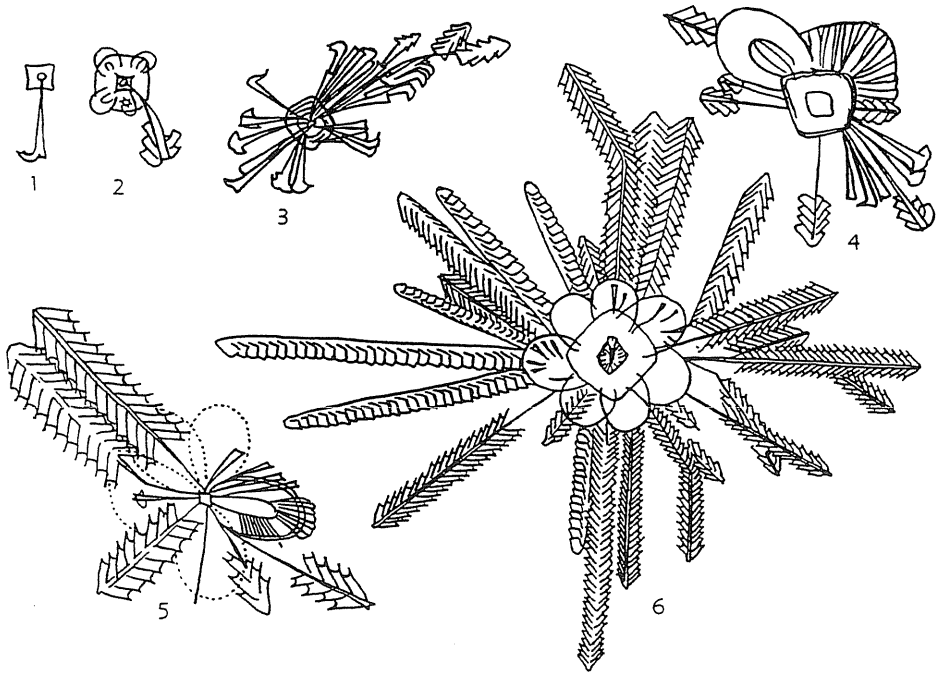
Palabras clave: Graptolitos, Colonialismo, Silúrico, Wenlock, España

Una de las reconstrucciones más difundidas acerca del modo de vida de los graptolitos se fundamenta en los llamados sinrhabdosomas, que son agrupaciones de colonias dispuestas radialmente alrededor de una región central donde convergen los nemas, o más raramente las virguellas, de un número variable de rhabdosomas en similar o diferente estado astogenético.

Sin embargo y pese a su popularidad, los sinrhabdosomas son excepcionales en el registro fósil de los graptolitos, habiéndose descrito o ilustrado tan solo en una quincena de trabajos originales, que implican una veintena de especies de graptoloideos biseriales ordovícico-silúricos (familias Orthograptidae, Diplograptidae, Monograptidae), monográptidos uniseriales silúrico-devónicos y raros dichograptoides, anisograptoides y corinoídidos del Ordovícico.

Por otra parte, la naturaleza concreta de los sinrhabdosomas sigue siendo un misterio. Todas las estructuras centrales (*pneumatóforo, gonangia* = gonotecas, *blastostilo*, etc.) descritas e ilustradas por Ruedemann (1895, 1897, 1908, 1947, ...), a las cuales se suponían unidos los rhabdosomas por los extremos distales de sus vírgulas, son puramente imaginarias, como ha sido aclarado tras la revisión del material original conservado en el Museo de Historia Natural del Estado de Nueva York. Otra vieja polémica, sobre si los sinrhabdosomas eran estructuras flotantes o, por el contrario, representaban formas de fijación al fondo marino, ha sido reabierta hace veinte años y continúa en la actualidad. El nuevo interrogante aparecido recientemente, tras el descubrimiento de sinrhabdosomas con varias especies implicadas, e incluso con especies de más de un género en la misma estructura, es si éstos representan agrupamientos reales de índole paleobiológica (relacionados con la reproducción o flotabilidad), o si son meros productos tafonómicos aglutinados por la "nieve marina" en combinación o no con factores hidrodinámicos.

En este trabajo se pasa revista a las polémicas mencionadas y se presentan los primeros sinrhabdosomas encontrados en el Paleozoico ibérico. Todos ellos pertenecen al monográptido *Colonograptus? deubeli* (Jaeger), del Homeriense superior de Salas de la Ribera (León). Entre el material estudiado destaca un plano cubierto por concentraciones resedimentadas de sinrhabdosomas, asociados parcialmente con los restos de un euryptérido. El hallazgo representa el primer registro de sinrhabdosomas en el Wenlock y el cuarto caso de identificación de estas estructuras entre los monográptidos uniseriales silúrico-devónicos a nivel mundial.



"Fases" sucesivas de "desarrollo" en sinrhabdosomas de orthográptidos del Ordovícico superior de Nueva York, según Ruedemann (1895, reproducido en el *Treatise* 2ª ed., 1970, p. *V*90). Figs. 1-4, x 3; fig. 5, x 4; fig. 6, x 1.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Trilobites carboníferos de la Sierra de San Pedro (Cáceres)

Gerhard Hahn[1] e Isabel Rábano[2]

1 Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität, Hans-Meerwein- Strasse, D-35032 Marburg, Alemania.
2 Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

Palabras clave: Trilobites, Bioestratigrafía, Carbonífero, Zona Centroibérica, España

Los materiales del Carbonífero inferior del sinclinorio de la Sierra de San Pedro (provincias de Cáceres y Badajoz, Zona Centroibérica) comprenden tres unidades litoestratigráficas, descritas recientemente por Soldevila (1992) con los nombres de Formación Perna, Fm. Valdelascasas y Fm. Las Huertas. Durante la realización de los trabajos cartográficos y estratigráficos, este autor descubrió un yacimiento con abundantes braquiópodos, briozoos, trilobites, corales solitarios, equinodermos, bivalvos y ostrácodos, asignándolo al Carbonífero inferior sin más precisiones. Una identificación paleontológica preliminar puso de manifiesto la existencia de 16 taxones diferentes de braquiópodos, junto a los trilobites *Cummingella* n. sp.? y *Eocyphinium*? sp. (Martínez-Chacón y Arbizu, *in* Soldevila, 1992).

En este trabajo se aborda el estudio de nuevo material de trilobites obtenido en el yacimiento, que se sitúa en las proximidades de Aliseda (Cáceres), dentro de la formación vulcanosedimentaria del Cerro Perna. Los niveles fosilíferos son tufitas con abundantes restos descalcificados; en ellos hemos recogido un centenar de ejemplares de trilobites, de los que más de la mitad corresponden a caparazones completos. Este hecho es inusual tanto por el tipo de litología, como por comparación con otros yacimientos españoles de trilobites carboníferos.

La asociación de trilobites se caracteriza por los géneros *Bollandia, Piltonia, Rhenogriffides, Linguaphillipsia* y *Cummingella*, a los que se añaden raros ejemplares de *Griffithides (Particeps)* y *Australokaskia (Longilobus)*.

Algunos de los géneros mencionados son comunes en las comunidades de facies carbonatadas del Carbonífero inferior de Europa, si bien la asociación en su conjunto es muy singular por la destacada ausencia de ciertos taxones "normales" (como *Phillipsia* y *Brachymetopus*), y por el predominio de géneros como *Bollandia*, que abundan en la Sierra de San Pedro y son poco frecuentes en otros yacimientos.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, la presencia de *Piltonia kuehnei* G. Hahn, 1964 sugiere una edad Ivoriense (Tournaisiense superior) para estos niveles de la Formación Perna.

Referencia bibliográfica

Soldevila, J. 1992. La sucesión paleozoica en el sinforme de la Sierra de San Pedro (provincias de Cáceres y Badajoz, SO de España). *Estudios geológicos*, **48**, 363-379.

 ISBN 84-600-9248-8

Diversidad métrica en *Anchitherium* (Equidae, Mammalia) y paleoecosistemas asociados

Carlos Iñigo

Museo Geominero. Ríos Rosas, 23. 28003- Madrid.

Palabras clave: ***Anchitherium*. Eurasia. Paleoecología. Paleogeografía. Mioceno medio-superior**

Los anquiterinos son unos équidos miocenos tradicionalmente asociados con ambientes forestales. Su dentición braquidonta se considera adecuada para una dieta basada en hojas de arbustos, ya que se desgastaría rápidamente si el consumo de hierba fuese frecuente. Debido a su pequeña talla y a que tenía tres dedos funcionales en cada pata, se piensa que no eran tan veloces en la carrera como otros équidos posteriores (*Hipparion* y *Equus*) y en las grandes praderas serían mucho más fáciles de localizar y capturar que cuando estuvieran al abrigo de un bosque.

Sin embargo, el estudio métrico de numerosas poblaciones euroasiáticas de *Anchitherium*, me ha permitido establecer la existencia de dos tipos anatómicos, macrodonto y microdonto, que aparecen asociados con paleoecosistemas diferentes. Los microdontos habitaban zonas arboladas de clima húmedo y los macrodontos vivían en ambientes más secos dominados por una vegetación xerófila.

Al comparar las dimensiones de las distintas especies descritas en Eurasia, he apreciado en este género una tendencia evolutiva hacia el aumento de talla. Su esqueleto postcraneal no muestra diferencias métricas importantes entre poblaciones de similar antigüedad. En cambio, he comprobado que la dentición de anquiterinos contemporáneos puede ser de muy distinto tamaño. Desde el Aragoniense inferior hasta el Vallesiense, se distinguen anquiterinos macrodontos, de dientes grandes con respecto a su esqueleto postcraneal, y microdontos, cuyos dientes eran pequeños para su talla corporal (Fig. 1)

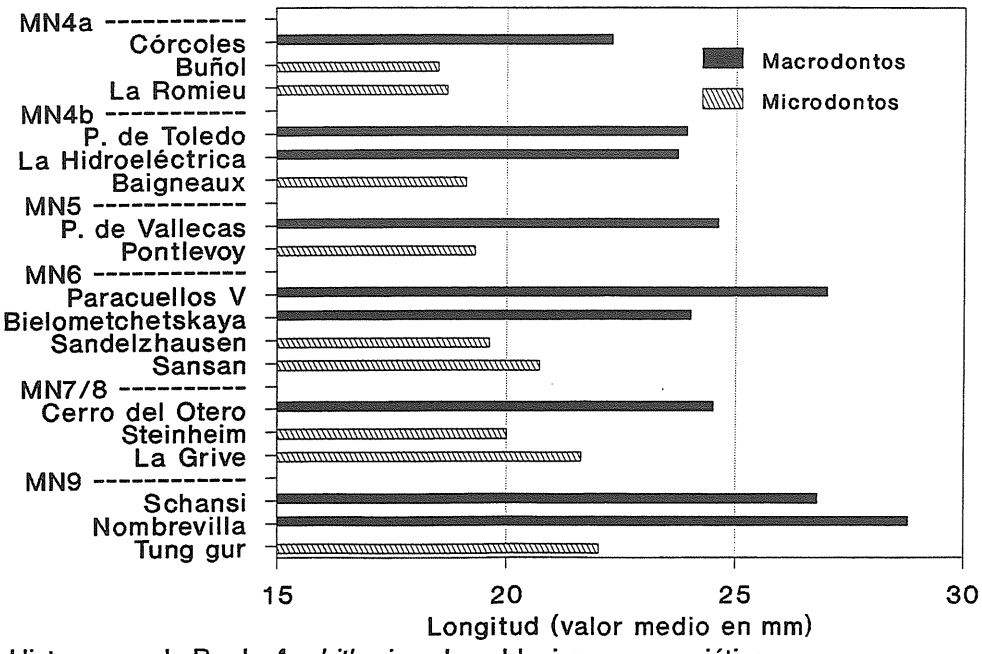


Figura 1. Histograma de P_3 de *Anchitherium* de poblaciones euroasiáticas

Las áreas de distribución geográfica de estos dos tipos de *Anchitherium* están claramente separadas (Fig. 2). Se han encontrado restos de microdontos en numerosos yacimientos europeos, pero en la Península Ibérica sólo aparecen en las cuencas mediterráneas. Por el contrario, todos los yacimientos con macrodontos están situados en las cuencas interiores de nuestra península (cuencas de los ríos Tajo, Duero y Ebro y cuenca de Calatayud-Teruel).

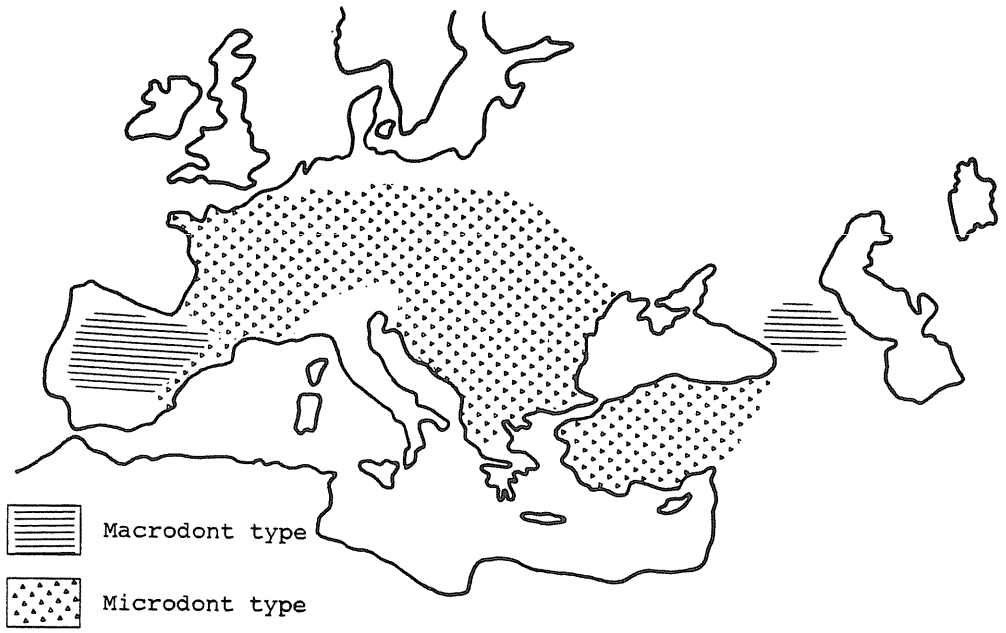


Figura 2. Distribución geográfica de los anquiterinos macrodontos y microdontos.

Estas dos regiones biogeográficas tenían unas condiciones climáticas y una vegetación diferentes, durante el período de tiempo que fueron habitadas por los anquiterinos (Rambliense-Vallesiense). La distribución de otros mamíferos en el Neógeno de la Península Ibérica, ha permitido a varios autores diferenciar las cuencas interiores de las mediterráneas, considerando estas últimas más húmedas y con una mayor influencia europea en su paleofauna (Agustí *et al.*, 1983; Sesé, 1988). Por otra parte, estudios paleobotánicos de yacimientos del Mioceno inferior-medio, identifican en Centro Europa y en las cuencas mediterráneas una vegetación propia de climas húmedos (Gregor y Velitzelos, 1987; Mai, 1989), mientras que otros trabajos describen paleoecosistemas secos de sabana o estepa en el Aragoniense-Vallesiense de las cuencas interiores de la Península Ibérica (Rivas, 1991; Barrón *et al.*, 1994).

Así pues, existe una clara asociación de los anquiterinos microdontos con paleoecosistemas arbolados húmedos y de los macrodontos con ambientes más secos, donde las hojas de los arbustos son más duras.

Referencias bibliográficas

Agustí, J., Moyá, S. y Gibert, I.J. 1983. Mammals distribution dynamics in the East margin of the Iberian Peninsula during the Miocene. *Mediterranean Neogene cont. paleoenviron. and paleoclimat. evol. RCMNS Interim-Colloquium*, 33-37.

Barrón, E., Rivas, M.R. y Valle, M.F. 1994. Síntesis de la vegetación y clima en la Península Ibérica durante el Neógeno. *Com. X Jornadas Paleont.*, 27-29.

Gregor, H.J. y Velitzelos, E. 1987. Evolution of Neogene mediterranean vegetation and the question of a dry Upper Miocene period

(Salinity crisis). *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **70**, 489-496.

Mai, D.H. 1989. Development and regional differentiation of the European vegetation during the Tertiary. *Plant. Systemat. and Evol.*, **162**, 79-91.

Rivas, M.R. 1991. La vegetación y el clima durante el Mioceno (Aragoniense superior-Vallesiense) en el sector suroriental de la Depresión del Duero (España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, **86** (1-4). 53-64.

Sesé, C. 1988. Distribución de los roedores (Mammalia) en España durante el Neógeno. *Paleont. i Evol.*, **22**, 55-60

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Aspectos paleobiogeográficos de los inocerámidos (Bivalvia) del Campaniense y Maastrichtiense de Alava y Navarra

Gregorio López

Departament de Geologia (Paleontologia). Facultat de Ciències. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra.

Palabras clave: inocerámidos, paleobiogeografía, Cretácico Superior, Campaniense, Maastrichtiense, Alava, Navarra, Cuenca Navarro-Cántabra

Introducción

En este trabajo se pretende poner de relieve las principales características paleobiogeográficas de los inocerámidos (Bivalvia) del Campaniense y Maastrichtiense de parte de la Cuenca Navarro-Cántabra, en concreto de afloramientos seleccionados en las provincias de Alava y Navarra (Fig. 1). A su vez, se pretende que sea la base sobre la cual realizar un estudio paleobiogeográfico de mucha mayor envergadura que, con futuros nuevos datos, permita precisar con sumo detalle las relaciones entre la abundante fauna de inocerámidos del Campaniense y Maastrichtiense del norte de la Península Ibárica con la de otras regiones.

La distribución paleobiogeográfica de los inocerámidos es una de las claves de su interés bioestratigráfico (López, 1992a). De hecho, esta amplia distribución queda reflejada en que una gran parte de las especies y subespecies de inocerámidos poseen una distribución intercontinental o son cosmopolitas, y como Kaufman (1977) indica el 75% de ellos tienen una amplia distribución, que excede a la de muchos otros macrofósiles cretácicos.

Los ejemplares procedentes de la provincia de Alava se encuentran depositados en las colecciones paleontológicas del Museo de Ciencias Naturales de Alava, y fueron recolectados tanto por miembros y colaboradores del citado museo, como por el Dr. Robert Santamaría y por el propio autor. Por su parte, los ejemplares procedentes de la provincia de Navarra se encuentran depositados principalmente en las colecciones de paleontología del Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona y fueron recolectados por el propio autor y por otros miembros de la misma universidad. De todas formas, cabe indicar que una gran parte de los ejemplares de Navarra estudiados por López, Küchler y Tröger (1992) se encuentran depositados en las colecciones de la Freie Universität de Berlin.

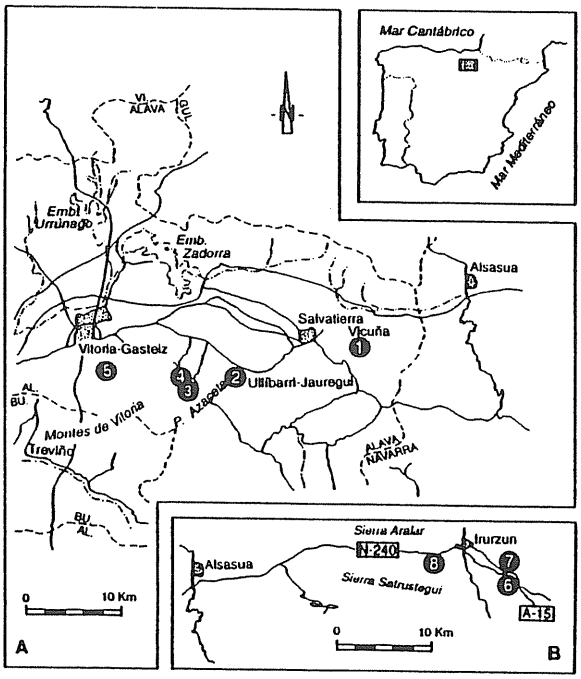


Figura 1. Situación geográfica de los yacimientos y series estudiados en este trabajo: 1) Puerto de Vicuña, 2) Ullíbarri-Jauregui I y II, 3) Balsa del Puerto de Azaceta, 4) Eguileta, 5) Gámiz, 6) Erice II y III, 7) Sarasate y 8) Ecay I.

Inocerámidos del Campaniense y Maastrichtiense de la provincia de Alava

Generalmente, la fauna de inocerámidos del Campaniense y Maastrichtiense de esta región ha aparecido asociada a ammonites, que han sido estudiados por otros autores (Santamaría y López, en prensa, y Küchler y Kutz, 1989). Ello ha permitido confirmar y, en su caso, precisar la distribución estratigráfica de los inocerámidos, con lo cual se hacia factible la realización de estudios comparativos paleobiogeográficos.

El Campaniense superior de la provincia de Alava ha proporcionado una fauna de inocerámidos abundante y diversificada (Tab. 1), mientras que en el Campaniense inferior y en el Maastrichtiense ésta es más escasa. En el Campaniense superior se han reconocido tres asociaciones de ammonites que podrían eventualmente permitir la subdivisión del mismo en tres zonas (Santamaría y López, en prensa). Con inocerámidos ésto no ha sido posible por el momento, pero puesto que se ha podido observar que varias especies de inocerámidos coexistenten en los mismos niveles que los ammonites, ello permitirá precisar la edad de varias de las especies de inocerámidos, especialmente de aquellas que sean nuevas para la ciencia. Por tanto, estos datos pueden ser la base de una futura subdivisión del Campaniense superior en base a inocerámidos, que vendría complementado por los datos de López, Küchler y Tröger (1992) sobre la Barranca.

Aspectos de la distribución paleobiogeográfica de los inocerámidos

A pesar del problema inherente a cualquier estudio paleobiogeográfico, como es el que la fauna objeto de estudio no esté igual de bien estudiada en todas las regiones, el estudio comparativo de los ejemplares de la Cuenca Navarro-Cántabra ha permitido extraer conclusiones importantes.

Los inocerámidos de esta edad no son muy abundantes en la región Surpirenaica central, y en realidad suelen concentrarse en determinados niveles. Los inocerámidos de esta región fueron estudiados previamente por Sornay (1978) y López (1986). Generalmente esta fauna ha aparecido asociada a ammonites y equínidos, que han sido estudiados por otros autores. Ello ha permitido correlacionar la distribución estratigráfica de los inocerámidos con la de los otros grupos; y, con ello, precisar la distribución estratigráfica de los inocerámidos (López, 1986).

Los inocerámidos son los macrofósiles predominantes en el Campaniense y Maastrichtiense de la provincia de Alicante, mostrando una gran diversidad de especies así como un gran número de ejemplares. Esta fauna ha aparecida asociada con otros grupos fósiles (como equínidos y ammonites), lo que ha permitido contrastar la información bioestratigráfica de estos grupos. Las principales diferencias entre la fauna de inocerámidos de Alava y la de Alicante (Gallemí *et al.*, 1995) radica en el menor número de especies y de ejemplares, y en la ausencia del género *Trochoceramus* en la primera.

La provincia del Pacífico Norte presenta una fauna de inocerámidos muy diferente de la existente en la Cuenca Navarro- Cántabra (Fig. 2). De hecho, si lo hay unos pocos elementos en común (una especie de *Platyceramus* y la subespecie *Endocostea balticus balticus* (Böhm)).

Los mares del Reino Templado Septentrional y del Tethys parecen tener muchos inocerámidos en común, pero existen notables diferencias, tanto a nivel genérico como específico. Es por ello, que de todas las especies presentes en Alava y Navarra, un gran procentaje se reconocen en áreas del Tethys y de la parte meridional del Reino Templado Septentrional (Fig. 3).

En el Campaniense de Alava y Navarra son frecuentes los géneros *Cataceramus*, *Platyceramus*, *Endocostea* y *Selenoceramus*, dos de ellos (*Platyceramus* y *Endocostea*) de

amplio rango (Santoniense a Maastrichtiense), aunque en el Maastrichtiense su distribución paleobiogeográfica es más restringida y su número de especies es más limitado. Contrariamente, los géneros *Cordiceramus* y *Trochoceramus* apenas tiene representantes.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ca. bungutaensis (Dobrov y Pavlova)									C
Ca. cf. *buguntaensis* (Dobrov y Pavlova)								C	C
Ca. dariensis (Dobrov y Pavlova)									C
Ca. inordinatus (Heinz)									C
Ca. sarumensis (Woods)									C
Ca. sagensis (Owen)			C						
Ca. sagensis nebrascensis (Meek)								C	
Ca. aff. *sagensis* (Owen)		C							
Ca. n. sp. aff. *buguntaensis* (Dobrov y Pavlova)									C
Ca. aff. *ovatus* (Dobrov y Pavlova)									C
Ca. sp. nov. 1								C	C
Ca. sp. nov. 2									C
Ca. sp. nov. 3									C
Ca. sp. nov. 4						C			
Co. sp. nov.									C
En. bakalovi (Jolkicev)			C						
En. aff. *bakalovi* (Jolkicev)		C							
En. balticus balticus (Böhm)									C
En. balticus marcki (Giers)						C			
En. balticus haldemensis (Giers)	C	C	C					C	
En. balticus susb. indet.			C						
En. cymba (Böhm)									C
En. aff. *cymba* (Böhm)				C					
En. barabini (Morton)									C
En. goldfussi (d'Orbigny)		C							
En. impressus (d'Orbigny)		C	C						C
En. cf. *impressus* (d'Orbigny)									C
En. aff. *impressus* (d'Orbigny)							M		C
En. sp. aff. *impressus* (d'Orbigny)	C								
En. pterioides pterioides (Giers)									C
En. cf. *pterioides* (Giers)								C	
En. aff. *regularis* (d'Orbigny)									C
Pl. adjakendsis Aliev								C	
Pl. n. sp. aff. *adjakendsis* Aliev									C
Pl. aff. *alaeformis* (Zekeli)		C-M							
Pl. gandjaensis (Aliev)		C							
Pl. adversus (Riedel)									C
Pl. salisburgensis (Fugger y Kastner)									C
Pl. cf. *salisburgensis* (Fugger y Kastner)				C					C
Se. decipiens (Zittel)								C	C
Se. selenae (Seitz)					C				
Se. n. sp. 1 aff. *selenae* (Seitz)									C
Se. n. sp. 2 aff. *decipiens* (Zittel)				C					C
Se. cf. n. sp. 2 aff. *decipiens* (Zittel)								C	
Se. n. sp. 3 aff. *inflexus* (Beyenburg)								C	C
Se. cf. n. sp. 3 aff. *inflexus* (Beyenburg)					C				
Tr. ? sp.	C								
I. heberti Fallot	C								

Tabla 1. Listado de las especies de inocerámidos del Campaniense (C) y Maastrichtiense (M) reconocidas en las provincias de Alava y Navarra. Indicándose su edad y las localidades en que han sido recolectadas: 1) Ecay I, 2) Erice II, 3) Erice III, 4) Balsa del Puerto de Azaceta, 5) Eguileta, 6) Gámiz, 7) Puerto de Vicuña, 8) Ullíbarri-Jauregui I y 9) Ullíbarri-Jauregui II.

El género *Platyceramus* tiene su primera aparición en el Coniaciense y se extiende hasta el Maastrichtiense y presenta una distribución prácticamente cosmopolita, pero principalmente en depósitos del Tethys. Aparentemente, *Endocostea* aparece desde el Santoniense terminal, tanto de América del Norte como de Europa y Africa, su distribución durante el Maastrichtiense parece ser menos amplia que durante el Campaniense, pero ello puede ser debido a que se conocen menos depósitos del Maastrichtiense.

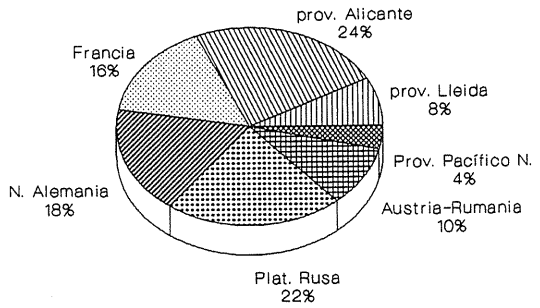


Figura 2. Porcentaje de las especies de inocerámidos de Alava y Navarra presentes en otras regiones.

El género *Trochoceramus* probablemente apareció en el Campaniense medio o superior, su distribución es interesante, ya que es bastante común en el Tethys Euro-Africano-Suramericano (Dhondt, 1992), siendo muy abundante en la provincia de Alicante, mientras que la mayor parte de las citas en mares templados se localizan en el borde meridional de dichos mares (Provincia Templada Cálida del Reino Templado Septentrional). Hasta la fecha no ha sido citado en América del Norte, pero Etayo-Serna (1985) reconoció su presencia en Colombia. Por lo que Dhondt (1983) lo asoció a la abertura del Atlántico. Es por ello, que su práctica ausencia en la Cuenca Navarro-Cántabra (si lo se ha reconocido un ejemplar incompleto y de dudosa atribución) puede deberse a efectos paleobiogeográficos locales.

En cualquier caso, este modelo de distribución parece distinto del de los géneros *Spyridoceramus* y *Tenuipteria* que originariamente existieron en ambos márgenes del mismo Oceano Atlántico. Aunque ninguno de ellos ha sido reconocido en Alava o Navarra, al igual que en muchas regiones del Tethys.

Las especies de *Sphenoceramus* son frecuentes en el Santoniense y Campaniense del Reino Templado Septentrional, pero solo raramente ha sido encontrado en el Tethys o en regiones Templadas limítrofes con el Tethys (Charentes, SW Francia). Lo cual viene confirmado por su total ausencia en la Cuenca Navarro-Cántabra (López, 1992b, López, Lamolda y Martínez, 1992).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Museo de Ciencias Naturales de Alava. El autor agradece la colaboración, tanto en los trabajos de campo como en el laboratorio de Jesús Alonso y de Carmelo Corral. Así como al Dr. Robert Santamaría por sus consejos y su colaboración en las campañas de campo.

Bibliografía

Dhondt, A.V. 1992. Cretaceous inoceramid biogeography: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **92**, 217-232.

Etayo-Serna, F. 1985. *Trochoceramus* del Campaniano-Maastrichtiano en la Formación Espinal de la Cordillera Occidental de Colombia. *Geol. Norandina,* **9**, 27-30.

Gallemí, J., López, G., Martínez, R., Muñoz, J. y Pons, J.M. 1995. Distribution of some Campanian and Maastrichtian macrofaunas from southeast Spain. *Cret. Res.*, **16**, 257-271.

Kauffman, E.G. 1977. Systematic, biostratigraphic and biogeographic relationships betwen middle Cretaceous Euramerican and North Pacific Inoceramidae. *Palaeontological Society of Japan, Special Papers* (Hokkaido Symposium 1976), **21**, 29-97.

Küchler, T. y Kutz, A., 1989. Bioestratigraphie des Campan bis Unter-Maastrich der E-Barranca und des Urdiroz/Imiscoz-Gebietes (Navarra, N-Spanien). In: *Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd international Cretaceous Symposium, Túbingen 1987* (Ed. J. Wiedmann). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 161-190.

López, G. 1986. Inocerámidos del Cretácico superior de los alrededores de St. Corneli (prov. Lleida). *Pub. Geol. Univ. Aut. Barcelona,* **22**, 1-121.

López, G. 1992a. Paleontología y Bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) del Cretácico superior de la Cuenca Navarro-Cántabra y de la Plataforma Norcastellana. Parte I: Situación geológica de las series realizadas y estudio sistemático de los subgéneros *Inoceramus* Sowerby y *Cremnoceramus* Cox. *Bol. Geol. Min.,* **103** (2), 210-252.

López, G. 1992b. Paleontología y Bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) del Cretácico superior de la Cuenca Navarro-Cántabra y de la Plataforma Norcastellana. Parte IV: Estudio sistemático del subgénero *Cordiceramus* Seitz y bioestratigrafía. *Bol. Geol. Min.,* **103** (5), 837-892.

López, G., Küchler, T. y Tröger, K.A. 1992. Upper Campanian inoceramids from selected sections of La Barranca (northern Spain). *4th International Cretaceous Symposium. Abstracts of Lectures, Hamburgo*, 3 pp.

López, G., Martínez, R. y Lamolda, M.A. 1992. Biogeographic relationships of the Coniacian and Santonian inoceramid bivalves of northern Spain. *Palaeogeog., Palaeocli., Palaeoec.*, **92**, 249-261.

Santamaría, R. y López, G. (en prensa). Aspectos bioestratigráficos de los ammonites e inocerámidos (Bivalvia) del Albiense superior al Maastrichtiense de la provincia de Alava. *Rev. Esp. Paleontología.*

Sornay, J. 1978. Étude Paléontologique. In: Faunes d'Inocérames du Campanien et du Maestrichtien des Pyrenees (J. Sornay y M. Bilotte). *Ann. Pal. (Inv.)*, **64** (1), 27-45, 4 figs.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Los mamíferos del Paleoceno de la cuenca de Tremp (Pirineo Central, Lleida)

Nieves Lopez-Martinez[1], Mª Angeles Alvarez-Sierra[1], Remmert Daams[1], Pablo Pelaez-Campomanes[2] y Paloma Sevilla[1]

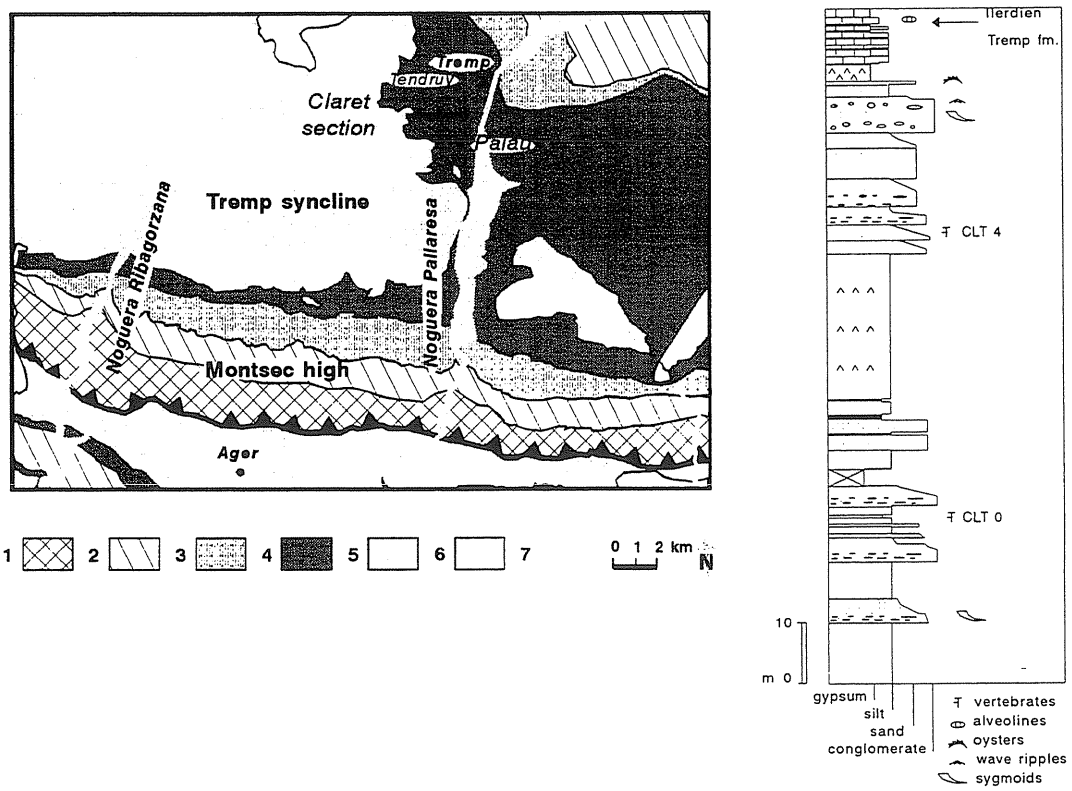
1 Dep. Paleontología, Fac.C.Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.
2 Institut von Aardwetenschappen, Rijksuniversiteit Utrecht, Budapestlaan, Utrecht, Nederland.

Diversas secciones de la formación Tremp (Maastrichtiense-Paleoceno, Unidad Surpirenaica Central, Lleida) han sido muestreadas para la búsqueda de microvertebrados con el objeto de conocer la sucesión de las faunas del tránsito Mesozoico-Cenozoico, y proporcionar elementos de datación de los potentes depósitos continentales regionalmente denominados "Garumniense" y generalmente pobres en restos fósiles. El trabajo que presentamos aquí recoge los resultados preliminares del muestreo de micromamíferos en la parte superior de la formación Tremp, correspondiente al Paleoceno. Tres años de prospección y estudio han sido realizados por un equipo formado por paleontólogos y geólogos de diversas instituciones de Madrid, Salamanca, Lleida y varios centros extranjeros en el marco del proyecto PB91-0353 "El tránsito Cretácico-Terciario en la cuenca de Tremp-Graus..." subvencionado por la DGICYT. Los dientes aislados de micromamíferos han sido obtenidos tras el lavado-tamizado de unas 20 Tm de sedimento, junto con otros restos de vertebrados (huesos de lacértidos, cocodrilos, cáscaras de huevos de grandes aves) y otros fósiles (carofitas, gasterópodos, colonias de *Microcodium*). Aunque los restos son muy fragmentarios y su estudio aún preliminar, la escasez de faunas del Paleoceno en Europa (apenas se conocen 6 yacimientos) hace especialmente relevantes los yacimientos de la formación Tremp, las primeras asociaciones de mamíferos que se registran en el Paleoceno de la Península Ibérica.

Su situación en continuidad estratigráfica bajo el estratotipo del Ilerdiense es asímismo favorable para establecer una correlación directa con la cronoestratigrafía marina. Algunos yacimientos se encuentran en superposición estratigráfica; los más importantes de ellos son Claret 0 y Claret 4 situados a unos 50 m en la misma sección, bajo el corte-tipo del Ilerdiense (ver figs. 1 y 2). Claret 4 se encuentra a 36 m bajo el primer nivel ilerdiense de la caliza con *Alveolina cucumiformis.* Otros dos yacimientos (Palau y Tendruy) están próximos a la sección de Claret y en correlación estratigráfica con Claret 4. Según el estudio estratigráfico secuencial de Krauss (1990), Claret 0 se sitúa cerca de la base de la Secuencia Deposicional IV.Los otros tres yacimientos se encuentran por encima del límite de secuencia, en un tramo detrítico grano- y estrato-creciente que esta autora considera parte de la Secuencia Deposicional de Fígols (de Fonnesu, 1984) que incluye el Ilerdiense marino. La influencia marina en esta parte de la formación Tremp es muy evidente, como lo demuestran las estructuras sedimentarias (*tidal bundles*, ripples de oscilación) y los fósiles (foraminíferos, ostréidos, etc., fig.2). Estos son los taxones provisionalmente identificados en los cuatro yacimientos:

CLARET 0; 8 fragmentos de dientes pertenecientes a tres o cuatro taxones (un multituberculado? dos insectívoros Nyctiteridae?, un condilartro?).

CLARET 4; unos 80 restos de dientes, la mayoría fragmentarios y con signos de fuerte



Figuras 1 y 2. Mapa de situación y columna estratigráfica de la sección de Claret. 1-2 Cretácico sup. marino y más antiguo. 3, Arenisca de Arén. 4, Formación Tremp. 5, Ilerdiense. 6. Eoceno sup.-Oligoceno. 7, valles fluviales.

corrosión. Entre los 30 elementos más significativos se distinguen al menos nueve taxones, identificados provisionalmente como: *cf. Adapisorex* sp., Nyctitheriidae, cf. Pantolestidae, ?Apatemyidae, ?Chiroptera, *Paschatherium cf. dolloi*, Arctocyonidae?, Condy-larthra indet., Eutheria indet.

TENDRUY; 9 fragmentos de dientes, al menos tres taxones: cf. *Leptacodon* sp., *Paschatherium* sp., Condylarthra indet.

PALAU; 4 fragmentos de dientes, tres taxones: un multituberculado, un euterio indeterminado (Dermoptera?) y un condilartro.

En base a estos datos preliminares extraemos algunos resultados tentativos. La diversidad es relativamente alta; la proporción del número de taxones respecto al número de restos es elevada. En Claret 4 el taxón *Paschatherium cf. dolloi* (Teilhard de Chardin, 1927) es relativamente abundante, lo que ha permitido aproximarnos a su identificación específica. Nuestra población se asemeja a la de la localidad belga de Dormaal (localidad tipo de la unidad de mamíferos MP7, ver Schmidt-Kittler, 1987), aunque *P. marianae* Estravis y Russell, 1992 o *P. plaziati* Marandat, 1989 de las localidades coetáneas de Silveirinha (Portugal) y Fordones (Corbières, sur de Francia) son asímismo muy próximas. De esta última población difiere por la ausencia de postmetacrista, y de ambas por la talla algo mayor. La composición del conjunto (multituberculados, condilartros, "insectívoros" primitivos) es más propia de la unidad de mamíferos MP6 (Cernay), anterior a MP7. Faltan muchos taxones marcadores de la unidad MP7, como roedores, primates genuinos, artiodáctilos y perisodáctilos, aunque la muestra no permite considerar su ausencia significativa. Aunque todavía dudosa, la presencia de quirópteros, taxón cuya primera aparición se registra en la unidad MP7, junto con la de *Paschatherium cf. dolloi,* son dos argumentos

que apoyarían la inclusión de Claret 4 en la unidad MP7, a falta de una biocronología más fina que incluyese una unidad intermedia entre MP6 y MP7.

La situación de las localidades de Claret, Tendruy y Palau con respecto al corte-tipo del Ilerdiense marino permite establecer algunos criterios de correlación marino-continental. El estratotipo del Ilerdiense ha sido recientemente revisado por Molina *et al.*, 1992, permitiendo la integración de diversas escalas bioestratigráficas (nannoplancton, foraminíferos bentónicos y planctónicos, dinoflagelados) y del paleomagnetismo. Según estos autores, el Ilerdiense comienza en la parte media de las zonas NP9 de nannoplancton y *"W". hyperacantha* de dinoflagelados, y en la base del Chron C 24.1R. Ello supone, siguiendo a dichos autores, que el Ilerdiense inferior representa un lapso de tiempo entre el final del Thanetiense (Paleoceno) y el inicio del Ypresiense (Eoceno inferior) que no está representado en ningún piso europeo clásico. Este lapso puede ser asignado tanto al Paleoceno como al Eoceno inferior, lo que es fuente de confusión. Knox (1990) p.ej. lo asigna al Paleoceno, comenzando el Eoceno en la base del Ypresiense (base zona NP10 de nannoplancton).

En series continentales se asigna la unidad MP6 al Paleoceno (Cernay se correlaciona con la zona NP9 de nannoplancton) y la unidad MP7 al Eoceno inferior (Esparnaciense de la cuenca de París). Sin embargo, siguiendo a Knox (*op.cit.*), Hooker (1991) correlaciona el límite Paleoceno-Eoceno con el límite entre las unidades MP7 y MP8, o con esta última unidad. Las faunas de Tremp confirmarían que asociaciones de mamíferos que pueden ser incluídas en la unidad MP7 pertenecen al Paleoceno.

En la sección de Campo, situada a unos 47 km en linea recta hacia el NW, Tambareau *et al.*, 1992 señalan la presencia de un resto de mamífero (*cf. Paschatherium* sp.) a unos 87 m bajo el paraestratotipo del Ilerdiense inferior, entre dos niveles marinos atribuídos al Thanetiense (el infrayacente con *Gl. primaeva* y el suprayacente con *Gl. laevis*). El fragmento de diente figurado por dichos autores es enteramente semejante en talla y morfología a *Paschatherium cf. dolloi* registrado en Claret 4, por lo que el nivel de Campo puede relacionarse con las faunas de la secuencia de Fígols de la cuenca de Tremp.

En conclusión, el Paleoceno de la Formación Tremp ha proporcionado restos de mamíferos en 4 localidades, asignados a unos 17 taxones, proporcionando una información preliminar de la composición de las faunas de este período, hasta ahora desconocidas en la Península Ibérica, y de su situación cronoestratigráfica; tres de dichas localidades están situadas en la base de la misma secuencia deposicional que implicó la transgresión ilerdiense.

Referencias

Estravis, C. y Russell, D.E. 1992. *Paschatherium marianae*, un nouveau Condylarthra de Sylveirinha, Eocène inférieur du Portugal. *Bull. Mus. nat. Hist. Nat.*, Paris, 4ª ser. **14** (2), 185-203

Fonnesu, F. 1984. *Estratigrafía y análisis de facies de la secuencia de Fígols entre el río Noguera Pallaresa e Isclés (Prov. de Lérida y Huesca)*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona, 317 pp.

Hooker, J.J. 1991. The sequence of mammals in the Thanetian and Ypresian of the London and belgian basins. Location of the Paleocene-Eocene boundary. *Newsl. Stratigr.*, **25** (2), 75-90.

Knox, R.W.O'B. 1990. Thanetian and Early Ypresian chronoestratigraphyin southeast England. *Tertiary Res.*, **11**, 57-64.

Krauss, S. 1990. Stratigraphy and facies of the "Garumnian" -Late Cretaceous to Early Paleogene - in the Tremp region, Central Southern Pyrenees. *Tübingen Geowiss.Arb.*, A, **11**, 1-152.

Marandat, B. 1989. Mammifères nouveaux de l'Ilerdien des Corbières et du Minervois (Bas-Languedoc, France). *Paleovertebrata,* Montpellier, **19** (3), 161-167.

Molina, E., Canudo, J.I., Guernet, C., McDougall, K., Ortiz, N., Pascual, J.O., Pares, J.M., Samso, J.M., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. 1992. The stratotypic Ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene /Eocene boundary. *Rev. de Micropaléontologie*

Russell, D.E. 1964. *Les Mammifères paléocènes d'Europe.* Thèse, Ed. du Muséum, Paris, Sciences de la Terre, **13:** 324 pp.

Schmidt-Kittler, N. (Ed.) 1987. International Symposyum on mammalian biostratigraphy and paleoecology of the European Paleogene. *Münchner geowiss. Abh.*, A, **10**, 1-312.

Tambareau, Y., Russell, D.E., Sigogneau-Russell, D. y Villatte, J. 1992. DéCouverte de restes de vertebrés dans le Paléocène de Campo (Pyrénées aragonaises). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **128**, 73-76.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Nota preliminar acerca de los hyolítidos y orthotécidos (Hyolitha) del Ordovícico medio español

Ladislav Marek[1] y Juan Carlos Gutiérrez Marco[2]

1 Instituto Geológico de la Academia checa de Ciencias. Fallecido durante la realización de este trabajo.
2 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

Palabras clave: Hyolitha, Ordovícico, Macizo Hespérico, Paleobiogeografía, España

La clase Hyolitha está representada en España por escasos taxones, que constituyen fósiles infrecuentes en numerosos yacimientos del Paleozoico Inferior del Macizo Hespérico y el basamento de las Cadenas Alpinas.

El conocimiento previo del grupo en el Ordovícico ibérico se limitaba a dos especies, descritas en la Zona Centroibérica en el siglo pasado (*Theca beirensis* y *Theca triangularis*), y a varias identificaciones en nomenclatura abierta referidas a tres géneros (*Elegantilites*, *Gompholites* y *Cavernolites*) y publicadas en los últimos veinte años.

En este trabajo presentamos los resultados provisionales de un estudio monográfico del grupo en los materiales del Oretaniense y Dobrotiviense (aprox. Abeiriddiense a Aureluciense inferior en términos cronoestratigráficos británicos), a partir del examen de una veintena de yacimientos con restos determinables. El material estudiado consiste principalmente en conchas, por lo general incompletas y conservadas como moldes, a las que se añaden varias decenas de opérculos y algunos helens aislados; la presencia de conchas asociadas a opérculos, o incluso ejemplares articulados, es siempre muy rara.

Desde los puntos de vista taxonómico y biogeográfico, ha sido posible diferenciar dos asociaciones diferentes de hyolíthidos: por un lado, la Zona de Ossa Morena comprende registros más diversos y con fuertes afinidades bohémicas; por otra parte, las "Capas con Tristani" centroibéricas o sus equivalentes en el resto del Macizo Hespérico, de composición más monótona y sin especies en común con la anterior.

Los hyolíthidos centroibéricos están representados abundantemente por sendas especies de los géneros *Elegantilites*, *Recilites* y *Gompholites*, el primero de los cuales aparece en el Oretaniense y continúa su registro en el Dobrotiviense, donde coexiste en muchos yacimientos con el tercer género citado. Ya en la Zona de Ossa Morena, los hyolíthidos oretanienses encontrados en el norte de Sevilla alcazan una diversidad taxonómica apreciable, con presencia en una misma localidad de los géneros *Cavernolites, Pauxillites, Leolites, Frocilites* y *Andalucilites*.

Entre los orthotécidos, se presenta el hallazgo de *Bactrotheca* en dos localidades de la Zona Centroibérica, tratándose del primer registro del género fuera de Bohemia y el primero de este enigmático orden en el Ordovícico peninsular.

Las asociaciones estudiadas añaden nuevos datos paleobiogeográficos de detalle al conocimiento de estos moluscos en el suroeste de Europa, que son aplicables a un dominio más amplio en el seno del Ordovícico perigondwánico. Aparte del descubrimiento de diversos taxones nuevos, se presentan tambien las formas más antiguas de los géneros *Leolites* y *Recilites,* conocidos hasta ahora únicamente en el Beroun de Bohemia y el Anti-Atlas marroquí.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Pistas fósiles intergradacionales en el Mioceno superior del sector suroccidental de la cuenca del Guadalquivir

Muñiz, F., Mayoral, E. y Martín, M.

Depto. de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. 21819 Palos de la Frontera. Huelva.

Palabras clave: Estructuras etológicas intergradacionales, Paleoetología, Mioceno superior, Cuenca del Guadalquivir, Huelva

Introducción

El comportamiento de un organismo está influenciado tanto por factores intrínsecos principalmente su tamaño y morfología, como extrínsecos, relacionados con las características del medio en que se desenvuelve (naturaleza y estabilidad del sustrato, energía, etc). En el registro fósil estas variables son difíciles de evaluar, máxime cuando diferentes organismos pueden producir estructuras similares que respondan a comportamientos parecidos (Ekdale *et al.,* 1984). Gran parte de estas estructuras etológicas, pueden llegar a presentarse en íntima conexión, reflejando el desarrollo de un comportamiento complejo en respuesta a una o a todas de las variables antes mencionadas. La diferenciación icnotaxonómica y las causas de comportamiento que se infieren de las formas intergradacionales se pueden obtener a partir de las icnotaxobases propuestas por Bromley (1990) y Magwood (1992), entre las que se encuentran la cohesividad del sustrato, el revestimiento y ornamentación de las paredes y la presencia de un *spreite* bien desarrollado. En este sentido, la presente comunicación da a conocer de forma sintética las observaciones efectuadas en varios sistemas compuestos de madrigueras formados por diferentes estructuras etológicas halladas en conexión y plantea las hipótesis más factibles desde el punto de vista etológico, para su construcción.

Situación geográfica y geológica

La zona de estudio se localiza al SO de la provincia de Huelva entre la localidad de Lepe, la playa de La Antilla y el puerto de El Terrón (Fig.1A). En este área (sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir) se encuentran representados una serie de materiales de edad Mioceno superior (Tortoniense sup.-Messiniense) de potencia variable entre 8 y 27 m, que se hallan en discordantes sobre el sustrato Paleozoico (Carbonífero inf.), y sobre los que se apoyan a su vez tambien en discordancia erosiva, materiales de edad Cuaternario (Fig. 1B).

Los ejemplares estudiados se han obtenido del conjunto de limos arenosos blancos (Fig.1B, Tramo 3). Su potencia es de 16 m y presenta como características principales el desarrollo de costrificaciones ferruginosas relacionadas con antiguas superficies diastémicas de carácter lumaquélico; y la presencia de numerosos y ricos horizontes con bioturbación y bioerosión.

Estructuras etológicas Intergradacionales

El desarrollo de las diferentes estructuras intergradacionales ha dado lugar a cuatro sistemas complejos, cuyas características se resumen en las Tablas I a IV.

SISTEMA *Thalassinoides-Gyrolithes-Ophiomorpha* (Tabla I)

Los icnotaxones que caracterizan este sistema responden a un comportamiento dominante de tipo **Fodinichnia** donde el organismo explora áreas relativamente extensas en la horizontal (*Thalassinoides*) o beneficia el máximo de sedimento en la vertical (*Gyrolithes*).

Algunos de ellos permiten un uso "alternativo" como es la posibilidad de cultivar alimento en el interior de la galería: **Agrichnia** en *Gyrolithes* o buscar morada más o menos permanente: **Domichnia** en *Ophiomorpha*. Estas interpretaciones mixtas se deben a la existencia de pelets bien desarrollados en el revestimiento de las paredes, lo que implica una intención manifiesta de estabilizar al menos temporalmente la madriguera. La presencia de estrías en dichos revestimientos está relacionada con la morfología de los productores (crustáceos decápodos) y con la consistencia del sustrato excavado.

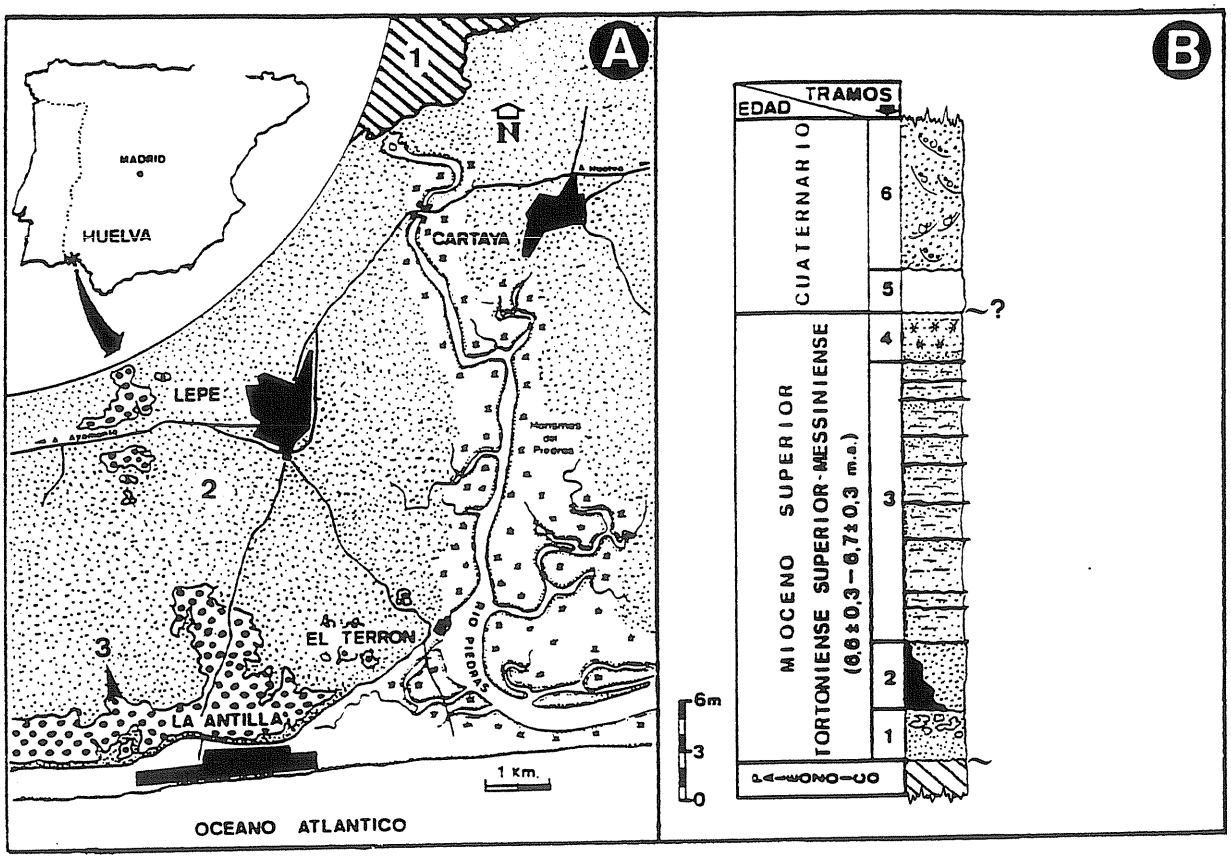


Figura 1A.- Situación geográfica y geológica de la zona de estudio, 1. Paleozoico, 2. Mioceno sup., 3. Cuaternário. 1B.- Columna litoestratigráfica para el Mioceno superior del área estudiada: 1.- Arenas, 2.- Arenas y Arcillas, 3.- Limos, 4.- Arenas glauconíticas, 5.- Arenas caoliníticas, 6.- Conglomerados y Arenas.

SISTEMA *Thalassinoides-Teichichnus-Phycodes* (Tabla II)

Está dominado por un comportamiento que responde a una busqueda de alimento (**Fodinichnia**). A partir de un punto determinado, el organismo inicia la explotación del sedimento mediante un movimiento de zig zag en la vertical (*Teichichnus*) que alcanza su máxima expresión cuando se separan las nuevas galerías para abarcar una amplia zona en abanico (*Phycodes*). La presencia de estrías en las paredes de *Phycodes* aboga porque el organismo constructor sea un artropodo semejante al productor de *Thalassinoides*. La ausencia de nódulos y/o estructuras de refuerzo descarta otro tipo de conductas e infiere la existencia de un sustrato bien consolidado.

SISTEMA *Ophiomorpha-Teichichnus-Phycodes* (Tabla III)

Sistema semejante al anterior. El hecho de que los nódulos aparezcan de forma constante en todas las estructuras es un reflejo de un comportamiento secundario guiado por la busqueda de morada o refugio y de la existencia de un sustrato quizas menos

consolidado, que se refleja también en un menor registro de estrías. La ausencia de un "barrido lateral" (movimiento recto en la vertical para *Teichichnus* y *Phycodes*) en el sedimento podría indicar un comportamiento de **Fodinichnia** menos arraigado, en favor del de **Domichnia**.

SISTEMA Spongeliomorpha-Teichichnus-Phycodes (Tabla IV)

Este sistema responde también a un comportamiento general muy parecido al anterior, si bien el registro morfológico de las estructuras etológicas es diferente. La existencia contínua de estrías en todas las zonas exteriores de las paredes sugiere una intensa y posiblemente rápida actividad excavadora con fines claramente alimenticios en un sustrato bastante coherente. La zona basal y lateral de todo el sistema de madrigueras, presenta nódulos irregularmente repartidos, lo que apoyaría un comportamiento secundario con fines de morada, al menos temporalmente.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por la ayuda de la Junta de Andalucía al Grupo de investigación nº 4079.

Bibliografía

Bromley, R.G. 1990. *Trace Fossils. Biology and Taphonomy.* Special topics in Paleontology. Unwin Hyman. London, 1-280.

Magwood, J.P.A. 1992. Ichnotaxonomy: a Burrow by Any Other Name...?. In: Trace Fossils (Eds. C.G. Maples y R.R. West). *Short Courses in Paleontology*, **5**, 15-33.

TABLA I

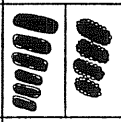
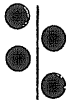
ICNOGÉNEROS ⇩	THALASSINOIDES	GYROLITHES	OPHIOMORPHA		
SUPERIOR		R	I	D	NÓDULOS
		Ov C	Ov C	M	
LATERAL					ESTRÍAS
		R	I - R	D	NÓDULOS
		Ov C	Ov C	M	
BASAL					ESTRÍAS
		R	I - R	D	NÓDULOS
		Ov C	Ov C	M	
SECCIÓN TRANSVERSAL DE LA ESTRUCTURA					
CLASIFICACIÓN ETOLÓGICA	FODINICHNIA	FODINICHNIA AGRICHNIA	FODINICHNIA DOMICHNIA		

TABLA II

ICNOGÉNEROS ⇩	THALASSINOIDES	TEICHICHNUS	PHYCODES		
SUPERIOR					ESTRÍAS
LATERAL					ESTRÍAS
BASAL					ESTRÍAS
SPREITE				T	SPREITE
				L	
SECCIÓN TRANSVERSAL DE LA ESTRUCTURA					
CLASIFICACIÓN ETOLÓGICA	FODINICHNIA	FODINICHNIA	FODINICHNIA		

LEYENDA

ESTRÍAS

RELACIÓN ANGULAR ESTRÍAS/EJE DE LA GALERÍA

- 90° — PERPENDICULARES
- ≥45°
- <45°
- 0° — PARALELAS

NÓDULOS

- (D) DISTRIBUCIÓN: I IRREGULAR; R REGULAR
- (M) MORFOLOGÍA: Ov OVOIDALES; C CIRCULARES

SPREITE

- SECCIÓN (T) TRANSVERSAL: HACIA ARRIBA; HACIA ABAJO; EN ZIG-ZAG
- SECCIÓN (L) LONGITUDINAL: ANGULAR; RECTO

TABLA III

ICNOGÉNEROS	OPHIOMORPHA	TEICHICHNUS	PHYCODES		
SUPERIOR	I - R			D	NÓDULOS
	Ov C			M	
LATERAL					ESTRÍAS
	I - R	I - R	I	D	NÓDULOS
	Ov C	Ov C	Ov C	M	
BASAL	I - R	I - R	I - R	D	NÓDULOS
	Ov C	Ov C	Ov C	M	
SPREITE				T	SPREITE
				L	
SECCIÓN TRANSVERSAL DE LA ESTRUCTURA					
CLASIFICACIÓN ETOLÓGICA	DOMICHNIA FODINICHNIA	FODINICHNIA DOMICHNIA	FODINICHNIA DOMICHNIA		

TABLA IV

ICNOGÉNEROS ⇩	SPONGELIOMORPHA		TEICHICHNUS		PHYCODES		
SUPERIOR							ESTRÍAS
							ESTRÍAS
LATERAL				R	I	D	NÓDULOS
				C	Ov C	M	
BASAL							ESTRÍAS
					I	D	NÓDULOS
					Ov C	M	
SPREITE						T	SPREITE
						L	
SECCIÓN TRANSVERSAL DE LA ESTRUCTURA							
CLASIFICACIÓN ETOLÓGICA	FODINICHNIA DOMICHNIA		FODINICHNIA DOMICHNIA		FODINICHNIA DOMICHNIA		

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Nuevos taxones de quelonios en el Cretácico Superior de Laño (Norte de la Península Ibérica)

X. Murelaga[1], F. de Lapparent de Broin[2], X. Pereda-Suberbiola[1] y H. Astibia[1]

1 Euskal Herriko Unibertsitatea, Zientzi Fakultatea, Paleontologia-laborategia, Pk. 644, 48080 Bilbao.
2 Muséum national d'Histoire naturelle, Institut de Paléontologie, 8, rue de Buffon, 75005 París.

Palabras clave: Cretácico Superior, Quelonios, Cuenca Vasco-Cantábrica, Laño

Introducción

El yacimiento de Laño se ubica en una cantera de arenas actualmente no explotada, entre las poblaciones de Albaina y Laño (Condado de Treviño), a unos 20 kilómetros al Sur de Vitoria (Alava). Este yacimiento se descubrió en 1984 y se llevan realizando excavaciones desde el año 1987. La riqueza faunística de esta localidad es tal que ha llegado a ser uno de los yacimientos de vertebrados fósiles finicretácicos más importantes de Europa. La asociación fósil de Laño contiene restos de peces, anfibios, tortugas, lagartos, ofidios, cocodrilos, pterosaurios, dinosaurios y mamíferos (Astibia *et al.*, 1990 y Pereda-Suberbiola *et al.*, 1993) Junto a los cocodrilos las tortugas son el taxón más abundante, resultando ser muy interesantes para mejorar el conocimiento de este grupo en el Cretácico Superior del Sur de Europa.

Marco geológico

La cantera en la que se localiza el yacimiento forma parte del flanco Sur del Sinclinorio de Miranda-Treviño, parte central del surco Navarro-Cántabro (Cuenca Vasco-Cantábrica). Su edad más probable es Campaniense superior.

Sistemática

Los quelonios fósiles de Laño son todos de agua dulce. Podemos diferenciar tres taxones.

1- El taxón de mayor talla es un Cryptodira primitivo por la presencia de mesoplastrones y se caracteriza por presentar una ornamentación vermiculada. Este taxón se puede atribuir a "*Apholidemys*" aff. *gaudryi* (Matheron, 1869).

2- Los otros dos taxones pertenecen al infraorden Pleurodira y se diferencian entre ellos por una serie de rasgos como la ornamentación, la posición de los escudos córneos, situación de las suturas de la cintura en el plastrón, presencia o ausencia de mesoplastrones y en el tamaño. El taxón más pequeño es un nuevo Pleurodira. El otro lo atribuimos a *Elochelys* aff. *perfecta*.

Estos tres taxones serán definidos con nuevos nombres de géneros y especies en: F. de Lapparent de Broin y X. Murelaga (en prensa).

En cuanto a sus relaciones filogenéticas, para *Elochelys* se conoce bien el origen de la familia que cuenta con miembros tanto de agua dulce como litorales. Para los otros dos taxones se está estudiando su posible origen geográfico y sus relaciones filéticas (F. de Lapparent de Broin y X. Murelaga, en prep.).

Agradecimientos

A J. Echave, propietario de la cantera de Laño y a la Excma. Diputación Foral de Alava por las subvenciones concedidas para la excavación del yacimiento.

Referencias bibliográficas

Astibia H., Buffeteaut E., Buscalioni, A.D., Cappeta, H., Corral, L C., García-Garmilla, F., Jaeger, J.J., Jiménez-Fuentes, E., Le

Loeuf, J., Orue-Etxebarria, X., Pereda-Suberbiola, J., Powell, J.E., Rage, J.C., Rodríguez-Lázaro, J., Sanz, J.L. y Tong, H., 1990. The fossil vertebrates from Laño (Basque Country, Spain) New evidence on the composition and affinites of the late Cretaceous continental faunas of Europe. *Terranova,* **2**, 460-466.

Lapparent de Broin, F. de y Murelaga, X. (en prensa). Nouveaux taxons de Chéloniens dans le Crétacé supérieur de Laño, Nord de la péninsule Ibérique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences.*

Lapparent de Broin, F. de y Murelaga, X. (en prep.). - 9. Chelonia. In: *Geology and Paleontology of the late Cretaceous bearing beds of Laño (Basque-Cantabric basin, Iberian Peninsula)* (Eds. H. Astibia, X. Murelaga, X. Orue-Etxebarria & X. Pereda-Suberbiola), Universidad del País Vasco, Bilbao.

Pereda-Suberbiola, X., Buffteaut, E. y Astibia, H., 1993. Laño, le plus riche gisement européen de vertébrés du Crétacé supérieur. *Pour la Science*, **188**, 22.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Estudio sedimentológico y paleontológico de un afloramiento de materiales pliocénicos en Estepona (Málaga)

P. Palmqvist, A. Guerra-Merchán, M. C. Lozano Francisco, J. L. Vera Peláez y A. Triviño Rodríguez

Departamento de Ecología y Geología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, 29071-Málaga.

Palabras clave: Bivalvos, Gasterópodos, Plioceno, Estepona

Introducción y antecedentes

Los sedimentos del Plioceno marino de la región comprendida entre San Pedro de Alcántara y Estepona, en la parte occidental de la provincia de Málaga, afloran en una franja relativamente continua a lo largo de la costa del mar de Alborán, interrumpidos únicamente por los depósitos fluviales cuaternarios discordantes. En líneas generales, constituyen una secuencia estrato y granodecreciente, en la que se reconocen tres conjuntos de materiales. El inferior, constituido por conglomerados rojos, es de origen aluvial. El intermedio está representado, mayoritariamente, por facies conglomeráticas originadas por *debris flow* y flujos canalizados, entre las que se intercalan niveles esporádicos de arenas masivas, con cantos o con estratificación cruzada. Este conjunto experimenta, lateral y verticalmente, un mayor contenido en facies arenosas, mostrando un cambio con el superior, en el que pasan a dominar las arenas finas con cantos y las lutitas bioturbadas (véase González Donoso y Porta, 1977; Lozano Francisco *et al.*, 1993, 1995; Muñiz Solis y Guerra-Merchán, 1994; Vera Peláez *et al.*, 1993). En los afloramientos del primer conjunto la fauna suele aparecer transportada, mostrando selección por tamaños, rotura y desgaste en las conchas, mientras que en los del segundo el estado de conservación es excepcional, encontrándose los lamelibranquios por lo general con ambas valvas, abundando los equínidos con las placas y espinas articuladas, y los gasterópodos presentando todos los detalles de la escultura e incluso la coloración original de la concha. Gracias a la excelente preservación de la fauna, estos afloramientos permiten efectuar estudios paleoecológicos detallados de las comunidades bentónicas del Plioceno (Palmqvist *et al.*, 1989).

El estudio sistemático (Vera Peláez *et al.*, 1994), actualmente en curso, ha mostrado por el momento la existencia de aproximadamente 810 especies, de las cuales sólo 247 han pervivido hasta la actualidad en el mar de Alborán. Destacan particularmente las de una serie de familias de gasterópodos, como Ficidae, Terebridae, Olividae, Amathinidae, Conidae, Cypraeidae, Fasciolaridae, Mitridae y Turridae. Las especies pertenecientes a las cuatro primeras ya no habitan en el Mediterráneo, restringiéndose su distribución actual a las regiones tropicales de los océanos Atlántico, principalmente, Índico y Pacífico; las restantes se encuentran representadas por formas escasas, en general de talla reducida (por ejemplo, se han encontrado 30 especies de conos frente a las 2 actuales). Respecto a los bivalvos, en el Plioceno aparecen tres familias de ámbito tropical: Isognomonidae, Plicatulidae y Myidae; además, se encuentran toda una serie de familias características de aguas cálidas, como Dimyidae, Crassatellidae, Gryphaeidae y Spondylidae, muchas de cuyas especies están ausentes hoy en día del Mediterráneo. Entre los escafópodos cabe resaltar a la familia Gadilinae, también de aguas tropicales.

La presencia de estos elementos faunísticos sugiere, en principio, unas condiciones paleoceanográficas bastante más cálidas para las aguas del Mediterráneo durante el Plioceno que las actualmente presentes.

Material y métodos

El yacimiento muestreado se localiza junto a la urbanización Parque Antena, en el término municipal de Estepona. Los sedimentos aflorantes son de grano fino, predominando los niveles arenosos y lutíticos; en algunos aparecen galerías y son relativamente abundantes los restos carbonosos de vegetales. Se han muestreado 19 niveles, recolectándose 5.279 ejemplares, lo que ha permitido identificar un total de 361 especies de gasterópodos, bivalvos y escafópodos, pertenecientes a 187 géneros, los cuales se encuadran en 80 familias. Se ha efectuado un estudio granulométrico sobre el sedimento, lo que ha permitido estimar la proporción en cada muestra de lutitas (ϕ < 0,063 *mm*), arenas finas (0,063-0,250 *mm*), medias (0,250-1 *mm*), gruesas (1-2 *mm*) y gravas (> 2 *mm*).

Las especies identificadas se clasificaron, a partir de su comparación con las formas vivientes, atendiendo a la posición respecto a la interfase agua/sustrato (epifaunales; infaunales) y al tipo de recursos tróficos (filtradoras o supensívoras; detritívoras y/o herbívoras; carnívoras -incluyendo predadoras, carroñeras y parásitas), lo que ha permitido elaborar diagramas triangulares sobre su abundancia relativa, con vistas a la comparación con la fracción potencialmente preservable en diversas comunidades bentónicas actuales y del Plio-Pleistoceno (Scott, 1978).

Se han efectuado sendos análisis de grupos, en modos *Q* y *R,* sobre la composición faunística de las muestras, agrupando las especies según familias y superfamilias. También se ha realizado un análisis de componentes principales en modo *R,* utilizando como variables la composición granulométrica del sedimento y las proporciones de organismos según los diferentes géneros de vida.

Resultados

Los resultados obtenidos en el análisis de las proporciones de organismos en las muestras, tanto atendiendo a su movilidad y posición en el sustrato (Fig. 1A) como al tipo de recursos alimentarios, indican una secuencia paleoambiental, con abundantes reversiones, en la que partiendo de un medio tipo bahía o ensenada se pasa a un ambiente de plataforma somera (< 25 *m*) y, posteriormente, de profundidad media (> 25 *m*), en el que abundan progresivamente más los organismos detritívoros, para finalmente llegar a una comunidad similar a las de bancos de ostras, dominada totalmente por formas suspensívoras.

El análisis de componentes principales, en el que se combinan la granulometría con la composición bionómica de los niveles, permite apreciar cuando se examinan los factores de carga de las muestras y variables en el diagrama definido por los dos primeros vectores propios (Fig. 2) que existe una relación inversa entre la abundancia de organismos epifaunales filtradores y la proporción de arenas finas respecto a la de infaunales detritívoros y lutitas. La distribución de las muestras analizadas en el plano factorial, que resume más del 80% de la varianza original de las variables, sugiere una cierta forma de parábola o efecto Guttmann, indicativo de la existencia de un marcado gradiente en su composición (véase Reyment y Jöreskog, 1993). Así, partiendo para las primeras muestras (*a-c*) de una situación caracterizable por la abundancia de arenas finas y medias, donde la comunidad se encuentra dominada por las formas suspensívoras, se pasa a niveles (*d-h*) en los que aumenta la proporción de individuos endopsámmicos, donde ya son más abundantes las especies sedimentívoras; esta tendencia se acentúa en las siguientes muestras (*i-l*), cuando el sedimento se hace más fino, predominando las lutitas, y entonces las tafocenosis se enriquecen aún más en formas detritívoras; finalmente, la tendencia se revierte en los últimos niveles muestreados (*m-s*), en los que las lutitas son progresivamente sustituidas por arenas finas y la comunidad vuelve a estar dominada por organismos epifaunales suspensívoros, fenómeno que se acentúa particularmente hacia el techo de la serie.

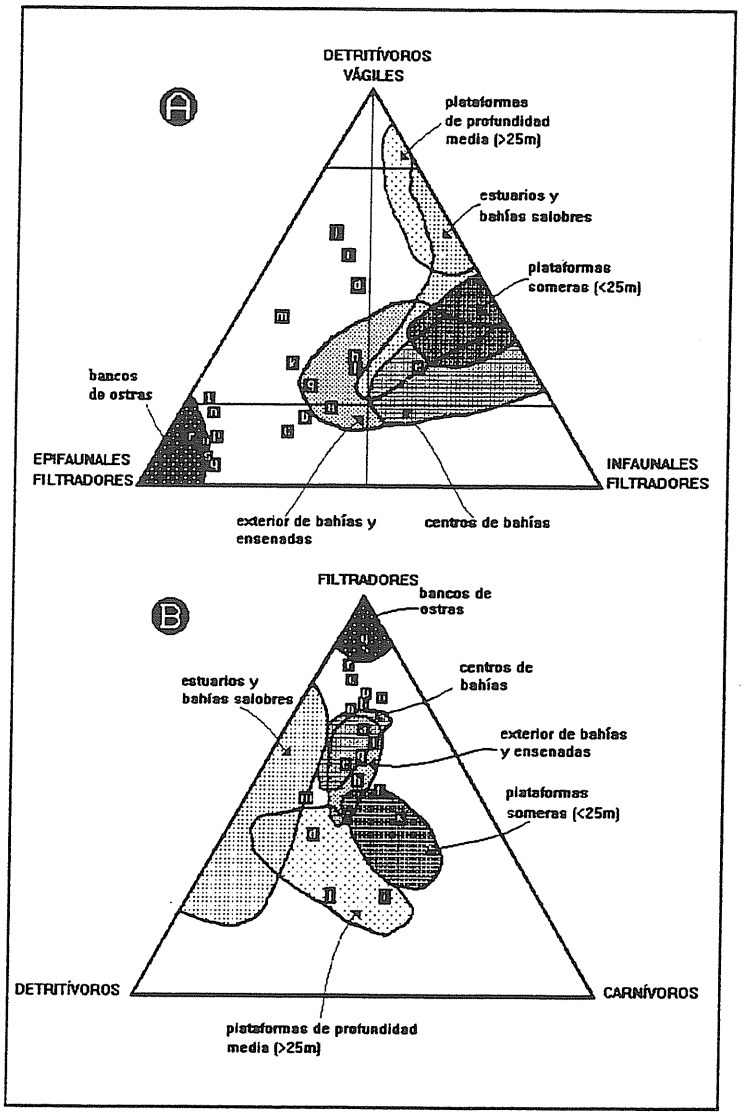


Figura 1. Situación de las muestras analizadas en los diagramas de Scott (1978).

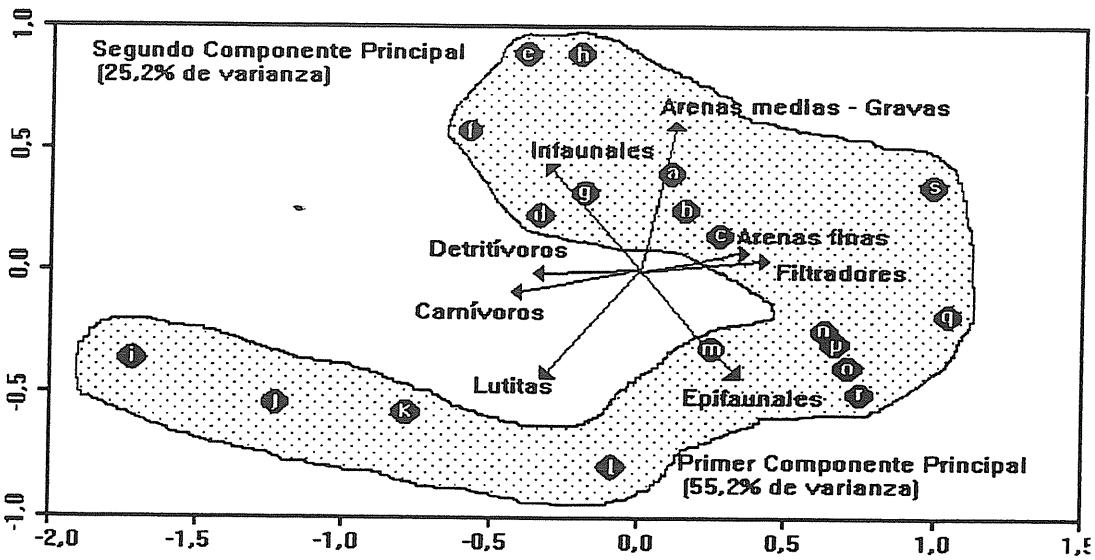


Figura 2. Distribución de las muestras y variables en el plano definido por los componentes principales I y II.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB 93-1000 de la DGICYT y por los Grupos de Investigación 1350 y 4039 de la Junta de Andalucía.

Bibliografía

González Donoso, J.M. y Porta, J. de 1977. Datos preliminares sobre un afloramiento de materiales pliocénicos en Estepona (prov. de Málaga). *Studia Geologica Salmanticensis,* **XIII**, 31-57.

Lozano Francisco, M.C., Vera Peláez, J.L. y Guerra-Merchán, A. 1993. Arcoidea (Mollusca, Bivalvia) del Plioceno de la provincia de Málaga. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona,* **3**, 157-188.

Lozano Francisco, M.C., Vera Peláez, J.L., Palmqvist, P., Guerra-Merchán, A., Martinell, J. y Domènech, R. 1995. Estudio morfométrico multivariante de *Limopsis (Pectunculina) aradassi* (Testa) y *Limopsis (Pectunculina) anomala* (Eichwald) (Limopsidae, Bivalvia, Mollusca) del Plioceno marino de Estepona (Málaga, España). *Revista Española de Paleontología,* **nº homenaje al Dr. Guillermo Colom**, 94-100.

Muñiz Solis, R. y Guerra-Merchán, A. 1994. Estudio malacológico del Plioceno de Estepona (Málaga). La familia Muricidae, Rafinesque 1815 (Gastropoda, Prosobranchia). *Iberus,* **12**, 7-44.

Palmqvist, P., Guerrero, S. y Salva, M.I. 1989. Estudio paleoecológico de la fauna de moluscos de un afloramiento de materiales pliocénicos de Estepona (Málaga, España). *Revista Española de Paleontología,* **4**, 29-38.

Reyment, R. A. y Jöreskog, K.G. 1993. *Applied Factor Analysis in the Natural Sciences.* Cambridge University Press, Cambridge.

Scott, R.W. 1978. Approaches to trophic analysis of paleocommunities. *Lethaia,* **11**, 1-14.

Vera Peláez, J.L., Lozano Francisco, M.C. y Guerra-Merchán, A. 1993. Escafópodos (Mollusca, Scaphopoda) del Plioceno de la provincia de Málaga. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona,* **3**, 117-156.

Vera Peláez, J.L., Lozano Francisco, M.C., Muñiz Solis, R., Gili, C., Martinell, J., Domènech, R., Guerra-Merchán, A. y Palmqvist, P. 1994. Estudio preliminar de la malacofauna del Plioceno de Estepona (Málaga). *Libro de Resúmenes del X Congreso Nacional de Malacología,* 47-48.

 ISBN 84-600-9248-8

Planktic foraminiferal paleoecology along the Paleocene/Eocene transition at Site 401(Bay of Biscay, North Atlantic)

Alfonso Pardo[1-2], Gerta Keller[1], Eustoquio Molina[2] and José I. Canudo[2]

1 Department of Geological and Geophysical Sciences, Princeton University, Princeton, N.J 08544-1003, U.S.A.
2 Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología) Universidad de Zaragoza, E- 50009.

Key words: **Planktic foraminifera, Paleocene, Eocene, DSDP Site 401, paleoecology**

Palabras clave: **Foraminíferos planctónicos, Paleoceno, Eoceno, DSDP Site 401, paleoecología**

Introduction

A major benthic foraminiferal turnover occurred in the latest Paleocene characterized by decreased diversity in bathyal and abyssal species (Schnitker, 1979; Tjalsma and Lohman, 1983; Miller *et al.*, 1987;Thomas, 1990a; Ortiz, 1994). Pak and Miller (1992) reported that the benthic foraminiferal mass extinction event (BFMEE) occurred near the P/E boundary defined by the LAD of *M. velascoensis*. Moreover, this extinction event they claimed to be isochronous and recognizable worldwide and therefore proposed the benthic foraminiferal extinction event as the marker for the P/E boundary. In order to have a more general scenario the influx of the water warming has to be studied in planktic foraminifera as well. In lower latitude locations, such as Caravaca in southern Spain, a planktic foraminiferal turnover is also recorded coinciding with the benthic foraminiferal extinction event (Molina et al., 1994; Canudo *et al.*, 1995) whereas in northern Spain at the Zumaya section, the planktic foraminiferal extinction event is much less severe (Canudo and Molina, 1992a; Canudo *et al.*, 1995). In the Antarctic Ocean the planktic foraminiferal turnover consists of an invasion of tropical and subtropical species (i.e., acarininids and morozovellids) which displaced the endemic cooler water fauna (i.e., subbotinids; Kennett and Stott, 1990; Lu and Keller, 1993) during the global warming. However, no net loss in taxic diversity was recorded (Lu and Keller, 1993). In this study we examined the planktic foraminiferal assemblage across the P/E transition at DSDP Site 401 in the Bay of Biscay, Northeast Atlantic, in order to check similarities and differences with other cooler environment sections and to compare it with the basin related Pyrenean sections at lower latitude.

DSDP Site 401 is located in the western border of the Biscay abyssal plain, at 47° 25.65'N and 08° 48.62'W, at a depth of -2495 m. A total number of 49 samples were analyzed for this study. Samples were disaggregated in water and a weak detergent with H_2O_2 added to remove organic matter. Each sample was cleaned with ultrasonic agitation during 10 to 15 second intervals and washed through a 63 micron screen. Both planktic and benthic foraminifera are well preserved and the original calcite shells are slightly recrystalized. Population counts for planktic foraminifera are based on representative random splits (using an Otto microsplitter) of 300 to 400 specimens from the 106µm size fraction. The remaining sample was searched for rare species. The 63 to 106 µm size fraction was also scanned, but was found to be impractical for quantitative studies due to the large number of juveniles.

In this study we have followed the biostratigraphic zonation of Berggren and Miller (1988) and that of Canudo and Molina (1992b). We recognized all biozones and subzones from P6a to P8, as shown in Figure 1. Planktic foraminiferal researchers used to place the P/E

boundary at the LAD of *Morozovella velascoensis*, which was supposed to be coincident with the FAD of *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Bolli, 1957; Toumarkine and Luterbacher, 1985; Berggren and Miller, 1988). But there are problems with this criterion. For example, *M. velascoensis* is a common species in tropical waters but not in colder environments, whereas the FAD of *P. wilcoxensis* appears to be diachronous (Molina et al., 1992, Canudo *et al.*, 1995), and not coinciding with the FAD of *M. velascoensis* (King, 1990; Pardo *et al.*, 1994). Currently, the placement of the P/E boundary is made at the level where a major extinction of benthic foraminifera occurs, plus a negative excursion in the $\partial^{13}C$ and $\partial^{18}O$ isotope values measured in the shells of foraminifera (Thomas, 1990; Kennett and Stott, 1991; Pak and Miller, 1992; Lu and Keller, 1993; Molina, 1994; Canudo *et al.*, 1995).

Paleoecology

During the Paleocene-Eocene transition climate reached the warmest temperatures of the Cenozoic. A major change in oceanic deep water circulation patterns related to global warming, along with a temporary absence of cold Antarctic water formation and the production of warm saline deep waters in the Tethys region, is generally considered as possible causes for the isotope shift and the benthic foraminiferal mass extinction (Kennett and Stott, 1991; Pak and Miller, 1992).

The P/E warming trend seemed to produce a low extinction rate in planktic foraminifera if only the taxic diversity of the planktic foraminiferal assemblage is considered. This is mainly due to the shift in tropical-subtropical taxa to high latitudinal habitats, accompanied by the displacement of cooler water taxa (Kennett and Stott, 1991; Canudo and Molina, 1992; Lu and Keller, 1993, in press). Since there was no net loss in taxic diversity, an important turnover in the planktic foraminiferal assemblages (pre and post warming peak) has been observed in the Antarctic Ocean (Lu and Keller, 1993) and equatorial Pacific Ocean (Lu and Keller, in press). The most abundant genus is *Subbotina*. The different taxa of this genus represent a total combined relative abundance of more than 45%. *Subbotina* is the genus with more specimens per sample in the whole interval, but the species richness of this genus is low, being no more than six different species of *Subbotina* per sample. *Morozovella* shows a gradual replacement of taxa in time and also major relative abundance fluctuations among the different species. This is a group that shows high taxonomic richness in the P/E transition. The highest species richness occurs around the BFMEE and extends up to the top of Zone P 6a. From the upper part of Zone P 6b a severe reduction of species richness is observed, yielding only two species (*M. aragonensis* and *M. caucasica*) at Zone P 8. *Muricoglobigerina* is very stable both in the relative percentage values and in the species richness during most of the section. In this group appear 4 species during the whole interval, and the whole genus (6 species) representatives seem to disappear in the upper part of Zone P 7. This could be possibly due to a displacement from their ecological niches by some acarininids new species that appear in the upper part of Zone P 7. *Acarinina* is also frequent in the whole interval examined with a remarkable species diversification in the upper part of the section, principally in Zone P 7. Acarinina becomes the leading genus in species richness in zones P 7 and P 8 after the P/E extinction event. Heterolicids (*Chiloguembelina* and *Zeauvigerina* genera) show an increase both in species richness and specimens per sample in the upper part of the Paleocene and in the lowest Eocene, coinciding with the BFMEE. A number of 5 species appearances and 6 disappearances yielding the complete disappearance of this group at the upper part of Zone P 6b. Genera like *Planorotalites, Paragloborotalia, Globanomalina* or *Pseudohastigerina* show very stable relative abundance values in the whole interval, with minor variations in the proportions of the assemblages. *Pseudohastigerina wilcoxensis*

and *Paragloborotalia griffinae* are the only species that reach into Zone P8 .

In general, the species richness of the samples is low with a mean of 17.84 species. This seems to be related to a cold environment which would limit severely the taxa able to survive in those extreme conditions. The same pattern can be observed at ODP Site738C in the Indian Antarctic Ocean, with a richness average of 19 species per sample (Lu and Keller, 1993) or at the Knokke well (11E/138) in Belgium where the richness average is 9 species per sample (Pardo *et al.*, 1994).

The data set obtained during our study of the DSDP Site 401 seemed to confirm results obtained in other locations. Planktic foraminifera correspond to a typical middle-high latitude cold environment assemblage. This is confirmed by the high abundance of the genus *Subbotina*, which reach more than 60% in relative abundance. The presence of species of *Muricoglobigerina* and *Acarinina* with few chambers in the last whorl of the test (3, 3 1/2 and 4 chambers) confirm also a cold environment (Premoli Silva and Boersma, 1988). The low number of specimens in this interval of the typical warm water genus genus *Morozovella* confirm this observation. The presence of multi-chambered species of genera *Acarinina* and *Muricoglobigerina* indicate less severe water temperatures at Site 401 in the Bay of Biscay than in other high latitude locations, like the Belgian Basin (Pardo *et al.*, 1994) or the Antarctic (Lu and Keller, 1993).

Figure 1 shows the evolution in time of certain genera which are supposed to live in restricted depths according to their isotopic signal: *Morozovella* and *Acarinina* are considered dwellers of surface waters (which show more positive $\partial^{13}C$ values and more negative $\partial^{18}O$ values), whereas *Subbotina, Chiloguembelina* and *Planorotalites* (more negative values on $\partial^{13}C$ and more positive values on $\partial^{18}O$) are considered to be deep dwellers (Lu and Keller, 1993; Canudo et al, 1995). Isotopic analysis at DSDP Site 577 indicate that *Subbotina* and *Chiloguembelina* species lived near or at thermoclinal depths, whereas *Planorotalites* taxa seemed to live at greater depths (Lu and Keller, in press).

Figure 1 shows an increase in the acarininids population near the BFMEE. The subbotinid group shows a high stability during the stratigraphic interval near the BFMEE. Starting at the base of P 6b Biozone, it can be observed the increase of the morozovellid population followed by the progressive substitution of the morozovellids by acarininids as main surface water dwellers. While this substitution took place, the number of subbotinid specimens began to diminish. This turnover event seems to show the invasion of the tropical and subtropical taxa, due to the warming trend, and the displacement of cooler water subbotinids. At the base of Zone P 7 a sudden recovery of the subbotinid group and a drastic decrease of the morozovellid group occurred. This final turnover in the planktic foraminiferal assemblage suggests the influx of cooler taxa (subbotinids and low chambered acarininids) at different depths after the warming trend, showing the displacement of tropical morozovellids with values of less than 10% of the assemblage.

A well developed population of chiloguembelinids is present near the BFMEE (Figure 1). In the Zumaya and Caravaca sections (Canudo and Molina, 1992a; Molina *et al.*, 1994; Canudo *et al.*, 1995) an anoxic event has been recorded in this interval. In higher latitudes this anoxic event could be reflected only by a decrease in the oxygen content of the water mass, possibly due to the mix of the salty and anoxic waters from the Tethys region with more oxygenated Atlantic waters. This low oxygen period would lead the increase of *Chiloguembelina* species adapted to this environmental low oxygen stress conditions (Premoli Silva and Boersma, 1988). The permanence of this group in the fossil record, after the P-E transition, may reveal a period of stability in the water mass. The later disappearance of the chiloguembelinids, as it is recorded at Site 401, may be related to the

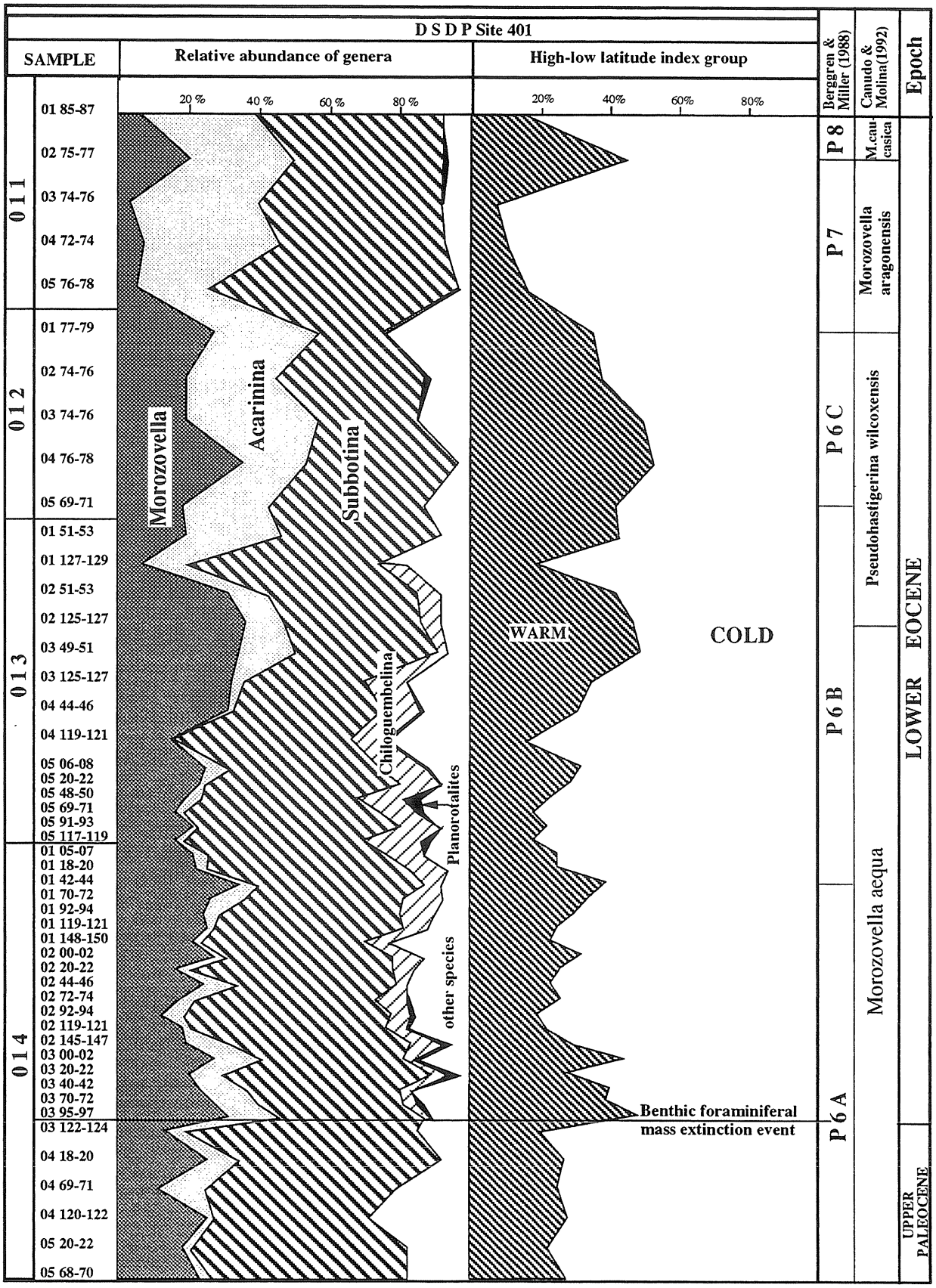


Figure 1. Relative abundance of different planktic foraminifera genera at Site 401.

increase of the oxygen content after the warming of the water mass.

The paleotemperatures inferred by the abundance of tropical-subtropical and cooler water taxa at the DSDP Site 401 indicate of colder temperatures in Zone P 6a, warmer temperatures in Zones P 6b and P 6c, and a return to cooler temperatures near the top of zones P 7 and P 8. In Figure 1 we have plotted taxa considered as warm water dwellers (i.e., species typical from low latitudes, such as the genera *Subbotina, Muricoglobigerina, Chiloguembelina*, etc.) versus those species considered cool water dwellers (or species typical from middle and high latitudes, such as genera *Morozovella* and *Acarinina*) to indicate climatic trends.

This figure suggests three important observations: 1) after a period of relative stability of temperature (shown by the stability in the percentage of low latitudinal versus medium-high latitudinal taxa) the first peak that shows the warming of the water mass coincides with the sample interval where the benthic foraminiferal mass extinction event was recorded by Pack and Miller (1992). 2) There is a warming trend reflected by the increase of the relative percent of specimens of taxa adapted to warm waters in zones P 6a and P 6b. 3) In zones P 7 and P 8 cooling is indicated by the increase in cold water species.

Some workers support the idea that main source of warm saline deep waters was the Tethys region (Kennett and Stott, 1991; Pak and Miller, 1992). If this was the case, this would explain why the planktic foraminiferal extinction event during the P/E transition was more abrupt in the Caravaca section, near the warm water source, than in the Zumaya section, to the north influenced by Atlantic cold and oxygenated waters (Canudo et al., 1995). At DSDP Site 401 the turnover of planktic foraminifera is even more gradual than in the Zumaya section. This may be explained by the distance of the section to the warm water Tethys Seaway and the influx of Atlantic water, that would reduce the effect of tethyan warm saline waters.

Acknowledgments

Samples were made available by the DSDP. This study was supported by DGICYT Project PB94-0566. The paper is a contribution to IGCP Project 308 (Paleocene/Eocene boundary events).

References

Arenillas, I. and Molina, E, in press. Bioestratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Cordilleras Béticas). *Revista Española de Micropaleontología*

Berggren, W. A. and Miller, K. G. 1988. Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, **34**, 362-380.

Canudo, J. I. and Molina, E. 1992a. Planktic Foraminiferal Faunal turnover and bio-chronostratigraphy of the Paleocene-Eocene boundary at Zumaya, Northern Spain. *Revista de la Sociedad Geolológica de España*, **5**, 145-157.

Canudo, J. I. and Molina E. 1992b. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *N.eues Jbahrbuch fur Geologie und Palãontologie Abhandulgen*, **186**, 97-135.

Canudo, J. I., Keller, G., Molina, E. and Ortiz, N. 1995. Planktic foraminiferal turnover and ^{13}C isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecol.*ogy, **114**, 75-100.

Kennett, J. P. and Stott, L. D. 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature*, **35,** 225-229.

King C. 1990. Eocene stratigraphy of the Knokke borehole (Belgium). *Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique,* **29**, 67-102.

Lu, G and Keller, G. 1993. The Paleocene-Eocene Transition in the Antarctic Indian Ocean: Inference from planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, **21**, 101-142.

Lu, G and Keller, G. in press. Planktic Foraminiferal Faunal Turnovers in the Subtropical Pacific during the Late Paleocene to Early Eocene. *Journal of Foraminiferal Research.*

Miller, K. G., Janececk, T. R., Katz, M. E. and Keil, D. J. 1987. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, **2**, 741-761.

Molina, E. 1994. Paleocene sections in Spain: chronostratigraphical problems and possibilities. *Geologiska Föremingens i Stokholm Förhandingar*, **116**, 58-60.

Molina, E., Canudo, J. I., Guernet, C., McDougall, K., Ortiz, N., Pascual, J. O., Pares, J. M., Samso, J. M., Serra Kiel, J. and Tosquella, J. 1992. The stratotypic ilerdian revisited: Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. *Revue de Micropaléontologie*, **35**, 143-156.

Molina, E., Canudo, J. I., Martinez-Ruiz, F. and Ortiz, N. 1994. Integrated stratigraphy across the Paleocene /Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclogae geololgicae Helv*etiae, **87**, 47-61.

Ortiz, N. 1994. Extincion masiva de los microforaminíferos bentónicos batiales y abisales en el límite Paleoceno/Eoceno. *In: Extinción y Registro fósil, Molina, E. (ed.), Cuadernos Interdisciplinares,* **5**, 201-218.

Pak D. and Miller K. 1992. Paleocene to Eocene benthic foraminiferal isotopes and assemblages: implications for deepwater circulation . *Paleoceanography*, **7**, 405-422.

Pardo, A., Canudo, J. I. and Molina, E. 1994. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos de la parte inferior de la Formación Ieper (Ypresiense estratotípico) en el sondeo Knokke (Bélgica). *Revista Española de Micropaleontología*, **XXVI**, 109-125.

Premoli Silva, I. and Boersma, A. 1988. Atlantic Eocene planktic foraminiferal historical biogeography and paleohydrographic indices. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology,* **67**, 315-356.

Schnitker, J. G., Abbot, D. and Thiede, J. 1979. Cenozoic deep water benthic foraminifers, Bay of Biscay, *Initial Reports. DSDP*, **48**, 377-413.

Thomas, E. 1990. Late Cretaceous early Eocene mass extinction in the deep-sea. In: Global catastrophes , *GSA Special Publication*, **247**, 481-496.

Tjalsma, R. C. and Lohman, G. P. 1983. Paleocene-Eocene Bathyal and Abyssal Benthic Foraminiferal from the Atlantic Ocean, *Micropaleontology, Special Publication,* **4**, 1-90.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Nuevos restos del dinosaurio ornitópodo *Rhabdodon* en el Cretácico final de Trevino (Laño, Cuenca Vasco-Cantábrica)

Xabier Pereda Suberbiola[1], José Luis Sanz[2], Xabier Murelaga[1] y Humberto Astibia[1]

1 Universidad del PaísVasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Fac. Ciencias, Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Apdo. 644, 48080 Bilbao.
2 Universidad Autónoma, Fac. Ciencias, Dpto. Biología, Unidad de Paleontología, Cantoblanco, 28049 Madrid.

Palabras clave: Dinosaurios, ornitópodos, *Rhabdodon*, Cretácico superior, Treviño

Los restos fósiles de dinosaurios ornitópodos son conocidos en numerosas localidades del Cretácico final de Europa, incluyendo principalmente Transilvania, Austria, Limburgo, Namur, Provenza, Languedoc, Cataluña, Castilla y el Condado de Treviño (Brinkmann, 1988). El registro fósil de los ornitópodos finicretácicos europeos está representado por iguanodontios primitivos y hadrosáuridos pero su diversidad específica varía dependiendo de los autores (véase p. ej. Brinkmann, 1988; Le Loeuff, 1992). De todos estos ornitópodos *Rhabdodon* es sin duda el más frecuente en los yacimientos europeos. La especie tipo, *R. priscus* Matheron, 1869, es conocida en el Campaniense-Maastrichtiense del dominio iberooccitano (Provenza, Languedoc, Cataluña y Castilla). Otras especies de *Rhabdodon* son *R. septimanicus* Buffetaut y Le Loeuff, 1991 del Campaniense-Maastrichtiense de Languedoc y *R. robustus* Nopcsa, 1900 del Maastrichtiense de Transilvania (*sensu* Le Loeuff, 1992). Los restos descubiertos en el Maastrichtiense de la Conca de Tremp han sido recientemente atribuidos a un nuevo taxón próximo de *Rhabdodon*, denominado *Pararhabdodon isonense* Casanovas, Santafé y Isidro, 1993.

Los restos fósiles de *Rhabdodon* procedentes del Condado de Treviño han sido descritos preliminarmente por Astibia *et al.* (1987, 1990). El yacimiento de Laño está situado en una cantera de arenas abandonada cerca del pueblo del mismo nombre, a unos 20 Km al sudeste de la ciudad de Vitoria-Gasteiz (Alava). La asociación fósil de Laño es la más variada de cuantas se conocen en el Cretácico superior europeo y consiste en peces, anfibios, tortugas, lagartos, serpientes, anfisbénidos, cocodrilos, dinosaurios, pterosaurios y mamíferos (Astibia *et al.*, 1987, 1990; Murelaga *et al.*, este volumen). Además de los restos de *Rhabdodon*, otros dinosaurios presentes en Laño incluyen un nuevo saurópodo titanosaurio, el anquilosaurio *Struthiosaurus* y un terópodo ceratosaurio que presenta analogías con *Tarascosaurus* de Provenza. Geológicamente, el yacimiento de Laño se halla en el flanco sur del sinclinorio de Miranda-Treviño, dentro del dominio Navarro-Cántabro de la Cuenca Vasco-Cantábrica. La fauna de vertebrados continentales de Laño ha sido generalmente datada del Maastrichtiense pero no se descarta que su edad sea Campaniense superior (J.I. Baceta, com. pers.).

El material de *Rhabdodon* de Laño consiste en huesos desarticulados de varios individuos, incluyendo dos dientes aislados del maxilar y uno del dentario, dos vértebras dorsales y una caudal, un húmero, dos fémures y falanges. De acuerdo con las proporciones osteológicas definidas para otros ornitópodos, el iguanodontio de Laño era de pequeño tamaño y medía entre 4 y 5 metros de longitud.

Las coronas de los dientes maxilares se caracterizan por la presencia, en su lado bucal, de numerosas crestas subiguales de disposición vertical, que confluyen cada una de ellas en un dentículo marginal o apical. El espécimen más completo posee diecisiete de estas crestas sobre la corona. Por su parte, el único diente mandibular se diferencia de los

dientes maxilares al presentar una cresta central prominente sobre su cara lingual, que se extiende desde la base de la corona hasta el ápice. Se observan además cinco crestitas sobre el lado mesial y tres sobre el lado distal. Algunas de estas crestitas son oblícuas con respecto a la cresta central vertical y no alcanzan la base de la corona. La morfología descrita es característica del género *Rhabdodon* (Brinkmann, 1988; Weishampel *et al.*, 1991).

Las vértebras dorsales son fragmentarias, con centros platicélicos más largos que altos y procesos transversos horizontales, sugiriendo que proceden de la parte posterior del tronco (Astibia *et al.*, 1987). La única vértebra caudal presenta facetas para los chevrones pero carece de procesos transversos por lo que se supone que proviene de la mitad de la cola. La espina neural es una vez y media más alta que el centro y está poco inclinada posteriormente. Esta vértebra es similar a las vértebras caudales conocidas de *Rhabdodon* (Nopcsa, 1915).

El húmero conserva los dos tercios distales del hueso. La caña, estrecha y sigmoidal, forma un ángulo de unos 145° con respecto al borde medial. La torsión del húmero es pequeña. La cresta deltopectoral es robusta y se proyecta lateralmernte. El húmero de Laño es parecido a los ejemplares de *Rhabdodon priscus* descubiertos en Provenza y Languedoc (Lapparent, 1947) pero se diferencia de los húmeros de *R. robustus* de Transilvania (Nopcsa, 1915). Estos últimos están caracterizados por el mayor grado de torsión de la caña y la proyección anterior de la cresta deltopectoral (Le Loeuff, 1992). Por otro lado, el húmero de Laño es similar a grandes rasgos al de *Pararhabdodon isonense* (Casanovas *et al.*, 1993) aunque considerablemente más pequeño y delgado.

Los fémures, ambos incompletos, son bastante robustos. La diáfisis es curva en vista lateral y el cuarto trocánter, situado en posición posteromedial en la parte media del hueso, se proyecta poco. La morfología general de estos fémures recuerda mucho a la de *R. priscus* y, de hecho, los especímenes de Laño son similares en forma y tamño a los fémures descritos en varias localidades de Provenza y Languedoc (Lapparent, 1947).

En conclusión, asignamos el material descrito al iguanodontio primitivo *Rhabdodon priscus* basándonos en la gran similitud morfológica existente entre los dientes y el esqueleto postcraneal de Laño y los restos del Cretácico final de Provenza y Languedoc. El material de Laño difiere del de *R. robustus* de Transilvania al menos en la morfología del húmero. Por lo que respecta a *Pararhabdodon isonense,* no se aprecian diferencias morfológicas importantes. Una comparación directa entre el material de la Conca de Trenmp y el procedente de Provenza y Languedoc parece necesaria para precisar las afinidades entre *P. isonense* y *R. priscus.* Por último, la comparación con *R. septimanicus* no es posible ya que esta especie está basada en un dentario fragmentario (Buffetaut y Le Loeuff, 1991). A pesar de su estado fragmentario, los restos del Condado de Treviño constituyen la colección osteológica de *Rhabdodon* más importante conocida hasta la fecha en la península ibérica.

Referencias bibliográficas

Astibia, H., García-Garmilla, F., Orue-etxebarria, X., Rodriguez-Lazáro, J., Buscalioni, A. D. y. Sanz, J. L. 1987. The Cretaceous-Tertiary boundary in a sector of the south limb of the Miranda-Treviño synclinal the first appearance of Chelonia and Archosauria in the Basque Country. *Cretaceous Research,* **8**, 1-27.

Astibia, H., Buffetaut, E., Buscalioni, A.D., Cappetta, H., Corral, C., Estes, R., García-Garmilla, F., Jaeger, J.-J., Jiménez-Fuentes, E,. Le Loeuff, J., Mazin, J.-M., Orue-etxebarria, X., Pereda Suberbiola, X., Powell, J. E., Rage, J.-C., Rodríguez-Lázaro, J., Sanz, J.L. y Tong, H. 1990. The fossil vertebrates from Laño (Basque Country, Spain); new evidence on the composition and affinities of the Late Cretaceous continental faunas of Europe. *Terra Nova,* **2**, 460-466.

Brinkmann, W. 1988. Zur Fundgeschichte zur Systematik der Ornithopoden (Ornithischia, Reptilia) aus der Ober-Kreide Europas. *Documenta Naturae,* **25**, 1-157.

Buffetaut, E. y Le Loeuff, J. 1991. Une nouvelle espèce de *Rhabdodon* (Dinosauria, Ornithischia) du Crétacé de l'Hérault (Sud de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris,* **II**, **312**, 943-948.

Casanovas, M. L.,Santafé, J. V. y Isidro, C. 1993. *Pararhabdodon isonense* n. gen. n. sp. (Dinosauria). Estudio morfológico, radio-tomográfico y consideraciones biomecánicas. *Paleontologia i Evolució*, **26-27**, 121-131 .

Lapparent, A. F. de 1947. Les Dinosauriens du Crétacé supérieur du Midi de la France. *Mémoires de la Societe géologique de France,* **56**, 1-54.

Le Loeuff, J. 1992. Les vertébres continentaux du Crétacé supérieur d'Europe: paléoécologie, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Mémoires des Sciences de la Terre de l'Université Pierre et Marie Curri*, Paris, 273 p. (inédito).

Nopcsa, F. 1915. Die Dinosaurier der Siebenbürgischen Landesteile Ungarns. *Mitteilungen aus dem Jahrbuch der kõniglich Ungarischen Geologischen Reichsanstalt,* **23**, 3-24.

Weishampel, D.B. Grigorescu, D. y Norman, D.B. 1991. Dinosaurs of Transylvania: Island Biogeography in the Late Cretaceous. *National Geographic Research & Exploration,* **7** (2), 196-215.

 ISBN 84-600-9248-8

El comportamiento de las conchas de foraminíferos en un proceso tafonómico: Fragmentación de *Lenticulina inornata* (d'Orbigny). Datos preliminares

Jaime de Porta[1] y Jorge Civis[2]

1 Departament de Geologia Dinàmica, Geofisica i Paleontologia.
2 Departamento de Geologia. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

Palabras clave: *Lenticulina*, Tafonomía, fragmentación, Mioceno, España

En los depósitos miocénicos de la Depresión Prelitoral Catalana, comprendidos entre el Alt Penedès y el Camp de Tarragona, el género *Lenticulina* es frecuente en diversas secciones estratigráficas.

El género está representado por varias especies: *L. inornata* (d'Orbigny), *L. cultrata* (Monfort), *L. calcar* (Linné) y *L. vortex* (Fichtell y Moll). La primera es siempre dominante y las dos últimas tienen en general un caracter testimonial.

Lenticulina tiene una forma planispiral, lenticular biconvexa, con la máxima convexidad en la zona de intersección del eje de enrollamiento y la superficie de la concha. En cuanto a su habitat es considerada como una forma epifaunal.

Se estudia el comportamiento tafonómico de *L. inornata* especialmente en relación con la fragmentación. A partir de unos 500 individuos por muestra, se han establecido 6 grados de fragmentación en función de que los ejemplares estén completos (grado 1) o presenten sucesivamente de 1 a 4 o más cámaras rotas; el grado 6 de máxima fragmentación corresponde a los ejemplares con la concha partida.

Como ensayo se han estudiado siete muestras procedentes de la Sección estratigráfica de Can Rosell y que corresponden a medios con distintos grados de energía.

En un medio de plataforma o prodelta con baja energía la distribución de los grados de fragmentación presenta una curva normal o ligeramente asimétrica hacia la derecha. En un medio de bahía con alta energía y/o con una intensa actividad de burrowing, la curva es muy asimétrica hacia la izquierda.

En los ejemplares enteros la correlación entre el diámetro máximo de la concha y el espesor es positiva y los valores de correlación son altos en la mayoría de las muestras: entre 0,7 y 0,9. A partir de esta correlación es posible inferir con cierta aproximación el tamaño de la concha en función de su espesor. En la mayoría de las muestras el rango del espesor en los individuos con la concha entera (grado 1), es más amplio que el observado en las conchas de grado 5. Los valores medios del espesor en el grado 5 son siempre más altos que los del grado 1. Ambos rangos prácticamente no se superponen.

La distribución del espesor en el grado 5 pone de manifiesto que los individuos más grandes son los más afectados por la fragmentación.

Para efectos de comparación se han estudiado muestras de otras localidades: unas presentan condiciones sedimentarias normales y otras de alta energía. Los resultados parece que son concordantes.

Otros procesos tafonómicos que en distinto grado presentan las conchas de *L. inornata*, corresponden a señales de abrasión (pequeñas perforaciores, depresiones, etc.) y a evidencias de disolución en la superficie de la concha. En general ninguno de los dos procesos es muy relevante y por el momento no se han cuantificado. En los medios con indicios de procesos anóxicos la disolución es

prácticamente nula. Es más frecuente en sedimentos con valores altos de carbonatos y con abundantes componentes bioclásticos. Sin embargo en este último caso la relación no es directa ni muy alta.

La acción de los depredadores es desigual tanto entre muestras como entre localidades. Existen varios tipos de perforaciones con morfologías y tamaños muy parecidos a los señalados por Sliter (1971) como pertenecientes a nemátodos y a gasterópodos distintos de Naticidae y Muricidae. Las perforaciones están ubicadas con preferencia en la última cámara y en general repartidas por igual en ambas caras de la concha.

Algunas muestras con abundantes señales de depredación contienen abundantes pelets fecales.

 ISBN 84-600-9248-8

Sistemática de la icnofauna del sinclinal de Agramunt, entre el meridiano de Agramunt y el rio Segre (prov. de Lleida)

M. Prats [1] y G. López [2]

1 Unitat d'Estratigrafia. Dep. de Geologia. Fac. de Ciències. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra.
2 Unitat de Paleontologia. Dep. de Geologia. Fac. de Ciències. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra.

Palabras clave: Icnología, Vertebrados, Eoceno-Oligoceno, Depresión del Ebro.

Introducción

En este trabajo se presenta un inventario sistemático de la icnofauna hallada en el Sinclinal de Agramunt hasta la fecha. Se han localizado un total de nueve yacimientos, algunos de ellos estudiados previamente por otros autores. Parte de los mismos se han podido situar en columnas estratigráficas y el resto corresponde a yacimientosl aislados (Prats, 1994 y Prats y López, en prensa).

La zona estudiada (Fig. 1) comprende la franja que se extiende entre las localidades de Agramunt y Balaguer (prov. de Lleida), entre las coordenadas geográficas 0°49'49" y 1°07'49" de longitud este y 41°51'04" y 41°45'04" de latitud norte.

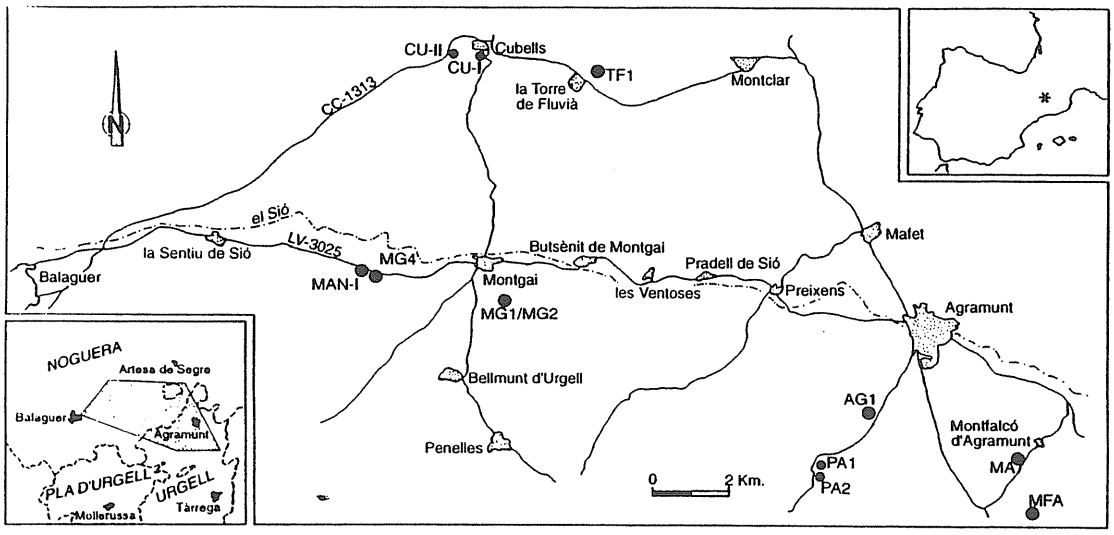


Figura 1. Situación geográfica de la zona de estudio con la localización de los yacimientos estudiados.

Geológicamente, se trata de un sinclinal orientado E-W situado en la parte más meridional del Prepirineo, en su límite con la Depresión del Ebro, en sentido estricto. Los materiales aflorantes forman parte de los últimos estadios de relleno de la Cuenca de antepaís del Ebro y se depositaron entre el Priaboniense superior y el Estampiense medio. La estructura queda limitada al norte por el Anticlinal de Artesa-Ponts-Calaf y al sur por el Anticlinal de Agramunt. Estos, se unen en el oeste constituyendo el Anticlinal de Yesos de Barbastro-Balaguer. En conjunto, estos anticlinales constituyen el frente de

cabalgamiento más meridional de la zona surpirenaica (Martínez-Peña y Pocoví, 1988).

La primera cita bibliográfica que hace referencia a unas huellas fósiles en un área relativamente próxima a la estudiada es la de Hernández-Pacheco (1929), al describir éste unas pistas de ave encontradas en Peralta de la Sal (Huesca). Al cabo de cincuenta años, Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis (1974), estudiaron diversas icnitas de vertebrados cerca de de Vilanova de l'Aguda (Lleida). En el ámbito concreto del Sinclinal de Agramunt, se destacan los trabajos de Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis (1982) sobre icnitas de aves y mamíferos de los alrededores de Agramunt, y el trabajo inédito de Rovira y Prats (1986), que describen dos localidades desconocidas hasta el momento: una en Monfalcó d'Agramunt con icnitas atribuidas a suidos y otra en Montgai con icnitas atribuidas a suidos y a mamíferos carnívoros. Estas dos últimas, fueron estudiadas formalmente por Santamaría, López y Casanovas-Cladellas (1989-90).

La revisión de los antiguos yacimientos así como el estudio de las nuevas localidades, ha permitido identificar un total de 18 icnoespecies o tipos morfológicos para este área de la Depresión del Ebro y en este trabajo se describen los 16 mejor preservados. Las icnitas más comunes (Tab. 1) son las atribuibles a paleotéridos, presentes en casi todos los yacimientos, identificándose dos icnoespecies de las que se estudia su atribución a *Plagiolophus* y a *Paleotherium*, respectivamente. El segundo icnogénero por orden de abundancia es *Bothriodontipus* atribuido al suido *Bothriodon*, del que se han reconocido las icnoespecies *B. agramunti* y *B. rovirai*. Se han descubierto dos nuevos tipos de icnitas de hervívoros, la Icnita de ungulado I (atribuida a un artiodáctilo de tipo caprino) y una Icnita didáctila sin atribución taxonómica. En cuanto a carnívoros, se describen los icnogéneros *Creodontipus agramunti* y *C. mongayensis* atribuidos a un creodonto. También se han encontrado icnitas posiblemente realizadas por un reptil. Para finalizar, en el terreno de las aves hay descritos seis tipos morfológicos diferentes, sin que ninguno de ellos tenga una atribución taxonómica clara por el momento.

	PA1	PA2	AG1	CU-I	CU-II	MA	MFA	MG1	MG2	MG3	MG4	MAN-I
Entelodontipus viai	2											
Bothriodontipus agramunti	19	1				33	1	4				
Bothriodontipus rovirai				1		33	2					1
Icnita de ungulado I				2	2							
Icnita didáctila									2			4
Plagiolophustipus montfalcoensis	1		3	4	1	1				2	2	9
Icnita de paleotérido II				2	2						3	
Creodontipus mongayensis								2				
Creodontipus almenarensis	2											
Icnita de posible carnívoro		1										5
Icnitas de mamífero indeterminado												32
Icnita de posible reptil								2				
Icnita de ave Forma D	1											
Icnita de ave Forma E	12											
Icnita de ave Forma F	1											
Icnita de ave I									5		4	
Icnita de ave II				1							2	
Icnita de ave III					5							

Tabla 1. Número de ejemplares de cada icnoespecie reconocidas en cada yacimiento.

El carácter progradante de los materiales de la sucesión estratigráfica estudiada, provoca una variación en la distribución faunística notable tanto en la vertical como arealmente

debido a los cambios paleogeográficos de la cuenca durante el lapso de tiempo que comprendió la sedimentación de los mismos (Prats, 1994 y Prats y López, en prensa).

La finalidad de esta síntesis, es la de servir de base para estudios paleogeográficos y paleoecológicos destinados a establecer un modelo de asociaciones de facies e icnofósiles extrapolable a otras áreas.

Icnología sistemática

De las icnitas estudiadas se ha analizado en detalle las dimensiones (en mm), el tipo de molde conservado, el grado de preservación, la relación entre individuos de la misma icnoespecie, la relación entre individuos de diferentes icnoespecies y la cantidad de icnofauna relativa por cada yacimiento.

Entelodontipus viai Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis, 1982

Diagnosis: icnita didáctila formada por dos impresiones de igual longitud (aprox. 56 mm), subparalelas, de contorno subelíptico, más anchas en la zona distal que en la cefálica (18 mm). El eje largo se orienta anteroposteriormente. La icnita didáctila B está formada por dos impresiones de igual longitud, subparalelas y más anchas en la zona distal que en la cefálica, mientras que la forma C presenta los dígitos III y IV casi completamente paralelos y las dimensiones son menores.

Discusión: de acuerdo con Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis (1982), el tamaño de las icnitas, morfología y disposición de los dígitos III y IV, el posible autor sería un suiforme como *Entelodon* Aymard. Los ejemplares estudiados por Astibia, Valle de Lersundi y Murelaga (1994) son parecidos a los de los autores anteriormente descritos, aunque debido a sus menores dimensiones y a la variabilidad morfológica en los rastros es preferible no atribuirlos a esta icnoespecie de modo seguro tal y como se indica en dicha publicación.

Bothriodontipus agramunti Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis, 1982

Diagnosis: icnita tetradáctila, con dígitos delgados y acuminados. En estas icnitas se pueden observar los dígitos II,III,IV y V. Los dedos centrales (III y IV) son en general simétricos, subparalelos entre 4° y 9° respecto a un eje intermedio, con la misma morfología y longitud (43-44 mm como media). El dedo V es el más corto de todos (12 a 17 mm) y el que presenta un ángulo (d) mayor con el eje longitudinal de la pisada. El dedo II es casi siempre el doble de largo que el anterior (22 a 35 mm), y su ángulo con el eje es ligeramente más bajo. Además, los hypexes adyacentes a los dedos laterales suelen estar desplazados el uno respecto al otro en su posición anteroposterior. La acuminación de los dígitos demuestra la presencia de uñas. Parece que no hay diferencia entre manos y pies (homopodia). No se han distinguido falanges y en la mayoría de los casos tampoco cojinete central o talón.

Discusión: de acuerdo con Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis (1982), la morfología, dimensiones y disposición de los dígitos indican que estas icnitas podrían haber sido realizadas por *Bothriodon* Aymard.

Bothriodontipus rovirai Santamaría, López y Casanovas-Cladellas,1989-90

Diagnosis: icnita tetradáctila, con dígitos delgados y extremo distal acuminado. Presentan los dedos II,III,IV y V bien desarrollados. Los dígitos centrales son simétricos, formando un ángulo variable entre 12° y 30° con el eje longitudinal de la icnita. Los dedos laterales son también simétricos y parecidos entre sí, aunque uno de ellos suele ser ligeramente más corto que el otro, formando ángulos con el eje central entre 71° y 98° . Estos dedos laterales son comparativamente más largos que en *B. agramunti* Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis. El talón suele preservarse y es recta o ligeramente convexa. No se aprecian diferencias notables entre pie y mano.

Discusión: después de revisar el material, se acepta la atribución de Santamaría, López y Casanovas-Cladellas (1989-90).

Icnita de ungulado I

Descripción: icnita didáctila formada por dos dígitos separados entre ellos y casi paralelos, que presentan morfología ligeramente elíptica hacia el interior. Su longitud se aproxima a los 60 mm como media y su anchura es de 26 mm.

Discusión: por la morfología general de la icnita y después de revisar el resto de fauna de la zona, se podría creer que se trata de las icnitas de un suido que sólo hubiera marcado los dedos III y IV. Las dimensiones de las improntas y la profundidad de las mismas, imposibilitan que en el caso de existir dedos laterales éstos no quedaran marcados en el sedimento. Además, los dígitos presentan concavidad de los extremos hacia el interior, a diferencia del adelgazamiento falangeal terminal de los suidos. Por esto, se cree que las pisadas pertenecen a un artiodáctilo, tal vez a un ungulado de dimensiones considerables.

Icnita didáctila

Descripción: icnitas didáctilas de pequeñas dimensiones (20 x 9 mm como media). La mayoría presentan los dígitos subparalelos entre sí. Las icnitas de los dedos derechos del nivell 7 de MAN-I: R6-2, R6-3 y R6-4 presentan acuminamiento del extremo anterior.

Discusión: no se ha podido determinar hasta la fecha si se trata de las pisadas de un único lado del rastro de un individuo o bien se trata de un rastro completo de un animal con un tipo de locomoción desconocida por nosotros. No existe suficiente superficie aflorante para comprobar si se trata de una u otra hipótesis.

Plagiolophustipus montfalcoensis Santamaría, López y Casanovas-Cladellas, 1989-90

Diagnosis: icnita tridáctila con el dígito central mucho más ancho y largo que los laterales, los cuales son ligeramente asimétricos (L1=13, L2=29 y L3=15 mm como media). La longitud total de la icnita varía entre 50 y 60 mm según Santamaría, López y Casanovas-Cladellas (1989-90). Algunas de ellas presentan los hypexes de los dígitos laterales ligeramente asimétricos anteroposteriormente.

Discusión: de acuerdo con Santamaría, López y Casanovas-Cladellas, (1989-90) estas icnitas se atribuyen al paleotérido *Plagiolophus fraasi*, que sobrevivió a la Gran Coupure extinguiéndose en la zona MP23 (Casanovas-Cladellas y Moyà-Solà, 1992).

Icnita de paleotérido II

Descripción: icnita tridáctila con los dígitos L1 y L3 de longitud y anchura similares y con valores menores que L2 (L1=3, L2=15 y L3=3 mm como media). La morfología general de la impronta es subredondeada. La longitud total de las icnitas oscila entre los 47 y 59 mm.

Discusión: estas icnitas se han encontrado siempre asociadas a *Plagiolophustipus montfalcoensis* Santamaría, López y Casanovas-Cladellas (1989-90). Algunas diferencias morfológicas con las anteriores hacen pensar en la posibilidad de que se trate de otro paleotérido: *Plagiolophustipus* tiene los dos dedos laterales más largos que los de la Icnita de paleotérido II y además presenta morfología elíptica siguiendo el eje del dedo central mientras que la Icnita de paleotérido II presenta morfología subredondeada. En base a estas diferencias se está revisando la posibilidad de encontrar un paleotérido contemporáneo a *Plagiolophus* que poseyera unas características anatómicas adecuadas para dejar las nuevas icnitas halladas. Considerando que Golpe-Posse (1971) sólo cita dos géneros de paleotéridos para el Oligoceno español, y teniendo en cuenta la forma de la pisada, podríamos pensar que el autor fuera *Palaeotherium* Cuvier. De hecho, las figuras de los pies y manos de *Palaeotherium crassum* Cuvier de los trabajos de Ellenberger (1980) y Franzen (1968) presentan suficientes analogías con las improntas encontradas como para permitirnos aventurar esta hipótesis.

Creodontipus mongayensis Santamaría, López y Casanovas-Cladellas, 1989-90

Diagnosis: icnita digitígrada tetradáctila de tamaño intermedio (46-59 x 40-75 mm), con falanges alargadas que terminan acuminadas, sugiriendo la presencia de uñas. Las falanges se disponen radialmente rodeando el cojinete, el cuál presenta morfología de media luna con la parte convexa orientada anteroposteriormente y el borde posterior cóncavo o rectilíneo. Una de las falanges es más corta, acaba redondeada y está retrasada respecto a las otras. Además, presenta un ángulo importante respecto el eje longitudinal de la icnita. Las dos huellas encontradas presentan condición de homopodia según Santamaría, López y Casanovas-Cladellas (1989-90).

Discusión: según Santamaría, López y Casanovas-Cladellas (1989-90) el posible autor sería un creodonto, más concretamente *Hyaenodon.*

Creodontipus almenarensis Santamaría, López y Casanovas-Cladellas, 1989-90

Diagnosis: icnita tetradáctila digitígrada, con la impresión de las terceras falanges redondeada o ligeramente alargada. Tres de ellas están situadas en posición anterior respecto el cojinete, mientras que la cuarta se encuentra muy retrasada, con extremo distal acuminado y poco desarrollada (L4). El cojinete tiene forma redondeada, con el borde posterior ligeramente cóncavo. Presenta homopodia.

Discusión: ver la discusión de Santamaría, López y Casanovas-Cladellas (1989-90).

Icnita de posible reptil

Descripción: icnita pentadáctila con la suma de los ángulos interdigitales muy grande (más de 260°). Los dígitos son largos y delgados L1,2,3,4,5=15 mm y W1,2,3,4,5=6 mm como media) y acaban en punta.

Discusión: la presencia de cinco dedos delgados con un ángulo de obertura tan grande, su unión por la parte posterior, y sobretodo la rugosidad superficial de la icnita, hace pensar en un reptil de dimensiones considerables como posible autor de la misma. Otra característica que nos hace pensar en un reptil, es el giro que presenta el quinto dedo hacia la parte posterior, que en nuestro caso indica además la presencia de una impronta derecha y otra izquierda.

Icnitas de ave Formas D, E y F Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis, 1982

Diagnosis: la Forma D corresponde a icnitas pequeñas (L1=18, L2=20 y L3=20 mm) y en ellas se destaca la presencia de membrana interdigital. La Forma E está representada por una icnita de mayor tamaño que la anterior (L1=26, L2=31 y L3=24 mm) y tiene membrana interdigital. La Forma F corresponde a una icnita de tamaño grande con los dedos largos y delgados (L1=45, L2=77 y L3=46 mm) y no presenta membrana interdigital.

Discusión: la Forma D, según Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis (1982), podría corresponder a una palmípeda de pequeña talla. Por otra parte, los mismos autores no atribuyeron las formas E y F a ningún grupo determinado.

Icnitas de ave Tipos I, II y III

Descripción: el Tipo I corresponde a icnitas de ave pequeñas (L1=15, L2=18 y L3=13 mm como media), sin membrana interdigital y ángulo entre los dedos de 47° a 53°, que presentan espolón. El Tipo II corresponde a icnitas de ave de dimensiones considerables (L1=45, L2=60, L3=40 mm), sin membrana interdigital, se diferencian nudos en las falanges y las medidas de los ángulos interdigitales son a=56° y b=72° como media. El Tipo III corresponde a icnitas de ave de dimensiones considerables (L1=44, L2=58 y L3=48 como media), presentan un gran ángulo de obertura entre los dígitos (a=89° y b=64° como media) y una membrana interdigital redondeada y muy bien marcada, con concavidad clara hacia la parte anterior; tienen espolón.

Discusión: No se han identificado taxonómicamente los autores de las icnitas de Tipo I y II. En cuanto a las de Tipo III, su morfología y dimensiones no presentan ninguna analogía con la Forma E de Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis (1982).

Agradecimientos

El trabajo de campo de este estudio ha sido financiado parcialmente gracias a la Ayuda a la Investigación otorgada por el Institut d'Estudis Ilerdencs, Convocatoria de 1992, a uno de los autores (M. Prats).

Se agradece al Dr. Robert Santamaría su inestimable ayuda en las campañas de campo, así como a la Dra. M.L. Casanovas-Cladellas sus sugerencias.

Bibliografía

Astibia, H., del Valle de Lersundi, J. y Murelaga, X. 1994. Icnitas de artiodáctilos (Mammalia) del Paleógeno de Olcoz (Depresión del Ebro, Navarra). *Estudios Geológicos*, **50**, 119-126.

Casanovas-Cladellas, M.L. y Moyà-Solà, S. 1992. La sucesión de faunas de mamíferos durante el Paleógeno europeo. In: *Paleontología de Vertebrados, Faunas y Filogenia, Aplicación y Sociedad.* (Ed. H. Astibia). Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. Bilbao, 187-234.

Casanovas-Cladellas, M.L. y Santafé-Llopis, J.V. 1974. Nota sobre el hallazgo de icnitas de mamíferos en el Terciario Catalán. *Acta geológica hispánica*, **9** (2), 45-49.

Casanovas-Cladellas, M.L. y Santafé-Llopis, J.V. 1982. Icnofauna oligocena de Agramunt (Lleida, España). *Acta Geológica Hispánica,* **17** (1-2), 113-119.

Ellenberger, P. 1980. Sur les empreintes de pas des gros mammiferes de l'Eocene Superieur de Garrigues-Ste-Eulalie (Gard). *Palaeovertebrata, Mém Jubil. R. Lavocat.* 37-78, 14 figs.

Franzen, J.L. 1968. *Revision der gattung Palaeotherium CUVIER 1804 (Palaeotheriidae, Perissodactyla, Mammalia).* Tesis Doctoral. Albert-Ludwigs-Universität zu Freiburg i. Br., 2 vols., 181 pp., 15 tabs., 35 láms.

Golpe-Posse, J.M. 1971. *Suiformes del Terciario español y sus yacimientos.* Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Inédito.

Hernández-Pacheco, F. 1929. Pistas de aves fósiles en el Oligoceno de Peralta de la Sal (Lérida). *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **15**, 379-382.

Martínez Peña, M.B. y Pocoví, A. 1988. El amortiguamiento frontal de la estructura de cobertera surpirenaica y su relación con el Anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, **23** (2), 81-94.

Prats, M. 1994. *El context estratigràfic de les fàcies relacionades amb les empremptes d'activitat orgànica del sinclinal del riu Sió, entre el meridià d'Agramunt y el riu Segre (prov. de Lleida).* Treball de Recerca. Universitat Autònoma de Barcelona.174 pp. Inédito.

Prats, M y López, G. en prensa. Síntesi de la icnofauna del sinclinal d'Agramunt, entre el meridià d'Agramunt i el riu Segre (prov. de Lleida). *Paleontologia i Evolució*, **28.**

Rovira, J. y Prats, M. 1986. *Els animals de la Ribera del Sió fa 35 m. a.* 67 pp. Inédito.

Santamaría, R., López, G. y Casanovas-Cladellas, M.L. 1989-90. Nuevos yacimientos con icnitas de mamíferos del Oligoceno de los alrededores de Agramunt (Lleida, España). *Paleontologia i Evolució*, **23**, 141-152.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Bioconstrucciones de algas y corales en la Formación Cosgaya (Valle de Liébana, Cantabria, Carbonífero)

S. Rodríguez, A. Calvo González, P. Cózar, S. Falces, E. Moreno-Eiris y F. Sánchez Chico

Departamento y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica, U.C.M.- C.S.I.C., 28040 Madrid.

Palabras clave: Biohermos, Biostromos, Carbonífero, Liébana, Corales, Algas

La Formación Cosgaya, definida por Maas (1974) se localiza en el valle de Liébana, en la base del Grupo Potes, unidad de caracter turbidítico de edad Bashkiriense (Fig. 1). Está compuesta por calizas limosas negras (amarillentas en superficies muy meteorizadas) alternando con pizarras y areniscas negras. Las calizas están gran medida bioconstruidas por algas, llegando a constituir biohermos en asociación con corales rugosos, tabulados y chaetétidos.

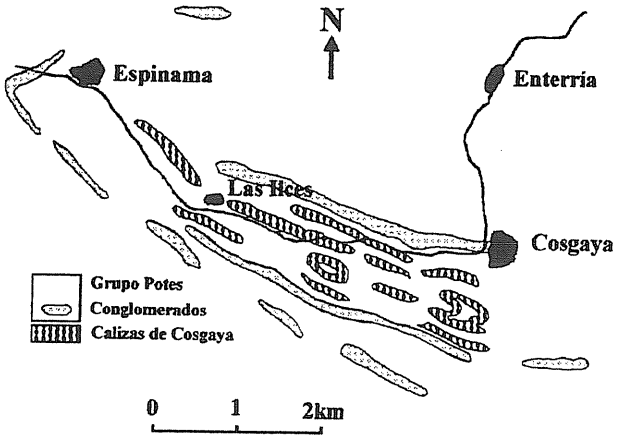


Figura 1. Mapa de localización de los afloramientos de la Formación Cosgaya en el Valle de Liébana (Picos de Europa, Cantabria)

La edad de esta unidad es motivo de controversia. Originalmente fue datada como Bashkiriense a partir de la asociación de algas (Germs en Maas, 1974). Sin embargo, los corales rugosos de los niveles inferiores presentan una asociación de géneros típica del Carbonífero inferior (Rodríguez, 1984) aunque todas las especies sean endémicas de esta unidad. Los corales presentes en los niveles superiores podrían ser de edad Bashkiriense. Se han realizado investigaciones para la localización de microfauna característica que pudiera aportar información definitiva acerca de la edad de la Formación Cosgaya, pero los resultados no han sido concluyentes. No se han encontrado conodontos hasta la fecha, pese a realizarse el tratamiento de varias muestras. Los foraminíferos son muy escasos; las formas más frecuentes corresponden al género *Bradyina* y a la familia Palaeotextulariidae, que aportan poca información temporal, aunque se ha detectado la presencia de escasos ejemplares muy mal conservados de *Profusulinella* que podrían indicar una edad Bashkiriense ya desde los niveles más bajos de la sucesión (Villa, comunicación personal). La escasez y mala preservación de los ejemplares hace aconsejable esperar a nuevas investigaciones para fijar con precisión la edad de esta unidad.

El principal desarrollo de las bioconstrucciones se produce por la acción de algas incrustantes, principalmente algas cianofitas tales como *Girvanella*, algas rodofitas pertenecientes a la familia de las ungdarelláceas y otras de asignación incierta como *Apralysia*. Cuando éstas se desarrollan como único componente, las bioconstrucciones tienen morfología tabular o muy levemente lenticular. Cuando en las bioconstrucciones intervienen corales tabulados (básicamente syringopóridos), chaetétidos y corales rugosos, las bioconstrucciones pueden adquirir el carácter de biohermos con una relación altura/anchura relativamente grande. En las

proximidades de la localidad de Las Ilces se han localizado al menos tres de estos biohermos, con dimensiones de entre 3 y 8 metros de altura y entre 10 y 20 metros de anchura (Fig. 2). Algunos de estos biohermos presentan recrecimientos parciales en su parte superior, que aumentan el relieve de los mismos.

Tabulados del género *Syringopora* constituyen los principales elementos de bioconstrucción en la vertical de estos biohermos. Algunos corales rugosos coloniales de los géneros *Fomichevella*, *Dorlodotia* y *Siphonodendron* y abundantes chaetétidos participan también en la bioconstrucción. La variedad de corales es mayor en los niveles tabulares que bordean los biohermos, donde además de los géneros mencionados se encuentran *Semenophyllum*, *Kizilia*, *Kionophyllum*, *Dibunophyllum* y *Caninostrotion*.

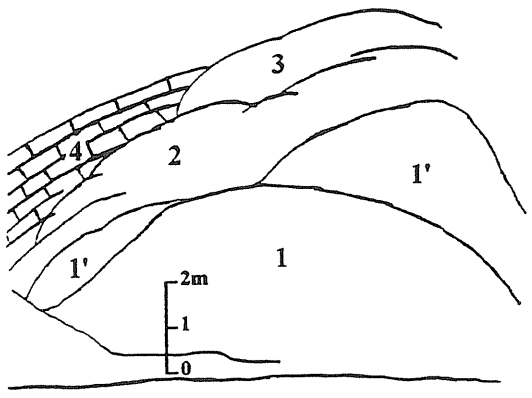


Figura 2. Ejemplo de desarrollo de un biohermo en las Ilces. El biohermo está compuesto de varias fases de crecimiento. 1.- Núcleo principal compuesto por algas y siringopóridos. También aparecen algunos corales rugosos coloniales. 1'.- Recrecimientos superiores laterales compuestos principalmente por chaetétidos, algas y siringopóridos; corales rugosos muy escasos. 2.- Recrecimiento con desarrollo predominante de algas y siringopóridos. 3.- Segundo recrecimiento constituido casi exclusivamente por algas y siringopóridos. 4.- Capas laterales al biohermo compuestas de caliza limosa con abundantes oncolitos, corales rugosos y tabulados. Se caracterizan por un alto contenido en materia orgánica y presencia de sulfuros de hierro.

Los niveles tabulares están constituidos en parte por corales rugosos solitarios y coloniales. Estos corales rugosos se encuentran generalmente con su eje mayor paralelo a la superficie de los estratos, lo que indica que han sido removilizados de la posición en que vivieron. Sin embargo, su preservación es excelente, ya que conservan estructuras muy delicadas, como finos recrecimientos de la muralla. Estas estructuras hubieran sido destruidas si se hubiera producido un transporte prolongado o si el régimen de energía del medio hubiese sido muy alto. Por todo ello estos corales deben encontrarse muy próximos al lugar donde se desarrollaron originalmente. Algunos corales solitarios y coloniales se encuentran en posición de vida. Todos estos corales y los demás bioclastos que aparecen en estos niveles (escasos foraminíferos, braquiópodos y briozoos) se encuentran incrustados por algas, que en algunos niveles llegan a constituir hasta el 90 % de la roca.

Los niveles tabulares pueden considerarse como autoparabiostromos, según la nomenclatura de Kershaw (1994), ya que están en parte constituidos por bioclastos (corales, y otros invertebrados) y en parte por organismos bioconstructores en su posición original (algas, algunos corales).

Bibliografía

Kershaw, S. 1994. Clasification and Geological Significance of Biostromes. *Fazies*, **31**, 81-92

Maas, K. 1974. The Geology of Liébana, Cantabrian Mountains. Depositions and deformation in a Flysch Area. *Leidse Geologische Mededelingen*, **49**, 379-465.

Rodríguez, S. 1984. *Corales rugosos del Este de Asturias*. Ed. Complutense **109/84**, 1-529.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Cambios de la microfauna (ostrácodos, foraminíferos) en el Cenomaniense medio-superior de la cuenca Vasca occidental

Julio Rodriguez-Lazaro, Ana Pascual y Ernesto Garcia-Zarraga

Area de Paleontología, UPV/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao.

Palabras clave: Microfaunas, bioestratigrafía, paleoecología, geoquímica, eventos

La presencia de eventos anóxicos con distribución mundial, en numerosas localidades del Cenomaniense superior, ha permitido caracterizar convenientemente este piso del Cretácico mediante el estudio de sus componentes faunísticos y de los valores isotópicos del carbono y del oxígeno. Durante el Cenomaniense, existían en la cuenca Vasca varias regiones paleogeográficas: la plataforma Navarro-Cántabra y los "Shallows de Bizkaia-Gipuzkoa", que ocupaban unas amplias áreas de plataformas distales, abiertas hacia el NE hacia el profundo surco de San Juan de Luz. El pequeño surco de Plentzia comenzaba a abrirse desde el área situada a N del actual Bilbao hacia el SE, a lo largo de un estrecho pasillo limitado por las fallas de Bilbao y de Calamua, estructuras tectónicas principales, sobre todo ésta última, que separaba la placa ibérica de la europea produciendo a su vez un importante vulcanismo durante este periodo.

Han sido estudiadas un total de 7 secciones del Cenomaniense en la cuenca Vasca occidental, con el fin de caracterizar sus contenidos microfaunísticos (ostrácodos y foraminíferos), así como sus variaciones geoquímicas (isótopos $\partial^{13}C$, $\partial^{18}O$). Las secciones situadas en el flanco norte del sinclinal de Bizkaia se localizan muy próximas a la alineación volcánica de la falla de Calamua, y sus asociaciones bentónicas están claramente empobrecidas, mientras que las secciones al sur de dicho sinclinal, probablemente menos afectadas por la actividad volcánica, presentan asociaciones de microfaunas más ricas y diversificadas. Se ha elegido como representativo el corte de Leioa (Bizkaia), que consta de 63 m de materiales carbonatados del intervalo Cenomaniense inferior a Cenomaniense final. Se han diagnosticado las biozonas de *Rotalipora brotzeni, R. reicheli* y *R. cushmani,* datando el conjunto del Cenomaniense en estos materiales. El tránsito Cenomaniense-Turoniense falta en esta sección, si bien se datan términos pertenecientes al Cenomaniense superior alto. Ha sido reconocido un evento kenóxico (deficitario en oxígeno) durante el Cenomaniense medio, el cual está caracterizado por señales bióticas y geoquímicas. Las señales bióticas consisten en fuertes variaciones de las diversidades faunísticas de los ostrácodos y los foraminíferos bentónicos, que responden similarmente ante los cambios paleoambientales estudiados; las modificaciones en las asociaciones de los foraminíferos planctónicos están regidas por alteraciones paleoambientales de índole diferente a las de los microorganismos bentónicos, si bien sus señales bióticas son también importantes. Las señales geoquímicas de los eventos deducidos en este trabajo son, por un lado, incrementos de los valores del $\partial^{13}C$, que se asocian claramente con descensos de las diversidades de los bentónicos, lo que se interpreta como una disminución del contenido en nutrientes de las aguas donde vivían dichos organismos. Los valores del $\partial^{18}O$ proporcionan la segunda señal geoquímica; hemos encontrado una señal positiva en el límite Cenomaniense inferior-medio y otra negativa en el Cenomaniense superior, que podrían indicar oscilaciones de carácter térmico dentro de un contexto climático cálido durante el Cretácico medio.

Los ostrácodos representan menos del 5% del total de las microfaunas calcáreas estudiadas. Se han recogido más de 2300 individuos pertenecientes a 67 especies. Las asociaciones más típicas están formadas por las especies: *Pontocyprella cf rara* Kaye., *Cytherella* sp 1, *Oertliella ?* sp 3, *Neocythere (N.) kayei* Weaver, *Cardobairdia cenomanensis* Nuyts, *Paracypris acuta* Cornuel, entre otras. En el resto de las secciones encontramos asociaciones muy empobrecidas, donde *Cytherella* es el género dominante, y muy secundariamente *Praephacorhabdotus* y *Pontocyprella*. Estas asociaciones pertenecen a la biofacies de *Pontocyprella-Rehacythereis* que caracteriza a los paleoambientes de plataformas externas de la cuenca Vasca durante el Cenomaniense.

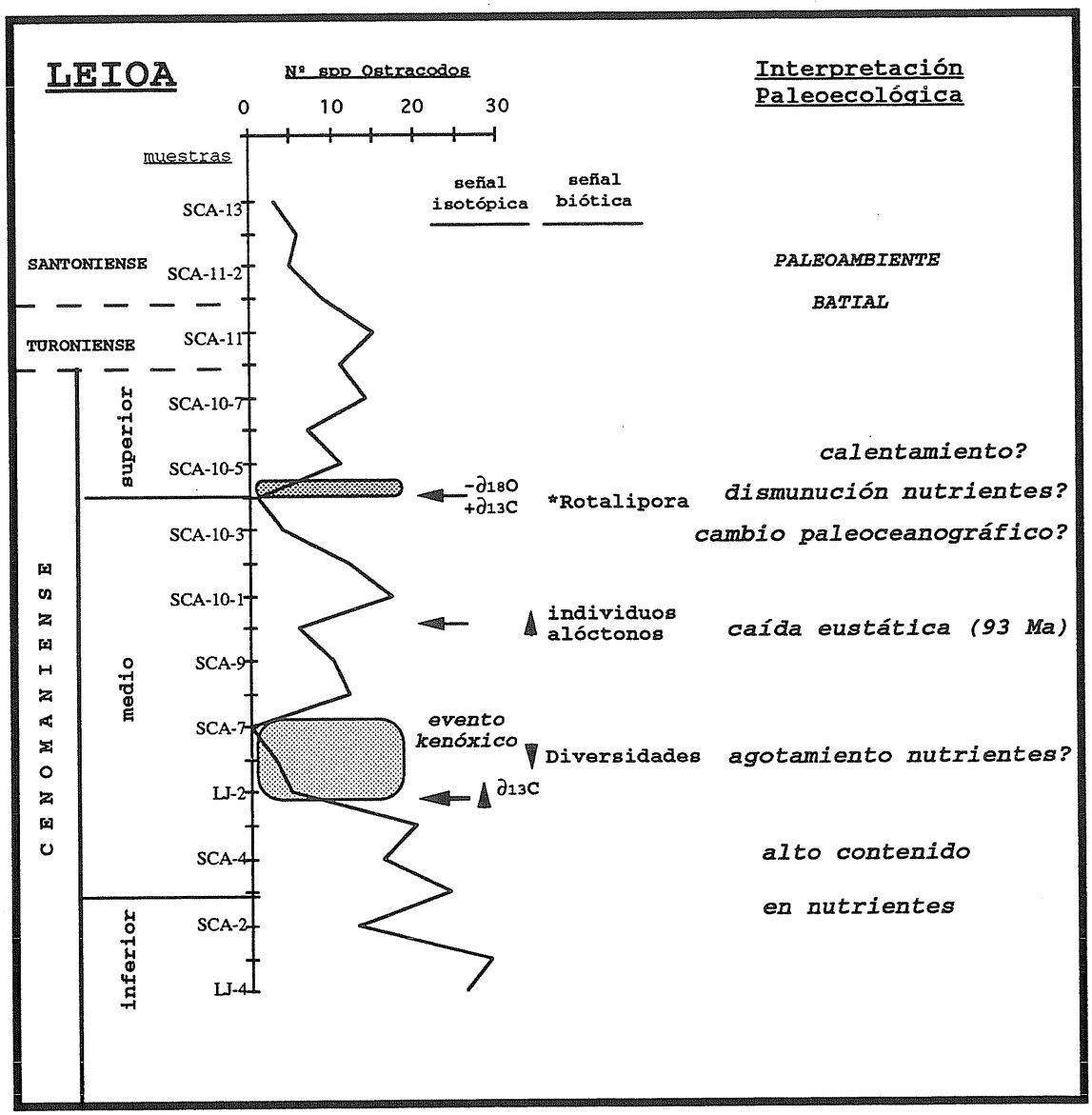


Figura 1. Interpretación paleoecológica de las señales bióticas y geoquímicas en en Cenomaniense de Leioa (Bizkaia). Las diversidades específicas de las asociaciones de ostrácodos definen tres grandes ciclos limitados por eventos paleoceanográficos.

Los foraminíferos plantónicos dominan cuantitativamente las microfaunas estudiadas, con porcentajes entre el 70-95%. Entre los bentónicos, los rotálidos nunca llegan al 20% y los textuláridos al 8%, siendo notable la ausencia total de miliólidos en estos niveles. El

material estudiado de foraminíferos planctónicos es de 6595 ejemplares pertenecientes a 26 especies. Las asociaciones más abundantes durante el Cenomaniense inferior se componen de *Rotalipora montsalvensis, Hedbergella delrioensis* y *R. reicheli* en sus términos más modernos. En el Cenomaniense medio, es *R. cushmani* la especie dominante, que es sustituída por *Helvetoglobotruncana praehelvetica* a partir del Cenomaniense superior. Es interesente hacer notar la brusca aparición de heterohelícidos a partir de la base del Cenomaniense superior.

Un total de 93 especies de foraminíferos bentónicos han sido identificadas. De ellas las más abundantes resultaron ser: *Textularia subconica* Franke, *Lenticulina rotulata* Lamark, *Clavulina gaultiana* Morozova, *Textularia chapmanii* Lalicker, *Nodosaria bistegia* (Olszewski), *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Eggerellina brevis* (d'Orbigny), *Allomorphina trochoides* (Reuss) y *Gyroidinoides nitidus* (Reuss). Estas especies, que raramente superan el 30% del total de los foraminíferos bentónicos extraídos, constituyen 4 asociaciones bien diferenciadas.

Las características de la microfauna estudiada, porcentaje de foraminíferos planctónicos/bentónicos, especies concretas de ostrácodos con individuos sin tubérculos oculares.

y otros criterios, indican unas paleobatimetrías del régimen batial para estos materiales. La ausencia de miliólidos, así como del género termofílico *Cytherelloidea*, parecen indicar unas condiciones térmicas relativamente frescas dentro de un ambiente climático cálido en estos niveles del Cretácico.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento a los Drs. J. Elorza y F. García-Garmilla (Petrología, UPV/EHU) por los datos de geoquímica aportados en el presente trabajo. Esta investigación ha sido subvencionada por la D.G.I.C.Y T. (PB90-0660).

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Un nuevo dinosaurio hipsilofodóntido (Ornitischia) del Barremiense Inferior de Galve (Teruel)

J. I. Ruiz-Omeñaca y G. Cuenca-Bescós

Departamento de Ciencias de la Tierra, Area de Paleontología, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

Palabras clave: Cretácico Inferior, Cordillera Ibérica, sistemática, Dinosauria, Hypsilophodontidae

Introducción

La sucesión de faunas y floras del Cretácico Inferior continental de la Cordillera Ibérica se encuentra ampliamente representada en el área de Galve. Los dinosaurios ornitisquios son relativamente abundantes, y se encuentran en al menos 8 niveles de los 300 metros de sedimentos que alcanzan las Unidades Castellar y Camarillas en Galve (Cuenca-Bescós *et al.*, 1994).

Un aficionado de Galve, J.M. Herrero, extrajo en 1982 del yacimiento Poyales Barranco Canales (PBCH, Poyales en Cuenca-Bescós *et al.*, 1994) los restos del esqueleto postcraneal de un pequeño ornitisquio. En total se han identificado 104 restos de la columna vertebral, cadera izquierda y patas posteriores, pertenecientes todos a un único individuo, lo que hace que sea uno de los pequeños ornitisquios más completo encontrado en España. Un primer estudio de Sanz *et al.* (1987), realizado únicamente sobre un fémur y el ilion izquierdos, permitió clasificarlo como *Hypsilophodon foxii*.

Además, en este yacimiento aparecieron restos de peces, tortugas y cocodrilos. La actividad de la explotacion minera de las arcillas de la Formación Camarillas en Galve ha hecho desaparecer este yacimiento en años posteriores. El estudio de los restos obtenidos originalmente, haciendo especial énfasis en el fémur y su comparación con el de otros ornitisquios relacionados con *Hypsilophodon*, así como un análisis de la posible edad del individuo, son el objeto de este trabajo.

Sistemática

En ausencia del cráneo, las variaciones en la forma del fémur parecen ser los caracteres más usados para dilucidar las relaciones dentro de la familia Hypsilophodontidae (Galton y Jensen, 1973; Sues y Norman, 1990).

Los fémures de hipsilofodóntidos se distinguen de los de driosaúridos, como *Valdosaurus*, por la ausencia de surco intercondilar anterior (Fig. 1D) (Sues y Norman, 1990). Se diferencian de los de "fabrosaúridos" en que tienen el trocánter menor de menor tamaño que el gran trocánter, y el gran trocanter no comprimido anteroposteriormente y separado de la cabeza por un surco poco profundo. Se diferencian de los de heterodontosaúridos, entre otras características, por la presencia de un surco intercondilar posterior y la separación del trocánter menor y la cabeza femoral. Por último, se diferencian de los de iguanodóntidos y camptosaúridos en que son menos masivos, el 4º trocánter se situa en la mitad proximal de la diáfisis, y el surco intercondilar anterior es poco profundo o ausente (Rich y Rich, 1989).

Los fémures de Galve, por el trocánter menor de menor tamaño que el gran trocánter y separado de la cabeza femoral, el gran trocanter no comprimido anteroposteriormente, la presencia de surco intercondilar posterior, la situación del 4º trocánter en la mitad proximal de la diáfisis y la ausencia de surco intercondilar anterior, sólo pueden clasificarse como pertenecientes a la familia Hypsilophodontidae.

Se conocen 19 especies de hipsilofodontidos (Sues y Norman, 1990), pero no se conocen los fémures de todas ellas, por ello sólo hemos podido comparar con algunas especies.

Los fémures de PBCH se diferencian de los de *Camptosaurus valdensis, Fulgurotherium australe*, *Hypsilophodon foxii* (Fig. 1A), *Yandusaurus honhensis* e Hypsilofodóntido de Victoria, tipo 1 en la fisura profunda que separa los trocánteres menor y mayor, presente en este ejemplar y poco profunda en las demás especies (Galton, 1975; Molnar y Galton, 1986; Rich y Rich, 1989). La especie *Tenontosaurus tilletti*, además de tener la fisura intertrocantérica poco profunda, tiene el 4º trocánter en la mitad de la diáfisis, y el cóndilo lateral de menor tamaño que el medial (Dodson, 1980). Las dos últimas características diferencian a *Thescelosaurus neglectus* (Gilmore, 1915) del ejemplar de Galve. Los fémures de PBCH se diferencian de los de *Leaellynasauria amicagraphica* y *Parksosaurus warreni* en que en estos últimos no hay fisura entre los trocánteres femorales (Rich y Rich, 1989; Galton y Jensen, 1979). *Hypsilophodon wielandi* y el Hipsilofodóntido de Proctor Lake (*Hypsilophodon sp.*) se diferencian en que la fisura intertrocantérica es poco profunda y tienen un pequeño surco intercondilar anterior (Galton y Jensen, 1979; Winkler *et al.*, 1988). Por esta última característica deberían considerarse miembros de la familia Dryosauridae.

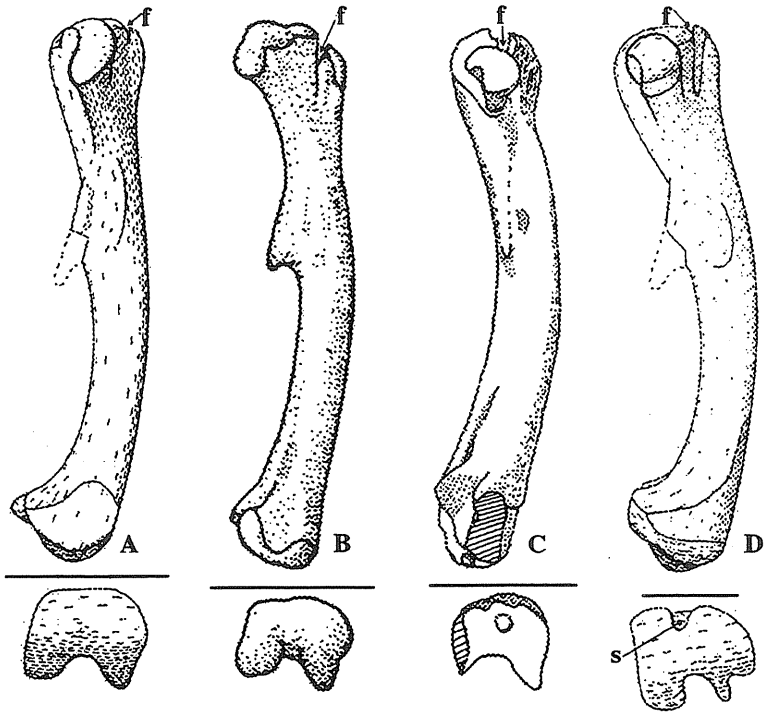


Figura 1. Fémures izquierdos de *Hypsilophodon foxii* (A), *Othnielia rex* (B), hipsilofodóntido de Galve (C), y *Valdosaurus canaliculatus* (D), en vistas medial (arriba) y distal (abajo). Obsérvense las diferencias en la fisura intertrocantérica (f) y en el surco intercondilar anterior (s). Escala 3cm.
A y D tomados de Galton (1975); B modificado de Galton y Jensen (1973).

Othnielia rex, del Jurásico superior (Kimmeridgiense-Titónico) de Norteamérica (Galton y Jensen 1973, como *Nanosaurus? rex*), tiene el fémur más parecido a los ejemplares de Poyales Barranco Canales, ya que combina la ausencia de surco intercondilar anterior con una fisura profunda separando los trocánteres proximales (Fig. 1B). Es posible que el ejemplar de Galve esté relacionado con el género *Othnielia*.

Algunas características del resto de huesos del esqueleto que diferencian al ejemplar de Galve de *O. rex* son el prepubis con extremo anterior expandido y girado, la

"plataforma breve" del ilion más estrecha, la mayor longitud del femur respecto a la tibia, la fíbula más reducida, y el dedo 1 más alargado.

Otros restos de dinosaurios hipsilofodóntidos encontrados hasta ahora en España son demasiado fragmentarios como para hacer posible, de momento, una comparación. En Galve han aparecido dos dientes de *Hypsilophodon* sp. (Estes y Sanchiz, 1982; Buscalioni y Sanz, 1984), en Morella (Castellón) un conjunto de metatarsales y falanges de *Hypsilophodon sp.* (Sanz *et al.*, 1983), y en Igea (La Rioja) numerosos restos craneales y postcraneales de *Hypsilophodon foxii* (Torres y Viera, 1994).

Los driosaúridos, un grupo de ornitópodos muy próximo a los hipsilofodóntidos (Sues y Norman, 1990), también se encuentran en España. Un femur de cf. *Valdosaurus* es citado en el yacimiento de Cerrada Roya-Mina de Galve (Sanz *et al.*, 1987, Cuenca-Bescós *et al.*, 1994).

Edad del individuo

Hay algunas evidencias que podrían indicar que el ejemplar es un individuo juvenil: los arcos neurales no estan fusionados a los centros vertebrales, los centros de las vértebras sacras no están fusionados entre sí, y el femur izquierdo presenta el extremo distal poco osificado, con los cóndilos mal desarrollados. Estas características han sido citadas, juntas o por separado, para diferentes grupos de dinosaurios: driosaúridos (*Dryosaurus*, Carpenter, 1994), hadrosaúridos (Hadrosauridae indet., Kaye y Russel, 1979; *Maiasauria*, Horner y Makela, 1979), y ceratópsidos (*Psittacosaurus*, Coombs, 1982)

Wheishampel y Horner (1994) dan como una característica de madurez esqueletal el desarrollo de los condilos distales del fémur: los fémures bien osificados pueden pertenecer tanto a individuos adultos como a juveniles, mientras que los mal osificados sólo pueden haber pertenecido a individuos juveniles. Los del ejemplar de Galve, mal osificados, sólo pudieron pertenecer a un individuo juvenil.

Conclusiones

Se han estudiado, entre otros restos postcraneales, los fémures de un dinosaurio hipsilofodóntido del Barremiense Inferior de Galve (Teruel). Son parecidos a los de *Valdosaurus* en la disposición de los trocánteres, y se asemejan a *Hypsilophodon* en la ausencia del canal intercondilar anterior, canal que se encuentra en los driosaúridos como *Valdosaurus*. Sin embargo, por el conjunto de caracteres descritos no pueden atribuirse ni a *Valdosaurus* ni a *Hypsilophodon*, y se encuentran más cerca de la especie *Othnielia rex.*

Por el estado de osificación y fusión de algunos restos óseos, el ejemplar estudiado podría tratarse de un individuo juvenil.

Agradecimientos

José Ignacio Ruiz-Omeñaca ha sido becario del Instituto de Estudios Turolenses, y en la actualidad lo es de la Diputación General de Aragón (CONAI). Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto del CONAI, Nº.PCB-06/93.

Referencias bibliográficas

Buscalioni, A. y Sanz, J. L. 1984. Los Arcosaurios (Reptilia) del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de Galve (Teruel, España). *Teruel*, **71**, 9-28.

Carpenter, K. 1994. Baby *Dryosaurus* from the Upper Jurassic Morrison Formation of Dinosaur National Monument. In: *Dinosaurs eggs and babies* (Eds. K. Carpenter, K.F. Hirsch y J.R. Horner), Cambridge University Press, Cambridge, 288-297.

Coombs Jr., W. P. 1982. Juvenile specimens of the ornitischian dinosaur *Psittacosaurus*. *Palaeontology*, **25** (1), 89-107.

Cuenca Bescós, G., Amo, O., Aurell, M., Buscalioni, A.D., Canudo, J.I., Laplana, C., Pérez-Oñate, J, Ruiz-Omeñaca, J.I., Sanz, J.L. y Soria, A.R. 1994 Los vertebrados dell

tránsito Jurásico-Cretácico de Galve (Teruel). *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, Madrid, 50-53.

Dodson, P. 1980. Comparative osteology of the american ornitopods *Camptosaurus* and *Tenontosaurus*. *Mémoires de la Societé géologique de France, N. S.*, **139**, 81-85.

Estes, R. y Sanchiz, B. 1982. Early Cretaceous Lower Vertebrates from Galve (Teruel), Spain. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **2** (1), 21-39.

Galton, P. M. 1975 English Hypsilophodontid dinosaurs (Reptilia: Ornitischia). *Palaeontology*, **48** (4), 741-752.

Galton, P. M. y Jensen, J. A. 1973. Skeleton of a Hypsilophodontid Dinosaur (*Nanosaurus(?) rex*) from the Upper Jurasic of Utah. *Bringham Young University Geological Studies* , **20**, 137-157.

Galton, P. M. y Jensen, J. A. 1979. Remains of Ornithopod Dinosaurs from the Lower Cretaceous of North America. *Bringham Young University Geological Studies*, **25** (3), 1-10.

Gilmore, C. W. 1915. Osteology of *Thescelosaurus*, an orthopodous dinosaur from the Lance formation of Wyoming. *Proceedings U. S. National Museum*, **49** (2127), 591-646.

Horner, J. R. y Makela, R. 1979. Nest of juveniles provides evidence of family structure among dinosaurs. *Nature*, **282**, 296-298.

Kaye, J. M. y Russell, D. A. 1973. The oldest record of hadrosaurian dinosaurs in North America. *Journal of Paleontology*, **47** (1), 91-93.

Molnar, R.E. y Galton, P. M. 1986. Hypsilophodontid dinosaurs from Lightning Ridge, New South Wales, Australia. *Geobios*, **19** (2), 231-239.

Rich, T. H. V. y Rich, P. V. 1989. Polar dinosaurs and biotas of Early Cretaceous of Southeastern Australia. *National Geographic Research*, **5** (1), 15-53.

Sanz, J. L., Buscalioni, A.D., Casanovas, M. L. y Santafé, J. V. 1987. Dinosaurios del Cretácico inferior de Galve (Teruel, España). *Estudios geológicos, vol. extr. Galve-Tremp*, 45-64.

Sanz, J. L., Santafé, J. V. y Casanovas, M. L. 1983. Wealden ornitopod dinosaur *Hypsilophodon* from the Capas Rojas formation (Lower Aptian, Lower Cretaceous) of Morella, Castellón, Spain. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **3** (1), 39-42.

Sues, H. D. y Norman, D. B. 1990. Hypsilophodontidae, *Tenontosaurus* and Dryosauridae In: *The Dinosauria* (Eds. D.B. Weishampel, P. Dodson & H. Osmólska), University of California Press, Berkeley, 498-509.

Torres, J. A. y Viera, Luis I. 1994. *Hypsilophodon foxii* (Reptilia, Ornitischia) en el Cretácico inferior de Igea (La Rioja, España). *Munibe (Ciencias Naturales)*, **46**, 3-41.

Weishampel, David B. y Horner, John R. 1994. Life hystory syndromes, heterocrony, and the evolution of Dinosauria. In: *Dinosaurs eggs and babies* (Eds. K. Carpenter, K.F. Hirsch & J.R. Horner), Cambridge University Press, Cambridge, 229-243.

Winkler, D. A., Jacobs, L. L., Russell Branch, J., Murry, P. A., Downs, W. R. y Trudel, P. 1988. The Proctor Lake dinosaur locality, Lower Cretaceous of Texas. *Hunteria* **II** (5), 1-8.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Asociaciones de conodontos del Ashgill y del Llandovery en horizontes carbonatados del valle del Freser (Girona)

Javier Sanz López[1] y Graciela N. Sarmiento[2]

1 Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Facultad de Geología. Universitat de Barcelona. Martí i Franqués, s/n.08028 Barcelona.
2 Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de CC. Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). 28040 Madrid.

Palabras clave: Bioestratigrafía, Ordovícico superior-Silúrico, biofacies, Pirineo oriental

Introducción

Los primeros conodontos hallados en las rocas del Ordovícico superior del Pirineo, fueron asignados al intervalo Caradoc superior-Ashgill inferior por Boersma (in Hartelvelt, 1970). Los conodontos proceden de horizontes sin una localización precisa dentro de la Fm. Estana de Hartelvelt (1970), en el valle alto del Segre (Pirineo oriental meridional). Dicha formación tiene una potencia variable entre 10-60 m y está constituida por lutitas carbonáticas y calizas con braquiópodos, briozoos, cistoideos, corales rugosos, gasterópodos, bivalvos y trilobites. Con posterioridad Stoppel (in Robert, 1980) identificó conodontos del Caradoc en cuatro muestras procedentes de diferentes niveles carbonáticos de la vertiente occidental del valle del Freser (Ripollès). Estos niveles se encuentran en la lámina alpina de El Baell (fig. 1) que forma parte del apilamiento antiformal del Freser de Muñoz (1985). Dicha lámina está constituida por lutitas carbonáticas y limolíticas verdes, que alternan con bancos carbonáticos que son más abundantes hacia el techo.

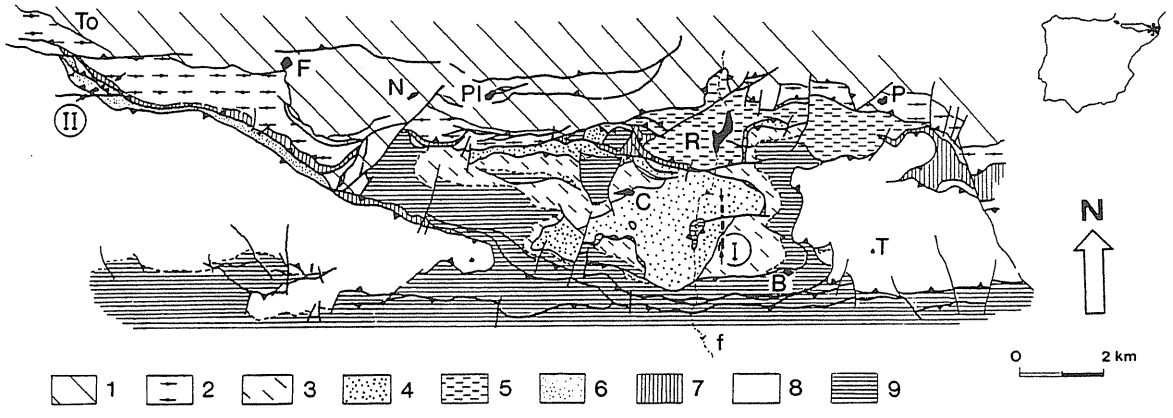


Figura 1. Esquema geológico de las rocas del Ordovícico superior en la Vall de Ribes, basado en Muñoz (1985) y Vergés *et al.* (1994). Leyenda: 1, Cámbrico-Ordovícico; 2, Ordovícico superior del manto del Canigó; 3, manto de Bruguera; 4, Ordovícico superior del manto de El Baell; 5, Ordovícico superior del manto de Ribes de Freser; 6, Unidad estratigráfica 12; 7, Silúrico; 8, Devónico y Carbonífero inferior; 9, post-Westfaliense. **I** y **II** corresponden a la localización de las secciones estratigráficas. **B**, Bruguera; **C**, Campelles; **F**, Fornells; **f**, Río Freser, **N**, Nevà; **P**, Pardines; **Pl**, Planoles; **R**, Ribes de Freser; **T**, El Taga; **To**, collada de Toses.

Esta sucesión fue definida como Fm. El Baell por Robert (1980) y su potencia ha sido estimada entre 180 y 300 m (Robert, 1980; Muñoz, 1985). Por nuestra parte, hemos obtenido conodontos en dos muestras (N49, N51) de la Fm. El Baell, en la vertiente oriental del Freser y también, en otra muestra (N44) procedente de la Unidad 12 de Vergés *et al.* (1994). La Unidad 12 está constituida por areniscas, lutitas y rocas volcanoclásticas que fueron asignadas al Devónico Inferior. Estos materiales están involucradas en un conjunto de escamas tectónicas imbricadas, localizadas entre Nevà y la collada de Toses (fig. 1).

El presente trabajo constituye una primera revisión de los conodontos ordovícicos del Pirineo oriental y una evaluación de su interés bioestratigráfico. Tiene un particular interés el hallazgo de conodontos del Llandovery, por cuanto se encuentran en litologías similares a las descritas para el Ordovícico superior ("schistes troués").

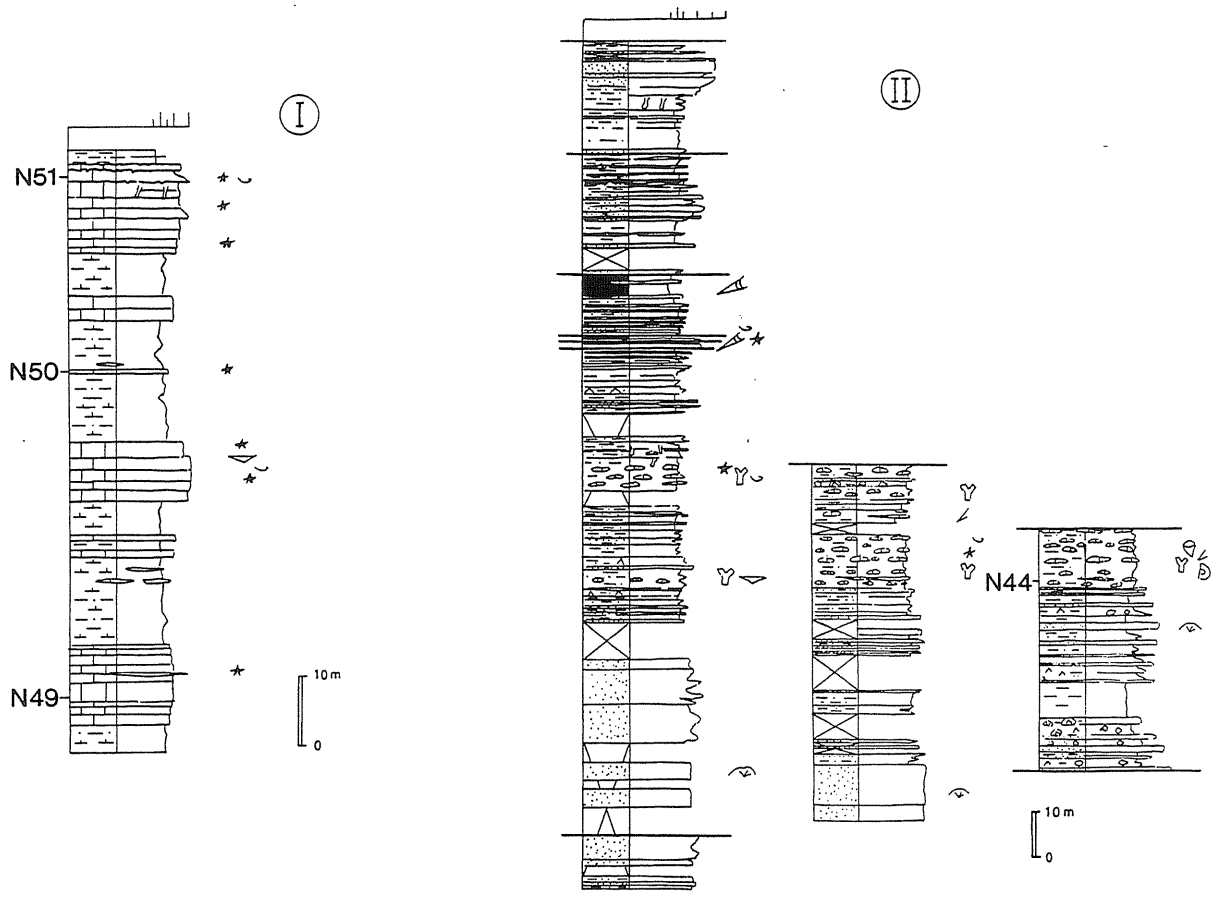


Figura 2. I, sección estratigráfica sintética de la Fm. El Baell en la carretera de Ribes de Freser a Bruguera. II, secciones parciales de la Unidad 12 de Vergés *et al.* (1994) realizadas en els Clots, a través de la pista entre la collada de Toses y el Pla d'Anyella.

Estratigrafía

La sucesión muestreada se ubica en la parte más alta de la Fm. El Baell (fig. 2) y consta de una alternancia de tramos margosos o lutíticos con niveles decamétricos de calizas. Las capas lutíticas contienen *Heliocrinites* cf. *rouvillei* (von Koenen), *Nicolella* sp. y briozoos, según Robert (1980). Las capas carbonatadas varían su composición desde "mudstone" hasta "wacke-packstone" de crinoides, restos de

trilobites y bivalvos. El tramo superior de calizas, presenta desarrollado un "hardground" con enriquecimiento en óxidos de hierro que precede a las lutitas de color gris oscuro de la unidad suprayacente.

El ordenamiento de la sucesión estratigráfica de la Unidad 12 es problemático, ya que está cortada por multitud de fallas (fig. 2). La muestra que ha proporcionado conodontos (N44), procede de un tramo de limolitas con nódulos carbonatados donde se reconocen restos de briozoos, crinoides, corales, braquiópodos, espículas de esponjas, pequeños conuláridos y ostrácodos.

	BOERSMA	STOPPEL				Este trabajo		
		3879	3891	3383	3412	N49	N51	N44
Acodus sp.	⊙							
Acontiodus sp.			□					
Amorphognathus ordovicicus BRANSON y MEHL, 1933	⊙					?	★	
Amorphognathus cf.*ordovicicus* BRANSON y MEHL, 1933						★	★	
(Pb): *Ambalodus triangularis* BRANSON y MEHL, 1933	⊙				□			
(S)						★	★	
Amorphognathus sp.	⊙	□			□			
Ambalodus sp.			□					
Amorphognathus sp. o *Ambalodus* sp.				□				
Drepanodus sp.	⊙	□			□			
Icriodella superba RHODES, 1953	⊙							
Oistodus cf. *contractus* MOUND, 1965					□			
Oistodus excelsus BRANSON y MEHL, 1933	⊙							
Oistodus sp.	⊙	□						
Panderodus gracilis (BRANSON y MEHL, 1933)	⊙		□				★	
Panderodus cf. *panderi* (RHODES, 1953)			□					
Panderodus sp.		□						
Plectodina sp.	⊙							
Rhodesognathus elegans (STAUFFER, 1940) Elemento Pb			□					
Scabbardella altipes HENNINGSMOEN, 1948							★	
Scabbardella sp.						★		
Staufferella falcata (STAUFFER, 1935)			□					
Walliserodus amplissimus (SERPAGLI, 1967) *sensu lato*							★	
Walliserodus sp.						★		
Aspelundia cf.*petila* (NICOLL y REXROAD, 1969)								★
Panderodus unicostatus (BRANSON y MEHL, 1933)								★
Walliserodus blackstonensis McCRACKEN, 1991								★
Walliserodus santticlairi COOPER, 1975								★

Tabla 1. Taxones de conodontos del Ordovícico superior y Silúrico inferior identificados en el Pirineo oriental meridional.

Consideraciones bioestratigráficas

La asociación de conodontos registrada en la Fm. de El Baell por Stoppel (in Robert, 1980) fue referida al Caradoc. Sin embargo, las asociaciones identificadas por nosotros en dos muestras de la misma unidad (tabla 1) corresponden a la Zona de *Amorphognathus ordovicicus* (Pusghillense superior-Hirnantiense inferior). La presencia de un elemento de *Rhodesognathus elegans* en una muestra de Stoppel, probablemente señala el Cautleyense. Una edad similar puede sugerirse para la Fm. Estana en base a la presencia de *Icriodella superba* junto a *Amorphognathus ordovicicus*. Esta asignación está de acuerdo con la identificación de braquiópodos del Caradoc superior por debajo de la Fm. Estana según Schmidt (1931), Spjeldnaes (in Hartelvelt, 1970) y Villas (in Leone *et al.*, 1991). Por otra parte, los braquiópodos de la Fm. Estana fueron asignados al Ashgill (Schmidt, 1931), Caradoc superior-Ashgill inferior por Spjeldnaes (in Hartelvelt, 1970) o al Cautleyense y Rawtheyense (correlación con el horizonte BH4 de Leone *et al.*, 1991 en Cerdeña).

Los conodontos obtenidos en la Unidad 12 (tabla 1, muestra N44) corresponden al

intervalo entre las zonas de conodontos de *A. petila* y/o parte inferior de *A. fluegeli*, en la zonación de Amstrong (1990) establecida para biofacies de plataforma externa y talud de Groelandia y utilizada en depósitos epicontinentales someros en la Zona Cantábrica (Sarmiento *et al.*, 1994). La identificación de conodontos del intervalo Rhuddaniense-Aeroniense (Llandovery) supone un dato preliminar de especial interés, por cuanto este intervalo en el Pirineo estaba caracterizado por ampelitas negras graptolíticas, o bien por la Cuarcita de Bar. Esta última unidad, que se ubica por debajo de las ampelitas en el Pirineo meridional catalán, fue atribuida al Silúrico por Schmidt (1931) y Boissevain (1934). Para Boissevain (1934) los horizontes sobre la cuarcita corresponden ya al Rhuddaniense superior-Aeroniense (zonas 18-19), hecho que está de acuerdo con la asignación de las lutitas negras más o menos arenosas suprayacentes, al Aeroniense por Degardin (1988).

Referencias bibliográficas

Amstrong, H.A. 1990. Conodonts from the Upper Ordovician-Lower Silurian carbonate platform of North Greenland. *Gronlands Geologiske Undersogelse Bulletin,* **159**, 1-151.

Boissevain, H. 1934. Études géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées Catalanes). *Bulletin Societé Histoire Natural Toulouse*, **66**, 33-174.

Degardin, J.M. 1988. Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie.Paléogéographie. *Société Géologique du Nord*, publication **15**, 1-355.

Hartevelt, J.J.A. 1970. Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, Leiden, **45**, 167-236.

Leone, F., Hammann, W., Laske, R., Serpagli, E. y Villas, E. 1991. Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **30** (2), 201-235.

Muñoz, J.A. 1985. *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental.* Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 1-305.

Robert, J. F. 1980. *Étude géologique et métallogénigue du Val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées catalanes.* Thèse a la Faculté des Sciences et des Techniques de L'Université de Franche-Comté, Besançon, 1-294.

Sarmiento, G., Méndez-Bedia, I., Aramburu, C., Arbizu, M. y Truyols, J. 1994. Early Silurian conodonts from the Cantabrian Zone, NW Spain. *Geobios*, **27**, 507-522.

Schmidt, H. 1931. Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. *Abhandliingen der gesellschaft der Wissenschaten zu Gõttingen, Mathematik-Physik*, Kl.3, Folge H.5, **8**, 981-1065.

Vergés, J., Martínez-Rius, A., Domingo, F., Muñoz, J.A., Losantos, M. Gisbert, J. y Fleta, J. 1994. *Cartografía geológica a 1:50000 de la Hoja de Pobla de Lillet (255).* Instituto Tecnológico y Geominero de España, 1-92.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Conodontos del Ashgill en las Calizas de Madremanya, Les Gavarres (Girona)

Graciela N. Sarmiento[1], Javier Sanz López[2] y Antonio Barnolas[3]

1 Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de CC. Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). 28040 Madrid.
2 Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Facultad de Geología. Universitat de Barcelona. Martí i Franqués, s/n.08028 Barcelona.
3 División de Geología y Geofísica, ITGE. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

Palabras clave: Cadenas Costeras Catalanas, Ordovícico superior, Bioestratigrafía, Tafonomía

Introducción

En el macizo de Les Gavarres, situado en el sector nororiental de las Cadenas Costeras Catalanas (Fig. 1), los afloramientos paleozoicos incluyen materiales del intervalo Cámbrico-Ordovícico al Devónico Inferior. Barnolas y García-San Segundo (1992), reconocieron para este área diversas unidades litoestratigráficas que correlacionaron con sucesiones similares de los Pirineos centrales y orientales.

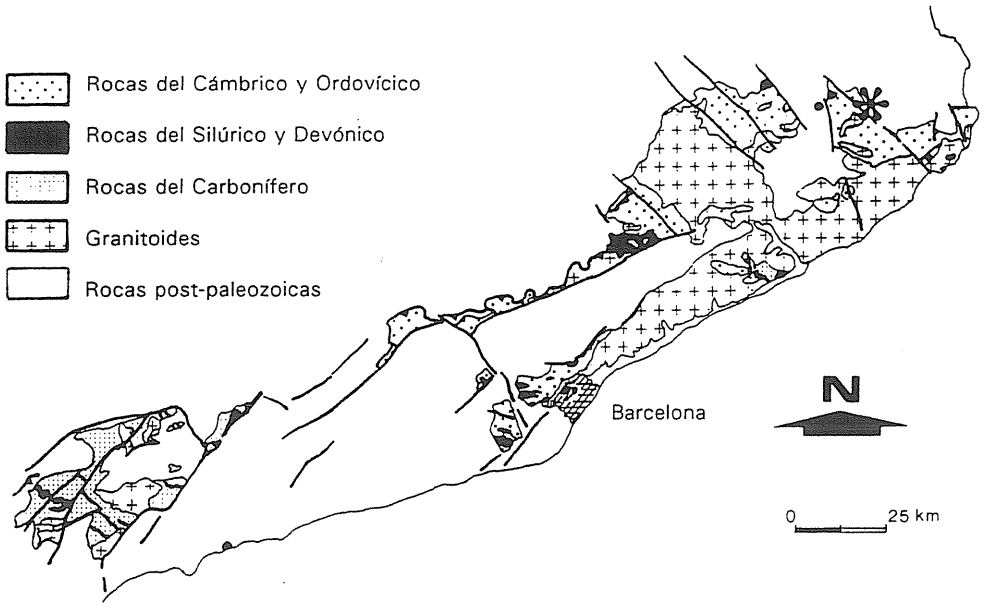


Figura 1. Esquema geológico de los afloramientos paleozoicos de las Cordilleras Costeras Catalanas, donde se ubica la sección estratigráfica estudiada en les Gavarres (*).

Las rocas pre-silúricas con una potencia de aproximadamente 4000 m, corresponden a dos conjuntos litológicos bien definidos (fig. 2): la Serie Heterolítica inferior de Les Gavarres y una sucesión de unidades del Ordovícico superior (Conglomerado S. Cebrià de Lledó, Volcanitas ácidas de Els Metges, Limolitas y calizas de Mas Cals, Lutitas y areniscas de Fitor), que han sido descritas en detalle por Barnolas y García-San Segundo (1992). La ausencia de datos paleontológicos en la Serie Heterolítica inferior impide precisar su edad, asignándose al Cámbrico-Ordovícico por correlaciones estratigráficas. En las unidades del conjunto superior de Les Gavarres, sólo se han reconocido restos fósiles (braquiópodos y briozoos) en las Limolitas y calizas de Mas Cals, pero que por su deficiente estado de

conservación no aportan datos acerca de la edad de estos materiales.

El objeto de este trabajo es dar a conocer la identificación de conodontos del Ordovícico superior en los niveles calcáreos de las Limolitas y calizas de Mas Cals en Madremanya (Fig. 2). Este hallazgo tiene particular interés por cuanto se trata de los primeros restos fósiles identificables taxonómicamente en las rocas pre-silúricas de este área, y a la vez constituye la primera mención de conodontos ordovícicos en las Cadenas Costeras Catalanas.

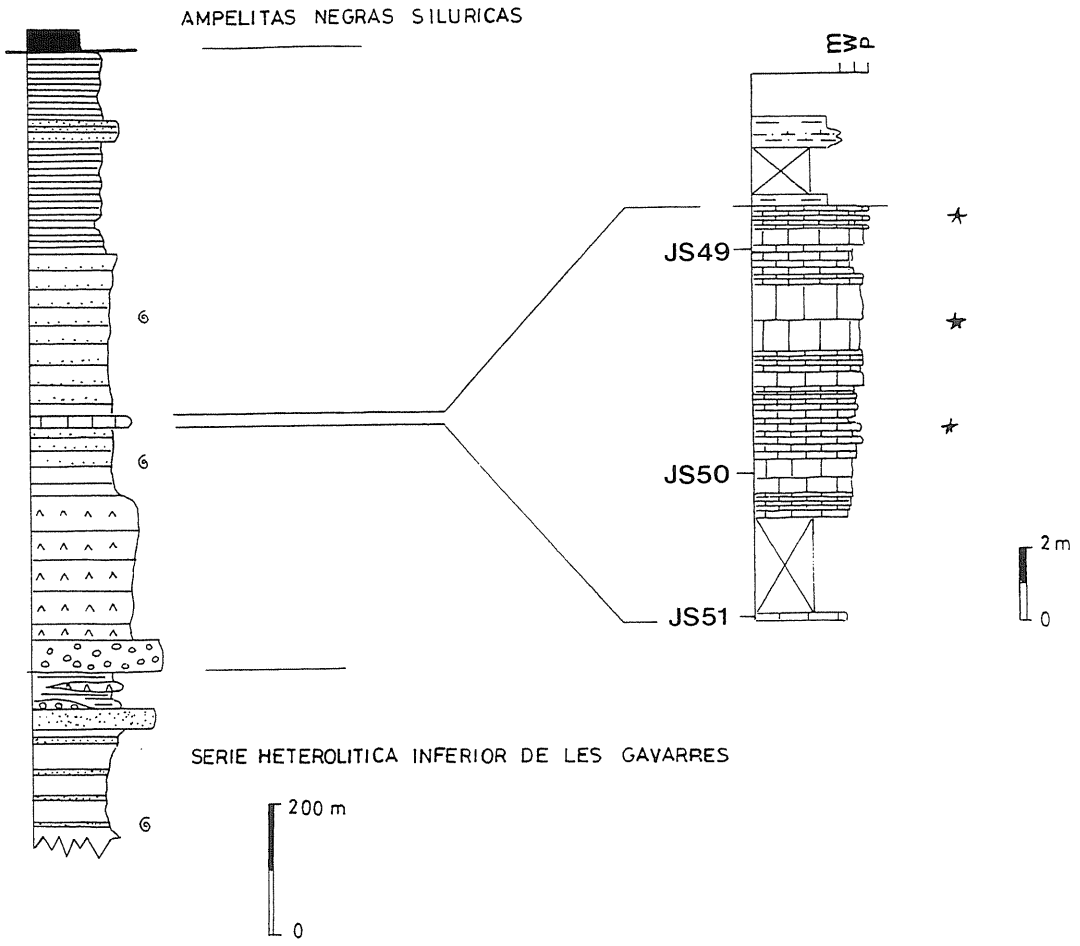


Figura 2. Sección estratigráfica sintética del Ordovícico superior entre la Serie Heterolítica inferior y las ampelitas del Silúrico, según Barnolas y García-San Segundo (1992) y detalle del horizonte de calizas en el área de Madremanya-Font Picant.

Estratigrafía

Barnolas y García-San Segundo (1992), asignaron el nombre de Limolitas y calizas de Mas Cals a una potente serie de limolitas y lutitas que intercalan tramos oquerosos correspondientes a la descalcificación de nódulos carbonatados. En Madremanya el espesor de esta unidad se ha estimado en 1000 m. Los niveles calcáreos, Calizas de Mas Cals y Madremanya, se sitúan en la mitad inferior de la unidad, ubicándose a 125 y 300 m de la base respectivamente. En la localidad de Madremanya, las calizas tienen un color gris claro y su espesor es de 8,6 m, aunque entre 2 y 3 m por debajo afloran otras capas discontinuas de caliza en un tramo semicubierto. Esta potencia contrasta con el espesor de un metro que posee el horizonte calcáreo en Mas Cals (Barnolas y García-San Segundo, 1992). La fábrica de las calizas evoluciona desde "lime mudstone-wackestone" en la parte inferior, a niveles centimétricos y

decimétricos de "wacke-packstone" crinoidales hacia el tramo superior.

Consideraciones sobre la asociación de conodontos

Un total de 129 elementos conodontales fueron obtenidos en tres muestras de las calizas de Madremanya (Fig. 2). El grado de conservación de los ejemplares estudiados es muy deficiente, por cuanto presentan intensas deformaciones mecánicas de tipo continuo (flexuras) y discontinuo (fragmentación, clivaje). Con respecto al Índice de Alteración del Color de los elementos conodontales (Epstein *et al.*, 1977), ha de señalarse la coexistencia de valores CAI de 5,5; 6 y 6,5 que corresponden a un intervalo térmico de 300-480°C, aproximadamente. Estas observaciones tafonómicas permiten inferir que los materiales que proporcionaron los elementos conodontales han experimentado condiciones de metamorfismo regional en facies de esquistos verdes, e importantes perturbaciones tectónicas. Destacándose también, la posible existencia de soluciones hidrotermales en el área por la coexistencia de distintos valores CAI en una misma muestra.

Desde el punto de vista taxonómico, la identificación de los elementos conodontales sólo ha sido posible en nomenclatura abierta por el grado de conservación de los mismos. No obstante, los taxones de conodontos reconocidos en las calizas de Madremanya (tabla 1), son indicativos de la Zona de *Amorphognathus ordovicicus* (Ashgill) del Dominio Nordatlántico. Dentro del mismo, la presencia de *Amorphognathus*, *Sagittodontina* y *Scabardella* permite caracterizar la Provincia Mediterránea de conodontos. Por otra parte, resulta de singular interés el hallazgo de restos muy fragmentados que podrían corresponder a *Birksfeldia* y *Protopanderodus* , dado que estos taxones son conspicuos componentes de las asociaciones anglo-bálticas.

Taxones	Muestras	JS51	JS50	JS49
	Peso	2,250kg	4,420kg	2,600kg
Amorphognathus cf. *ordovicicus* BRANSON y MEHL, 1933				*
Amorphognathus sp.		*	*	
Birksfeldia ? sp.			*	
"*Eocarniodus*" *gracilis* (RHODES) *sensu* ORCHARD, 1980			*	
Icriodella sp.			*	
Panderodus sp.				*
Protopanderodus sp.			*	
Sagittodontina cf. *robusta* (KNÜPFER, 1967)			*	*
Sagittodontina ? sp.		*		
Scabbardella altipes HENNINGSMOEN, 1948			*	*
Scabbardella sp.		*		

Tabla 1. Taxones de conodontos identificados en las Calizas de Madremanya.

Referencias bibliográficas

Barnolas, A. y García-San Segundo, J. 1992. Caracterización estratigráfica y estructural del Paleozoico de Les Gavarres (Cadenas Costero Catalanas, NE de España). *Boletín Geológico y Minero*, **103**, 94-108.

Epstein, A.G., Epstein, J.B. y Harris, L.D. 1977. Conodont Color Alteration -an index to Organic Metamorphism. *U.S. Geological Survey Profesional Paper*, **995**, 1-27.

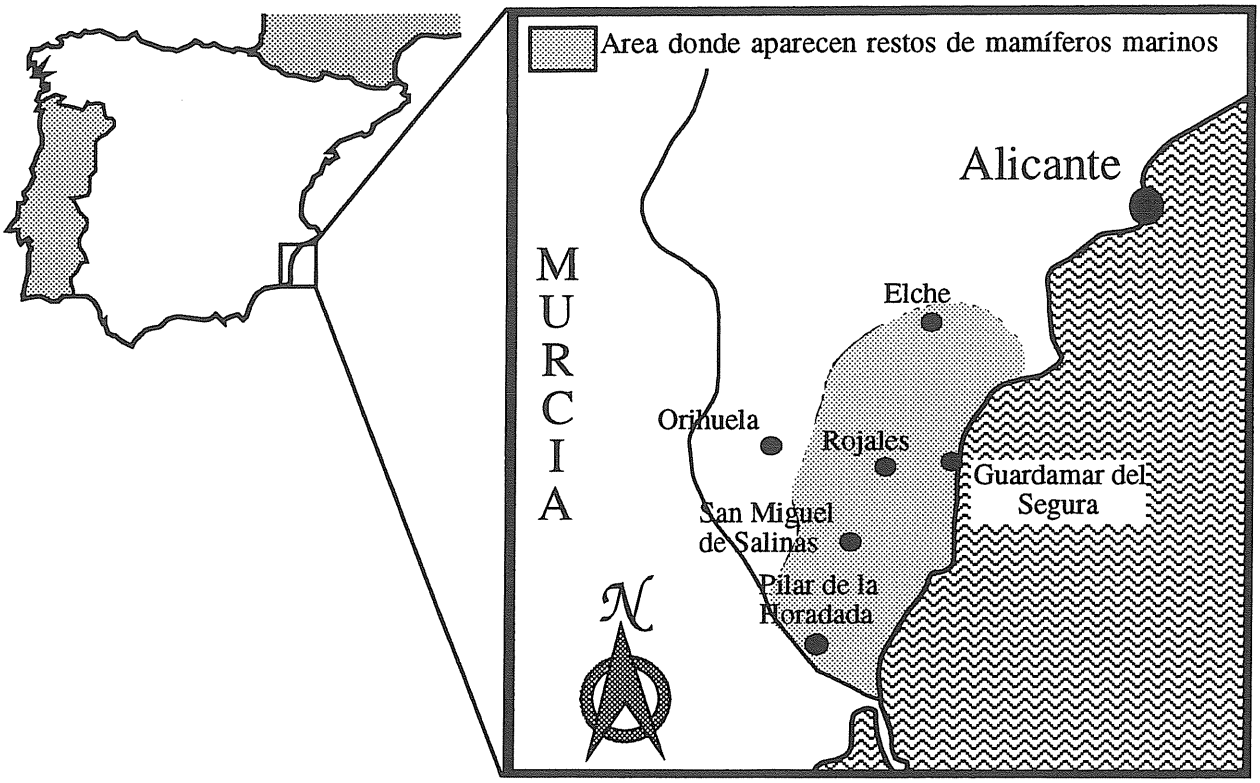
XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Mamíferos marinos fósiles del Neógeno del sur de Alicante

J. Sendra y M. de Renzi

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Biológicas de la Universidad de Valencia. España.

Palabras clave: Neógeno, Alicante, mamíferos marinos, Tafonomía, lagoon



Introducción

En los sedimentos depositados durante el Neógeno en el área geográfica que actualmente se corresponde con el sur de la provincia de Alicante, aparecen yacimientos de mamíferos marinos en distintas localidades.

La zona más rica en estos restos se encuentra asociada a la existencia de un lagoon Plio-Pleistocénico (Goy *et al.*, 1990). Este tipo de ambiente sedimentario pudo influir en la conservación de este registro. No obstante esto, los restos articulados no son frecuentes, ya que el enterramiento, en general, no ha sido rápido (Schafer, 1962). Además, si consideramos la acción antrópica como una extensión de los procesos tafonómicos (cf. Behrensmeyer y Kidwell, 1985), podemos decir que la fuerte presión urbanística y el coleccionismo han sesgado negativamente el registro de ejemplares tanto incompletos como completos (estos últimos, sobre todo).

En este primer trabajo se comunicará los nuevos hallazgos (dos cráneos de cetáceos), así como los diferentes restos procedentes de estos niveles y que se encuentran depositados en diferentes museos. Tambien se ofrecerá una visión de el estado de estos estudios desde Jimenez de Cisneros (1908) hasta el presente.

¿Qué es un yacimiento de mamíferos marinos?

Los restos de este tipo de mamíferos, dados su modo de vida y la naturaleza del

registro en las cuencas marinas, no se puede decir que en general constituyan lo que normalmente se entiende por un *yacimiento* (bien sea por acumulación de cadaveres en una zona restringida o por concentración de múltiples elementos a causa de las características hidrodinámicas del medio).

En general, los restos de mamíferos marinos aparecen muy dispersos (como resultado de la previa desarticulación) en los sedimentos, asociados con otros fósiles (de invertebrados, particularmente). Sin embargo, un ejemplar -o parte del mismo-, aunque muy localizado espacialmente, tiene un gran valor para este tipo de fósiles; por tanto, su localización espacial puede ser considerada como dando lugar a un yacimiento, aunque fácilmente agotable. El caso ideal lo constituiría un varamiento de múltiples ejemplares o una concentración hidrodinámica de elementos óseos.

Antecedentes históricos

La primera publicación que trata acerca de estos fósiles en la zona estudiada se debe a Jiménez de Cisneros (1908), en donde se describe el hallazgo de un gran cetáceo, conservado en Orihuela y, hoy por hoy, perdido (desde 1954). El tema quedó abandonado posteriormente, aunque Montenat (1973) ha citado la presencia de diversos restos, pero sin estudiarlos, y esto es todo hasta el presente, aunque puedan haber otras citas del mismo tipo. Por último, Montoya y Morales (en preparación) están estudiando dos cráneos de sirénidos procedentes de Pilar de la Horadada y de Elche, respectivamente.

Materiales estudiados

Los materiales que se han ido localizando o extrayendo hasta el presente se pueden incluir en dos grandes órdenes: Sirenia y Cetacea. Los más numerosos son los cetáceos, de los cuales están representados tanto misticetos como odontocetos, con diversos tamaños y morfologías. Los mejores restos que se dispone son dos cráneos (uno de odontoceto y otro de misticeto) procedentes de unos materiales depositados en un *lagoon*, situados en lo que actualmente son los términos municipales de Guardamar del Segura y Rojales.

Los otros materiales localizados son restos que pueden indicar la presencia de fósiles de mayor interés, pero en si mismos no tienen valor, ya que son esquirlas.

Agradecimientos

El presente estudio se ha podido realizar gracias a una beca concedida por la Fundación Juan Gil-Albert de Alicante.

Bibliografía

Behrensmeyer, A.K. y Kidwell, S.M. 1985. Taphonomy's Contributions to paleobiology. *Paleobiology*, **11** (1), 105-119.

Goy, J.L., Zazo, C., Somoza, L. y Dabrio, C.J. 1990. Evolución paleogeográfica de la depresion de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno. *Estudios Geológicos*, **46**, 237-244.

Montenat, C. 1973. *Les formations Neogenes et Quaternaries du levant espagnol.* Tesis Doctoral.

Schäfer, W. 1962. *Ecology and palaeoecology of marine environments.* The university of chicago press, 1-568.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Nuevos datos del Konservat Fossil-Lagerstätte de Cuevas del Almanzora (Plioceno, Almería, España)

J. Sendra y M. de Renzi

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Biológicas de la Universidad de Valencia. España.

Palabras clave: Almería, Plioceno, Konservat Fossil-Lagerstätte, Tafonomía

Introducción

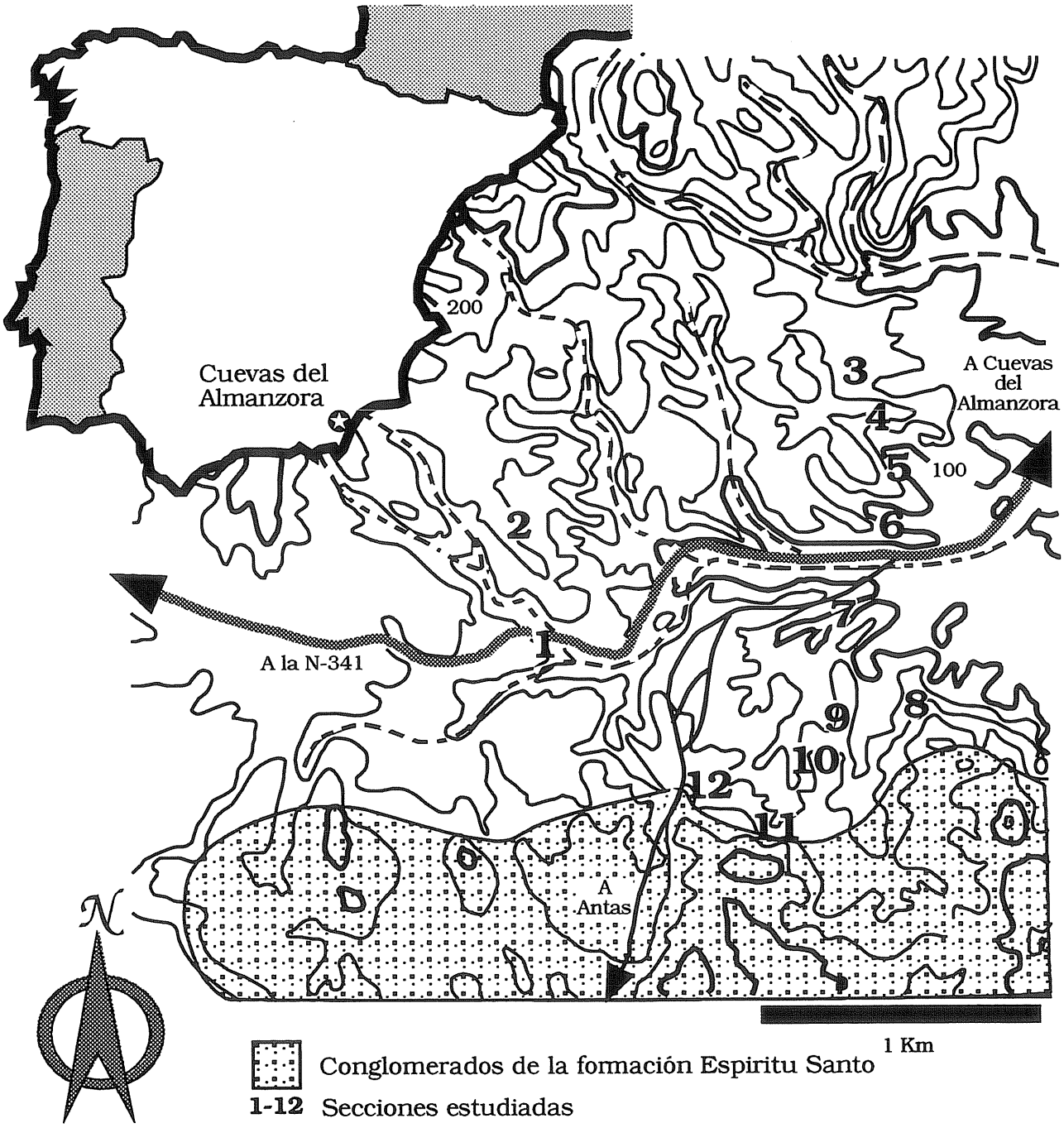
En la Cuenca de Vera (Neógeno, Almería, España), concretamente en la zona de Cuevas del Almanzora, aparecen unos depósitos laminados bastante extendidos. Las ritmitas mejor conservadas que se han estudiado son las que se hallan al sur de la carretera que desde El Martinete llega a la N-341. Las obras de remodelación de la carretera permitieron el acceso a material sin meteorizar. Este material contiene una serie de fósiles de excepcional conservación que nos permitieron (Sendra y De Renzi 1995) definir la existencia de un *Konservat Fossil-Lagerstätte* ***sensu*** Seilacher (1985, 1990). A partir de aquí, y en posteriores muestreos de campo, hemos observado el acuñamiento de los niveles hacia una restinga, y la interdigitación de los niveles con las gravas de esta. Esto nos puede indicar que fué la dinámica de esta restinga la que cerró un área donde se produjeron las condiciones necesarias para que se generara este *lagerstätte.*

Los niveles en cuestión se situan sobre margas arenosas y arenas con contenidos fosilíferos que indican claramente un ambiente marino abierto. Si bien en principio, el *lagerstätte* parecía formado solamente por los niveles laminados más carbonatados, en las arcillas masivas y/o laminadas que engloban los niveles carbonatados también hemos encontrado fauna y flora muy semejante a la ya estudiada. Asimismo, dentro algunos niveles carbonatados masivos hemos encontrado los mismos fósiles. Por todo esto ahora consideramos todo el conjunto de limos y carbonatos como *lagerstätte.* Además, estos niveles presentan una progresiva somerización y una mayor salinidad del medio, que concluye hacia el techo con la deposición de niveles evaporíticos mostrando marcas de desecación. Inmediatamente por encima, hemos constatado en algunos puntos que hubo una transgresión, volviendo a depositarse fósiles marinos de ambiente abierto (incluyendo mamíferos marinos parcialmente articulados). De todo esto va a tratarse aquí.

Contenidos paleontológicos

Estos materiales (margas carbonatadas masivas y arcillas con algo de laminación algunas veces), junto con los definidos previamente *Konservat Fossil-Lagerstätte*, afloran dentro de un área de unos 2 kilómetros cuadrados. Estos están cortados por distintos barrancos y fallados y/o plegados, en ocasiones, debido a la alta actividad tectónica de la zona. Para el presente trabajo se han estudiado 12 secciones distintas, donde aparecen con distintas potencias.

Las asociaciones son mezcladas; contienen restos de origen marino y de origen continental, con predominio de los primeros. Las características de fosilización también son muy especiales. Así, mientras que en los materiales laminados es frecuente encontrar restos mineralizados de los tejidos blandos de invertebrados (cefalópodos, crustáceos) o de órganos internos de peces, por el contrario los esqueletos carbonatados (bivalvos, gasterópodos etc.) son practicamente ausentes (solo han aparecido de momento algunos crustáceos). En cambio, en los niveles masivos carbonatados sí que aparecen concentraciones de moluscos bivalvos que generalmente son de tamaño muy pequeño, inferior a 1 cm.



En las arcillas masivas y, en ocasiones, laminadas, han aparecido peces y plantas, así como también foraminíferos ocasionalmente, pero no moluscos.

Bibliografía

Seilacher A., W.E. Reif y F. Westphal. 1985. Sedimentological, ecological and temporal patterns of Fossil Lagerstätten. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B **311**, 5-23.

Seilacher, A. 1990. Taphonomy of Fossil-Lagerstätten. In: *Palaeobiology, a synthesis* (Eds. Derek. E.G. Brigss y Peter R. Crowther). 266-270.

Sendra, J. y De Renzi, M. 1995. El Konservat Fossil-Lagerstätte de Cuevas del Almanzora (Plioceno, Almería, España). *Extended abstracts of the II International Symposium on Litographic Limestones.*

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Modo de desarrollo de los agregados de rudistas en una plataforma carbonatada del Santoniense en la unidad central surpirenaica.

Peter W. Skelton[1], Eulàlia Gili[2], Enric Vicens[2] y Antonio Obrador[2]

1 Department of Earth Sciences, The Open University, Walton Hall, Milton Keynes MK7 6AA, U.K.
2 Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra.

Palabras clave: Rudistas (Bivalvia), bioconstrucciones, Paleoecología, Cretácico superior, Pirineos

En el anticlinal de Sant Corneli, en el frente meridional del manto de Bóixols en la unidad central surpirenaica, afloran materiales de plataforma carbonatada con formaciones de rudistas de edad Santoniense (Gili *et al.*, 1994; en prensa a, b). El objetivo de este trabajo es describir e interpretar el modo de desarrollo de los agregados de rudistas (hipurítidos) que forma un extenso litosoma dentro de una capa ('Capa 3') de la sección que aflora en el flanco norte del anticlinal, entre los pueblos abandonados de Aramunt vell en el oeste y de Sant Martí de Vilanoveta en el este. Esta capa ha sido estudiada con mucho detalle por Skelton *et al.*, 1995.

La geometría de la Capa 3 está representada en la Figura 1. Este diagrama está basado en 22 series estratigráficas muy detalladas y correlacionables lateralmente. El litosoma de hipurítidos de la Capa 3 tiene forma tabular, una potencia de 1,5 a 2 m (máximo 6 m en el oeste y sur) y una extensión de, por lo menos, 1,25 Km^2. La mayor parte del litosoma yace sobre una delgada capa (80 cm de potencia máxima) de sedimentos bioclásticos (*packstones*). Debajo se encuentra una capa de margas y calizas margo-nodulosas con corales, esponjas (chaetétidos) y grandes rudistas solitarios (*Vaccinites*). Sobre el litosoma de hipurítidos y formando la parte superior de la Capa 3 hay un potente depósito (hasta 4,4 m) de bioclastos (*floatstones* y *packstones*, raramente *grainstones*) de rudistas.

El litosoma de hipurítidos está formado casi exclusivamente por *Hippurites socialis* Douvillé. La fauna asociada es escasa y constituida mayoritariamente por otros rudistas y algunos corales y chaetétidos planos. En la base del litosoma, los rudistas (de hasta 15 cm de largo) forman pequeños manojos verticales aislados. En los agregados principales, en cambio, la mayoría de las conchas (que pueden alcanzar unos 40 cm de largo) están inclinadas y densamente empaquetadas. Las observaciones que hemos realizado, indican que los hipurítidos originariamente crecían más o menos verticalmente, implantados en el substrato y sobresaliendo sólo parte de la concha por encima del sedimento. Es por esta razón que hemos interpretado que la disposición, subhorizontal a horizontal, de las conchas, no corresponde a su posición de vida, sino que fue secundariamente inducida por corrientes marinas que ocasionalmente removieron el sedimento, provocando su caida y denso empaquetamiento. Las conchas están inclinadas principalmente hacia el cuadrante suroeste, lo que implica que las corrientes de perturbación provenían predominantemente del nordeste.

La matriz de la unidad rica en corales infrayacente a la Capa 3, tiene textura *wackestone/packstone* y contiene, entre otros bioclastos, foraminíferos bentónicos y espículas de esponjas. La capa de *packstones* bioclásticos infrayacetente al litosoma de hipurítidos, incluye fragmentos de rudistas, corales equínidos, algas y foraminíferos (entre otros). La matriz del litosoma de hipurítidos está constituida principalmente por fragmentos

grandes de hipurítidos muy bioperforados, angulares y muy mal clasificados, en una matriz formada por fragmentos también de hipurítidos, de tamaño arena a limo, y una micrita oscura. El sedimento bioclástico que cubre el litosoma de hipurítidos tiene textura *grainstone/packstone* y contienen mayor diversidad de bioclastos que este último, e incluye, entre otros, fragmentos de hipurítidos y radiolítidos, gasterópodos, corales, algas rojas, y foraminíferos bentónicos.

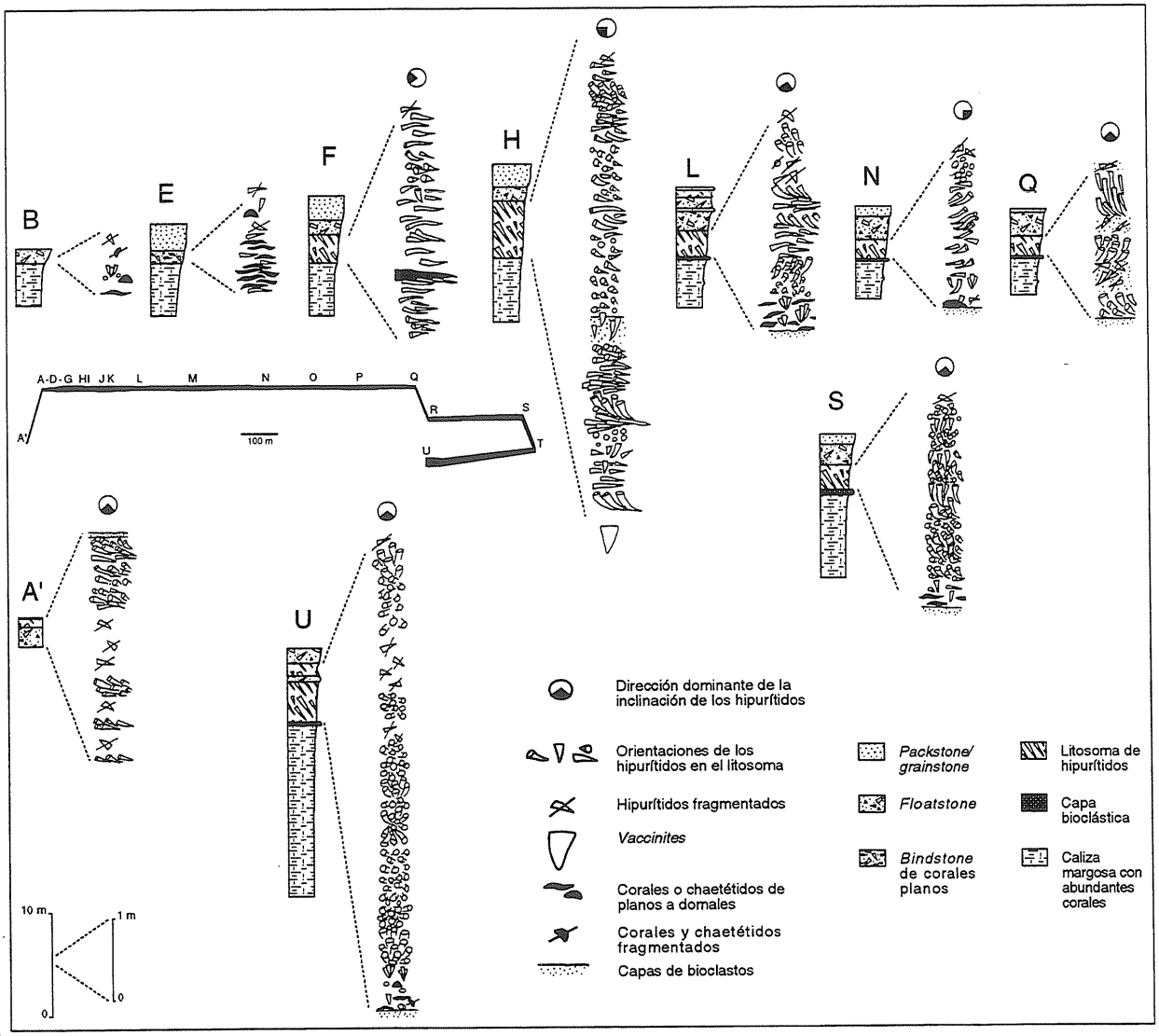


Figura 1. Arquitectura de la Capa 3 y de la capa infrayacente de margas y calizas margo-nodulosas con corales, en la sección de Sant Martí de Vilanoveta. El pequeño diagrama del centro-izquierda muestra el perfil de las dos unidades: las letras indican la posición de las series estratigráficas de la Capa 3.

Discusión

La disminución en la diversidad de organismos y el cambio en la microfacies, en el paso vertical de margas ricas en corales a agregados de hipurítidos, implica un cambio desde condiciones marinas abiertas a condiciones marinas más restringidas. La remarcable uniformidad de la capa bioclástica que se encuentra debajo del litosoma de hipurítidos sugiere que este se desarrolló en una superficie más o menos llana. Así mismo, la forma tabular de la Capa 3 implica que dispuso de un espacio acomodativo uniforme para su

acumulación. La relativa uniformidad de la potencia de la capa bioclástica que cubre el litosoma de hipurítidos (y la evidencia local de estratificación oblícua) sugiere la propagación lateral, hacia el oeste-sudoeste, de dichas facies bioclásticas sobre la superficie superior del litosoma. Una de las implicaciones de este modelo deposicional, es que los agregados de rudistas carecían de relieve: por el contrario, parece que los agregados se desarrollaron en un fondo plano delante de un banco (progradante) de sedimentos bioclásticos.

En conclusión, este litosoma de rudistas tabular se originó por la agregación de hipurítidos elevadores que ocupaban el nivel del fondo en una zona de la plataforma de aguas someras y circulación restringida. Dado que estos agregados no presentan ni paleorelieve ni estructura orgánica elevada capaz de autosostenerse, pensamos que no está justificado aplicarles el término 'arrecife'.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto de investigación No. PS90-0171 de la DGICYT. Agradecemos también la ayuda financiera del Ministerio de Educación y Ciencia y del British Council (Acciones integradas HB 1993/94 No. 153B/190 y 1994/95 No. HB93-106) que ha facilitado la colaboración entre el equipo español y PWS.

Bibliografía

Gili, E., López, G., Obrador, A., Skelton P.W. y Vicens. E. 1994. Observaciones sobre la posición estratigráfica de las formaciones de rudistas de Sant Corneli (Cuenca Cretácica Surpirenaica Central). *Geogaceta,* **15**, 34-36.

Gili, E., Vicens, E., Obrador, A., Skelton, P.W. y López, G. (en prensa, a). Las formaciones de rudistas de la plataforma de Sant Corneli (Cretácico superior, unidad central surpirenaica). *Revista Española de Paleontología.*

Gili, E., Vicens, E., Obrador, A.,Skelton, P.W. and López, G. (en prensa, b). Sequence stratigraphy of the Upper Sant Corneli Platform (Santonian), southern Central Pyrenees. *Géologie Méditerrannéenne.*

Skelton, P. W., Gili, E., Vicens, E. y Obrador, A. 1995. The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in the Santonian carbonate platforms of the Tremp area, Central southern Pyrenees. In: Palaeoenvironmental models for the benthic associations of Tethyan Cretaceous carbonate platforms (Eds. J. Philip & P. W. Skelton). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Selaceos y Batoideos (Condrictios) del Cretácico superior de la cuenca de Tremp (Pirineo Central, Lleida)

Rodrigo Soler Gijon [1] y Nieves Lopez Martinez [2]

1 Museum fur Naturkunde der Humboldt-Universität, Invalidenstrasse 43 10115 Berlin (Alemania).
2 Dep. Paleontología, Fac.C.Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

Durante tres años, un equipo formado por paleontólogos y geólogos de diversas instituciones de Madrid, Salamanca y Lleida han realizado muestreos para la búsqueda de microvertebrados en diversas secciones de la formación Tremp, dentro del marco del proyecto PB91-0353 "El tránsito Cretácico-Terciario en la cuenca de Tremp-Graus..." subvencionado por la DGICYT. El objetivo de este proyecto es proporcionar elementos de datación e interpretación paleoambiental de los potentes depósitos continentales regionalmente denominados "Garumniense", cuya sucesión registra el tránsito entre Mesozoico y Cenozoico y es generalmente pobre en restos fósiles.

Anteriormente se habían estudiado en la formación Tremp los restos de moluscos (Bataller *et al.,* 1953; Pons, 1977), ostrácodos (Liebau, 1973), carofitas (Feist y Colombo, 1983), polen (Medus et al., 1992) y arcosaurios (Casanovas *et al.*, 1987). Por primera vez aportamos el estudio de dientes de tiburones y rayas (condrictios), relativamente abundantes e informativos desde el punto de vista cronológico, paleoambiental y paleobiogeográfico.

Los dientes de condrictios aparecen aislados tras el lavado-tamizado de grandes cantidades de sedimentos, junto a otros microrestos de vertebrados (peces óseos, tortugas, lacértidos, dinosaurios, cocodrilos) en numerosos yacimientos de la parte inferior de la formación Tremp y en depósitos coetáneos de la cuenca de Ager, separados de la formación Tremp por el anticlinal cabalgante del Montsec. Los 9 yacimientos con tiburones y rayas se encuentran todos en la parte inferior de la formación, en afloramientos de los márgenes del sinclinal de Tremp (Suterranya, Isona, Alçamora) y en el borde sur del sinclinal de Ager (Fontllonga). Hemos seleccionado para su estudio los condrictios de dos yacimientos en donde se encuentran con mayor abundancia y diversidad, uno en la zona de Tremp, que denominamos Orcau 2, y otro en la de Ager, denominado Fontllonga 6.

Orcau 2

Se trata de un nivel margoso de color verde situado sobre un espectacular arrecife de Rudistas conservado en posición natural, formado sobre todo por *Praeradiolites boucheroni* (Bayle). Unos 30 m por debajo se encuentra el techo de la formación Arenisca de Arén, subyacente en este punto pero en cambio lateral hacia el Oeste (Díaz Molina, 1987). La presencia de restos autóctonos de organismos marinos como los rudistas de Orcau 2, ocasionalmente intercalados en la base de la formación continental, condujo a su interpretación como medios de lagoon o plataforma interna (Nagtegaal *et al.*, 1982; Díaz Molina, 1987) separados de la plataforma abierta hacia el Oeste por un cordón litoral que formaría la Arenisca de Arén.

Los condrictios de Orcau 2 pertenecen a tres taxones identificados a nivel de género, junto a restos no identificados correspondientes a dentículos dérmicos y fragmentos de cúspides dentarias.

Subclase Elasmobranchii
Orden Hybodontiformes
Hybodontidae
Lissodus sp.

Este género, con 33 especies y una distribución Carbonífero superior-Cretácico superior (Maastrichtiense) no ha sido descrito en depósitos post-Cretácicos (Duffin, 1985, 1989, Duffin y Sigogneau-Russel, 1993).

Orden Orectolobiformes
Hemiscyllidae
Hemiscyllium sp.

Los Hemiscílidos actuales son pequeños tiburones (la mayoría de menos de 1 m de longitud) de hábitos bentónicos que viven en la plataforma hasta en la zona intermareal, alimentándose de pequeños peces de fondo y de arrecife, así como de invertebrados. El género *Hemiscyllium* es conocido desde el Cretácico inferior (Barremiense) hasta la actualidad (Kriwet, 1995).

Superorden Batomorphii
Orden Rajiformes
Rhinobatidae
Rhinobatos sp.

Este género se registra desde el Cretácico inferior (Aptiense) hasta la actualidad (Cappetta, 1987). Los Rinobátidos son rayas de vida bentónica que viven en la plataforma alimentándose de crustáceos y moluscos; la mayoría de las especies se encuentran en arrecifes de coral y en la zona litoral, pero algunos pueden descender a más de 200 m de profundidad.

Así la asociación de condrictios de Orcau 2 es propia de ambiente marino de plataforma somera (incluyendo lagoon o plataforma interna) y es compatible con la edad Maastrichtiense inferior que indican sus rudistas.

Fontllonga 6

De esta localidad se incluyen datos generales en Alvarez-Sierra *et al.*, 1994. El nivel se sitúa en la base de la Unidad 2, donde se registran dos géneros de rayas:

Superorden Batomorphii
Orden Myliobatiformes
Myliobatidae
Igdabatis cf. *indicus* Prasad y Cappetta, 1993
Rhombodontidae
Rhombodus sp.

Igdabatis es un género conocido fuera de la cuenca de Ager únicamente en el Maastrichtiense de Níger (*I. sigmodon)* e India (*I. indicus*) (Couttillot *et al.*, 1986; Cappetta, 1987; Prasad, 1989; Prasad y Cappetta, 1993). *Rhombodus*, conocido en India, Africa, Europa y Norteamérica, se extingue al final del Cretácico (Cappetta, 1987). Los restos asociados de huevos de dinosaurios de Fontllonga 6 permiten su correlación con el Maastrichtiense inferior del Sur de Francia (Alvarez-Sierra *et al.*, 1994).

No se conocen representantes actuales de la familia Rhombodontidae, pero sí de Myliobatidae. La mayoría de los géneros de esta familia se encuentran en mares templados y tropicales en ambiente somero (Cappetta, 1987). Los representantes actuales de esta familia no ascienden la corriente de los ríos como lo hacen algunas rayas de la familia Dasyatidae. La diversidad de la asociación de rayas de Fontllonga 6 confirmaría la importante influencia marina (medio deltaico) en la base de la Unidad 2 en la cuenca de Ager.

La presencia de *Igdabatis cf. indicus* en la cuenca de Tremp tiene importantes implicaciones en el conocimiento de las relaciones entre Laurasia y Gondwana en el Cretácico superior. La existencia de *Igdabatis* tanto en India como en Africa y en la Península Ibérica contradice la idea generalmente admitida de una barrera oceánica tethysiana separando la India de Europa hasta el Eoceno (Patriat y Achache, 1984; Besse y Courtillot, 1988) y apoya la idea de un contacto Eurasia-India hacia

el final del Cretácico (Jaeger *et al.*, 1989; Prassad *et al.*, 1995). Un Tethys estrecho y/o somero emerge de la comparación de las faunas de depósitos de transición del Cretácico final de ambos márgenes.

Referencias

Alvarez-Sierra, M.A., Arribas, M.E., Ardévol, L., Civis, J., Daams, R., Krauss, S., López-Martínez, N., De la Peña, A., Soler, R., Vianey-Liaud, M., Lacasa, A., Marandat, B., Peláez-Campomanes, P., Sevilla, P., y Sigé, B. 1994. El límite Cretácico-Terciario en la sección de Fontllonga (Cuenca de Ager, provincia de Lérida). *II Congr. G.E.T. Jaca, Comunicaciones*, 23-26.

Bataller,J.R, Masach, V. y Gálvez-Cañero, A.1953. *Memoria Explicativa , Hoja 290 (Isona)*. Mapa Geológico España, I.G.M.E.: 113p.

Besse, J. y Courtillot, V. 1988. Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian ocean since the Early Jurassic. *J.Geophys.Res.* **93** (10), 791-807.

Cappetta,H. 1987. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii. In: *Handbook of Paleoichthyology, Chondrichthyes II,* (Ed. H.P. Schultze). 3B, Gustav Fisher Ver.,193p.

Casanovas, M.L., Santafé, J.V., Sanz, J.L. y Buscalioni, A.D. 1987. Arcosaurios (Crocodilia, Dinosauria) del Cretácico Superior de la Conca de Tremp (Lleida, España). In: *Geología y Paleontología (Arcosaurios) de los yacimientos cretácicos de Galve (Teruel) y Tremp (Lérida)* (Ed. J.L. Sanz). *Estudios Geol.*, 95-110.

Couttillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Jaeger, J.J. y Capetta, H. 1986. Deccan flood basalts at the Cretaceous-Tertiary boundary? *Earth Planet. Sci. Letters*, **80**, 361-374.

Díaz Molina, M. 1987. Sedimentación sintectónica asociada a una subida relativa del nivel del mar durante el Cretácico superior. In: *Geología y Paleontología (Arcosaurios) de los yacimientos cretácicos de Galve (Teruel) y Tremp (Lérida)* (Ed. J.L. Sanz). *Estudios Geol.*, 69-93.

Duffin, C.J. 1985. Revision of the hybodont selachian genus *Lissodus* BROUGH, 1935. *Paleontographica A,* **188**, 105-152.

Duffin, C.J. 1989. Comments on the Mesozoic record of *Lissodus* (Selachii, Hybodontidae). *Mesozoic Research,* **2** (2), 83-90.

Duffin, C.J. y Sigogneau-Russel,D. 1993. Fossil shark teeth from the Early Cretaceous of Anoual, Morocco. In: *Elasmobranches et stratigraphie* (Eds. J. Herman, J. & H. Van Waes). Prof.pap., **264**, 175-190.

Feist, M. y Colombo, F. 1983. La limite Cretacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne du point de vue des charophytes. *Geol.Mediterranée,* **10**, 303-326.

Jaeger, J.J., Courtillot, V. y Tapponnier, P. 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan traps, the Cretaceous-Tertiary boundary and India/Asia collision. *Geology,* **17**, 316-319.

Kriwet, J. 1995. Elasmobranchian remains from the Lower Barremian of Northeastern Spain (Province of Teruel): preliminary report. *II Int. Symp. Lithographic limestones,* Cuenca. 99-101.

Liebau, A. 1973. El Maasttrichtiense lagunar ("Garumniense") de Isona. *XIII Congr. Europ. Micropaleont.,* ENADIMSA. 87-112.

Medus, J., Colombo, F. y Durand, J.P. 1992,. Pollen and spore assemblages of the uppermost Cretaceous continental formations of south-eastern France and north-eastern Spain. *Cretaceous Res.*, **13**, 119-132.

Nagtegaal, P.J.C., Van Vliet, A. y Brouwer, J. 1982. Syntectonic coastal offlapand concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Arén Sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. *Sediment. Geol.,* **34**, 185-218.

Patriat, P. y Achache,J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature,* **311**, 615-621.

Pons, J.M. 1977. *Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de rudístidos del Cretácico Superior del Prepirineo de la provincia de Lérida.* Tesis Publ. Geol. Univ. Aut. Barcelona, **3**, 1-105.

Prasad, G.V.R. 1989. Vertebrate fauna from the infra- and inter-trappean beds of Andrah Pradesh: age implications. *J.Geol.Soc.India,* **34**, 161-173.

Prasad, G.V.R. y Cappetta, H. 1993. Late Cretaceous selachian from India and the age of the Deccan traps. *Paleontology,* **36** (1), 231-248.

Prassad, G.V.R., Khajuria, C.K. y Manhas, B.K. 1995. Paleogeographic significance of the Deccan infra- and intertrappean biota from Peninsular India. *Historical Biol.,* **9**, 319-334.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Las capas con nerineidos de Sucaina (Gastropoda, Formación Bovalar, Titónico-Berriasiense, cuenca Ibérica, Castelló)

Mònica Soler y José María Pons

Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici Cs. 08193 Bellaterra.

Palabras clave: Nerineidos, Análisis tafonómico, Análisis paleoecológico, Titónico-Berriasiense, Cuenca Ibérica

En las cercanías de la población de Sucaina (Castelló), se localizan unos estratos subhorizontales que presentan una acumulación importante de nerineidos. Estas facies han sido interpretadas por Salas (1989) como correspondientes a depósitos de plataforma restringida, limitada por bancos marginales oolítico-bioclásticos que, a mar abierto, pasan a calizas con calpionélidos; corresponden a la Formación Bovalar, de edad Titónico-Berriasiense.

Como trabajo de investigación de la primera autora, dentro del Programa de Doctorado, se está estudiando este afloramiento y realizando su análisis tafonómico y paleoecológico.

El estudio se concentra en una cantera situada a unos 2 km al sur de Sucaina. La sucesión estratigráfica observable tiene unos 30 m de potencia, es grano y estrato creciente y consta de un término basal *mud supported* y de un término superior *grain supported* oolítico bioclástico, constituyendo un megaciclo de somerización. Las capas presentan un buzamiento de bajo ángulo y la explotación deja visibles dos superficies paralelas a la estratificación, una, cortada y pulida mecánicamente y de aproximadamente 800 m^2, la otra, estructural erosionada y de unos 200 m^2, ámbas correspondientes a la mitad superior del término basal. Asimismo, pueden observarse numerosas secciones verticales pulidas mecánicamente, de entre 20 y 4 m^2 y con diversas orientaciones, correspondientes a distintas partes de la serie, así como otras superficies estructurales menores, lo que permite una reconstrucción tridimensional bastante completa del afloramiento.

Se ha efectuado un muestreo, 55 muestras principalmente tomadas donde se dan las mayores concentraciones de nerineidos, con la técnica adecuada para extraer fragmentos de roca de una superficie lisa.

Además de identificar la macrofauna, se ha realizado el estudio microscópico de las muestras. Para cada lámina delgada se ha cuantificado el porcentaje de biocomponentes y litocomponentes sobre el total de superficie de la lámina, anotando su grado de homogeneidad, y se ha identificado cada componente indicando su abundancia relativa. Estas observaciones se han tabulado para una fácil comparación entre las distintas muestras. El estudio de la bioturbación y bioerosión, rellenos geopetales y contenido en materia orgánica está en curso de realización.

En las paredes de la cantera, pulidas mecánicamente y perpendiculares a la estratificación, se ha realizado un estudio de la composición, distribución, concentración y tamaño de la macrofauna y se ha comprobado que las variaciones laterales a escala de afloramiento son mínimas; el resultado de estas observaciones se ha adjuntado a las tablas del estudio microscópico.

En las dos grandes superficies paralelas a la estratificación visibles en la cantera, que corresponden a niveles de máxima concentración de macrofauna, se ha realizado el estudio de la distribución horizontal de los nerineidos (concentración, tamaño y orientación). Este estudio se ha realizado, tanto directamente sobre dibujo por aplicación y transparencia en el campo, como mediante

tratamiento de imágenes sobre diapositivas. Las orientaciones se han tratado estadísticamente y representado gráficamente, tanto a escala de afloramiento, como a escala de concentraciones individualizadas. Asimismo, se ha intentado cuantificar el volumen de nerineidos por volumen de roca para distintas concentraciones de conchas.

El estado actual de la investigación muestra que:

1.- Las capas de nerineidos corresponden a asociaciones casi monotípicas de *Eunerinea hoheneggeri* Peters. Hay escasos restos de ostreidos, y puntualmente, algunos estromatopóridos.

2.- Se encuentran varios tipos de acumulaciones de nerineidos: en depósitos de baja energía (*mud supported*), y en depósitos con estructuras de corriente y/o con señales de retrabajamiento (*grain supported*).

3.- La matriz es un wackestone o packstone conteniendo en porcentajes diversos, como biocomponentes: Foraminíferos (*Anchispirocyclina lusitanica* Jordan & Applin, *Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp., *Feurtillia* sp., *Rectocyclammina* sp., *Mesoendothyra* sp., biseriados y otros), Algas (dasicladáceas: *Clypeina* sp., *Macroporella* sp., *Zergabriela* sp., *Acicularia* sp.; rodofíceas: *Solenopora* sp.; otras), ostrácodos, bivalvos, gasterópodos y radiolas de equínido, y como litocomponentes: oolitos, oolitos compuestos, pellets, agregados y otros.

Bibliografía

Salas, R. 1989. Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intérvalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos de Geología ibérica*, **13**, 121-157.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Graptolitos del Silúrico inferior de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (NE de España)

Petr Štorch[1] y Juan Carlos Gutiérrez Marco[2]

1 Geologický Ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 00 Praha 6, República Checa.
2 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

Palabras clave: Graptolitos, Silúrico, Llandovery, bioestratigrafía, Cordillera Ibérica

El basamento del gran anticlinorio mesozoico de la Sierra de Albarracín comprende una serie de núcleos paleozoicos (El Pobo-Sierra Menera, Torremocha, Nevera, Tremedal, Sierra Carbonera, ...) donde los materiales silúricos afloran en gran extensión y son especialmente fosilíferos. La presencia de yacimientos con abundantes graptolitos es conocida desde mediados del siglo pasado, habiéndose citado desde entonces muchos hallazgos originales de estos fósiles en más de 20 trabajos que, con una sola excepción, aportan como mucho listas de fósiles, por lo demás bastante incoherentes desde el punto de vista bioestratigráfico. Este es el caso de yacimientos célebres como los de Checa y Sierra Menera (Guadalajara) u Orihuela del Tremedal (Teruel).

Los materiales silúricos yacen disconformes sobre las facies glaciomarinas del Ordovícico terminal (Pizarras de Orea) y comienzan con una unidad cuarcítica (Cuarcita de Los Puertos o "Cuarcita Valentiense" *auct.*: 1-80 m), que en su tercio superior ha proporcionado una asociación de normalográptidos representativa del Rhuddaniense (Llandovery inferior). Hacia su parte superior, las cuarcitas incluyen intercalaciones lenticulares de pizarras negras (sapropelitas) muy esporádicas a escala de afloramiento, que contienen asociaciones de graptolitos representativas de las Biozonas Triangulatus y Convolutus del Aeroniense (Llandovery medio).

La Cuarcita de Los Puertos da paso a más de 100 m de pizarras negras, correlacionables con la Formación Bádenas de la Rama Aragonesa, que en la base incluyen algunos niveles de siltitas micáceas, y hacia la parte media tramos con nódulos carbonatados ("cabezos de moro"). Las asociaciones de graptolitos estudiadas en diversos cortes y puntos aislados de los Macizos del Nevera, Tremedal y El Pobo de Dueñas-Sierra Menera, permiten referir al Telychiense (Llandovery superior) los primeros 60 m de la unidad, cuya base es diacrónica según la bioestratigrafía de alta resolución basada en graptolitos. De más antigua a más moderna, hemos podido caracterizar las Biozonas Linnaei (con tres Subzonas: Runcinatus-Gemmatus, Palmeus e Hispanicus), Turriculatus, Crispus, Griestonienses, Tullbergi y Spiralis. Además de los graptolitos, otros grupos fósiles presentes en la Fm. Bádenas son los euryptéridos, filocáridos, nautiloideos, bivalvos, cornulítidos y braquiópodos, todos ellos representados por formas pelágicas (nectónicas a epiplanctónicas).

El total de especies de graptolitos identificadas en los materiales del Llandovery de la Cordillera Ibérica asciende a 86, distribuidos en 11 biozonas o sub-biozonas, e incluyendo las formas determinadas en nomenclatura abierta. No obstante, la diversidad de las asociaciones presentes en cada biozona no es tan elevada como la observada en otras áreas europeas (Bohemia, Bornholm o Gales). Ello se interpreta como consecuencia de la escasa profundidad o la baja temperatura imperante en las plataformas perigondwánicas, en las que se ubica la Cordillera Ibérica durante el Silúrico inferior.

Asociación de corales planos en la plataforma calcárea del flanco norte de Sant Corneli (Cretácico superior, unidad central surpirenaica): caracterizaciones taxonómica y paleoecológica preliminares

Fsc. Xavier Valldeperas[1] y Brian R. Rosen[2]

1 Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra 08193 (Barcelona).
2 Department of Palaeontology, The Natural History Museum, Cromwell Road, London SW7 5BD.

Palabras clave: Scleractinia, paleoecología, taxonomía, Santoniense, Pirineos

En el anticlinal de Sant Corneli, próximo a la población de Tremp, en la unidad central surpirenaica, afloran, tanto en el flanco norte (Sant Martí de Vilanoveta) como en el flanco sur (les Collades de Basturs), secuencias de plataforma carbonática con abundantes rudistas y corales de edad Santoniense (Gili *et al.*, en prensa). En ambas localidades aparecen litosomas de corales planos, pero es en el flanco norte donde los litosomas presentan mayor desarrollo. Es por esta razón, y por la excelente exposición de los mismos, que escogimos esta última localidad para su estudio.

En un estudio estratigráfico de la sección de Sant Martí de Vilanoveta (Gili *et al.*, en prensa) se describe una sucesión (el cuarto ciclo de la 'unidad de rudistas y corales') caracterizada por dos tramos consecutivos dominados por corales, seguidos por una asociación mixta de corales y rudistas. Sobre este cuarto ciclo se observan diversos ciclos menores similares. El presente estudio se centra en las asociaciones de corales planos de uno de estos ciclos menores situado al pie de las ruinas del castillo de Vilanoveta.

El afloramiento mide 11 m de longitud y 2 m de potencia, y está subdividido claramente en dos tramos (fig. 1). El tramo inferior, de 1,32 m de potencia, se caracteriza por estar casi exclusivamente formado por corales laminares y tábulo-lenticulares densamente empaquetados (*bindstone* con tan sólo unos milímetros de sedimento entre las colonias) con algunos rudistas (*Vaccinites, Plagioptychus*), nódulos de algas coralinaceas, ostras e hidrozoos. Las dimensiones más comunes de los corales son 10-12 cm de longitud (varía de 3 a 84 cm) y 0,5-1,5 cm de altura (varía de 0,2 a 11 cm), y presentan, tanto en la superfície calicinal como en la superficie inferior de la colonia, frecuentes incrustaciones de foraminíferos, serpúlidos, algas coralinaceas, ostras y briozoos. Si bien los corales se encuentran mayoritariamente en posición de vida, en algunos casos encontramos pequeñas colonias o fragmentos invertidos. El sedimento está constituido por *wackestones* de fragmentos pequeños y angulosos de corales. Otros componentes frecuentes son las placas y radiolas de equínidos; los fragmentos de briozoos, rudistas y otros bivalvos; pequeños braquiópodos y algas coralinaceas incrustantes. También abundan espículas de esponja, calcisferas, ostrácodos y, en menor grado, foraminíferos bentónicos pequeños, peletoides y algún fragmento de alga dasycladacea. La asociación de corales está cubierta por un pequeño nivel margoso de ostreidos, de 0,12 m de potencia. Las margas de este nivel presentan los mismos microcomponentes esqueléticos que los *wackestones* anteriormente descritos, a los que se les suman fragmentos de chaetétidos y briozoos ramosos.

El tramo superior constituye un resalte de 0,85 m de potencia formado por dos capas calcáreas masivas bioclásticas con corales laminares y rudistas. En la base de la primera capa aparecen colonias laminares, separadas entre sí por algunos centímetros de sedimento.

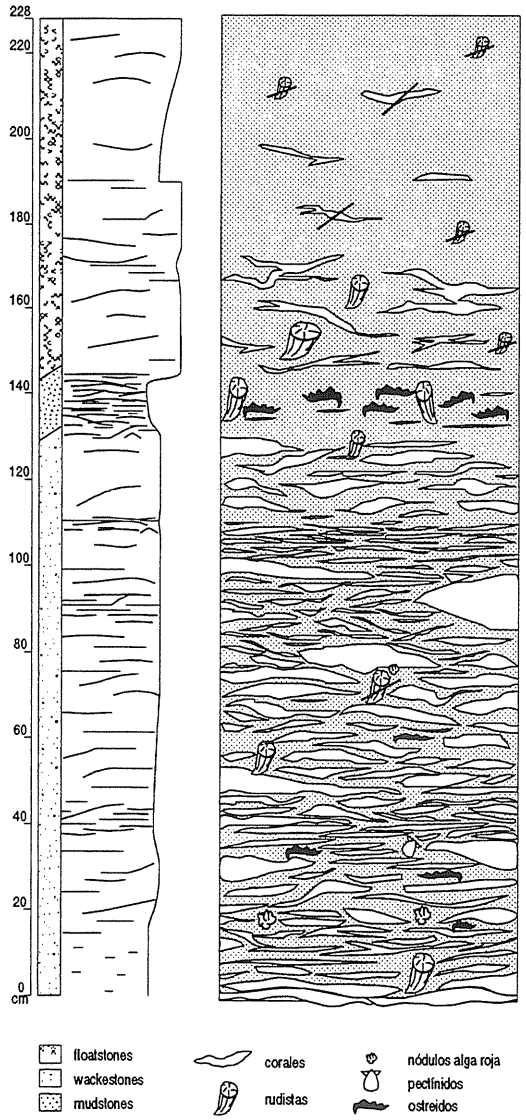


Figura 1. Serie estratigráfica del afloramiento y esquema de la bioconstrucción.

Hacia arriba, se observa una gradual substitución de estas colonias por otras formadas por láminas horizontales interconectadas entre sí dispuestas a diferentes niveles, a la vez que la proporción de sedimento entre los corales aumenta considerablemente. La segunda capa es predominantemente bioclástica, observándose tan sólo alguna colonia laminar en la base. El sedimento de este tramo es un *floatstone* de fragmentos grandes de corales y rudistas en matriz *wackestone/packstone* de corales, de grano medio a grueso, con abundantes fragmentos de rudistas, equínidos, briozoos y algas coralinaceas incrustantes. Son muy comunes también las espículas de esponja, las calcisferas, los ostrácodos, pequeños foraminíferos bentónicos, serpúlidos y algas squamariaceas (*Ethelia*).

Las disposiciones calicinales más comunes de la fauna coralina estudiada son la tamnasteroide de cálices alineados, plocoide, meandroide y cerioide. El estudio preliminar de la composición taxonómica de la asociación de corales refleja una diversidad bastante alta (mínimo 10-11 especies) con una clara dominancia, del orden del 70%, de un coral provisionalmente identificado por nosotros como *Summiktaraea concentrica* (fig. 2). Se trata de un problemático coral meandroide que, si bien ha sido atribuido a los haplaraeidos por algunos autores, posee aparentemente pénulas. En les Collades de Basturs, corales similares han sido descritos por A. Vidal (1980) como *Elasmofungia comoserioides* Alloiteau. El género *Elasmofungia* es sin duda afín a *Summiktaraea,* o quizás incluso sinónimo, pero por el momento no podemos concretar más debido a que no hemos examinado aún los tipos de estos géneros. Otros géneros reconocidos en la asociación de corales son *Actinacis*, *Meandroria* y *Fungiastraea.*

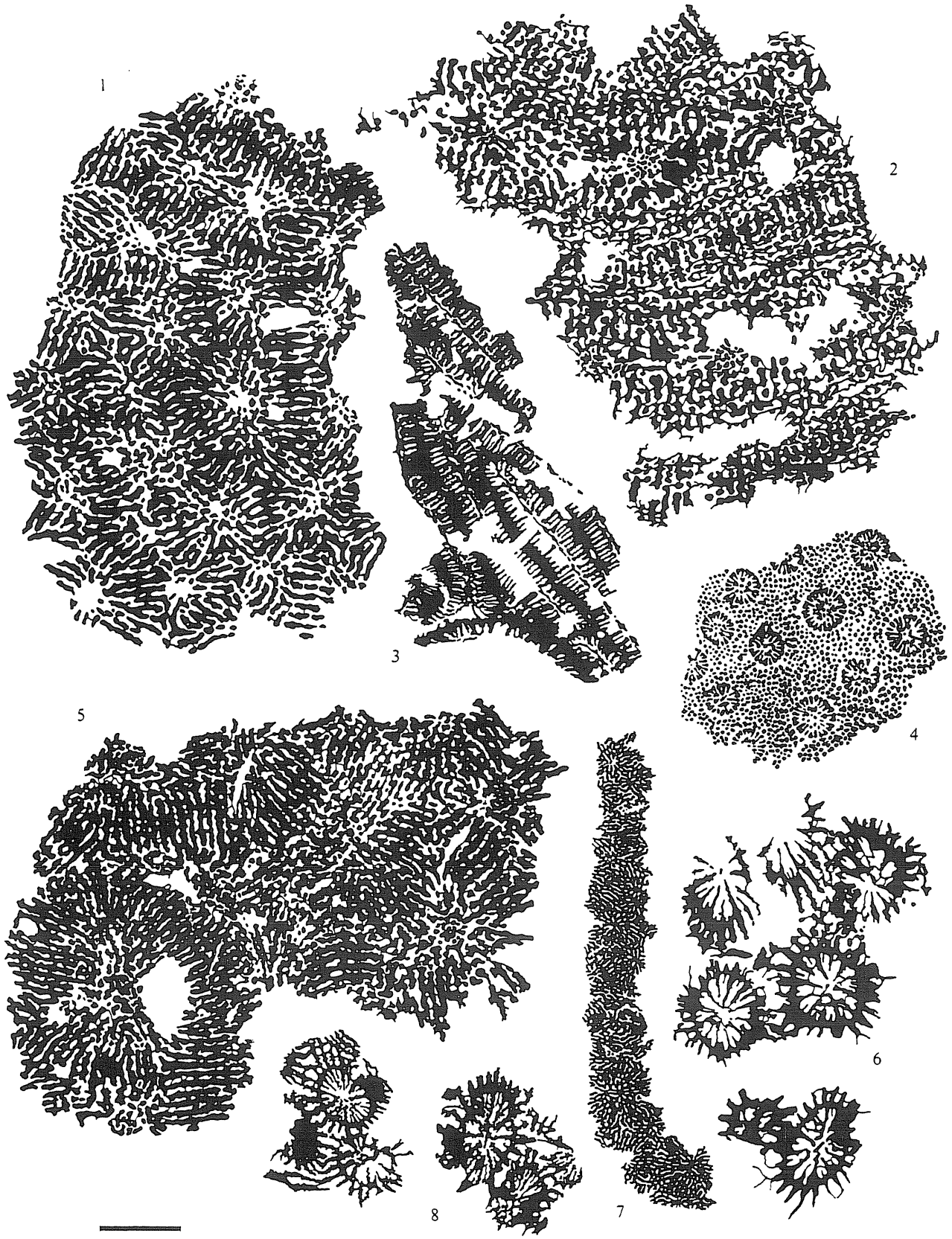


Figura 2. Sección transversal de los corales más comunes de la asociación estudiada. 1: Tamnasteroide de cálices alineados; 2: tamnasteroide de cálices alineados (*Summiktaraea concentrica* (Reuss)); 3: meandroide (*Meandroria*); 4: plocoide (*Actinacis*); 5: tamnasteroide; 6: plocoide; 7: tamnasteroide; 8: plocoide. La escala gráfica mide 3 mm.

Discusión

En el litosoma de corales planos estudiado pueden observarse tres morfotipos coralinos: (1) corales laminares (con crecimiento predominantemente horizontal) parcialmente elevados del substrato como evidencian las incrustaciones de briozoos, foraminíferos, etc. en la superficie inferior de las colonias; (2) corales tábulo-lenticulares (con ligero crecimiento vertical, algo más acusado en la parte central de las colonias); y (3) colonias formadas por láminas horizontales interconectadas entre sí que, a nuestro entender, podrían sugerir la muerte parcial (*sensu* Hugues y Jackson, 1980) de la colonia inicialmente laminar y posterior expansión de las regiones supervivientes. El tramo inferior está formado por colonias laminares (i.e. tipo 1) y tábulo-lenticulares (i.e. tipo 2), la distribución de las cuales en el afloramiento será objeto de un próximo estudio en detalle. Por otra parte, en el tramo superior se observa una progresiva substitución de los corales laminares de la base por colonias tipo 3 hacia techo.

La incrustación de epibiontes diversos sobre los corales y el escaso sedimento entre las colonias, en la parte basal del afloramiento, indican una originalmente pobre sedimentación. El medio debía de ser de baja energía y con poca luminosidad (posiblemente a causa de una cierta profundidad), favoreciendo el establecimiento de los corales laminares. Este ambiente es posteriormente alterado por un aumento de la sedimentación fangosa, permitiendo la mayor proliferación de rudistas y ostreidos. Después de este último episodio, el progresivo aumento de aporte sedimentario y ocasionales perturbaciones físicas dificultarían el establecimiento de los corales, a la vez que producirían la muerte parcial de las colonias. Finalmente, la elevada tasa de sedimentación impediría la regeneración de las colonias y el establecimiento de nuevos corales. Esta sucesión sedimentaria coincide con la previa interpretación del medio dada por Gili *et al.* (1995) para el cuarto ciclo y los ciclos menores superiores de la 'unidad de rudistas y corales'.

Agradecimientos

Expresamos nuestro reconocimiento a E. Gili por su apoyo y los útiles comentarios realizados al texto original. Este trabajo ha sido posible gracias a la ayuda financiera de la Acción Integrada Hispano-Británica 1994-95 nº 106B/602 y del Proyecto de Investigación de la DGICYT referencia PB94-0683.

Bibliografía

Gili, E., Skelton, P.W., Vicens, E. y Obrador, A. 1995. Corals to rudists: an environmentally induced assemblage sequence. In: *Palaeoenvironmental models for the benthic associations of Tethyan Cretaceous carbonate platforms.* (Eds. J. Philip & P.W. Skelton), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*

Gili, E., Vicens, E., Obrador, A., Skelton, P.W. y López, G. Las formaciones de rudistas de la plataforma de Sant Corneli (Cretácico superior, unidad central surpirenaica). *Revista Española de Paleontología* (en prensa).

Hughes, T.P. y Jackson, J.B.C. 1980. Do corals lie about their age? Some demographic consequences of partial mortality, fission, and fusion. *Science*, **209**, 713-715.

Vidal, A. 1980. Los Scleractinia de Collades de Bastús (Con.-Sant., prepirineo de la provincia de Lérida). *Publicaciones de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona,* **11**, 1-94, 12 láms.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Cervidae from Atapuerca

J. van der Made

Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Museo Nacional de Ciencias Naturales, José Gutierrez Abascal 2, 28006 Madrid.

Key words: Atapuerca, Cervidae, *Dama*, *Megalocerus*, *Cervus*

A complex of Pleistocene localities in karst environment in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) are widely known for the abundant fossils of early man and traces of his presence, including lithic industry. The localities are also of interest because of the many fossiliferous levels in superposition, covering a large part of the middle and early Pleistocene. The localities of Gran Dolina (TD), Galeria (TG) and Zarpatos (TZ) yielded a large number of cervid remains from different stratigraphical levels. Recent excavations in TD cover the levels TD4 to TD 11, several of which yielded deer fossils. Older strata in TD were excavated in the seventies (T. de Torres, pers. comm.). The fossiliferous levels from TG (mainly from TG 11) and TZ are believed to be time equivalent to the later part of the sequence in TD.

Cervidae from Atapuerca have been ascribed to *Cervus elaphus* ssp., *Dama* cf. *clactoniana*, *Megaceros giganteus* cf. *antecedens* and "*Megaceros*" sp. (Soto, 1987) and to *Praemegaceros* sp., Megacerini indet., *Dama* cf. *clactoniana*, *Cervus elaphus* and *Cervus* sp. (Azanza & Sanchez, 1990). This material and later finds were studied and indicate the presence of the genera *Megaloceros*, *Cervus*, *Dama* and cf. *Capreolus.* The earlier lists indicated already that there are certain problems with the specific assignation. The main problem is that evolutive changes within post Villafranchian Cervidae may not sufficiently well be known. The deer from the Atapuerca sequences augment our knowledge of this part of cervid evolution.

Dama is the most common cervid in Atapuerca and is represented by antlers, teeth and limb bones. The antlers show a decrease in the height of the position of the first bifurcation (brow tine - main beam) from TD 4 to TG 11. Some of the antlers of the earlier excavation in TD have even higher bifurcations than the TD 4 specimens, suggesting that they are older. Comparisons with antlers from other localities and with recent material suggest that the change is gradual and may be of stratigraphical interest. There are few morphological characters in teeth and bones that can be used to assign them to either *Dama* or *Cervus*, and the use of size may not result in a reliable assignation for each individual bone. There is no evidence for size changes in the dentition from TD 4 to TG 11. Cheek teeth of *Dama* from Atapuerca are about the size of *Dama clactoniana* (or *Dama dama clactoniana*) from Riano and Swanscombe (Leonardi & Petronio, 1976; Lister, 1986), large compared to those of *Dama dama* from Hoxne (Lister, 1993) and recent *Dama dama* from Spain.

Cervus is already present in TD4 as indicated by various antler fragments. Cheek teeth are much smaller than those from Cueto de la Mina and other localities of the same area and approximate age in the Museo Nacional de Ciencias Naturales which are atributed to *Cervus elaphus* (Bernaldo de Quiros Guidoti, 1982). In addition, the relative sizes of the premolars seem to differ in those samples. Future research should center on the question whether these size differences have any stratigraphical, taxonomical or ecological meaning. Early *Cervus* is usually referred to *C. acoronatus* (or *C. elaphus acoronatus*).

Remains of *Megaloceros* are less abundant than those of the previous species. The antlers from TD 4 are of the *M. verticornis* type. An antler of which the exact provenence is not known to me is of the *M. giganteus* type. The

moments of disappearance of the former and appearance of the latter species (Lister, 1986) are expected to be within the range covered by the Atapuerca sequence.

Some very small cervid specimens cannot be assigned to a taxon on the basis of morphology. Their small size however, suggest that they belong to *Capreolus*.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Eustatic sea level changes and dispersals of Early and Middle Miocene antelopes

J. van der Made

Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Museo Nacional de Ciencias Naturales, José Gutierrez Abascal 2, 28006 Madrid.

Key words: Eustatic sea level, Dispersals, Bovidae, Biostratigraphy, Long distance correlations

The geography of the Old World was different during the Early and Middle Miocene (Rögl & Steininger, 1983). There were several land masses that were separate during periods of high eustatic sea levels, but that were connected during periods of low eustatic sea levels. Arabia still formed part of the African continent. Africa was separated from Eurasia. Anatolia and south eastern Europe formed one land mass. The remaining part of Europe was connected to Asia. The area of Irak, Pakistan and India formed a land mass, that was connected to Asia. However, fossil mammals suggest that there was little exchenge between the faunas of the Indian subcontinent and Asia. Possibly the Paratethys and Himalayas formed a barrier.

Several attempts have been made to correlate dispersal events of terrestrial mammals and the eustatic sea level curves of Haq *et al.* (1987). The curves are subdivided in cycles, each of which starts with a sea level low. Since it is the low sea level stands that permit migrations, dispersals in different continents should be simultaneous, allowing for the correlation of the biostratigraphical scales of different continents. The curves of Haq et al. are related to marine biostratigraphy and the cycles are dated in Ma. Correlation of continental stratigraphy to the eustatic sea level cycles, implies correlation to marine stratigraphy. Sea level changes may be synchronous to climatical changes, which permit the migration of taxa within one land mass and in an analysis the geographical origin of the taxa should be taken in account. The correlation chart (after Van der Made, 1995) is the basis for the discussion of the dispersal of early bovids.

The earliest European bovid is *Eotragus,* which is present in Artenay (France, early in MN 4 - informally MN 4e - or zone B). This is supposed to be before the TB2.3 cycle of Haq *et al.* (1987). The earliest bovids (*Eotragus*? or a different genus), appear in Africa in Gebel Zelten (Libya, Set IIIa). Bovids did probably not originate in Africa and their entry was made possible by the TB2.3 sea level low.

A number of early bovids were placed in "*Caprotragoides*" until the genus was revised by Azanza & Morales (1995), who placed the Turkish and European species in *Tethytragus* and the African species in *Gentrytragus.* Each of these genera specialized in their own way, but the earliest forms were closely related and arrived in Anatolia and Africa at the same moment and a little later in Europe. "*Caprotragoides*" is present in the Indian subcontinent, but is not well known. The origin of these bovids may have been in central Asia. *Tethytragus* from Pasalar (Turkey, MN 6e) evolved into the sightly larger and more hypsodont *T. langai* from Sariçay (Turkey, MN 7+8) and Spanish localities (MN 6l). *T. koehlerae* from Çandir (Turkey, MN 6l) evolved into the smaller form of La Grive (France, MN 7). *Gentrytragus thomasi* from Fort Ternan and Nyakach (Kenya, Set IV) and Al Jadidah (Arabia, Set IV) evolved into *G. gentryi* from the Ngorora fm (Kenya, Set V). Fort Ternan, Nyakach and Pasalar are considered to be coeval to the TB2.5 cylce.

The Hypsodontinae are the earliest hypsodont bovids (Köhler, 1987; pers. obs.). The presence of early and primitive forms and the great diversity in China and Mongolia suggest that the origin of the group is in Asia. The large *Hypsodontus* is recorded in Pasalar (Turkey, MN 6e) and Belometchetskaia (Caucasus, MN 5), probably of the same age as the TB2.5 cycle. A large but different hypsodontine is known from Fort Ternan (Kenya, Set IV) and a possible *Hypsodontus* tooth is known from Arroyo del Val IV (Spain, MN 6l). The latter locality may be coeval to the TB2.6 cycle. *Kubanotragus* is recorded from the lower Chinji Fm. (Pakistan, 13.8 Ma), Belometchetskaia (Caucasus, MN 5) and possibly in Mala Miliva (Serbia, MN 5). These localities may be coeval to the TB2.5 cycle. The small *Turcocerus* is probably closely related to *Kubanotragus* is first recorded in Prebrezea (Serbia, MN 6e) and Çandir (Turkey, MN 6l) and St. Margarethen (Austria). These localities are believed to be coeval with the TB2.6 cycle. Hypsodontinae seem to have dispersed during the TB2.5 cycle and to Europe during the TB2.6 cycle.

Protragocerus or similar forms are found in Spain in MN 4 (Morales & Soria, 1985), in Pakistan after 13.8 Ma (Barry & Flynn, 1990), in Belometchetskaia (Caucasus, MN 5; Gabunia, 1973) and in Fort Ternan (Kenya, Set IV; Gentry, 1970). The origin of these bovids seem to be in central Asia and the TB2.5 sea level low may have permitted their dispersal.

For the earliest bovids an Asian origin is supposed. The timing of the dispersal in different continents may reflect control by two agents: palaeogeography as controlled by sea level and climate. The dispersals into Europe of *Eotragus* (MN 4e) and *Protragocerus* like bovids (MN 4l) into Europe may be caused by a change in climate. The subsequent dispersal of *Protragocerus* like bovids into SE Europe-Anatolia, the Indian subcontinent and Africa may have been triggered by a sea level low. These animals probably preferred a more closed or humid environment than the Hypsodontinae and "*Caprotragoides*" group. The latter bovids entered considerably later in western Europe, probably as a result of the climatic conditions there. Their dispersal in western Europe is synchronous to the dispersal of the cervid *Euprox furcatus* (found in Arroyo del Val IV, MN 6l). The genus was already present in MN 6e in central Europe (*Euprox minimus* in Göriach, Austria). The first presence of *Euprox furcatus* in Anatolia is in MN 6e (Çandir) and its dispersal may be allowed by the TB2.6 sea level low. The entry of these Hypsodoninae and "*Caprotragoides*" like bovids in SE Europe-Anatolia, the Indian subcontinent and Africa may have been allowed by a low sea level.

Eustatic sea level cycles, Blow zones, lower limits in Ma Haq et al. 1987	Krijgsman et al. 1994 Lower limits in Ma		Localities in Europe and Anatolia Ages in Ma, > means older than or overlain by, > younger than or overlying	Pakistan stratigraphy	Faunal Sets Pickford, 1981	localities in Africa and Arabia Ages in Ma, > means older than or overlain by, > younger than or overlying
	MN units	"Aragonian" zonation				
TB2.6 N12-14 12.5 Ma	MN6l + 7+8	G	Lower Sinap >10.4 Ma Plakia Melambes Neudorf Sandberg	Chinji	V	Ngorora C 11.9 - 9.8 Ma Ngorora B 12.3 - 11.9 Ma
TB2.5 N11-12 13.8 Ma	MN 6e 13.8 / 13.9 Ma	F 13.8 / 13.9 Ma	Neudorf Spalte		IV	Majiwa >11.8 Ma Fort Ternan >12.6 Ma Al Jadidah Nyakach 13.4 Ma Muruyur 13.5 Ma
	MN5 14.1 Ma	E 14.1 Ma	Faluns de Touraine Faluns de l'Anjou			
TB2.4 N8-11 15.5 Ma	MN4l	D ≥16 Ma	Langenau I Gerlenhofen	Kamlial + Murree	IIIb	Maboko sup. >13.8 Ma Maboko inf. >14.7 Ma Ad Dabtiyah
TB2.3 N7-8 16.5 Ma	MN4m	C >16 Ma	Lisbon Vb <N8 >N9 Armantes I Lisbon Va =N8		IIIa	Moruorot >16.5 Ma Gebel Zelten Buluk >17.2 Ma Kirimun >15 Ma
TB2.2 N7 17.5 Ma	MN4e ±18 Ma	B ±18 Ma	Lisbon IVb >N8		II	Karungu 17.5 Ma Rusinga 17.9 Ma
TB2.1 N5-6 21 Ma	MN3	A + Z	Brüttelen >N5/6 Beaulieu 17.5/18.7 Ma Lisbon II >21 Ma	Bugti	I	Songor 19.6 Ma Koru ±19.5 Ma
TB1.5 N5 22 Ma	MN2	Y			0	Meswa Bridge 22.5 Ma

Guías de las excursiones

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Vertebrados de la Vall d'Ager y de la Conca de Tremp

M. Lourdes Casanovas y Salvador Moyà

Institut de Paleontologia "M. Crusafont". Sabadell.

1. El transito Cretácico/Terciario

La serie Fontllonga-la Baronia

En el área objeto de esta excursión el tránsito Cretácico/Terciario se encuentra muy bien representado en las facies clásicamente denominadas "Garumnienses" o Formación Tremp (Mey *et al.*, 1968). La cuenca de Ager, situada en el sector sureste de la Unidad Surpirenaica Central constituye una cuenca sobre el manto de cabalgamiento de las sierras marginales, rellenada por depósitos continentales y costeros del Cretácico Terminal y Terciario Inferior.

En el sector de Fontllonga, la Formación Tremp alcanza un espesor de unos 600 metros y ha sido dividida en cuatro unidades, de techo a base 1, 2, 3, y 4 (Llompart y Kraus, 1982). El limite Cretácico/Terciario (K-T) fue reconocido en base a la aparición de *Microcodium* y de restos de dinosaurios (Llompart y Kraus, 1982), y situado a techo de la Unidad 2, y otros autores lo situan en el tramo arenoso de la Unidad 2 ("Arenisca de Reptiles") (Fig. 1).

En el techo de la Unidad 1, formada por carbonatos lacustres fuertemente bioturbados, datados del Maastrichtiense inferior, se encuentran pisadas de un dinosaurio saurópodo.

La Unidad 2, en la que se sitúa el tránsito K-T, tiene una potencia aproximada de unos 150 mts y descansa sobre los carbonatos anteriores. Está compuesta por cuatro tramos. Los tres primeros muestran una alternancia de lutitas y areniscas, mientras que hacia el techo de la unidad desaparecen las areniscas que son substituidas por carbonatos.

Las areniscas son rellenos de canales fluviales, frecuentemente meandriformes. El último tramo es el denominado "Arenisca de Reptiles" y donde, con cierta frecuencia, es posible encontrar restos aislados de huesos de dinosaurios. En su conjunto forma parte de un complejo deltaico.

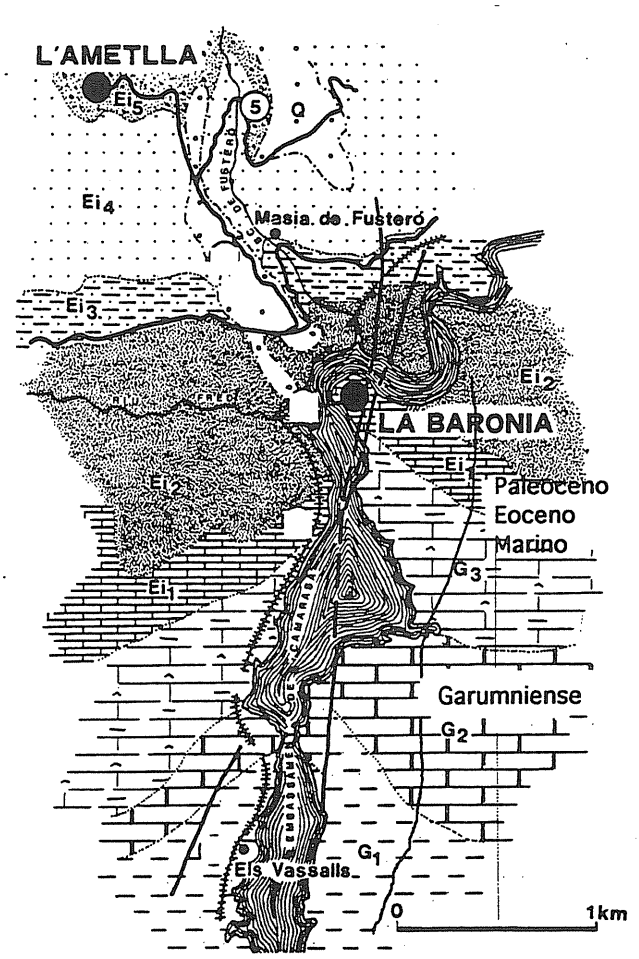


Figura 1. Mapa de situación de la serie Fontllonga-La Baronia (modificado de Rosell y Llompart, 1988).

A techo de esta unidad aparecen niveles carbonatados, interpretados como paleosuelos, que contienen *Microcodium,* Carófitas y Ostrácodos.

En la parte inferior de esta unidad se encuentra situado un importante yacimiento de vertebrados, Fontllonga-1. Contiene numerosos restos de peces (*Igdabatis* y *Rhombodus*), tortugas, cocodrilos y dinosaurios (sauropodos, terópodos y anquilosaurios) estos últimos representados por restos óseos, dientes y huevos. Entre los restos postcraneales de Saurópodos debe destacarse la presencia de tres vértebras caudales de posición anterior, asignables a Titanosáuridos, y un arco neural de vértebra caudal posterior. Las vértebras están muy aplastadas y son procélicas (Fig. 2). Su posición topográfica viene dada por la longitud de las prezygapófisis ya que éstas, en las vértebras caudales de titanosáuridos, aumentan de delante hacia atrás, aumentando también el ángulo entre ellas. Considerando estos factores se podría suponer que de una longitud caudal formada por unas cuarenta vértebras, posiblemente ocuparan una posición entre la quinta y la décima. La edad de la asociación se supone Maastrichtiense inferior. Paleoecológicamente es interesante la presencia de rayas, propios de ambientes marinos, aunque excepcionalmente pueden encontrare en ambientes dulceacuicolas, que muestran el probable caracter paralico de estos depositos (Alvarez-Sierra *et al.*, 1994).

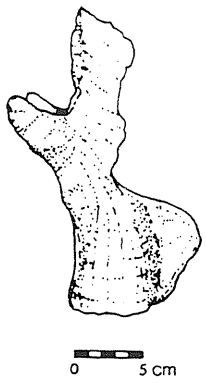


Figura 2. Vértebra caudal de Titanosáurido. Norma lateral izquierda.

En la parte superior de la unidad 2, se encuentra una diferente asociación de vertebrados (Fontllonga 3) en lutitas grises en la base del ultimo canal de areniscas en esta sección (Areniscas de reptiles). En este yacimiento se han encontrado restos de peces (Pycnodontiformes (*Coelodus* sp.) y Tetradontiformes (*Stephanodus* sp.), y siluriformes, tortugas, cocodrilos, así como dientes un pequeño mamífero multituberculado. Asimismo se han identificado restos de *Microcodium* Interesantemente, no se han encontrado restos de dinosaurios y ha partir de los peces se ha sugerido que la edad de Fontllonga 3 es cretácica. De ser así, el límite K-T se situaría más bien en el tramo edáfico superior como han sugerido Llompart y Kraus (1985).

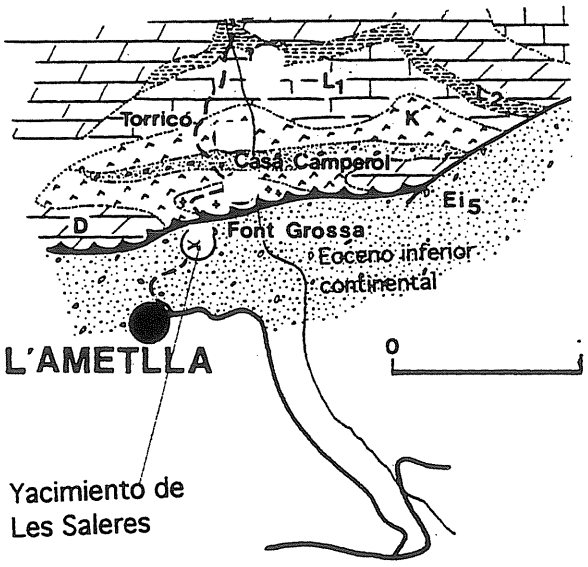


Figura 3. Mapa de situación del yacimiento de Les Saleres (modificado de Rosell y Llompart, 1988).

La unidad superior está compuesta por lutitas rojas y, juntamente al paquete de evaporitas, es, a escala regional, discordante con las dos unidades anteriores. Su potencia es de unos 250 mts. Justo por encima de estas evaporitas aparecen los primeros tramos marinos compuestos por calizas de alveolinas, iniciándose así la "transgresión Ilerdiense".

Todo este tramo final debe ser incluido en el Paleoceno. La única localidad con vertebrados de este tramo ha sido localizada en el tramo evaporitico y ha proporcionado escasos restos de mamíferos del grupo de los Paleoryctidos.

2. El Eoceno continental. Les Saleres - Masia de l'Hereuet

La regresión de finales del Ilerdiense marca la aparición de depósitos de facies continentales en la cuenca de Ager. Son depósitos formados por arenniscas y lutitas amarillentas. Corresponden a sedimentos canalizados y de intercanal de un vasto complejo fluvial. Las areniscas presentan frecuentemente estratificación cruzada e incluyen masas ferruginosas que corresponden a troncos fosilizados de árboles.

En multitud de puntos de la Vall d'Ager, tanto en los niveles canalizados como en los lutíticos, se han encontrado abundantes restos de vertebrados continentales. Dos de los mas relevantes yacimientos son el de Les Saleres, en el extremo oriental, y Masia de l'Hereuet en el extremo occidental de la cuenca.

El yacimiento de las Saleres es uno de los más ricos de la cuenca. Los restos fósiles de vertebrados aparecen, pero dispersos en los tramos lutíticos, lo que no permite utilizar el metodo de lavado-tamizado de sedimento para recuperarlos. De hecho la colección de vertebrados de esta localidad se ha realizado en periódicas visitas durante los treinta últimos años (Fig. 3).

En esta localidad encontramos como restos más abundantes tortugas y cocodrilos entre los reptiles y perisododáctilos entre los mamíferos. Menos representados están las formas de pequeño tamaño como roedores, marsupiales, insectívoros, artiodáctilos y primates. Esta localidad es particularmente remarcable por ser el yacimiento tipo de un pequeño primate adapido denominado *Agerinia roselli*.

El yacimiento de la Masia de L'Hereuet (Fig. 4) se encuentra en una posición estratigráfica similar al anterior, aunque posiblemente se sitúe más cerca de la base de los depósitos continentales eocénicos, que el yacimiento anterior.

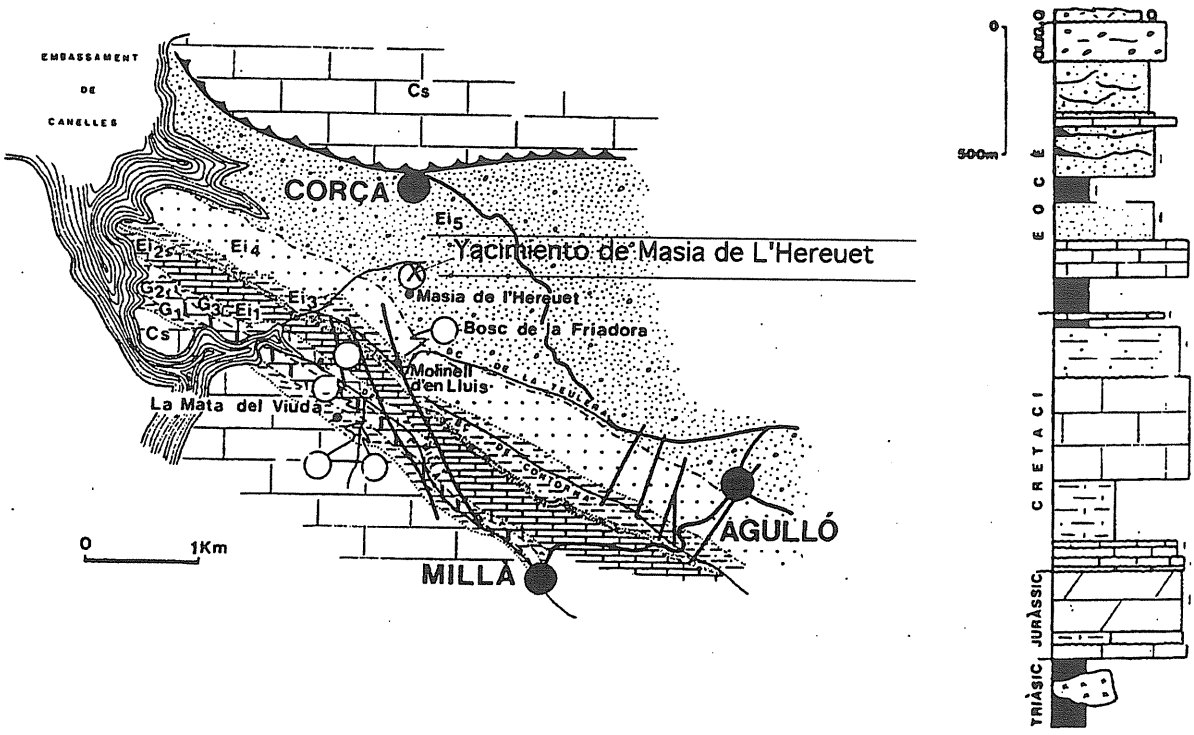


Figura 4. Mapa de situacion y columna estratigráfica del yacimento de Masia de L'Hereuet (modificado de Rosell y Llompart, 1988).

Es menos rico que las Saleres en macrovertebrados, como los perisodáctilos tapiroideos y paleotéridos, aunque también estan presentes; pero, en cambio, es el que, de toda la cuenca, nos ha proporcionado una más rica fauna de micrormamíferos y otros pequeños vertebrados. Destaca la abundante presencia de peces, particularmente del grupo de las pirañas. Anfibios y pequeños lacértidos se encuentran también bien representados. Entre los mamíferos destaca la presencia de marsupiales, palaeorictidos, quirópteros, roedores, artiodáctilos y muy especialmente primates. Este grupo, solamente representado hasta la fecha en el eoceno inferior por *Agerinia*, es más diverso en esta localidad. Ademas de *Agerinia,* encontramos otra forma de adápido mas primitivo y la primera cita en España de un primate del grupo de los Paraomyidae, una forma muy primitiva dentro de este grupo.

3. Conca de Tremp

A consecuencia de la retirada del mar cretácico que, en su entrada por el Cantábrico, cubría la mayor parte de las tierras del entorno de Tremp, en el Terciario se depositaron sedimentos continentales en la mayoría de las tierras citadas. Es en estos sedimentos donde hoy encontramos los restos de vertebrados, especialmente mamíferos, que vivieron allí durante el Eoceno.

La primera localidad en la que se detectó la presencia de mamíferos fósiles fue la de Sossís, junto al pueblo del mismo nombre, en las famosas minas de lignito, hoy cerradas. En 1943, el profesor Bataller dió a conocer un conjunto de tres molares superiores cuya determinación, errónea, fue corregida al año siguiente por Villalta y Crusafont, quienes vieron que los restos eran propios de un gran Paleotérido, *Palaeotherium magnum.*

Posteriormente, las exploraciones paleontológicas se extendieron a nuevas áreas. Así, en los años cincuenta, Crusafont da a conocer nuevas localidades situadas al SW de Tremp: Barranc de Forals, Torre del Moro o Torre de Montllobar, Sobrenoguera, Repeu del Guaita etc. (Fig. 5). Estas localidades corresponderían al Eoceno inferior-medio pero, debido a los escasos restos que han proporcionado hasta ahora, es difícil determinar exactamente su edad.

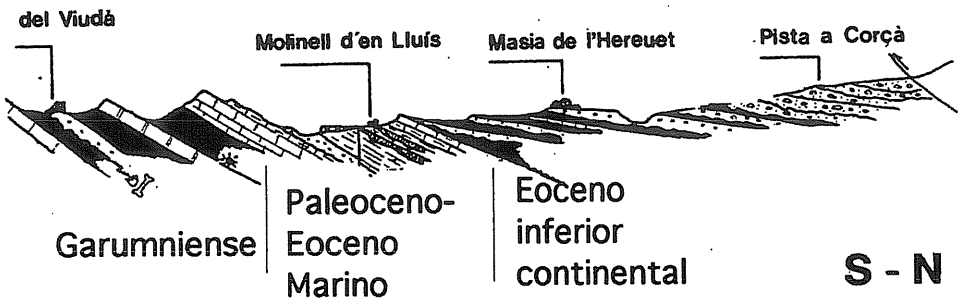


Figura 5. Corte geológico en sentido N-S de la Vall d'Ager por el sector occidental de la cuenca (modificado de Rosell y Llompart, 1988).

Científicamente, las localidades más importantes del sur de Tremp son las de "Barranc de Forais" y "Torre del Moro", ambas situadas cerca de la carretera que va de Tremp a Port de Montanyana."Barranc de Forals" es la localidad tipo de dos mamíferos condilartros, *Phenacodus villaltae* (Crusafont, 1955) y *Spaniella carezi* (Crusafont y Rosell, 1967). De la también citada "Torre del Moro" proceden unos restos que Crusafont y Villalta llamaron

Almogaver condali y que atribuyeron a un primate. Posteriormente los mismos autores corrigieron su error diciendo que se trataba de un condilartro.

Sin embargo, los dos yacimientos de macrofauna mastológica más importantes del entorno de Tremp son Sossís y Roc de Santa. Estos dos yacimientos se han estudiado durante extensos períodos de tiempo, han dado lugar a gran número de trabajos. Ambos pertenecen al Eoceno superior (Ludiense inferior) (Headoniense) y se corresponden estratigráficamente con el yacimiento francés de Fons 4.

Geológicamente ambos yacimientos están situados en el denominado Miembro Sossís por Rosell y Riba (1966) en su estudio sobre la "Formación conglomerática de Collegats" que recubre transgresivamente la zona cretácica plegada. (Fig. 6). Según los autores citados se denomina "Formación de Collegats" a la masa detrítica que, situada al Norte de la Pobla de Segur, está limitada, al Oeste, por el valle del río Flamicell y que se extingue al Este dominada por relieves cretácicos de la Sierra del Boumort. Su contorno es casi ovalado y está atravesada en su mitad por el Noguera Pallaresa. Esta masa conglomerática tiene forma de sinclinal de dirección NW-SE.

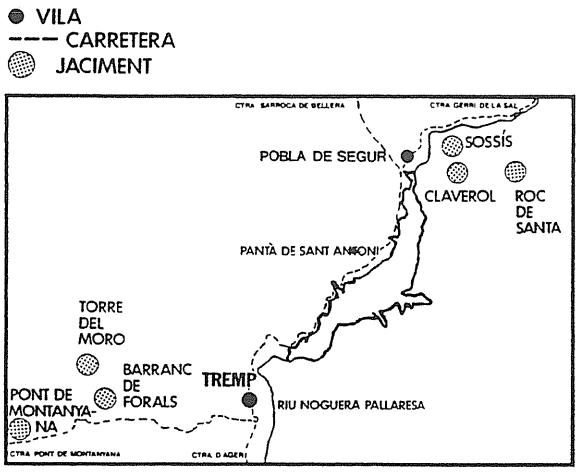


Figura 6. Situación de algunos de los yacimientos: Barranc de Forals, Torre del Moro, Sossís y Roc de Santa.

Los autores citados distinguen en ella cinco Miembros:

Miembro Claverol. Su nombre se refiere al pueblo de Claverol, que se encuentra edificado sobre la parte más alta del primer tramo conglomerático, el cual, en esta zona es poco potente, mientras que al Norte de Pessonada domina el paisaje. Está formado por una masa de 700 a 800 m de bancos de conglomerados que, localmente, y sobre todo en su parte superior, alternan con horizontes limolíticos de color rojizo-anaranjado. En el norte de Pessonada los bancos de conglomerados están formados casi exclusivamente por cantos calizos de procedencia cretácica. Son de colores claros dominando el gris blanco y el gris sepia.

Miembro Sossís. Toma el nombre de este pueblo situado en el límite de este Miembro y el anterior. Tiene una potencia de unos 150m (Rosell y Riba, 1966). Aflora en una longitud de unos nueve km, adoptando una disposición de cuña y desapareciendo, en su terminación oriental, bajo los conglomerados rojizos del Miembro superior (Roc de Santa) que recubren a los conglomerados grises del Miembro Claverol. En su terminación occidental, el Miembro Sossís no se acuña sino que desaparece bruscamente. Está constituído por arcillas grises en las que se ven horizontes con lignitos, niveles calcáreos con Gasterópodos, margas y microconglomerados.

Miembro Roc de Santa. Está formado por una alternacia de bancos con conglomerados e intercalaciones arcillosas que permiten la aparición de alguna fuente (Hortoneda). En el farallón de Roc de Santa, alineado en dirección NW y de una longitud de unos dos km, sólo aparecen los conglomerados destacando los colores rojizos de los materiales permotriásicos. Estos tres primeros Miembros se encuentran en la vertiente oriental izquierda del Noguera Pallaresa.

Entre el Noguera Pallaresa y el Flamicell se hallan otros dos Miembros (Rosell y Riba, 1966): Gramuntill y Montsor que no especificamos aquí por caer fuera de nuestro enfoque de la excursión.

En 1984, Sergio Robles hizo un estudio muy completo de la zona comprendida entre estos dos ríos estableciendo los conos aluviales y las zonas lacustres que los forman.

En 1992, Donatella Mellere y Mariano Marzo estudian también los depósitos aluviales sintectónicos de la Pobla de Segur. El recocimiento de superficies de discontinuidad les ha permitido la definición de cinco alogrupos que podemos observar en el cuadro, así como las relaciones con las denominaciones de los restantes autores citados (Fig. 7).

Figura. 7. Mapa de la zona oriental de la Formación Collegats (Casanovas, 1975b).

Los yacimientos paleomastológicos de Sossís y Roc de Santa se encuentran ambos en el Miembro Sossís. En el primero destaca la gran cantidad de micromamíferos que, desde el año 1965 hasta la actualidad, se han ido recopilando. Los macromamíferos han sido objeto de distintas publicaciones y hoy se está preparando una monografía sobre el yacimiento. "Grosso modo" destacan los Perisodáctilos en la Superfamilia Equoidea. Los dos géneros más representados en ambos yacimientos son *Palaeotherium* y *Plagiolophus*, de talla mayor el primero y representado por varias especies, mientras que el segundo sólo está representado por *Plagiolophus annectens*, paleotérido de talla media, que se caracteriza por la reducción de su región premolar, una hipsodontia creciente desde el primer molar al tercero y por presentar un refuerzo de la pieza con la formación de cemento que envuelve la corona dentaria. También presenta un gran diastema entre el canino y el primer premolar, y destacala formación lofodonta de sus molares con el protocónulo aislado del protocono.

En cuanto al esqueleto postcraneal destaca la esbeltez de las extremidades de *Plagiolophus* respecto a *Palaeotherium*. Son largas y tridáctilas con los metápodos y las falanges laterales más débiles que las centrales. En conjunto se puede decir que *Plagiolophus*

sería más corredor que cualquier especie de *Palaeotherium.*

Roc de Santa es el locotipo de *Palaeotherium crusafonti*, (Casanovas, 1975a) paleotérido de talla pequeña, representado únicamente, hasta ahora, en este yacimiento.

<table>
<tr><th>Rosell y Riba (1966)</th><th>Robles (1984)
Robles y Ardevol (1984)</th><th colspan="2">Mellere y Marzo (1992)</th></tr>
<tr><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td colspan="2">Alogrupo de Antist</td></tr>
<tr><td colspan="2">Alogrupo de Senterada</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Miembro de Montsor</td><td>Grupo de Collegats</td><td>Sistema de Collegats</td><td rowspan="4">Alogrupo de Pallaresa</td></tr>
<tr><td>Grupo de Roca de Peso</td><td rowspan="2">Sistema de Roca de Peso</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Grupo de Montsor</td></tr>
<tr><td>Miembro de Gramuntill</td><td>Sistema de Montsor</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Miembro de Roc de Santa</td><td>Grup de Roc de Santa</td><td>Sistema Roc de Santa</td></tr>
<tr><td>Grupo de Hortoneda</td><td rowspan="3" colspan="2">Alogrupo de Ermita</td></tr>
<tr><td>Grupo de Ermita</td></tr>
<tr><td>Miembro de Sossis</td><td rowspan="2">Grupo de Claverol</td></tr>
<tr><td>Miembro de Claverol</td><td>Grupo de Pessonada</td><td colspan="2">Alogrupo de Pessonada</td></tr>
</table>

Figura 8. Nomenclatura y relación de los diversos estudios realizados en la Formación Collegats.

En cuanto a cantidad, a los restos de Perisodáctilos siguen los de los Artiodáctilos, suiformes y no suiformes, mejor representados en Sossís que en Roc de Santa y divididos en tallas diferentes, desde medianos a pequeños. Esta última medida está reprentada por *Xiphodon* y *Haplomeryx*, el primero de ellos con gran cantidad de restos dentarios, pero muy poco esqueleto postcraneal, sobre todo en el yacimiento de Roc de Santa que forma la fracción mayor de Artiodáctilos hallados (Casanovas, 1975b). Este último yacimiento es también el locotipo de *Choeropotamus sudrei*, (Casanovas, 1975c), artiodáctilo de talla media, con un cráneo alargado y un hocico estrecho cuyos representantes genéricos vivieron en Europa desde el Eoceno medio al Oligoceno medio.

Los mamíferos depredadores están representados en ambos yacimientos por *Hyaenodon* un Creodonto cuya dentición estaba adaptada totalmente al régimen carnívoro, y muy bien representado durante el Paleógeno, apareciendo en el Ludiense inferior y desapareciendo en el Estampiense medio.

Características especiales que presenta la fauna de estos yacimientos son, en primer lugar, la talla de los ejemplares claramente menor que la de los yacimientos franceses de la misma época (ello nos hizo suponer que esta zona tenía un clima más tropical y, particularmente, una temperatura más alta). En segundo lugar llama la atención la presencia de gran cantidad de restos dentarios juveniles, es decir, piezas dentarias de leche. Esta mortalidad parece excesiva si se tiene en cuenta solamente la presencia de los depredadores y, por ello, pensamos en la posibilidad de que la población presentara un estado deficitario a causa de dificultades de adaptación al clima, ya que el estudio geológico de la zona hace pensar en que ésta padecía unas condiciones semiáridas con notable humedad, es decir, un clima con lluvias estacionales, probablemente torrenciales (masas de cantos rodados) y períodos áridospropios de una zona subtropical. El lugar sería una zona pantanosa con agua dulce o ligeramente salobre. La sedimentación, muy tranquila, y las extensiones lagunares poco hondas, debían estar rodeadas de vegetación.

Bibliografía

Alvarez-Sierra, M. *et al.* 1984. El límite Cretácico-Terciario en la sección de la Fontllonga (Cuenca de Ager,Provincia de Lerida). *Actas II Congreso del G.E.T.* 23-36.

Bataller, J.R. 1943. El *Anoplotherium commune* CUVIER del Eocénico de Sossís. *Las Ciencias.*A. VIII (3), 1-5

Casanovas-Cladellas, M. L. 1975a. Datos sobre los Perisodáctilos del yacimiento de Roc de

Santa; la nueva especie *Palaeotherium crusafonti. Act. Geol.Hisp.*, **X** (3), 121-126.

Casanovas-Cladellas, M. L. 1975b. Estratigrafía y Paleontología del yacimiento ludiense de Roc de Santa (Area del Noguera-Pallaresa). *Paleont. y Evol.*, **X**, 1-158.

Casanovas-Cladellas, M. L. 1975c. *Choeopotamus sudrei* nva. sp. y algunas consideraciones sobre los restantes artiodáctilos de Roc de Santa (Prov. de Lérida). *Act. Geol. Hisp.*, **X** (4), 138-140.

Crusafont, M.1956. Otro nuevo Condilartro del Luteciense pirenaico. *Boll. della Soc. Geol. Italiana.*, **LXXV**, 3-8.

Crusafont, M. 1957. Adición a los Mamíferos fósiles del Luteciense de Montllobar. *Curs. y Conf. del Inst. "Lucas Mallada"*, **IV**, 71-73.

Crusafont, M. y Rosell, J. 1966. Primera datación de los tramos superiores del Eoceno continental de la Cuenca de Ager (Prov. de Lérida).*Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*,**83**, 79-92.

Crusafont, M. y Villalta, J.F. 1954. *Almogaver* un nuevo primate del Eoceno pirenaico. *Est. Geol.*, **X** (22), 1-12.

Llompart,C. y Krauss,S. 1982. *Bol Geol Min.*, **93** (5), 371-378.

Mellere, D. y Marzo, M. 1992. Los depósitos aluviales sintectónicos de la Pobla de Segur: alogrupos y su signicado tectonoestratigráfico. *Act. Geol. Hisp.*, **27** (1-2), 145-159.

Mey,P., Nagtegaal,P., Roberti,K. y Hartevelt,J. 1968. *Leidse Geol. Meded.*, **41**, 221-228.

Robles, S. 1984. El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de La Pobla de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell (Prepirineo de Lérida). *Ilerda*, **45**, 119-143.

Robles, S. y Ardévol, L. 1984. Evolución paleogeográfica y sedimentológica de la cuenca lacustre de Sossís (Eoceno superior, Prepirineo de Lérida): ejemplo de la influencia de abanicos aluviales en el desarrollo de una cuenca lacustre asociada. *Publ. Depart. Estrat. U.A.B.*, 233-267.

Rosell, J. y Llompart, C. 1988. *Guia Geològica del Montsec i de la Vall d'Ager.* 1-168. Edit. Montblanc- Martin, C.E.C., Barcelona.

Rosell, J. y Riba, O.1966. Nota sobre la disposición sedimentaria de los conglomerados de La Pobla de Segur (Prov. de Lérida). *Inst. Est. Pirenaicos*, 1-16.

Villalta, J.F. y Crusafont, M. 1944. Nota bibliográfica al trabajo de Bataller, J. R. "*Anoplotherium commune* CUV. del Eocénico superior de Sossís. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **XLII** (1-2), 165.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

Las formaciones de rudistas y corales de les Collades de Basturs (Cretácico superior, unidad central surpirenaica)

Eulàlia Gili

Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra 08193.

Palabras clave: Plataforma calcárea, rudistas (Bivalvia), corales, Cretácico superior, Pirineos

Introducción

En la unidad central surpirenaica (Seguret, 1972) afloran materiales alóctonos del Cretácico superior, dispuestos en una serie de láminas cabalgantes, imbricadas y desplazadas hacia el sur, originadas como consecuencia de la convergencia de las placas ibérica y europea entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior (Muñoz, 1992; Deramond *et al.*, 1993). En el frente meridional de una de estas unidades, manto de Bóixols, se sitúa el anticlinal de Sant Corneli cerca de la ciudad de Tremp (Fig. 1). En ambos flancos de este anticlinal afloran sedimentos de plataforma carbonatada con importantes formaciones de rudistas de edad Santoniense (Gili *et al.*, 1994; en prensa a, b). La sucesión, en el flanco norte (Sant Martí de Vilanoveta), ha sido documentada por Ross (1989), Gili *et al.* (1995; en prensa a, b), Skelton *et al.* (1995), y, en el flanco sur (les Collades de Basturs), por Gili (1982, 1984, 1992, 1993). El objeto de este artículo es describir esta última localidad.

La plataforma carbonatada de les Collades de Basturs es un buen ejemplo de cortejo transgresivo con formaciones de rudistas y corales (Gili, 1993). Su excelente y continua exposición a lo ancho de algunos centenares de metros y a lo largo (aproximadamente perpendicular al margen de la plataforma) de unos 4.000 m, permite observar los cambios verticales y laterales de facies. La fauna de rudistas y corales es diversa y abundante. Se han identificado cuarenta especies de rudistas (Gili y Pons, 1988) y diecisiete especies de corales coloniales (Vidal, 1980), aunque el número de especies de estos últimos puede ser bastante mayor.

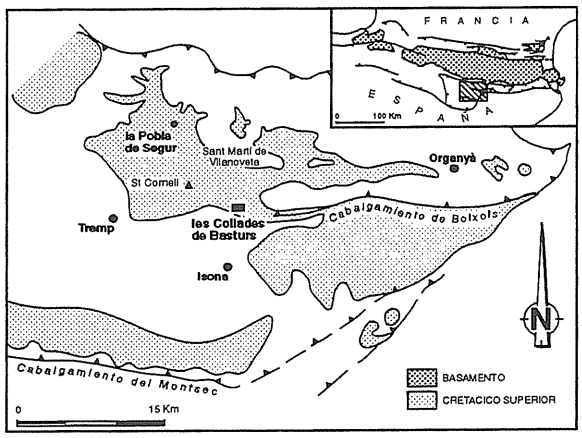


Figura 1. Situación de les Collades de Basturs en un mapa estructural de los Pirineos.

Las características estratigráficas generales de les Collades de Basturs fueron descritas por primera vez por Rosell (1967). Unos años más tarde, Gili (1982, 1984, 1992, 1993) analizó con mayor detalle las diversas facies del complejo sedimentario. Estos estudios, centrados principalmente en la sedimentología y paleontología de las formaciones de rudistas, condujeron al establecimiento de un modelo de plataforma caracterizada por presentar, de este a oeste, una zona interna de circulación marina restringida con construcciones de rudistas y una zona externa, más abierta, con construcciones mixtas de rudistas y corales, que pasa gradualmente a sedimentos de talud superior.

El complejo sedimentario de les Collades de Basturs comprende dos unidades

litoestratigráficas formalmente definidas por Gallemí *et al.* (1983): (1) Miembro Collades (alternancia de calizas de rudistas y corales, y margas de plataforma abierta; y margas con corales de talud superior) y (2) Miembro Podega (margas de plataforma externa). El Miembro Podega yace concordantemente sobre el Miembro Collades. La base del complejo sedimentario está en contacto tectónico con la Formación Sant Corneli (Gallemí *et al.*, 1983) y el techo se halla cubierto discordantemente por los sedimentos siliciclásticos de la Formación Arén (Mey *et al.*, 1968) (Fig.2).

Al Miembro Collades se le ha atribuído una edad Santoniense (Hottinger *et al.*, 1989; Pons, 1977; Gallemí *et al.*, 1983; Gili, 1984; Gili y Pons, 1988) y al Miembro Podega Campaniense inferior (Gallemí *et al.*, 1983) (ver Gili, 1993, Tabla 1).

Descripción de las facies

El área aflorante del complejo sedimentario de les Collades de Basturs tiene una amplitud máxima de 550 m y una longitud de 4.000 m. La sección comprende, en orden estratigráfico ascendiente, calizas nodulosas y margas, y tres unidades calcáreas de rudistas y corales separadas por margas y calizas margo-nodulosas con corales. Las unidades de rudistas pasan gradualmente hacia el oeste a margas y calizas margo-nodulosas con abundantes corales. Encima de estos sedimentos se encuentra una altenancia de capas de nódulos calcáreos y margas, con equínidos irregulares y esponjas (Fig. 2).

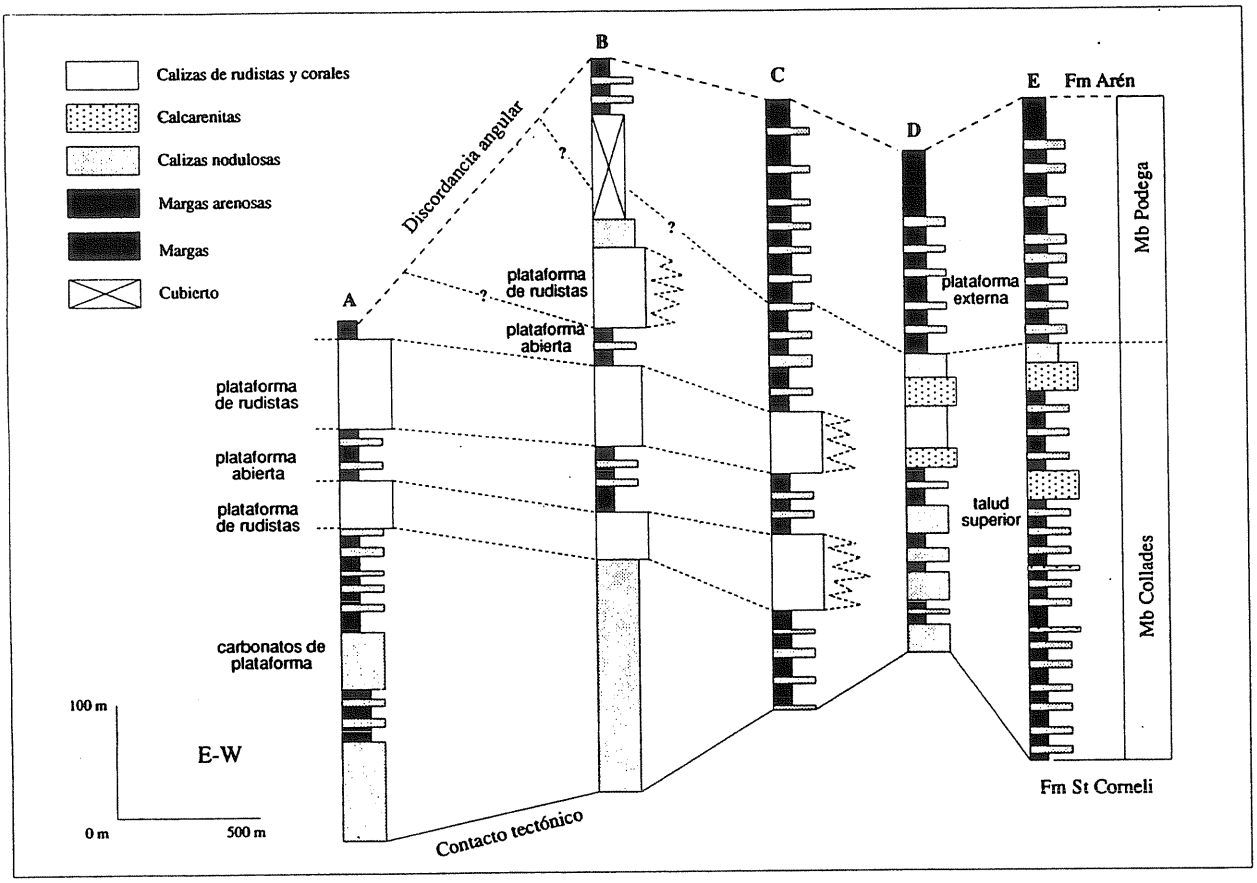


Figura 2. Series estratigráficas de les Collades de Basturs (Cretácico superior, unidad central surpirenaica). Según Gili (1993).

Calizas nodulosas y margas con nódulos calcáreos. (*Base de la plataforma carbonatada)*

La base de la plataforma carbonatada está formada por una alternancia de calizas nodulosas y margas con capas de nódulos calcáreos (375 m de potencia máxima) (Fig. 2). Las calizas nodulosas y los nódulos calcáreos son *wackestones* peloidales de grano fino que contienen alguna espícula de esponja, foraminíferos bentónicos pequeños y briozoos. En la parte inferior de la sección, la fauna es en general escasa y compuesta por corales, rudistas y otros bivalvos (ostras localmente abundantes), gasterópodos, nautiloideos, braquiópodos, equínidos y foraminíferos bentónicos grandes. Hacia el techo, aumenta notablemente el contenido de rudistas (hipurítidos) y foraminíferos bentónicos grandes.

Unidades calcáreas de rudistas y corales. (*Plataforma de rudistas*)

Las unidades calcáreas de rudistas y corales presentan características propias de plataforma marina somera, con una zona interna (este) muy poco profunda, de circulación marina restringida y expuesta sólo periódicamente o ocasionalmente al oleaje, y una zona externa (oeste) más profunda y de energía baja a moderada (Fig. 3A).

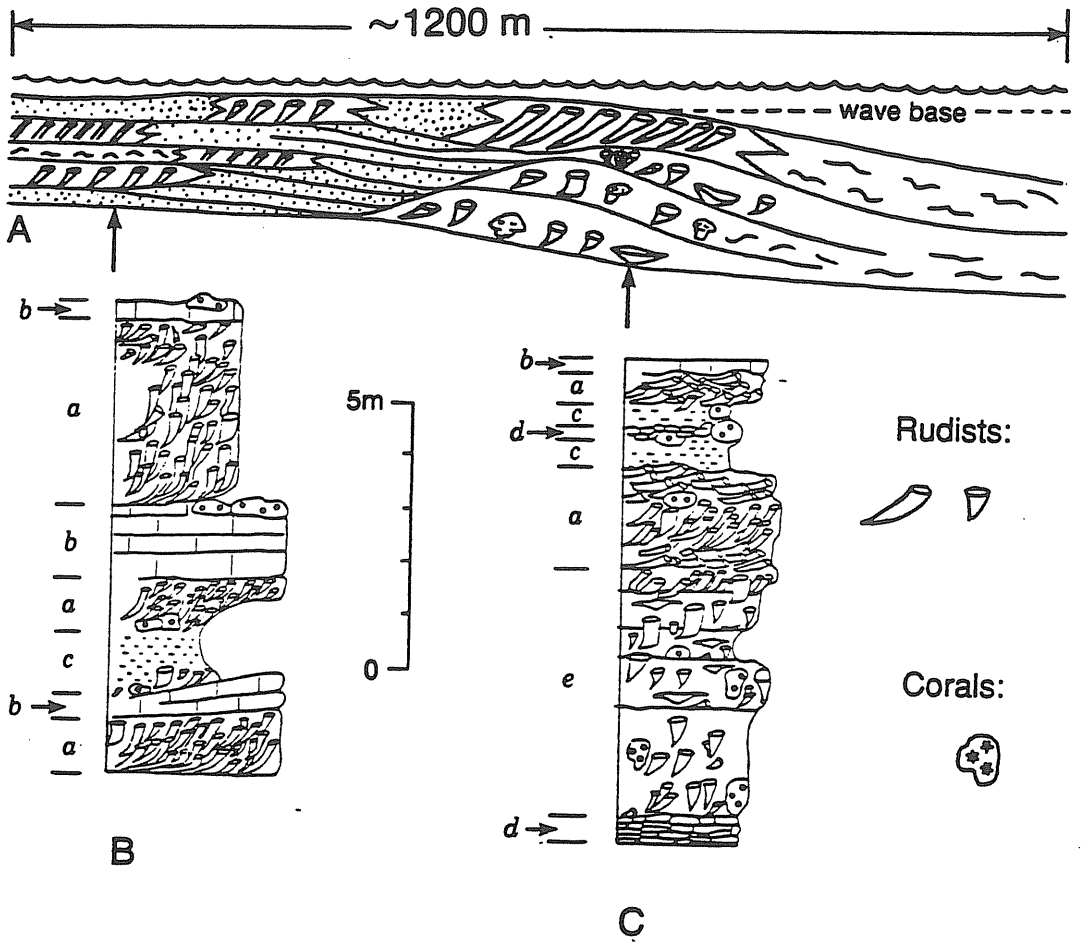


Figura 3. Modelo deposicional de una unidad calcárea de rudistas (A) mostrando la relación entre los litosomas de rudistas de la zona interna de la plataforma (B) y las construciones mixtas de rudistas y corales de la zona externa (C). Según Scott *et al.* (1990). a- litosomas de rudistas, b-arenas bioclásticas, c-margas, d-calizas nodulosas, e-construcciones mixtas de rudistas y corales.

La zona interna de la plataforma de rudistas está formada principalmente por depósitos bioclásticos y litosomas de rudistas (hipurítidos) (Fig. 3B).

Los depósitos bioclásticos son *floatstones* de rudistas y corales. La matriz de estos depósitos tiene textura *wackestone/grainstone* y está formada por fragmentos de rudistas y corales, y algunos fragmentos de algas rojas, briozoos y equínidos, y foraminíferos bentónicos pequeños.

Los litosomas de hipurítidos están formados por agregados monoespecíficos a pauciespecíficos de hipurítidos gregarios cilíndrico-alargados. Otros constructores comunes, aunque minoritarios, de estos litosomas son los rudistas solitarios grandes (*Vaccinites*). La macrofauna asociada es escasa y formada principalmente por otros rudistas y corales coloniales esféricos pequeños. Los hipurítidos se encuentran densamente empaquetados y, generalmente, más o menos inclinados, en el que ha sido interpretado como el sentido de las corrientes dominantes (Gili, 1992, fig.2). Aunque los rudistas, en el afloramiento, aparecen muy próximos unos a otros, en la sección trasversal del litosoma, no se observan más que de dos a cuatro individuos juntos (Fig. 4). La matriz que rellena los espacios intersticiales constituye comunmente un 20-30% del área de dicha sección (Gili, 1992, fig.6) y está formada principalmente por fango calcáreo y fragmentos de rudistas muy bioperforados, angulares y muy mal clasificados y, en menor proporción, por peloides. Suele tener textura *wackestone*, aunque localmente puede ser un *packstone* de grano fino (Gili, 1992, figs. 2 y 3). En estos agregados, la matriz intersticial debía ciertamente de proporcionar estabilidad a los rudistas (ocasionalmente reforzada por el crecimiento colateral de las conchas) a medida que se depositaba alrededor de ellos y entre ellos.

Característicamente, los litosomas de hipurítidos tienen morfologías lenticulares o tabulares y no muestran señales de relieve topográfico positivo original. Los litosomas lenticulares tienen potencias relativamente pequeñas (0,5 a 5 m) y una extensión lateral más o menos grande (15 a 30 m). Los litosomas tabulares tienen una potencia más grande (3 a 11 m) y una mayor extensión lateral (50 a 70 m). Típicamente, los litosomas lenticulares se encuentran en la zona interna de la plataforma, amalgamados con depósitos, también lenticulares, de sedimentos bioclásticos, mientras que los litosomas tabulares aparecen en la parte superior de toda la plataforma.

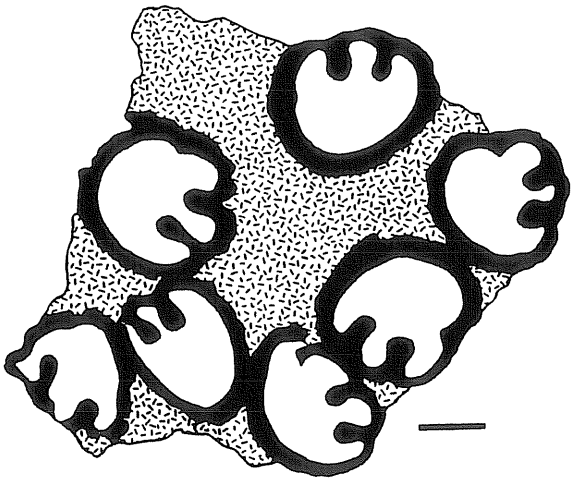


Figura 4. Detalle (sección transversal) de un litosoma de rudistas. Los rudistas son *Hippurites socialis* Douvillé (ejemplar No. 28.747 de la colección del Departamento de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona). La barra equivale a 1 cm.

La zona interna de la plataforma de rudistas pasa, hacia el oeste, a una zona más externa caracterizada por la presencia de construciones mixtas de rudistas y corales (Fig. 3C). En estos litosomas la fauna de rudistas es muy variada y se encuentra conjuntamente con corales coloniales domales y columnares. Los rudistas dominantes son hipurítidos y radiolítidos, y los rudistas asociados son plagioptychidos, caprotínidos y requiénidos. La fauna acompañante incluye corales solitarios, esponjas (chaetétidos), gasterópodos, bivalvos, braquiópodos y equínidos. La fauna

está comunmente en posición de vida y, generalmente, su diversidad y abundancia aumenta hacia el techo de las construcciones.

La matriz de los litosomas tiene textura *wackestone/packstone* y contiene abundantes fragmentos angulares y mal clasificados de rudistas y corales, algunos fragmentos de algas rojas y briozoos, foraminíferos bentónicos pequeños y pequeñas cantidades de cuarzo detrítico. La morfología de muchos de estos litosomas está por determinar, hasta el momento sólo se ha observado que algunos presentan morfologías domales. Estos últimos raramente sobrepasan los 5 m de potencia y sólo alcanzan unas pocas decenas de metro de extensión lateral. Están formados por la coalición de unidades más pequeñas, aunque, ocasionalmente, aparecen como estructuras masivas. En la parte superior de la plataforma, las construcciones mixtas de rudistas y corales son comunmente sucedidas por litosomas de hipurítidos.

Otro componente importante de la zona externa de la plataforma son los depósitos bioclásticos que se hallan intercalados entre los litosomas mixtos de rudistas y corales. Estos sedimentos tienen texturas *wackestone*, *grainstone*, y más raramente *packstone*. Los *wackestones* están compuestos por cantidades variables de fango calcáreo y fragmentos de rudistas muy bioperforados, angulares y mal clasificados, y algún foraminífero bentónico pequeño. Los *grainstones* más comunes son o arenas bioclásticas de grano fino subredondeado o arenas bioclásticas de grano grueso subredondeado. Los *grainstones* de grano fino están formados mayoritariamente por foraminíferos bentónicos pequeños y cantidades variables de cuarzo detrítico. Los *grainstones* de grano grueso están constituidos principalmente por fragmentos de rudistas, corales, equínidos y algas rojas, algunos foraminíferos bentónicos pequeños y cierta caltidad de fango calcáreo. El componente mayoritario de los *packstones* son fragmentos de rudistas bien clasificados, de tamaño medio a grueso.

Margas y calizas margo-nodulosas con corales. *(Plataforma marina abierta)*

Encima de las unidades calcáreas de rudistas y corales se encuentran entre 30 y 60 m de margas arenosas y calizas margo-nodulosas, con diversa y abundante fauna bentónica (Fig. 2). Los corales y los rudistas constituyen la fauna dominante, mientras que los chaetétidos, briozoos, gasterópodos, bivalvos, braquiópodos, equínidos y foraminíferos bentónicos grandes forman la fauna asociada. Las calizas margo-nodulosas tienen textura *wackestone* y contienen pequeños fragmentos esqueléticos no identificados y foraminíferos bentónicos pequeños. Estos sedimentos han sido interpretados como depósitos de plataforma marina abierta.

Margas y calizas margo-nodulosas con abundantes corales. *(Talud superior)*

Los sedimentos mayoritarios de esta facies (375 m de potencia máxima) son las margas arenosas y las calizas margo-nodulosas que, al igual que los sedimentos de la facies anterior, contienen abundantes y diversos organismos bentónicos (Fig. 2). Los corales junto con los rudistas y los foraminíferos bentónicos grandes constituyen la fauna dominante. Otros organismos menos abundantes, aunque comunes, son los chaetétidos, los equínidos y los nódulos de algas rojas (Squamariacea). Aparecen fósiles en toda la sección, aunque son especialmente abundantes en ciertos tramos calcáreos. Las calizas tienen textura *wackestone* y contienen principalmente espículas de esponja, foraminíferos bentónicos pequeños y pequeñas cantidades de cuarzo detrítico.

Intercalados en las margas y calizas margo-nodulosas, se encuentran importantes depósitos de *grainstones* bioclásticos, constituidos mayoritariamente por foraminíferos bentónicos pequeños y granos angulosos de cuarzo detrítico. Otros microcomponentes son fragmentos pequeños de bivalvos, equínidos y algas rojas. Ocasionalmente, aparecen algunos

fragmentos grandes de rudistas y otros bivalvos flotando en el *grainstone*.

La presencia de algunos deslizamientos en esta facies indica que estos materiales fueron depositados en un fondo ligeramente inclinado.

Margas y capas de nódulos calcáreos. *(Plataforma externa)*

Cubriendo las margas y calizas margo-nodulosas del último episodio de plataforma abierta y del talud superior, se encuentra una alternancia de margas y capas de nódulos calcáreos (potencia máxima 200 m) (Fig. 2). Los nódulos calcáreos son *wackestones* de grano muy fino que contienen espículas de esponja, pequeñas cantidades de cuarzo detrítico y, ocasionalmente, foraminíferos bentónicos pequeños. En la parte inferior del tramo, exceptuando la microfauna mencionada, el único componente faunístico observado son los foraminíferos bentónicos grandes. En la parte superior, coincidiendo con la progresiva disminución de la potencia de las capas de nódulos calcáreos, aparecen equínidos irregulares y esponjas, y, menos frecuentemente, bivalvos, nautiloideos y ammonites.

Estos sedimentos han sido interpretados como depósitos de plataforma externa.

Historia deposicional

La retrogradación concordante que se observa en la plataforma carbonatada de les Collades de Basturs indica que la plataforma se depositó durante una subida relativa del nivel del mar (Fig. 5). La sucesión sedimentaria registra tres episodios de desarrollo de una plataforma de rudistas (que representan periodos de prolijo crecimiento de rudistas y corales), separados por intervalos de sedimentación de plataforma marina abierta. El cambio litológico y faunístico, en la parte superior de la sección, implica que la plataforma sufrió, finalmente, una profundización importante.

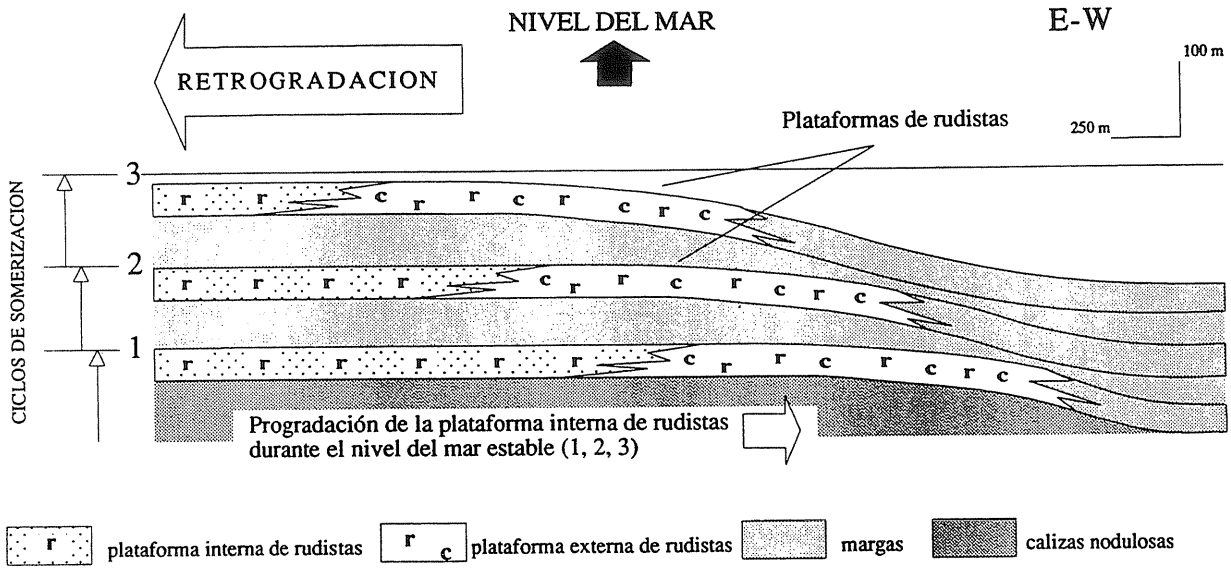


Figura 5. Interpretación de la historia deposicional del Miembro Collades. Según Gili (1993). r-rudistas, c-corales.

Las causas principales del ahogamiento de las plataformas son, según la mayoría de autores (por ejemplo, Schlager, 1981, 1989; Hallock and Schlager, 1986; Bice and Stewart,1990; Erlich *et al.*, 1990): el ascenso relativo del nivel del mar, la deterioración del

ambiente (que reduce el potencial del sistema carbonatado), el *oversteeping* y la autoerosión del margen de la plataforma, y el soterramiento por la progradación de siliciclásticos (ver revisión en Erlich *et al.*, 1990). El ahogamiento incipiente (*incipient drowning, sensu* Kendall and Schlager, 1981) múltiple que sufrió la plataforma carbonatada de les Collades de Basturs (Fig. 5) fué debido a diversas subidas relativas del nivel del mar que sumergieron la plataforma por debajo de la zona de máxima productividad de rudistas y corales.

La sucesión se inició con la sedimentación de los materiales calcáreos que ahora forman las calizas nodulosas y margas de la base. La subsecuente somerización del substrato, favoreció el establecimiento de las comunidades de rudistas y corales en el fondo, originandose, con el aumento de la producción de carbonato, las mini plataformas de rudistas del cortejo transgresivo (Fig. 5). Al mismo tiempo que se desarrollaba la plataforma de rudistas, se depositavan sedimentos de talud superior en aguas relativamente más profundas en el oeste.

La sucesión vertical de facies observada en las mini plataformas de rudistas, indica que estas plataformas se desarrollaron en condiciones somerizantes. Su restablecimiento fue debido a la repetida subsidencia y/o el ascenso local del nivel del mar (Fig. 5). La produccion de carbonato cesó, cuando una profundización rápida de la plataforma inhibió el crecimiento de los rudistas, provocando el ahogamiento de la plataforma. El resultado fue la acumulación de sedimentos de plataforma externa (Fig. 2).

El desarrollo y arquitectura de la plataforma carbonatada de les Collades de Basturs, han estado dictados por sucesivos cambios del nivel del mar que afectaron el ambiente de depósito. Probablemente, estas oscilaciones del nivel del mar fueron originadas por procesos tectónicos locales que, además, proporcionaron acomodación para la producción y el depósito de sedimento. Así, podemos considerar la plataforma carbonatada de les Collades de Basturs como un buen ejemplo de sucesión ambiente-dependiente vinculada a la tectónica local.

En conclusión, los datos presentados en este trabajo indican que la sedimentación, en les Collades de Basturs, fue modulada por las oscilaciones del nivel del mar local. Estas oscilaciones locales modificaron el ascenso del nivel del mar del Santoniense, antes del importante ascenso del nivel del mar del Campaniense inferior, que terminó con el desarrollo de la plataforma carbonatada.

Agradecimientos

La preparación de este artículo ha sido parcialmente subvencionada por la DGICYT, proyecto de investigación No. PB94-0683.

Bibliografia

Bice, D.M. and Stewart, K.G. 1990. The formation and drowning of isolated carbonate seamounts: tectonic and ecological controls in the northern Apennines. *Special Publication International Association of Sedimentologists,* **9**, 145-168.

Deramond, J., Souquet, P., Fondecave-Wallez, M.-J. and Specht, M., 1993. Relationship between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). In: Tectonics and seismic sequence stratigraphy (Eds. G. D. Williams & A. Dobb). *Geological Society Special Publication*, **71**, 193-219.

Erlich, R.N., Barret, S.F. and Guo Bai Ju. 1990. Seismic and geologic characteristics of drowning events on carbonate platforms. *AAPG Bulletin*, **74**, 1523-1537.

Gallemí, J., Martínez, R. y Pons, J. M. 1983. Coniacian-Maastrichtian of the Tremp Area (South Central Pyrenees). *Newsl. Stratigr.*, **12**, 1-17.

Gili, E. 1982. Análisis sedimentológico e interpretación ambiental de una formación de rudistas (Santoniense, zona surpirenaica). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**, 979-986.

Gili, E. 1984. Interaccions sedimentològiques i biològiques a les formacions calcàries de rudistes (Bivalvia) de Les Collades de Basturs (Cretaci superior, zona sudpirinenca central). *Resum de Tesi doctoral*, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, 1-42.

Gili, E. 1992. Palaeoecological significance of rudist constructions: a case study from les Collades de Basturs (Upper Cretaceous, South Central Pyrenees). *Geologica Romana*, **28**, 319-325.

Gili, E. 1993. Facies and geometry of les Collades de Basturs carbonate platform, Upper Cretaceous, South Central Pyrenees. In: Cretaceous Carbonate Platforms (Eds. J. A. Toni Simo, R.W. Scott & J.P. Masse). *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **56**, Tulsa, 343-352.

Gili, E. y Pons. J. M. 1988. Distribución ecológica de los rudistas (Bivalvia) en les Collades de Basturs. *Segundo Congreso Geológico de España. Granada. Comunicaciones*, **1**, 285-288.

Gili, E., López, G., Obrador, A., Skelton P.W. y Vicens. E. 1994. Observaciones sobre la posición estratigráfica de las formaciones de rudistas de Sant Corneli (Cuenca Cretácica Surpirenaica Central). *Geogaceta,* **15**, 34-36.

Gili, E., Skelton, P. W., Vicens, E. y Obrador, A. 1995. Corals to rudists: an environmentally induced assemblage sequence. In: *Palaeoenvironmental models for the benthic associations of Tethyan Cretaceous carbonate platforms* (Eds. J. Philip & P. W. Skelton). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**.

Gili, E., Vicens, E., Obrador, A., Skelton, P.W. y López, G. (en prensa, a). Las formaciones de rudistas de la plataforma de Sant Corneli (Cretácico superior, unidad central surpirenaica). *Revista Española de Paleontología*.

Gili E., Vicens, E., Obrador, A.,Skelton, P.W. and López, G. (en prensa, b). Sequence stratigraphy of the Upper Sant Corneli Platform (Santonian), southern Central Pyrenees. *Géologie Méditerrannéenne.*

Hallock, P. and Schlager, W. 1986. Nutrient excess and demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, **1**, 389-398.

Hottinger, L., Drobne, K. and Caus, E. 1989. Late Cretaceous, larger, complex miliolids (Foraminifera) endemic in the Pyrenean faunal province. *Facies*, **21**, 99-134.

Kendall, C. G. ST. G. and Schlager, W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, **44**, 181-212.

Muñoz, J. A. 1992. Evolution of a continental collision belt; ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust Tectonics* (Ed. K.R. McClay) Chapman & Hall, London, 235-246.

Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. and Hartevelt, J.J.H. 1968. Lithostratigraphic subdivision of Post-Hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.*, **41**, 221-228.

Pons, J. M. 1977, Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de rudístidos del Cretácico superior del Prepirineo de la Provincia de Lérida. *Publicaciones de Geología*, Universidad Autónoma de Barcelona, **3**, 1-105.

Rosell, J. 1967. Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Provincia de Lérida). *Pirineos*, **21**, 9-214.

Ross, D.J. 1989. *Facies analysis and diagenesis of Tethyan rudist reefscomplexes*. Ph. D. Thesis, University of Wales, Cardiff, 1-206.

Schlager, W. 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *GSA Bulletin*, **92**, 197-211.

Schlager, W. 1989. Drowning unconformities on carbonate platforms. In: Controls on carbonate platform and basin development (Eds. P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg & J. F. Read). *SEPM Special Publicatio*, **44**, 15-25.

Scott, R.W., Fernández-Mendiola, P.A., Gili, E. and Simó, A. 1990. Persistence of coral-rudist reefs into the Late Cretaceous. *Palaios*, **5**, 98-110.

Seguret, M. 1972. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Publications de l'Université de Sciences et Techniques de Languedoc série Geologie Structurale*, Montpellier, **2**, 1-155.

Skelton, P. W., Gili, E., Vicens, E. y Obrador, A. (1995). The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in the Santonian carbonate platforms of the Tremp area, Central southern Pyrenees. In: *Palaeoenvironmental models for the benthic associations of Tethyan Cretaceous carbonate platforms* (Eds. J. Philip & P. W. Skelton). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**.

Vidal, A. 1980. Los Scleractinia de Collades de Basturs (Con. Sant., Prepirineo de la Provincia de Lérida). *Publicaciones de Geología*, Universidad Autónoma de Barcelona, **11**, 1-95 p.

XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens) ISBN 84-600-9248-8

El Estratotipo del Ilerdiense y su registro fósil

Eustoquio Molina[1], Miquel de Renzi[2] y Germán Alvarez[3]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, E-50009 Zaragoza.
2 Departament de Geologia, Universitat de València, E-46100 Valencia.
3 Departament d'Ensenyament. Generalitat de Catalunya, E-08980 Sant Feliu de Llobregat (Barcelona).

Palabras clave: Guía, Ilerdiense, Cronoestratigrafía, Bioestratigrafía, Paleontología

Introducción

El Ilerdiense es uno de los pisos marinos europeos que tiene un registro fósil mejor conservado, bien expuesto y de una gran diversidad; principalmente por esto es uno de los pisos cuya bioestratigrafía y magnetoestratigrafía es mejor conocida, lo cual ha permitido situar con mucha precisión su posición en la escala de los tiempos geológicos. Sin embargo, por diversas razones de política científica, no ha sido aceptado como piso estandar, pero su utilidad es grande en el Tethys y especialmente en el Pirineo.

El estratotipo del Ilerdiense se sitúa en la provincia de Lérida, siendo el corte de Tremp la sección tipo. Los afloramientos más accesibles se sitúan a lo largo de la carretera comarcal 1311 de Tremp a Puente de Montañana, desde el pueblo de Claret hasta el puerto de Montllovar (Fig. 1).

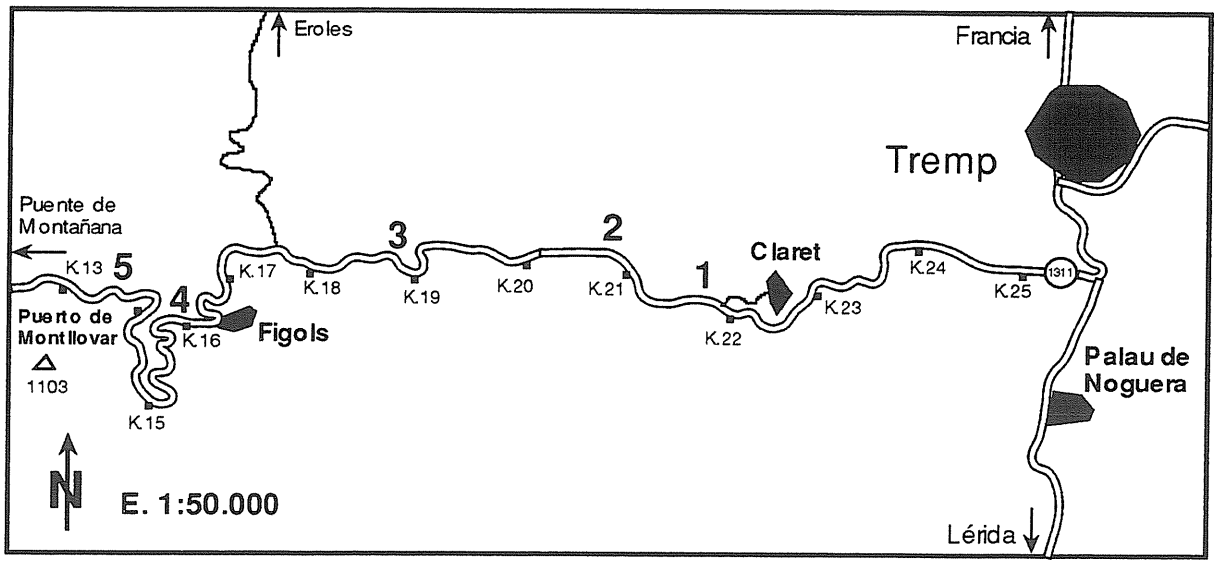


Figura 1. Situación geográfica del corte de Tremp con indicación de las paradas en los principales afloramientos.

Geológicamente, el estratotipo del Ilerdiense se sitúa en la cuenca de Tremp-Graus, en una unidad cabalgante de los Pirineos centro-meridionales que se desplazaría hacia el sur. La sedimentación es sintectónica y litológicamente constituye la Formación Ager, la cual tiene 830 metros de potencia en el corte estratotípico y se sitúa entre las formaciones continentales de Tremp y Montañana. La Formación Ager es una megasecuencia transgresiva-regresiva que comienza con unos 100 metros de sedimentos clásticos poco profundos, alternando con depósitos margosos y calizos de marjal, bahía o "lagoon" con moluscos, corales ahermatípicos y alveolinas. Le siguen unos 200 metros de arcillas de medios marinos más abiertos con nummulítidos, gasterópodos y corales. A

continuación se depositaron unos 400 metros de margas ricas en microfósiles, con algunas intercalaciones detríticas, que comienzan a manifestar perdida de profundidad de la cuenca y el desarrollo de aparatos deltaicos próximos. La parte superior del estratotipo esta constituida por unos 130 metros de facies detríticas y margosas con macroforaminíferos y moluscos, predominando hacia el techo las intercalaciones de medios de estuario, marjal y "lagoon".

Definición del piso Ilerdiense

El Ilerdiense fue propuesto por primera vez como un nuevo piso por Hottinger y Schaub en 1960 (manuscrito depositado el 12 de septiembre de 1959 y publicado en la revista *Eclogae geologicae Helvetiae,* 53-1). Designaron la secuencia de excelentes afloramientos de la cuenca de Tremp en la provincia de Lérida como la secuencia tipo, y lo denominaron piso Ilerdiense derivando del nombre latino de Lérida. Justificaron la creación de un nuevo piso por el hecho de que en la cuenca de París no había *Nummulites* u otros macroforaminíferos por debajo del Cuisiense, y consideraron el Esparnaciense, que aproximadamente coincidiría con el Ilerdiense (hoy se sabe que solo en parte), como no apropiado para la escala cronoestratigráfica estandar del Paleógeno por ser un piso continental.

El estratotipo fue designado por Schaub en 1969 (publicado en *Mém. B.R.G.M.,* 69), estableciendo como sección tipo el corte de Tremp expuesto a lo largo de la carretera desde Tremp a Puente de Montañana, concretamente entre los kilómetros 21,4 y 13,2. De Renzi (1968) había localizado cortes que mostraban el carácter "cuisiense" (presencia de *Alveolina oblonga)* de los materiales marinos superpuestos a las series ilerdienses de la misma cuenca (secciones de Serraduy y Sur de Puente de Montañana). En 1969 Schaub indicó que el corte de Campo podría ser el paraestratotipo, y en 1974 hubo una propuesta en la reunión sobre el piso Ilerdiense en Paris (organizada por la Sociedad geológica de Francia y por el Grupo internacional de trabajo sobre Estratigrafía del Paleógeno) designando el corte de Campo (provincia de Huesca) como el paraestratotipo, siendo el límite inferior el kilómetro 0,34 en la carretera de Campo a Ainsa y el límite superior el kilómetro 58,8 de la carretera de Graus a Campo. En estos momentos ya se puso de manifiesto que el Ilerdiense superior se solapa con el Ypresiense inferior (Bignot y Moorkens, 1975).

Algunos autores, tales como Luterbacher (1973), no consideran el estratotipo del Ilerdiense como algo inflexible y rígido, sino que para realzar la importancia que tienen los frecuentes y rápidos cambios de facies consideran que es la cuenca de Tremp la que en realidad debe considerarse como el verdadero "estrato-tipo" del Ilerdiense. En este sentido, De Renzi (1995) propone una alternativa a secciones tipo únicas, definiendo varias secciones tipo según su completitud para zonación con uno o más fósiles guía.

El piso Ilerdiense fue biocronoestratigráficamente definido por Schaub (1969) basándose en la biozonación de macroforaminíferos. Posteriormente, Schaub (1981) sintetizó trabajos previos y estableció la siguiente división: Ilerdiense Inferior (Biozonas de *Alveolina cucumiformis* y *A.ellipsoidalis, Nummulites fraasi* y *Assilina prisca* y *A. arenensis*), Ilerdiense Medio (*Alveolina moussoulensis* y *A. corbarica, Nummulites robustiformis* y *N. exilis* y *Assilina* aff. *arenensis* y *A. leymeriei*) e Ilerdiense Superior (*Alveolina trempina, Nummulites involutus* y *Assilina adrianensis*). Así pues, el Ilerdiense esta muy bien caracterizado con macroforaminíferos, pero es pobre en foraminíferos planctónicos, que es el grupo que ha sido más utilizado para correlaciones a grandes distancias, lo cual ha sido una limitación para su uso fuera de las plataformas del Tethys. Sin embargo, el excelente registro fósil de otros grupos de organismos ha permitido realizar distintas biozonaciones y correlaciones, siendo el Ilerdiense uno de los pisos actualmente mejor conocidos.

La situación estratigráfica del Ilerdiense con respecto al límite Paleoceno/Eoceno ha sido controvertida desde el momento de su definición, ya que según sus creadores el Ilerdiense pertenecía al menos en parte al Paleoceno. En este sentido, y para evitar el problema que supone pertenecer a dos series diferentes, Plaziat (1983) presentó una proposición modificando la definición original, excluyendo las zonas superiores del Ilerdiense Medio y Superior de Schaub (1969) y añadiendo una por la base al Ilerdiense Inferior (Biozona de *Alveolina levis*). De esta forma tan radical, que cambia casi totalmente la definición del Ilerdiense, este piso quedaría totalmente incluido en el Paleoceno. Sin embargo, esta proposición no ha tenido éxito ya que la mayoría de los autores han continuado utilizando el Ilerdiense en su sentido original, y han seguido las propuestas de Pomerol (1975) y Cavelier y Pomerol (1986) que tratan de hacer coincidir la base del Ilerdiense con el límite Paleoceno/Eoceno. Estos autores pensaban que en la base del Ilerdiense se producía la evolución de los *Nummulites* y grandes cambios en los mamíferos que coincidirían con otros cambios importantes de tipo geoquímico. Sin embargo, últimamente se ha puesto de manifiesto que el evento más relevante de tipo evolutivo y geoquímico, para marcar el límite Paleoceno/Eoceno, se produce en el tránsito Ilerdiense Inferior/Medio (Molina *et al.*, 1992). Este evento corresponde a la mayor subida de temperatura de todo el Cenozoico, la cual provocó cambios muy relevantes en los isótopos del oxígeno y del carbono (O^{16}, C^{13}), en la mineralogía y en la evolución de distintos grupos (Molina *et al.*, 1994). Entre los cambios evolutivos, el más evidente lo constituye la extinción en masa de los microforaminíferos batiales y abisales (Ortiz, 1993). Actualmente, existe un grupo internacional que ha sido encargado de proponer un estratotipo de límite para el Paleoceno/Eoceno, límite que según la Subcomisión de Estratigrafía del Paleógeno debe coincidir con el límite Thanetiense/Ypresiense que oficialmente son los pisos estandar para este intervalo de tiempo. Como este límite coincide con el relevante evento antes citado, el Ilerdiense Inferior pertenecería al Paleoceno y el Ilerdiense Medio y Superior al Eoceno. Esto supondría la pérdida de las pocas posibilidades que el Ilerdiense tiene para que algún día fuera considerado como piso estandar, con lo cual quedaría como un piso de carácter regional útil para la correlación de las facies de plataforma del Tethys.

Registro fósil

Los distintos grupos de fósiles registrados en el estratotipo del Ilerdiense están condicionados por factores de tipo tafonómico y paleoecológico que han de ser considerados al intentar establecer la bioestratigrafía y la correlación de cada grupo. El control de estos factores es muy evidente en los corales, moluscos y foraminíferos planctónicos y bentónicos (Fig. 2).

Los macroforaminíferos bentónicos se conservan en la mayoría de situaciones, pero están muy ligados a factores ecológicos, como luz, sustrato, etc. (De Renzi, 1995a). Los macroforaminíferos (alveolínidos, nummulítidos y orbitolítidos) son los mejor registrados y fueron estudiados por diversos autores (Hottinger, 1960; Luterbacher, 1969, 1970, 1973; Gaemers, 1978; Schaub, 1981), estableciendo zonaciones que han sido recientemente revisadas por Samsó et al. en Pascual *et al.* (1991) y en Molina *et al.* (1992), así como en Serra Kiel *et al.* (1994). Algunas de las biozonas clásicas no se encuentran en el corte estratotípico de la carretera, debido a que cuando el medio era el adecuado para el desarrollo de los alveolínidos no lo era para el de los nummulítidos. Sin embargo, considerando otros cortes próximos de la cuenca de Tremp es fácil establecer los límites aproximados de las distintas biozonas y su correlación (Fig. 3).

Los microforaminíferos bentónicos son también muy abundantes y fueron estudiados por Ferrer *et al.* (1973) y por Le Calvez (1975), pero no establecieron biozonaciones. Recientemente Ortiz en Molina *et al.* (1992) y

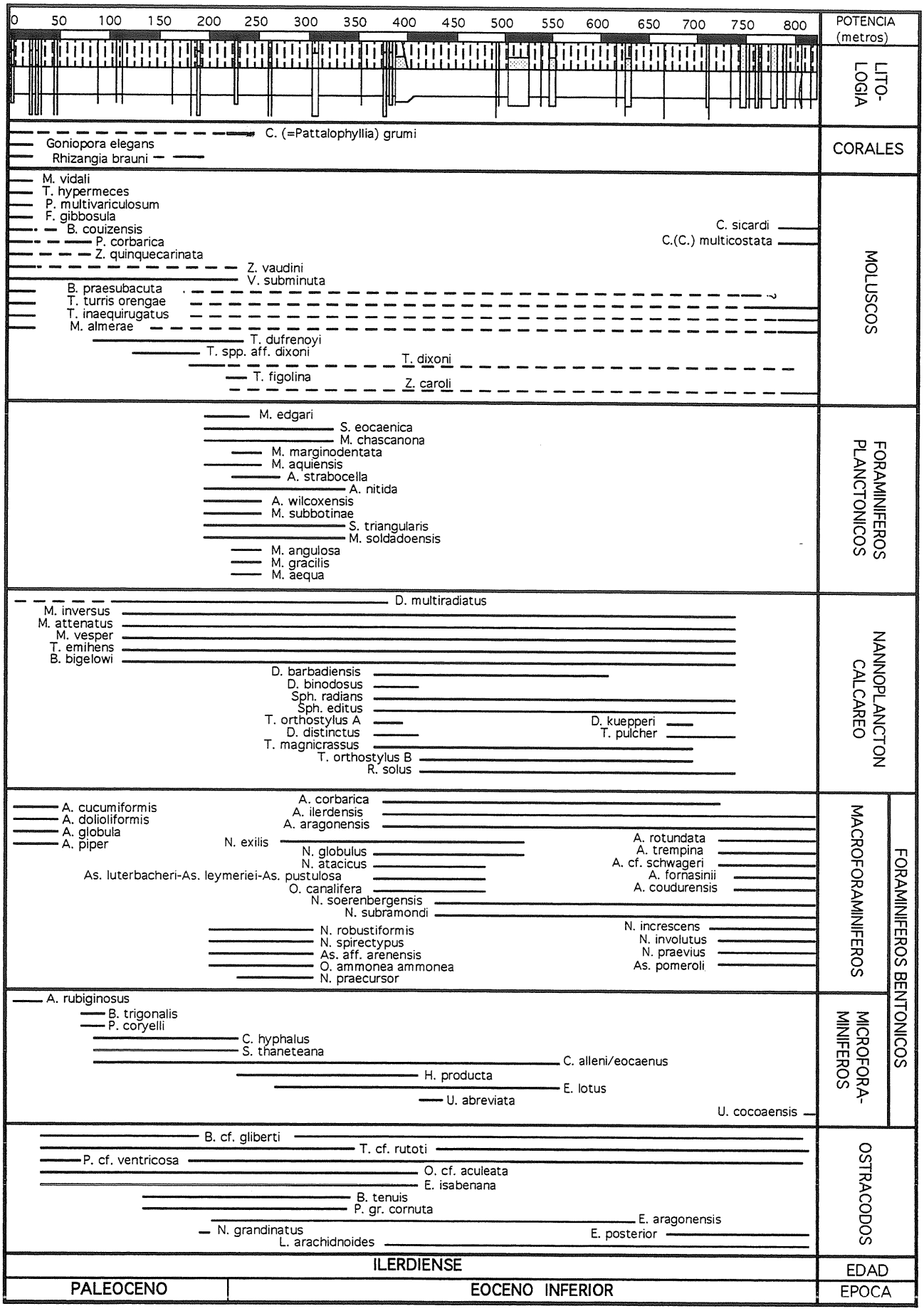


Figura 2. Distribución estratigráfica de los fósiles más significativos en el corte de Tremp (estratotipo del Ilerdiense).

Figura 3. Estratigrafía integrada en el corte de Tremp (estratotipo del Ilerdiense). Las líneas oblicuas indican biozonas que no se han podido reconocer en este corte.

Ortiz (1993) ha establecido una biozonación para estos medios de aguas poco profundas y la correlación con la biozonación estandar de medios batiales.

Los foraminíferos planctónicos son un grupo que presentan un control paleoecológico importante, ya que sólo se encuentran en el momento que la transgresión llega a su máximo en la parte media del Ilerdiense. Estos fueron estudiados por varios autores (Gartner y Hay, 1962; Hillebrandt, 1965; Luterbacher, 1969; Ferrer *et al.*, 1973; Blow, 1979), y recientemente han sido reestudiados por Canudo (1990), Canudo y Molina (1992) y Molina *et al.* (1992). Debido a la escasez y poca diversidad de las asociaciones, la correlación de la parte inferior y superior del estratotipo es muy difícil, y se ha establecido utilizando distintos criterios, entre ellos la correlación con el paraestratotipo, donde este grupo esta mejor representado (Hillebrandt, 1975; Molina *et al.*, 1992, 1995).

El nannoplancton calcáreo fue estudiado por Wilcoxon (1973), Kapellos y Schaub (1973) y Molina *et al.* (1992), estableciendo la biozonación y la correlación con los macroforaminíferos. Los nannofósiles calcáreos son muy escasos en la base del corte, donde la mayoría de las especies parecen ser reelaboradas, y en la parte superior, donde el pobre registro impide reconocer la Biozona de *Tribrachiatus orthostylus* que había sido reconocida por Kapellos y Schaub (1973).

Los dinoflagelados son muy escasos en el corte de Tremp y fue el corte de Campo el que permitió establecer la biozonación (Caro, 1973), la cual fue fácil de correlacionar, así como reconocer tres biozonas para la parte media del estratotipo.

Los ostrácodos son frecuentes en algunos niveles y fueron estudiados por Carbonel (1975), Tambareau (1975) y Lété (1987), estableciendo dos biozonas para el Ilerdiense. Recientemente, Guernet en Molina *et al.* (1992) definió una nueva Biozona de *Echinocythereis posterior* para la parte alta del corte estratotípico.

Los moluscos son un grupo que presenta control de tipo tafonómico y paleoecológico, especialmente los de conchas aragoníticas (neomorfizados en calcita) que únicamente se hallan en los materiales de tipo detrítico más fino (De Renzi, 1995a, b). La mayor frecuencia de moluscos se da en los materiales arcillosos del Ilerdiense inferior, donde existe un registro muy bueno que ha permitido ensayar una bioestratigrafía con bivalvos y gasterópodos con carácter local (De Renzi, 1967, 1968, 1975, 1995b), correlacionándolos con las faunas de moluscos de otras localidades (Plaziat y De Renzi, 1968, De Renzi, 1975).

Los corales son aragoníticos y se presentan bien conservados en facies arcillosas y coincidiendo con los moluscos. Así, los tenemos en el Ilerdiense inferior y la base del Ilerdiense medio. Llama la atención que los corales arrecifales no aparecen hasta el Ilerdiense medio (únicamente en cortes al S de la Cuenca, como el de Sant Esteve, o hacia el W, en el Isábena). Ello sería a causa del notable aumento de temperatura que se da en el límite Paleoceno/Eoceno. Aunque en el Ilerdiense inferior no hay corales arrecifales, sí los hay ahermatípicos (individuos solitarios y pequeñas colonias), en coincidencia con el carácter menos cálido de las aguas (Alvarez y De Renzi, estas mismas Jornadas 1995). Como puede observarse (Fig. 2) los corales aparecen principalmente en dos intervalos en el corte de Tremp, pero no sabemos realmente su distribución bioestratigráfica, así pues sólo nos atrevemos a diferenciar una biozona de acmé de *Cricocyathus (=Pattalophyllia) grumi* (Fig. 3).

Descripción de los afloramientos

La carretera de Tremp a Puente de Montañana muestra excelentes afloramientos ya que se trata de un área con poca vegetación y población, siendo la accesibilidad óptima a lo largo de todo el recorrido. El estratotipo del Ilerdiense puede conocerse realizando cinco paradas que muestran lo más representativo de la Formación Ager y el contacto con las formaciones de Tremp y Montañana.

Parada 1: En el kilómetro 21,4 se sitúa la base del piso Ilerdiense donde puede observarse el tránsito entre la Formación Tremp (Facies Garumniense) y la Formación Ager (Ilerdiense). La parte superior de la Formación Tremp está constituida por limos rojos, areniscas y conglomerados de tipo continental, encontrándose en este punto intercalaciones de yeso que tienen varios metros de potencia. La transición a la Formación Ager está constituida por unos sedimentos limosos de color marrón a negro, que contienen restos vegetales, característicos de depósitos de marisma. La transición es gradual encontrándose intercalados estratos calcareníticos marinos con alveolínidos, orbitolítidos, briozoos, moluscos y corales (*Cricocyathus grumy, Goniopora elegans y Rhizangia brauni)* con otros limolíticos o arcillosos, continentales o salobres que contienen moluscos (*Batillaria (Vicinocerithium) couizensis*, etc.), dasicladaceas y carofitas. Los fósiles característicos que han permitido establecer la biozonación y posición de la base del piso Ilerdiense son: alveolínidos (Biozona de *Alveolina cucumiformis*), dinoflagelados (Biozona de *"Wetzeliella" hyperacantha*), ostrácodos (Biozona de *Echinocythereis isabenana*), microforaminíferos (Biozona de *Anomalinoides rubiginosus)* y localmente moluscos (Biozona de *Pseudomiltha (?) corbarica*).

Parada 2: Entre los kilómetros 20 y 21 se puede observar un tramo fundamentalmente arcilloso con algunas intercalaciones de calcarenitas y areniscas que presentan una fauna muy abundante de moluscos y macroforaminíferos. Entre los moluscos los más característicos son sucesivamente *Pseudomiltha (?) (=Lucina) corbarica*, *Turritella* spp. aff. *dixoni* y *Turritella dixoni* que permiten caracterizar bioestratigráficamente, a nivel local, esta parte del corte. Entre los macroforaminíferos las especies de los géneros *Alveolina* y *Orbitolites* gradualmente dejan de ser frecuentes y son sustituidos por *Operculina* y otros nummulítidos de pequeña talla. Además se observan algunos briozoos y cuando el medio se hace más abierto se produce el desarrollo de los nannofósiles calcáreos, pudiendo reconocerse la Biozona de *Discoaster multiradiatus*.

Parada 3: En las curvas de los alrededores del kilómetro 19 se pueden observar los materiales del tránsito Paleoceno/Eoceno. Encima de unos niveles muy ricos en nummulítidos (Biozonas de *Assilina* aff. *arenensis* y *Nummulites robustiformis*) se sitúa un intervalo con abundantes corales individuales de la especie *Cricocyathus grumi* (antiguamente *Pattalophyllia sinuosa*). En este nivel aparece *Turritella figolina* que es un molusco con gran interés bioestratigráfico. A partir de este nivel encontramos unas arcillas ricas en foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo, ya que se produce una fuerte subida del nivel del mar en coincidencia con el máximo aumento de temperatura que caracteriza al evento del límite Paleoceno/Eoceno. Asimismo pueden observarse unos niveles con abundantes concreciones de algas rodoficeas que se encuentran mezcladas con moluscos (ostreidos) de poca profundidad, los cuales habrían sido transportados por fenómenos de tipo "debris flow" como consecuencia de una caída del nivel del mar que se produciría en el Eoceno basal.

Parada 4: Entre los kilómetros 15 y 16 afloran muy bien unos tramos muy potentes de margas grises con algunas intercalaciones calcareníticas y areniscosas que contienen nummulítidos pertenecientes a las Biozonas de *Nummulites exilis* y *Alveolina corbarica*. Además contienen ostrácodos que permiten reconocer la Biozona de *Echinocythereis aragonensis* y nannofósiles de la Biozona de *Discoaster binodosus.* En los estratos duros se pueden observar las perforaciones que han permitido establecer la magnetoestratigrafía (Pascual *et al.*, 1991).

Parada 5: Entre el kilómetro 13 y 14 se puede observar el techo de la Formación Ager (Ilerdiense superior) y el paso a la Formación Montañana de tipo continental. Las margas disminuyen de potencia y se desarrollan potentes intercalaciones de calcarenitas,

areniscas y conglomerados que son cada vez más frecuentes. Los niveles margosos contienen microforaminíferos de la zona de *Uvigerina abreviata*, siendo frecuentes los miliólidos y otras formas de poca profundidad hacia el techo del Ilerdiense. Los nummulítidos son cada vez más raros, pero se han podido identificar las Biozonas de *Nummulites involutus* y *Assilina adrianensis*. Por el contrario los alveolínidos son más frecuentes y pertenecen a la Biozona de *Alveolina trempina.* Los moluscos vuelven a ser frecuentes y en algunos niveles abundantes, apareciendo una importante bioconstrucción con *Crassostrea sicardi* y *C. (Cubitostrea) multicostata*, y en las margas moluscos salobres.

Agradecimientos

Este trabajo se ha desarrollado dentro de los Proyectos de la DGICYT PB91-0644 y PB94-0566 y del Proyecto de la CAICYT 2934/83.C2. Agradecemos a Ignacio Arenillas sus valiosas sugerencias que han permitido mejorar el manuscrito.

Referencias

Alvarez, G. y De Renzi, M. 1995. Los corales del área tipo del Ilerdiense (La Conca de Tremp, Lleida, España). *Actas XI Jornadas de Paleontología* (en prensa).

Bignot, G. y Moorkens, T. 1975. Position relative du stratotype de l'Ilerdien et de plusieurs autres étages par rapport à quelques microbiozonations. *Bulletin de la Société géologique de France,* **XVII**, 208-212.

Blow, W.H. 1979. *The Cainozoic Globigerinida.*Editorial Brill, Leiden. **3** vol. 1-1413.

Canudo, J.I. 1990. *Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno - Eoceno en el Prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética.* Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza (inédita).

Canudo, J.I. y Molina, E. 1992.Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Abhandlungen*, **186**, 97-135.

Carbonel, G. 1975. Les Ostracodes de l'Ilerdien (Eocéne inférieur) du bassin de Tremp (Espagne): Stratotype et coupes avoisinantes. *Revista Española de Micropaleontología*, **7**, 37-50.

Caro, Y. 1973. Contribution a la connaissance des Dinoflagellés du Paléocène - Eocène inférieur des Pyrénées Espagnoles. *Revista Española de Micropaleontología,* **5**, 329-372.

Cavelier, C. y Pomerol, Ch. 1986. Stratigraphy of the Paleogene. *Bulletin de la Société géologique de France,* **2**, 255-265.

De Renzi, M. 1967. Nota sobre la estratigrafía del Paleoceno superior marino de la Conca de Tremp basada en las faunas de moluscos. *Publicaciones del Instituto de Investigaciones Geológicas.* Diputación Provincial Barcelona, **21**, 31-50.

De Renzi, M. 1968. Trois nouvelles coupes de l'Ilerdien marin de l'Aragon et leurs rapports avec le stratotype de l'Ilerdien a la conca de Tremp (Espagne). *Mémoire du B.R.G.M.,* **58**, 597-606.

De Renzi, M. 1975 Sur la répartition des Mollusques dans le stratotype de l'Ilerdien en rapport avec les faunes de Mollusques de l'Eocène européen. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, 199-200.

De Renzi, M. 1995a. Crítica del estratotipo puro. *Geogaceta.* (en prensa).

De Renzi, M. 1995b. La influencia de los factores tafonómicos y paleoecológicos en la distribución de los moluscos en el área tipo del Ilerdiense. *Revista Española de Paleontología,* nº extra (en prensa).

Ferrer, J., Le Calvez, Y., Luterbacher, H. y Premoli Silva, I. 1973. Contribution à l'étude des foraminifères ilerdiens de la région de

Tremp (Catalogne). *Mém. Museum Nation. hist. nat.*, sér. C., **29**, 1-80.

Gaemers, P.A.M. 1978. Systematics of the Alveolinids of the Tremp Basin, South Central Pyrenees, Spain. *Leid. Geol. Med.*, **51**, 103-129.

Gartner, S. Jr. y Hay, W.W. 1962. Planktonic foraminifera from the Type Ilerdian. *Eclogae geologicae Helvetiae,* **55**, 560-571.

Hillebrandt, A. Von. 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiar von Zumaya (Provinz Guipúzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Math.-Nat.* Kl., **123**, 1-62.

Hillebrandt, A. Von. 1975. Corrélations entre les biozones de grands Foraminifères et des Foraminiféres planctoniques de l´Ilerdien. *Bulletin de la Société géologique de France,* **7**, 162-167.

Hottinger, L. 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l´Eocène. *Mémoires Suisses de Paléontologie.* **75-76**, 1-243.

Hottinger, L. y Schaub, H. 1960. Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einfuhrung der Stufen Ilerdien un Biarritzien. Bericht der Schweizerische Palaontologischen Gesellschaft, *Eclogae geologicae Helvetiae.* **53**, 453-479.

Kapellos, C. y Schaub, H. 1973. Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Palaogen der Pyrenaen. *Eclogae geologicae Helvetiae.* **66**, 687-737.

Le Calvez, Y. 1975. Répartition des Foraminifères dans les differents faciés de l´Ilerdien de la région de Tremp. *Bulletin de la Société géologique de France,* **17**, 191-194.

Lété, C. 1987. *Le polymorphisme des ostracodes du Bassin de Tremp (Ilerdien) et de l´Alabama (limite Eocène/Oligocène): intéret pour la reconstitution des paléoenvironnements; intéret pour l´évolution (spéciation).* Doctoral thesis, Université de Bordeaux I.

Luterbacher, H. 1969 Remarques sur la position stratigraphique de la Formation d´Ager (Pyrénées méridionales). Colloque sur l´Eocène, Paris. *Mém. B.R.G.M.,* **69**, 225-232.

Luterbacher, H. 1970. Environmental distribution of Early Tertiary microfossils, Tremp Basin, Northeastern Spain. *Edit. Esso Production Research - European Laboratoires,* 1-48

Luterbacher, H. 1973 La sección tipo del piso Ilerdiense. *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología. España. Edit. C.N.G. ENADIMSA.* 113-140.

Molina, E., Canudo, J.I., Guernet, C., McDougall, K., Ortiz, N., Pascual, J.O., Pares, J.M., Samsó, J.M. Serra Kiel, J. y Tosquella J. 1992. The stratotypic ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. *Revue de Micropaléontologie*, **35**, 143-156.

Molina, E. Canudo, J.I., Martínez Ruiz, F. y Ortiz, N. 1994. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **87**, 47-61.

Molina, E., Arenillas, I., Arz, J.A., Canudo, J.I., Gonzalvo, C., Ortiz, N. y Pardo, A. 1995. Síntesis bioestratigráfica y eventos paleoceanográficos del Cretácico (Maastrichtiense) al Mioceno (Langhiense) basada en foraminíferos. *Revista Española de Paleontología,* nº extra. (en prensa).

Ortiz, N. 1993. *Los microforaminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno y sus implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas.* Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza (inédita). 1-274.

Pascual, J.O., Samsó, J.M., Tosquella, J., Parés, J. y Serra Kiel, J. 1991. Magnetoestratigrafía y Bioestratigrafía del

Estratotipo del Ilerdiense (Tremp. Lleida). *Actas I Congreso del Grupo Español del Terciario,* 244-247.

Plaziat, J.C. 1975. L´Ilerdien à l´intérieur du Paléogène languedocien. Ses relations avec le Sparnacien, l´Ilerdien sud-pyrénéen, l´Yprésien et le Paléocène. *Bulletin de la Société géologique de France,* **17**, 168-182.

Plaziat, J.C. 1981. Ilerdian. *Bulletin d´Information des Géologues du Bassin de Paris,* **2**, 103-121.

Plaziat, J.C. 1983. Problèmes écologiques et paléogeographiques à l'origine des difficultés de corrélations stratigraphiques du début du Tertiaire en Europe occidentale: discussions et propositions de corrélation du Maastrichtien et de l'Ilerdien. *Newsletter on Stratigraphy,* **13**, 1-20.

Plaziat, J.C. y De Renzi, M. 1968. Corrélation, a ll'aide des macrofaunes marines entre l'Ilerdien du bassin de Tremp (Lérida, Espagne) et la série cuiso-lutétienne des Corbières (Aude, France). *Mémoire du B.R.G.M.*, **58**, 575-581.

Pomerol, Ch. 1975. La signification de l´Ilerdien et l´intéret de cet étage dans la stratigraphie du Paléogène mésogéen. *Bulletin de la Société géologique de France,* **7**, 213-217.

Schaub, H. 1969, L´Ilerdien, état actuel du problème. *Mémoires du B.R.G.M.,* **69**, 259-266.

Schaub, H. 1981. Nummulites et Assilines de la Téthys Paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. Suiss. Paléont.,* **104-106**, 1-236

Serra Kiel, J., Canudo, J.I., Dinarés, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M. y Tosquella, J. 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Revista de la Sociedad Geológica de España.*,**7**, 274-297.

Tambareau, Y. 1975. Les Ostracodes de l´Ilerdien pyrénéen. *Bulletin de la Société géologique de France,* **17**, 187-190.

Wilcoxon, J.A. 1973. Paleogene calcareous nannoplankton from the Campo and Tremp sections of the Ilerdian stage in NE Spain. *Revista Española de Micropaleontología,*, **5**, 107-112.