A. GRANDAL D'ANGLADE, J.C. GUTIÉRREZ-MARCO y L. SANTOS FIDALGO (EDS.)

XIII JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA "Fósiles de Galicia"

V REUNIÓN INTERNACIONAL PROYECTO 351 PICG "Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana"

A Coruña
16-18 de Octubre
1997

LIBRO DE RESÚMENES Y EXCURSIONES





SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGIA

IUGS UNESCO IGCP

UNIVERSIDADE DA CORUÑA

DEDICATORIA



Excmo. Sr. D. Casiano de Prado y Valle
(Santiago de Compostela, 13-8-1797; Madrid, 4-7-1866)

La Sociedad Española de Paleontología y el Comité organizador de las XIII Jornadas, en memoria del bicentenario de su nacimiento

(Cliché Museo Geominero, ITGE)

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

XIII JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

Reunión anual de la Sociedad Española de Paleontología

F798-11-99

Fósiles de Galicia

A CORUÑA

16-18 de Octubre de 1997

V Reunión Internacional
Proyecto 351
Programa Internacional de Correlación Geológica

Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana

España-Portugal, 12-18 de octubre de 1997

© 1997. SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA.

EDITORES CIENTÍFICOS: A.Grandal d' Anglade, J.C. Gutiérrez-Marco y L. Santos Fidalgo.
COMPOSICIÓN Y DISEÑO: A.Grandal d' Anglade, J.C. Gutiérrez-Marco e INFORAMA, S.A.
I.S.B.N.: 84-605-6825-3
DEPÓSITO LEGAL: M - 35.551 - 1997
IMPRIME: ADOSA c/ Príncipe de Vergara, 210 28002 MADRID

XIII Jornadas de Paleontología

V Reunión Internacional del Proyecto 351 del PICG

A Coruña, 16-18 de Septiembre de 1997

Organizado por:

Sociedad Española de Paleontología
Universidade da Coruña
Grupos español y portugués del Proyecto 351 PICG

PATROCINAN:

Xunta de Galicia
Consellería de Educación e Ordenación Universitaria

Ministerio de Educación y Cultura
Dirección General de Enseñanza Superior

UNESCO
Comisión Nacional de España

Instituto Geológico e Mineiro (Lisboa)

Instituto Tecnológico Geominero de España

CSIC
Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM)

ENDESA-Mina As Pontes

Centro de Geología da Universidade de Porto

Ardósias Valério & Figueiredo Lda.,

COMITÉ de HONOR

Excmo. Sr. D. Manuel Fraga Iribarne
Presidente de la Xunta de Galicia

Excmo. Sr. D. Francisco Vázquez Vázquez
Alcalde de A Coruña

Excmo. Sr. D. José Luis Meilán Gil
Rector Magnífico de la Universidade da Coruña

Prof. Dr. Leandro Sequeiros Sanromán
Presidente de la Sociedad Española de Paleontología

Prof. Dr. Guillermo F. Aceñolaza
Líder del Proyecto 351 del Programa Internacional
de Correlación Geológica (PICG)

Prof. Dr. Juan Ramón Vidal Romaní
Instituto Universitario de Xeoloxía "Isidro Parga Pondal"

COMITÉ ORGANIZADOR

XIII Jornadas de Paleontología

Secretaria ejecutiva:

Dra. Aurora Grandal d'Anglade

Vocales:

Dr. Roberto Bao Casal
Dr. Juan Carlos Gutiérrez Marco
Dr. José Román Montesinos López
Dra. Luisa Santos Fidalgo
Dr. Javier Sanz López

V Reunión Internacional del Proyecto 351 PICG

Responsables:

Dr. Juan Carlos Gutiérrez Marco
Dra. Mª Helena Macedo Couto
Dr. Jose Manuel Piçarra d'Almeida
Dra. Isabel Rábano Gutiérrez del Arroyo

COMITÉ CIENTÍFICO

Prof. Dr. Jorge Civis Llovera
Universidad de Salamanca

Prof. Dr. Antonio Goy Goy
Universidad Complutense de Madrid

Prof. Dr. Marcos A. Lamolda Palacios
Universidad del País Vasco

Prof. Dr. Eladio Liñán Guijarro
Universidad de Zaragoza

Prof. Dr. Salvador Reguant Serra
Universidad de Barcelona

Prof. Dr. Pascual Rivas Carrera
Universidad de Granada

Prof. Dr. Jaime Truyols Santonja
Universidad de Oviedo

Listado de Participantes

Aceñolaza, F. Gilberto. Instituto Superior de Correlación Geológica CONICET. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo, 205. 4000 Tucumán. Argentina

Aceñolaza, Guillermo F. Instituto Superior de Correlación Geológica CONICET. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo, 205. 4000 Tucumán. Argentina

Aguilar Piña, Marcelo. Unidad de Paleontología. Dpto. de Geología. Universidad Autónoma de Barcelona. 08193 Barcelona

Alberdi Alonso, M. Teresa. Museo Nacional Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid

Alberola Giner, Carmen. Dpto. Geología Universitat de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot,Valencia

Alonso Millán, Angela. Area de Xeoloxía. Facultade de Ciencias. Universidade da Coruña. 15071 A Coruña

Alvarez Pérez, Germán. Inspección de Enseñanza. Generalitat de Catalunya. Folgarolas 57, 4t-3a., 17401 Arbucies, Girona

Alvarez Vázquez, Carmen. Jardín Botánico de Córdoba. Avda de Linneo, s/n., 14004 Córdoba

Apellániz Ingunza, Estibaliz. Depto.Estratigrafía y Paleontología. Fac. Ciencias, Universidad del País Vasco. Apdo. 644, 48080 Bilbao

Aramburu-Zabala Higuera, Carlos. Facultad de Geología, Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo

Arbizu Senosiain, Miguel A. Facultad de Geología, Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n., 33005 Oviedo

Arenas Martín, R. Dpto. de Petrología e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). Facultad de CC. Geológicas. 28040 Madrid

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

Bao Casal, Roberto. Area de Xeoloxía. Facultade de Ciencias. Universidade da Coruña. Campus da Zapateira, s/n. 15071 A Coruña

Barbadillo Marán, María Jesús. Instituto A Sardiñeira s/n. 15007 A Coruña

Barrón López, Eduardo. Dpto. Geociências. Universidade de Aveiro. 3810 Aveiro. Portugal

Bello Villalba, Julia M. Dpto. de Geología (Paleontología). Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

Bernárdez Rodríguez, Enrique. Museo de la Minería de Asturias. Dpto. de Geología (Paleontología). Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo

Blázquez Morilla, Ana María. Dpto. Geología Universidad de Valencia. Dr. Moliner 50.46100 Burjassot, Valencia

Cáceres Balbino, Ausenda. Universidade de Évora. Largo dos Colegiais, 2. 7001 Évora. Portugal

Calonge García, Amelia. Dpto. de Geología. Universidad de Alcalá. Campus Universitario-Edificio de Ciencias. 28871 Alcalá de Henares, Madrid

Casanovas Cladellas, M. Lourdes. Inst.Paleontologia "M.Crusafont". Escola Industrial, 23. 08201 Sabadell, Barcelona

Castillo Ruiz, Carolina. Dpto. Biología Animal (Zoología). Universidad de La Laguna. 38206 La Laguna, Tenerife

Couto, Helena. Departamento de Geologia. Facultade de Ciências. Praza Gomes Teixeira, 4050 Porto, Portugal

Cuesta Ruiz-Colmenares, Miguel A. Avda. General Goded 37, 3º B. 34005 Palencia

De San José Lancha, Miguel Angel. Dpto. de Estratigrafía. Facultad de CC Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid

Delvene Ibarrola, Graciela. Area de Paleontología. Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

Díaz Martínez, Enrique. Depto Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid

Díez Ferrer, José Bienvenido. Área de Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

Durand, Felipe R. Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L. Univ. Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205. 4000 San Miguel de Tucumán. Argentina

El Bourkhissi, Mohamed. Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). Facultad de CC. Geológicas. 28040 Madrid

Escribano Balín, Rodrigo. C/ Domínguez Gil, 2, 7º B. 33201 Gijón

Esteban, Susana. Instituto Superior de Correlación Geológica. Facultad de Ciencias Naturales, CONICET y Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo, 205. 4000 Tucumán. Argentina

Expósito Vaqueiro, Carmen María. C/ Angel Rebollo, 42-44, 5ºB. 15002 A Coruña

Fernándes, José Pedro. Dpto. Geología. Faculdade de Ciencias. Universidade do Porto. 4050 Porto. Portugal

Fernández López, Sixto. Dpto. de Paleontología. Fac CC. Geológicas. 28040 Madrid

Fernández Martínez, Esperanza. Unidad de Geología. Fac. Biología, Campus Vegazana. Universidad de León. 24071 León

Fombella Blanco, Mª Amor. Dpto. de Biología Vegetal (Botánica). Universidad de León. Campus de Vegazana s/n. 24071 León

Gámez Vintaned, José A. Dpto. Geología (Paleontología). Univ. de Zaragoza. 50009 Zaragoza

García Alcalde Fernández, Jenaro. Facultad de Geología. Dpto. Geología (Paleontología). Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo

García Forner, Anna. Dpto. Geología Universitat de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot, Valencia

García López, Susana. Facultad de Geología. Dpto. Geología (Paleontología). Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo

Göncuöglu, M. Cemal. METU. Dept. Geological Engineering. 06530 Ankara. Turquía

Göncuöglu, Yakut. METU. Dept. Geological Engineering. 06530 Ankara. Turquía

González Donoso, José M. Dpto. Geología, Fac.Ciencias. Universidad de Málaga. Campus Universitario de Teatinos. 29071 Málaga

Gonzalo Freire, Sebastián. Clara Ayats, 2, 3º 1. 08035 Barcelona

Goy Goy, Antonio. Dpto. Paleontología. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid

Gozalo Gutiérrez, Rodolfo. Dpto. Geología, Fac. Biológicas. Universitat de València. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjasot, Valencia

Grandal d'Anglade, Aurora. Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. Campus da Zapateira, s/n. 5071 A Coruña

Gutiérrez Fernández, Isabel. Colegio Santa María del Mar. Avda. del Pasaje, 69. 15006 A Coruña

Gutiérrez Marco, Juan Carlos. Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). Fac. CC. Geológicas. 28040 Madrid

Herrera, Zarela, Centre de Paléontologie Stratigraphique et Paléoécologie UMR5565 Univ. Claude Bernard-Lyon I. 27-43 Boulevard du 11 novembre 1918. Bat. 402 4º étage, F-69622, Villeurbanne Cedex, Francia

Herrero Matesanz, Concepción. Dpto. Paleontología. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense, 28040 Madrid

Lamolda Palacios, Marcos A. Dpto. Paleontología, Fac. Ciencias. Campus de Lejona. Universidad del País Vasco. 48940 Bilbao

Le Hérissé, Alain. Centre National de la Recherche Scientifique CNRS. Université de Bretagne Occidental UFR Sciences. Laboratoire de Paléontologie. Campus de Beaulieu. 29285 Brest Cedex. Francia

Liñán Guijarro, Eladio. Facultad de Ciencias. Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

Linares Rodríguez, Dolores. Dpto. Geología, Fac. Ciencias. Universidad de Málaga. Campus Universitario de Teatinos, 29071 Málaga

López González, Fernando. Area de Xeoloxía. Facultade de Ciencias. Universidade da Coruña. Campus da Zapateira, s/n, 15071, A Coruña

Marin Monfort, M. Dolores. Dpto. de Geología. Universitat de Valencia. C/ Doctor Moliner, 50, 46100 Burjassot, Valencia

Márquez Aliaga, Ana. Dpto.Geología, Fac.Biológicas. Universitat de València. Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, Valencia

Martínez Catalán, J. R. Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca

Martínez Chacón, M. Luisa. Facultad de Geología. Dpto. Geología (Paleontología). Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo

Martínez García, Enrique. Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. Jesús Arias de Velasco s/n. 33005, Oviedo, Asturias

Mayoral Alfaro, Eduardo Jesús. Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Campus de La Rábida. 21819 Palos de la Frontera, Huelva

Meléndez Hevia, Guillermo. Dpto. Geología (Paleontología). Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C/ Perdo Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza

Méndez Bedia, Isabel. Depto. Geología (Paleontología). Facultad de Geología. Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo

Montero Bastarreche, Angel. Museo Nacional Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid

Montesinos López, Román. Facultade de Ciencias da Educación. Universidade da Coruña. Paseo de Ronda, 47. 15011 A Coruña

Montoya Belló, Plinio. Depto. Geología, Fac. Biológicas. Universitat de València. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot, Valencia

Muñoz Barragán, Pablo. Area de Paleontología. Dpto. de Geología. Universidad de Zaragoza. Plaza San Francisco s/n. 50009 Zaragoza

Muñoz Fernández, Luis Manuel

Ortiz Jaureguizar, Edgardo. Departamento de Paleobiología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Jose Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid

Orue-Etxebarria Urquiza, Xabier. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao

Pagés Valcarlos, Pepe. Area de Xeoloxía. Facultade de Ciencias. Universidade da Coruña. Campus da Zapateira, s/n. 15071 A Coruña

Palacios Medrano, Teodoro. Area de Paleontología. Universidad de Extremadura. Avda. de Elvas s/n. 06071 Badajoz

Palmqvist Barrena, Paul. Dpto. Geología, Fac. Ciencias. Universidad de Málaga. Campus Universitario de Teatinos. 29071 Málaga

Pardo Alonso, Miguel V. Dpto. Geología. Fac. Biológicas. Universitat de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot, Valencia

Pardo Juez, Alfonso. Dept. of Geosciences. Princeton University. Guyot Hall Princeton. N. J. 08544. USA

Pascual Cuevas, Ana. Depto.Geología, Fac. Ciencias. Universidad del País Vasco/E.H.U. Apartado de Correos 64. 48080 Bilbao, Bizkaia

Pereira, Zelia. Departamento de Geologia. Facultade de Ciências. Praza Gomes Teixeira, 4050, Porto, Portugal

Perejón Rincón, Antonio. Instituto de Geología Económica CSIC-UCM. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid

Pérez Urresti, Isabel. Dpto. de Geología (Paleontología). Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. Pza. San Francisco s/n. 50009 Zaragoza

Piçarra d'Almeida, José Manuel. Instituto Geológico e Mineiro. Departamento de Geología. Apdo. 104. 7802 Beja Codex. Portugal

Pinto Llona, Ana Cristina. Area de Prehistoria. Universidad de Oviedo. Campus del Milán. 33007 Oviedo

Rábano Gutiérrez-Arroyo, Isabel. Museo Geominero. ITGE. Rios Rosas, 23. 28003 Madrid

Rexach López, Mª Victoria. Colexio Compañía de María. Calvo Sotelo, 2-4-6. 15005 A Coruña

Robardet, Michel. Centre National de la Recherche Scientifique CNRS. Université de Rennes 1. Géosciences, batiment 15. Campus de Beaulieu. 35042 Rennes Cedex. Francia

Rodiles Lamas, Joaquín. I.E.S. Sofía Casanova-Ferrol 15403 Ferrol, A Coruña

Rodríguez Cañero, Rosario. Avda. de Andalucía, 25- 11°A. 29006 Málaga

Rodríguez González, Rosa María. Universidad de León. Dpto. de Ingeniería Minera. C/ Jesús Rubio, 2, 24071, León

Rodríguez Lázaro, Julio M. Dpto. Geología, Fac. Ciencias. Universidad del País Vasco/E.H.U. Apartado de Correos 644. 48080 Bilbao, Bizkaia

Rodríguez Ruibal, Mª Mercedes. C/ Rafael Calleja 6-1ºC. Pobra do Caramiñal. A Coruña

Roqué Bernal, José. C/ Sant Benildo 8-2º-1º. 43006 Tarragona

Ruiz, Oscar. Instituto de Ciencias Naturales y Ecología. Fac. de Ciencias. Universidad Nacional de Colombia. Apartado 3840, Medellin, Colombia

Ruiz Omeñaca, Jose I. Área de Paleontología. Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

Saa Otero, Pilar. Facultad de Ciencias de Ourense. Escuela Politécnica (Universidade de Vigo). Campus Ourense Las Lagunas. 32004 Ourense

Sánchez de Posada, Luis C. Dpto. Geología (Paleontología). Facultad de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo

Santafé Llopis, José V. Inst. Paleontología "M.Crusafont". Escola Industrial, 23. 08201 Sabadell, Barcelona

Santos Fidalgo, Luisa. Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. Campus da Zapateira, s/n. 15071 A Coruña

Santos López, Guillermo Julio. C/ Fruela, 9, 1º dcha. 33400 Avilés, Asturias

Sanz López, Javier. Facultade de Ciencias da Educación. Universidade da Coruña. Paseo de Ronda, 47. 15011 A Coruña

Sardi, Fernando G. Instituto Superior de Correlación Geológica-CONICET. Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo, 205. 4000 Tucumán. Argentina

Sarmiento Chiesa, Graciela. Dpto. de Paleontología. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid

Sendra Saez, Joaquín R. Universidad de Valencia. Capitán Cendra, 20. 03780 Pego, Alicante

Serrano Lozano, Francisco. Dpto. Geología, Fac.Ciencias. Universidad de Málaga. Campus de Teatinos s/n. 29071 Málaga

Sequeiros San Román, Leandro. Centro de Innovación y Estudios Propios (CINEP). Universidad de Córdoba. Apdo. 5003. 14080 Córdoba

Soto Fernández, Francisco. Depto. Geología (Paleontología). Facultad de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo

Storch, Petr. Geological Institute AS CR, Rozvojová 135, Praha 6 Suchdol. 16500 Czech Republic

Suárez Andrés, Juan Luis. Dpto. Geología (Paleontología). Facultad de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo

Taboada López, María Dolores.

Thery, Jean Michel. IGCP 384. 9, Jardin Gabrieli. 37000 Tours, Francia

Truyols Massoni, Monserrat. Dpto. Geología (Paleontología). Facultad de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo

Truyols Santonja, Jaime. Dpto. Geología (Paleontología). Facultad de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo

Usera Mata, Juan Manuel. Dpto. de Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot, Valencia

Valenzuela Ríos, José Ignacio. Dpto. de Geología. Universitat de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot, Valencia

Vila Taboada, Marta. Area de Xeoloxía. Facultade de Ciencias. Universidade da Coruña. Campus da Zapateira, s/n. 15071 A Coruña

Villa Otero, Elisa. Dpto. Geología (Paleontología). Facultad de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo

Villas Pedruelo, Enrique. Dpto. Geología, Facultad de Ciencias. Ciudad Universitaria. Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza

Yanev Nikolov, Slavcho. Geological Institut of the Bulgarian Academy of Sciences. C/Acad. Georgi Bontchev, bloque 24. 1113 Sofia. Bulgaria

---

Libro de Resúmenes

Tema Monográfico:

Fósiles de Galicia

Introducción a los fósiles de Galicia. Breve reseña histórica de la paleontología gallega

A. Grandal d'Anglade[1] & J.C. Gutiérrez-Marco[2]

[1] Instituto Universitario de Xeoloxía, Universidade da Coruña, 15071 A Coruña.

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

La Paleontología como ciencia está muy poco desarrollada en Galicia, donde cuenta con una tradición escasa, ya que las principales investigaciones fueron consecuencia de las necesidades impuestas por otros estudios de Geología básica o aplicada, con lo cual resultaron bastante superficiales y gozaron de escasa difusión. Tanto es así, que gran parte de la sociedad gallega o española actual, o incluso bastantes paleontólogos profesionales, todavía se preguntan si en Galicia hay fósiles: como mucho, las personas mejor informadas poseen un vago conocimiento de algunos hallazgos paleontológicos puntuales, entre los que con certeza y para pesar de muchos, ¡no se cuentan los dinosaurios!.

Las presentes Jornadas de Paleontología, convocadas por la Sociedad Española de Paleontología en colaboración con la Universidade da Coruña, tratarán de influir decisivamente en un cambio de opinión a este respecto, presentando en una serie de ponencias de síntesis, el estado actual de la Paleontología en Galicia. Esta comunidad cuenta con un rico e importante patrimonio paleontológico de edad paleozoica, centrado principalmente en las provincias de Lugo y Ourense, así como en el Neógeno y Cuaternario de las cuencas continentales fosilíferas, que salpican toda la región (As Pontes, Meirama, Roupar, Laracha, Budiño, Xinzo de Limia, Boimorto, etc.). Los fósiles mesozoicos y paleógenos se hallan restringidos a la plataforma atlántica, en tanto que en el subsuelo de algunas cuevas de Lugo y Ourense, se acumularon los vestigios de grandes mamíferos terrestres, contemporáneos de la última glaciación. La impronta de estas últimas se manifiesta también por los cambios documentados entre los fósiles marinos cuaternarios. En definitiva, el único gran problema del registro paleontológico gallego es que permanece poco conocido y divulgado, pero en realidad es lo suficientemente rico y variado como para albergar grandes expectativas de cara a su investigación más profunda y detallada.

Con todo y hasta hace pocos años, el panorama de la Paleontología en Galicia era francamente desolador: tan sólo se describieron o ilustraron fósiles gallegos en 19 publicaciones sobre el Paleozoico, 6 acerca del Mesozoico-Paleógeno de la plataforma continental, 5 del Neógeno y 6 del Cuaternario. El resto de la información permanece dispersa en innumerables obras de toda índole: publicaciones geológicas, memorias cartográficas, tesis doctorales, informes mineros, etc., en gran parte difíciles de recopilar por los interesados y con frecuencia inéditos o de acceso restringido.

Los albores de la Paleontología en Galicia precedieron, paradójicamente, a los de muchas otras regiones españolas, donde por el contrario, esta ciencia alcanzó una mayor notoriedad y desarrollo posterior. La primeras referencias sobre fósiles gallegos se citan en el trabajo de Schulz (1835), insigne precursor de la geología galaico-asturiana, quien mencionó el hallazgo de diversos trilobites y moluscos al suroeste de Ribadeo (Lugo). Éstos procedían de las pizarras del Ordovícico Medio del sinclinal de Villaodrid, y sus ejemplares originales se conservan en el Museo Geominero de Madrid (Rábano *et al.*, 1989). Casi medio siglo después, Barrois (1882) refiere nuevos restos de invertebrados e icnofósiles en los aledaños de A Fontaneira (Baleira,

Lugo), en la prolongación meridional del sinclinal de Rececende, que Hernández Sampelayo (1931, pág. 374) correlacionó con sus "capas de Strophomenas", representadas en el Ordovícico de la parte norte de esta misma estructura. Tras estos incipientes hallazgos, transcurrieron otros 33 años sin nuevas aportaciones, hasta que P. Hernández Sampelayo (1915) publica su primera gran compilación precedida específicamente por el título "Fósiles de Galicia". Esta pretendida serie se inaugura con una entrega dedicada a las formas paleozoicas registradas en yacimientos lucenses. En ella se aportan las primeras descripciones e ilustraciones de icnofósiles y microfósiles, señalándose 69 formas distintas de edades comprendidas entre el "Cambriano superior" y la "parte alta del Siluriano superior" (actual Silúrico). Los restos paleontológicos fueron identificados en un total de 30 yacimientos de la provincia de Lugo, más uno asturiano (San Tirso de Abres), largamente reivindicado como gallego en obras posteriores del mismo autor, dada su "ilógica intrusión" (geológico-territorial) en el sinclinal de Villaodrid. Sin duda, la publicación de 1915 es la primera consecuencia del extenso trabajo de investigación emprendido por Hernández Sampelayo en los hierros sedimentarios y epigenéticos del Paleozoico y Cenozoico gallego, puesto que muchos de los datos paleontológicos anticipados entonces, fueron luego detallados desde el punto de vista geológico en su magna obra "Hierros de Galicia" (1922-1935: cuatro volúmenes que suman 1.813 páginas). Más que con un fin estrictamente minero, D. Primitivo revela como motivación fundamental de su obra, "el esclarecimiento de la estratigrafía y diastrofismo del Paleozoico gallego" (*op. cit.*, 1922, pág. 84); necesariamente sucedido por la descripción de los fósiles que empezaba a preparar (*op. cit.*, 1935, pág. 23). Esto último no llegó nunca a materializarse, al verse sus facultades investigadoras considerablemente mermadas tras la Guerra Civil. Sus síntesis posteriores acerca de los Sistemas Cambriano (1935) y Siluriano (1942) en España, no aportan nada nuevo a lo ya dicho para Galicia, salvo el interés general que representaría perseverar en los estudios paleontológicos.

A pesar de no haber visto cumplidos sus deseos, no cabe duda que P. Hernández Sampelayo es el gran "padre" de la Paleontología gallega. Tras él, y salvo un pequeño artículo con su postrer participación (Sabariegos, 1945), hubieron de transcurrir otros veinte años antes de que diera inicio una nueva fase de exploración geológica de Galicia, esta vez a gran escala y con criterios modernos. Durante la misma se produjeron nuevos descubrimientos de fósiles, en cuyo estudio intervinieron por vez primera paleontólogos especialistas.

La nueva etapa de investigaciones se extiende aproximadamente entre las décadas de 1960 y primera mitad de 1970, y tuvo como protagonistas destacados a geólogos extranjeros, de las escuelas de Leiden, Münster y Montpellier principalmente, además de la indiscutible figura de I. Parga Pondal, que supo propiciar y vertebrar la participación de personas de diversa procedencia y especialización en la resolución de los problemas geológicos de Galicia, a medida que éstos iban siendo planteados. Así, los principales avances en la Paleontología del Paleozoico Inferior se sucedieron rápidamente en los Dominios del Manto de Mondoñedo y Caurel-Peñalba, a cargo del propio F. Lotze y algunos de sus doctorandos, como R. Walter, H. Hagelskamp y W. Riemer, que concluyeron sus tesis entre 1962 y 1963. Paralelamente, se presentaron estudios de los fósiles cámbricos descubiertos en dichas investigaciones, a cargo de K. Sdzuy (trilobites) y F. Debrenne (arqueociatos). Al tiempo que los alemanes orientaban su trabajo esencialmente a la estratigrafía y representación cartográfica, los franceses Ph. Matte y R. Capdevila, discípulos de M. Mattauer, investigaron el marco estructural del Paleozoico gallego, en cuya tarea el primero de ellos realizó además descubrimientos paleontológicos significativos.

En cuanto al papel jugado por el prof. Parga Pondal, pese a no ser paleontólogo, intuyó pronto la importante contribución de los fósiles gallegos para la datación de las distintas unidades y como factor de contrastación de las hipótesis geodinámicas. En este sentido, impulsó personalmente el estudio de los fósiles silúricos, coprotagonizando los descubrimientos (Parga Pondal y Gómez de Llarena, 1963) y propiciando la participación de otros autores en su descripción (como los graptolitos publicados por I. Quintero y C. Romariz), en buena parte a través del "Grupo de Geólogos del NW", nucleado en torno al Laboratorio Xeolóxico de Laxe. De esta época data también el hallazgo de un fósil de mamut en Buxán, Lugo (Torre Enciso, 1962), y de los primeros fósiles vegetales en As Pontes, A Coruña (Medus & Nonn, 1963).

La historia posterior de la Paleontología en Galicia prosigue en los años 70 y 80 con la intervención destacada de geólogos españoles, que descubren gran número de yacimientos paleontológicos nuevos durante la realización del Proyecto MAGNA, tesis doctorales (de Geotectónica o Estratigrafía, esencialmente), informes mineros sobre las cuencas lignitíferas o rocas industriales/ornamentales, y el inicio de la exploración para hidrocarburos de la plataforma continental atlántica. Los autores y datos correspondientes se detallan en las ponencias de síntesis que siguen a esta presentación.

Por último, llegamos a la etapa actual de la Paleontología en Galicia, marcada por el desarrollo de la enseñanza universitaria de esta ciencia, y que tiene como colofón el advenimiento de la primera generación de paleontólogos formados académicamente en universidades gallegas. La primera tesis doctoral realizada por un paleontólogo de esta Comunidad, sobre fósiles de Galicia, se presentó en la Universidade de Santiago de Compostela en 1974 (Jato, 1974), y desde entonces se han leído otras 7 tesis en las Universidades de Santiago de Compostela (4) y de A Coruña (3), todas ellas sobre Paleozoología y Palinología del Cuaternario gallego.

En definitiva, la investigación paleontológica en Galicia se halla en un momento importante, en el cual sus objetivos se insertan en investigaciones geológicas encuadradas en proyectos regionales, nacionales e internacionales. La revisión de los doscientos yacimientos con fósiles paleozoicos gallegos apenas ha comenzado, y las expectativas de encontrar hallazgos de gran interés paleobiogeográfico, a nivel europeo, están más que justificadas en virtud de sus primeros resultados. En lo que respecta a los fósiles neógenos y cuaternarios, existen interesantes perspectivas en lo concerniente a las cuencas terciarias gallegas, que ya han empezado a dar frutos (López Martínez *et al.*, 1993; Cabrera *et al.*, 1994). Por su parte, la paleontología cuaternaria, que había tenido un prometedor comienzo con los trabajos del prehistoriador Villaamil y Castro (1870), y que posteriormente no tuvo una continuación, más allá de los escasos hallazgos citados anteriormente, alcanza en la actualidad un desarrollo máximo. Gran parte de los esfuerzos se encaminan a la reconstrucción paleoambiental de Galicia durante el Cuaternario, mediante la conjugación de datos paleontológicos y geomorfológicos. Algunas de las líneas de investigación en curso se centran en estudios de microfósiles destinados a la determinación de las variaciones en la línea de costa (Bao *et al.*, 1995), biogeografía de macromamíferos pleistocenos en áreas glaciadas (Grandal y Vidal, en prensa; Grandal *et al.*, en prensa) y estudios de evolución de la cubierta vegetal durante la deglaciación (Santos, 1996), por citar algunos. Pero muchos de estos objetivos se verían de nuevo truncados, si por parte administrativa no se diera una cobertura efectiva al desarrollo de la Paleontología en Galicia. Y ello pasa necesariamente por el aprovechamiento de los propios recursos humanos generados por sus universidades, entre los que debería surgir un núcleo

profesional de paleontólogos dedicado en forma estable a la investigación del importante patrimonio paleontológico gallego.

Agradecimientos

Os autores agradecen á Xunta de Galicia, e de modo expreso á Dirección Xeral de Universidades e Investigación da Consellería de Educación e Ordenación Universitaria, así como á Universidade da Coruña, o seu apoio decisivo para a organización destas primeiras Xornadas Paleontolóxicas en Galicia.

Bibliografía

Bao Casal, R.; Prego, R. & Vidal romaní, J.R. 1995. Diatom taphocenoses of the Galician coast (NW Spain). *2nd E.U. Workshop on Exchange Processes at the Continent/Ocean margins in the North Atlantic.* Knokke, Bélgica.

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

Cabrera, L.; Jung, W.; Kirchner, M.; Sáez, A. & Schleich, H. H. 1994. Crocodilian and palaeobotanical findings from the Tertiary lignites of the As Pontes Basin (Galicia, NW-Spain). Courier Forsch. -Inst. Senckenberg, **173**:153-165

Grandal d'Anglade, A. & Vidal Romaní, J. R. (en prensa) A population study on the Cave Bear (*Ursus spelaeus* Ros. -Hein.) from Cova Eirós (Triacastela, Galicia, Spain). *Geobios*, **30**(5):000-000.

Grandal d'Anglade, A.; López González, F. & Vidal Romaní, J. R. (en prensa) Condicionantes en la distribución de macromamíferos en Galicia (NW P. I.) durante el Cuaternario superior. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **23**:000-000.

Hernández Sampelayo, P. 1915. Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *Boletín del Instituto Geológico de España*, **36**, 277-303.

Hernández Sampelayo, P. 1922-1935. Criaderos de Mineral de Hierro de España. Tomo IV, Hierros de Galicia I-III. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **30** (Tomo I, 1922, 1-483), **37** (Tomo II, 1931, 1-561), **42** [Tomo III (fascículos 1 y 2), 1935, 1-373, 374-769].

Hernández Sampelayo, P. 1935. Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España en Escala 1:1. 000. 000. Tomo I. El Sistema Cambriano. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **41**, 291-528.

Hernández Sampelayo, P. 1942. Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España. Tomo II. El Sistema Siluriano. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **45** (1-2), 1-592, 593-848.

Jato Rodríguez, Mª. V. 1974. *Contribución a la cronología de suelos por análisis de polen.* Tesis Doctoral. Universidad de Santiago de Compostela. 250 pp.

López Martínez, N.; Fernández Marrón, M. T.; Peláez-Campomanes, P. & De la Peña Zarzuelo, A. 1993. Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **6**: 19-28.

Medus, J. & Nonn, H. 1963. Premiers résultats d'analyses polliniques à Puentes de García Rodríguez (province de Galice, Espagne) et conclusions géomorphologiques qui en découlent. *Comptes Rendus de l' Académie des Sciences, Paris*, **256**: 1570-1572.

Parga Pondal, I. y Gómez de Llarena, J. 1963. Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntín (Lugo, Galicia). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **61**, 83-88.

Rábano, I., Gutiérrez Marco, J. C. y Esteban Arleguí, J. 1989. Los primeros fósiles encontrados en Galicia, redescubiertos en la colección Schulz del Museo GeoMinero (ITGE, Madrid). *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **14**, 159-166.

Sabariegos, J. G. 1945. Nuevos hallazgos de fósiles en el Paleozoico de Galicia. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **14**, 83-87.

Santos Fidalgo, L. 1996. *Estudio de la deglaciación finicuaternaria en el NW de la Península Ibérica: datos paleobotánicos y geomorfológicos.* Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, A Coruña, 218 pp.

Schulz, G. 1835. *Descripción geognóstica del Reino de Galicia, acompañada de un mapa petrográfico de este país.* Madrid, impr. de los Herederos de Collado, 52 pág.

Torre Enciso, E. 1962. Hallazgo de dos molares de mamut (*Elephas primigenius*) en una cantera de Buján, provincia de Lugo. *Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España*, **65**: 111-118.
Villaamil y Castro, J. 1870. Antigüedades prehistóricas de Galicia. El Arte de España, Madrid, VIII.

El Cámbrico de Galicia y sus fósiles

E. Liñán [1] & A. Perejón [2]

[1] Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza

[2] Instituto de Geología Económica CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid

Marco geológico

Dentro de la Península Ibérica, el Cámbrico de Galicia es, desde un punto de vista paleontológico, uno de los grandes desconocidos debido fundamentalmente a las condiciones de deformación y metamorfismo que presentan las rocas de su solar, pero también a la falta de trabajos paleontológicos especializados, sobre todo en trilobites.

Este trabajo tiene como objetivo revisar los datos bibliográficos con el fin de reinterpretarlos a la luz de las nuevas ideas biostratigráficas y paleogeográficas del Cámbrico peninsular.

Desde un punto de vista geológico (fig. 1), y de acuerdo con los trabajos sucesivos de Lotze (1945), Marcos (1973), Martínez Catalán (1985), Díaz García (1992) y Pérez-Estaún *et al.* (1990), podemos considerar a los materiales pre-mesozoicos de Galicia incluidos en las siguientes grandes unidades geológicas: Zona Asturoccidental-Leonesa que incluye los Dominios de Navia-Alto Sil, Mondoñedo y Caurel, Zona Galaico-Castellana que incluye el Dominio del Ollo de Sapo y Zona de los Complejos Luso-Galaicos de rocas máficas. Los materiales cámbricos se encuentran deformados y con un metamorfismo fundamentalmente de origen sincinemático (Capdevila 1969) que alcanza las zonas de biotita y sillimanita (Suárez *et al.* 1990).

Materiales cámbricos paleontológicamente datados sólo se conocen en la Zona Asturoccidental-Leonesa, dentro de los Dominios de Mondoñedo y Caurel a los que nos referiremos exclusivamente en este trabajo.

Estratigrafía

De acuerdo con Pérez Estaún *et al.* (1990) el Cámbrico de la Zona Asturoccidental-Leonesa en Galicia puede ser dividido en el Grupo Cándana, la Caliza de Vegadeo y la Serie de los Cabos. Martínez Catalán (1985), individualiza las Capas de Transición que en trabajos anteriores se incluyeron unas veces en el Grupo Cándana y otras en la suprayacente Caliza de Vegadeo. El conjunto de estas cuatro unidades se sitúa en discordancia sobre la Serie de Villalba (Barrois, 1882; Capdevila, 1969), que, ante la falta de fósiles, es atribuida por criterios regionales al Proterozoico Superior. Esta serie consta de micasquistos, gneises, anfibolitas, cuarcitas, pizarras y areniscas con más de 2.500 m de espesor.

El Grupo Cándana (Lotze, 1957) fue dividido por Walter (1966, 1968) en tres formaciones: Cuarcita Inferior de Cándana, Pizarras de Cándana, y Cuarcita Superior de Cándana, que tienen espesores variables. La primera está constituida por 250-300 m de una alternancia de areniscas cuarcitas y pizarras con intercalaciones de microconglomerados en la

base, la segunda por 400-700 m de pizarras verdes y grises con frecuentes intercalaciones de areniscas y carbonatos, y la tercera por 200- 300 metros de areniscas, cuarcitas y pizarras alternantes. Las Capas de Transición constan de 400-900 m de pizarras verdes y areniscas rosadas con intercalaciones lenticulares de carbonatos.

La Caliza de Vegadeo (Barrois, 1882; Walter, 1966, 1968) varía entre 100-200 m y está constituida por dolomías, calizas, pizarras y calcoesquistos. Zamarreño y Perejón (1976) diferencian dos miembros en función de su contenido en carbonatos. Todos los autores están de acuerdo en situar la transición Cámbrico Inferior-Medio en esta formación.

La parte inferior de la Serie de los Cabos es atribuida al Cámbrico Medio y Superior, diferenciandose, según Walter (1966 y 1968) y Martínez Catalán (1985), dos unidades estratigráficas: las Capas de Riotorto y las Capas de Villamea. La primera unidad está constituida por 200 m de pizarras verdes con intercalaciones de areniscas y silts, mientra que las Capas de Villamea constituyen una alternancia rítmica de pizarras grises y areniscas claras de entre 400 y 1.000 m de espesor. No se conocen fósiles en esta última, en donde se situaría por criterios regionales,el tránsito Cámbrico-Ordovícico.

Paleontología Sistemática

Los trilobites fueron los primeros fósiles encontrados y determinados sistemáticamente en el Cámbrico de Galicia gracias a las investigaciones de Walter. Este autor (in Lotze y Sdzuy 1961, 1968) encontró una asociación de trilobites del Cámbrico Inferior formada por *Dolerolenus* sp. *"Wutingaspis"* n. sp., *Anadoxides* cf. *richterorum* (Sdzuy, 1961) y cf. *¿Paradoxides? bifidus* Bornemann, 1881 (especie hoy incluida en *Dolerolenus*) en la localidad de Hermida dentro de las Capas de Transición, junto a arqueociatos, equinodermos carpoideos, hiolítidos y posibles espículas de esponjas. Posteriormente, Marcos (1973) citaría los trilobites del Cámbrico Medio: *Paradoxides mediterraneus* Pompeckj,1901 (hoy incluido en *Paradoxides brachyrhachis brachyhachis*) y *Solenopleuropsis* cf. *marginata* Sdzuy, 1959 en Villardíaz dentro de las capas de Riotorto que constituyen la base de la Serie de los Cabos. Todos los trilobites de estos trabajos fueron determinados por el Profesor Sdzuy, pero no se incluyeron fotos de ellos.

Los arqueociatos de Hermida serían estudiados por Debrenne y Lotze (1963) y determinados como: *Ajacicyathus acutus* (Borneman, 1886), *A.* aff. *acutus* (Bornemann, 1886), *A.* cf. *eremitae* (Simon), *Spirocyathella* sp. y *Coscinocyathus* sp. Otro yacimiento sería estudiado y documentado por Zamarreño y Perejón (1976) en Piedrafita del Cebrero, donde citaron tres niveles de arqueociatos: el primero con *Pycnoidocyathus* cf. *erbiensis* (Zhuravlev,, 1955); el segundo *Dyctyocyathus*? sp., *Protopharetra bigoti* Debrenne, 1964 y *P, grandicaveata* Vologdin, 1940 b; y el tercero con *Pycnoidocyathus* cf. *sekwiensis* Hand. 1971. Al SO de Piedrafita del Cebrero, Perejón (1986) cita, procedente de un sondeo, *Afiacyathus alloiteaui* Debrenne, 1964. Una revisión de las asignaciones sistemáticas de los arqueociatos descritos en la Hermida y Piedrafita del Cebrero se encuentra en la comunicación de Perejón *et al.* en estas Jornadas.

También trilobites y arqueociatos indeterminados son citados en la Caliza de Vegadeo de la región de Meira por González Lodeiro *et al.* (1979), junto a estructuras de algas, y en la región de Vicuña-Piedrafita de Caurel por Russo y Bechstädt (1994).

Bioestratigrafía

En este apartado discutiremos los datos paleontológicos en relación con la nomenclatura bioestratigráfica de Liñán, Sdzuy y Perejón (1993), Perejón (1986, 1994) y Gozalo y Liñán (1995).

Como ya concluyeran diversos autores, la primera asociación de valor bioestratigráfico procede de las Capas de Transición que afloran en Hermida y son del Cámbrico Inferior. Allí, se encuentra *Dolerolenus*, que es un género típico del Ovetiense Superior en España (Sdzuy, 1971), pero que también ha sido citado en el Marianiense de Cerdeña (Pillola, 1991). También *Anadoxides richterorum* ha sido citado en el Ovetiense Superior de Los Barrios de Luna en la Zona Cantábrica, pero la determinación de esta especie es dudosa en Hermida y ello no nos permite una asignación definitiva. Sin embargo, el hallazgo en la localidad de la Concha de Artedo (Asturias) de la asociación de trilobites de Hermida en niveles estratigráficos inferiores a la fauna de *Dolerolenus* de Los Barrios de Luna (Liñán & Sdzuy, 1978) indicaría una edad Ovetiense Superior para las Capas de Transición en Hermida. Los arqueociatos serían también de esta edad de acuerdo con Zamarreño (1983),y Perejón (1986, 1995), quien los asigna a su zona V de arqueociatos de la parte media del Ovetiense Superior.

Las asociaciones de arqueociatos de Piedrafita caracterizan también, según Perejón (1986, 1994), el Ovetiense Superior (zonas IV-VI).

La siguiente asociación, en orden estratigráfico, es la de Villardíaz, donde la coexistencia de *Solenopleuropsis* cf. *marginata* Sdzuy 1959 y *Paradoxides brachyrhachis brachyrhachis* Linnarsson 1883, a unos 30-40 m del techo de la Caliza de Vegadeo indica que las Capas de Riotorto de esta localidad llegan al menos al Caesaraugustiense Superior y caracterizan un intervalo comprendido entre la parte superior de la biozona de Solenopleuropsis verdiagana + Solenopleuropsis rubra y la biozona de Solenopleuropsis thorali + S. marginata Algo más al N de Villardíaz, en la vecina localidad de Bres (Asturias), los primeros 30 metros de las Capas de Riotorto contienen 36 niveles de trilobites, (Sdzuy, 1968) que indican la presencia del Cámbrico Medio en una sucesión casi continua desde el Piso Leoniense (biozona de Paradoxides (E.) sdzuyi) hasta el Caesaraugustiense Superior (biozona de Solenopleuropsis ribeiroi) y ello hace suponer que el tránsito Cámbrico Medio-Superior se encuentre en la parte más alta de la Caliza de Vegadeo.

Por todo lo expuesto hasta aquí, el Grupo de Cándana en Galicia comprende muy probablemente el Cordubiense y el Ovetiense hasta la parte baja del Ovetiense Superior, mientras las Capas de Transición caracterizarían el Ovetiense Superior. La Caliza de Vegadeo, aunque su base sería probablemente diacrónica, incluiría el Ovetiense Superior, el Marianiense, el Bilbiliense y muy probablemente la base del Leoniense (Cámbrico Medio temprano). Por último, las Capas de Riotorto serían Cámbrico Medio y las de Villamea Cámbrico Medio? - Cámbrico Superior (fig.2).

Facies cámbricas y paleoecología

El Grupo Cándana, que representa el Litosoma Clástico Inferior del Cámbrico de España, no ha suministrado todavía fósiles en la región gallega, pero por comparación con los datos de icnología procedentes del mismo grupo en Asturias, supuso, probablemente, el depósito de facies litorales y sublitorales (infralitorales) durante el Cordubiense y el Ovetiense inferior. Las Capas de Transición y la Caliza de Vegadeo que representan el Litosoma Carbonatado del Cámbrico Inferior-Medio de España en facies Vegadeo (sensu Sdzuy y Liñán, 1993),

contienen, oncolitos, arqueociatos, trilobites, hyolitos y espículas de esponjas, que sugieren el depósito mayoritario de facies arrecifales y periarrecifales en el Cámbrico Inferior tardío y en el inicio del Cámbrico Medio. Finalmente, las Capas de Riotorto que representan la base del Litosoma Clástico Superior del Cámbrico de España, contienen trilobites polímeros cosmopolitas, que en áreas asturianas próximas alternan con miómeros, lo que indicaría un depósito de facies sublitoral abierta (circalitoral) durante los episodios transgresivos del Cámbrico Medio temprano y de facies sublitoral abierta (infralitoral) durante los episodios regresivos.

Conclusiones

El Cámbrico de Galicia se encuentra paleontológicamente datado en el Dominio de Mondoñedo y en el Dominio de Caurel, basado en la presencia de arqueociatos y trilobites, aunque también se encuentran hiolítidos, espículas de esponjas y equinodermos no bien conservados.

Sus fósiles son aún mal conocidos, sobre todo porque faltan estudios paleontológicos detallados de icnofósiles en el Grupo de Cándana y en las Capas de Villamea, de arqueociatos en las Capas de Transición y la Caliza de Vegadeo, así como de trilobites en las Capas de Transición, Caliza de Vegadeo y Capas de Riotorto, que nos permitan precisar la edad de sus capas y nos ayuden a una interpretación paleogeográfica más precisa mediante el conocimiento de las facies ecológicas existentes.

Bibliografía

Barrois, Ch. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie. *Mémoire Soc. Géol. Nord.* **2** (1): 1-630

Capdevila 1969. *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercíniennes de la Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne).* Thèse Université de Montpellier, 1-430

Díaz García, F. 1992. Propuesta de una nueva zona en el Hercínico de de la Península Ibérica. *Cuaderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe,* **17**: 199-207

González Lodeiro, F.; Martínez Catalán, J. R.; Pablo Macia, J. G. de y Pérez González, A. 1979. Mapa Geológico de España E: 1: 50. 000, 2ª Serie hoja nº 48-Meiralnst. Geol. Min. España, 1-48. Madrid

Liñán E. y Sdzuy, K. 1978. A trilobite for the Lower Cambrian of Córdoba (Spain)and its stratigrafical significance. *Senckenbergiana lethaea,* **59** (4-6): 387-399

Liñán, E. Perejón, A y Sdzuy, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geol. Mag.* **130** (6): 817-833

Lotze, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92. *Trad. en Publ. Extr. Geología de España,* **5**: 149-166

Lotze, F. 1957. Zum Alter nordwestpanischer Quarzit-Sandstein-Folgen. *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.* **10**: 464-471

Lotze, F. y Sdzuy, K. 1961) Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse,* **6**, 1-216; Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse,* **7** (8): 217-408 (499-690)

Marcos, A. 1973. Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología,* Univ. Oviedo. **6**: 1-113

Martínez Catalán, J. R. 1985. Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (Sector oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae* (2 serie), **2**: 1-291

Perejón A. 1986. Biostratigrafía de los arqueociatos en España. *Cuadernos de Geología Ibérica,* **9** (1984): 213-316

Perejón, A. 1994. Palaeogeographic and biostratigraphic distribution of Archaeocyatha in Spain. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg,* **172**: 341-354

Pérez-Estaún, A.; Bastida, F.; Martínez Catalán, J. R.; Gutiérrez Marco J. C.; Marcos, A. y Pulgar, J. A. 1990. *West Asturian Leonese Zone. Stratigraphy. In:* Premesozoic Geology of Iberia (R. D. Dallmeyer y E. Martínez García. Eds. Springer-Verlag. Berlín, 92-102

Pillola, L. 1991. Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne, Italie. *Palaeontographia Italica,* **78**: 1-173

Russo, A. y Bechstädt, T. 1994. Evolución sedimentológica y paleogeográfica de la Formación Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio) en la zona entre Visuña y Piedrafita do Caurel (Lugo, NO de España). Rev. Soc. Geol. España, **7** (3-4): 299-310

Sdzuy, K. 1968. Biostratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de geología.* Univ. Oviedo, **2**: 45-67

Sdzuy, K. 1971a. Acerca de la correlación del Cámbrico inferior de la Península Ibérica. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Sección 1 Geología,* **2**: 753-758

Sdzuy, K y Liñán, E. 1993) Rasgos paleogeográficos del Cámbrico Inferior y Medio del Norte de España. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe,* **18**: 189-215

Walter, R. 1966. Resultados de las investigaciones geológicas en el Noroeste de la rovincia de Lugo (NO España). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España.,* **89**: 7-16

Walter R. 1968. Die Geologie in der Nordöslichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). *Geot. Forsch.* **27**: 3-70

Zamarreño, I. 1983. *El Cámbrico del Macizo Ibérico.* Libro Jubilar de José María Rios. Geología de España tomo I, 117-191

Zamarreño, I. y Perejón A. 1976. El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España): tipos de facies y faunas de Arqueociatos. *Breviora. Geol. Asturica,* **20** (2): 17-32

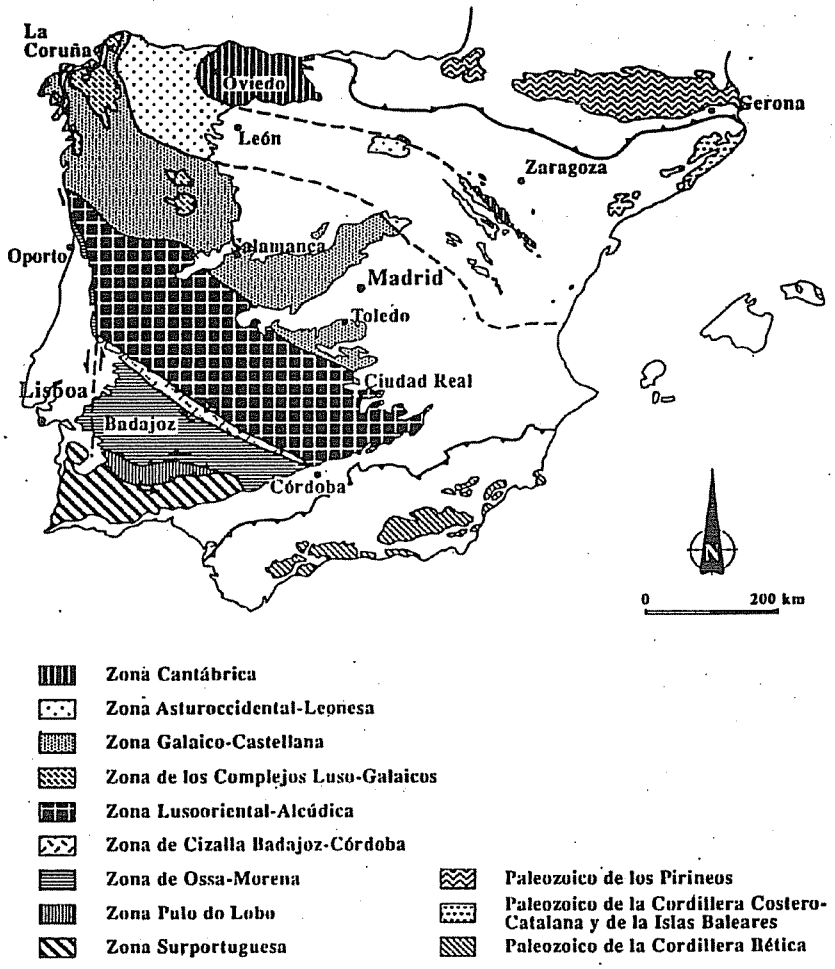


Fig.1. Zonas tectonoestratigráficas del Precámbrico y Paleozoico de la Península Ibérica (basado en datos de Lotze, 1945; Gozalo y Liñán, 1988; Quesada, 1991; y Díaz García, 1992)

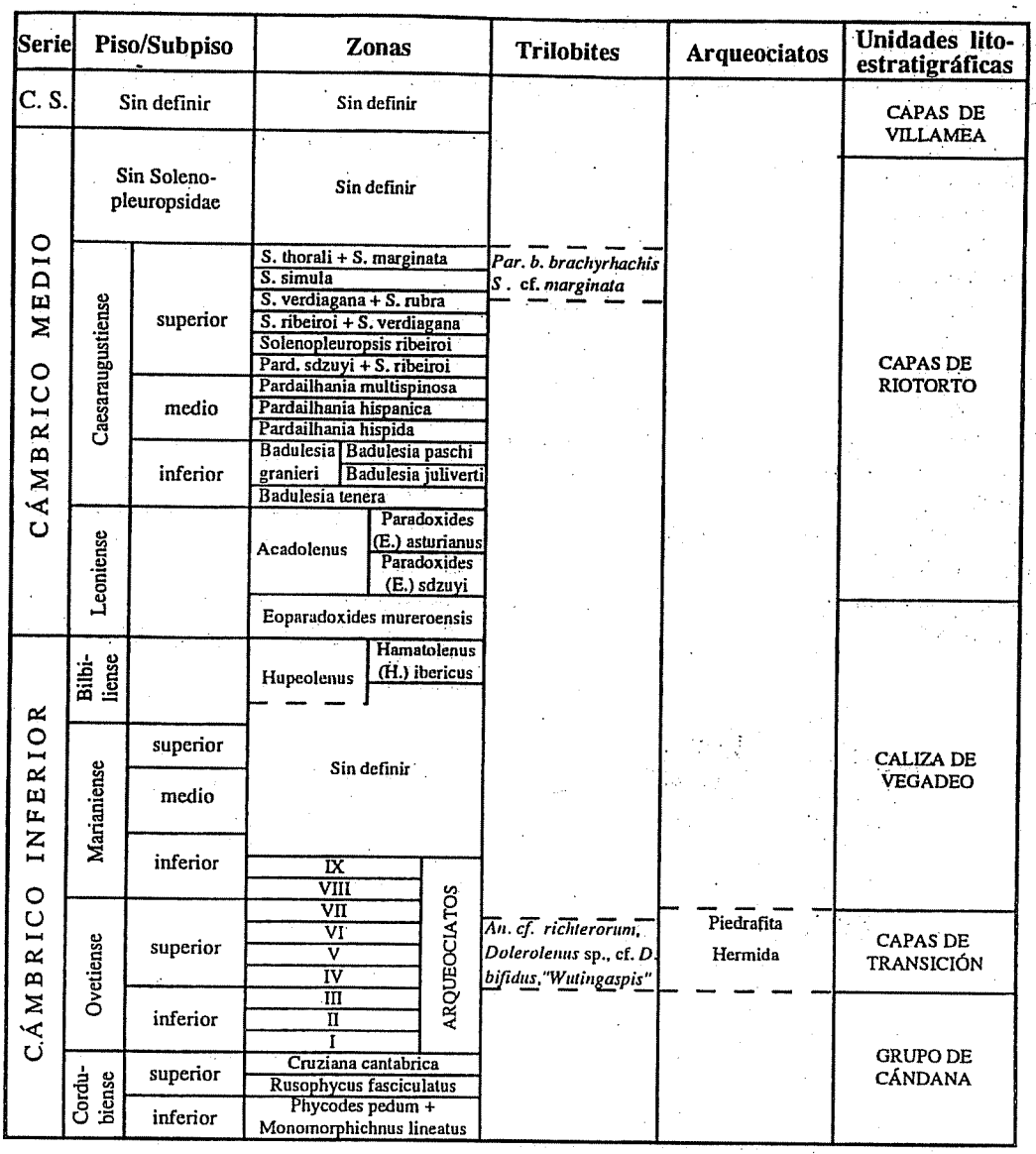


Fig. 2. Trilobites y Arqueociatos del Cámbrico de Galicia, y su relación con las unidades cronoestratigráficas, biocronológicas y litoestratigráficas correspondientes.

Fósiles ordovícico-silúricos de Galicia

J.C. Gutiérrez-Marco[1], I. Rábano[2] & P. Storch[3]

[1] Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.
[2] Museo Geominero (ITGE), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid
[3] Geological Institute AS CR, Rozvojová 135, 16500 Praha 6, República Checa.

Los materiales sedimentarios del Ordovícico y Silúrico son, con diferencia, los más fosilíferos de cuantos componen los extensos afloramientos de rocas paleozoicas en Galicia.

Desde el punto de vista geológico, el mayor número de yacimientos se sitúa en los dominios integrantes de la Zona Asturoccidental-leonesa (Manto de Mondoñedo, Caurel-Peñalba, Navia-Alto Sil) y en el Dominio del Ollo de Sapo de la Zona Centroibérica. A ellos se añaden algunos puntos del Dominio Esquistoso (parautóctono) de la Zona Galaico-trasmontana y, excepcionalmente, un único sector con restos palinológicos en las unidades basales de los Complejos Alóctonos de la misma.

Aunque el descubrimiento de los primeros fósiles del Ordovícico gallego se remonta a hace más de 150 años (Schulz, 1835; Barrois, 1882), y el Silúrico se conoce desde principios de siglo (Hernández Sampelayo, 1915), la Paleontología gallega de ambos periodos ha avanzado poco, si bien el número de citas paleontológicas puntuales se incrementó notablemente a partir de las décadas de 1960 y 1970, resultado de los nuevos descubrimientos habidos durante la realización de mapas geológicos oficiales (proyecto Magna) y de diversas tesis doctorales, buena parte de ellas a cargo de autores extranjeros. Los datos paleontológicos de estos trabajos se limitaron generalmente a aportar una localización básica de cada yacimiento, así como una identificación taxonómica preliminar de las formas encontradas: éstas se muestran hoy día desactualizadas, y requieren una profunda revisión por causa de los frecuentes errores introducidos en las identificaciones, realizadas en muchos casos por personas no especializadas. Los estudios propiamente paleontológicos acerca de los fósiles ordovícico-silúricos son muy escasos, y las descripciones o ilustraciones de ejemplares gallegos se limitan a poco más de una docena de publicaciones originales. Estos trabajos son los de Hernández Sampelayo (1915, 1922-1935, 1960), Sabariegos (1945), Quintero (1962), Parga-Pondal y Gómez de Llarena (1963), Romariz (1969), Hammann (1983), Gutiérrez Marco y Rábano (1984), Fombella (1984), Farias y Marcos (1986) y Rábano *et al.* (1989, 1993). Entre las publicaciones derivadas de tesis doctorales extranjeras, destacamos también a Riemer (1963) y Walter (1968), por su importante contribución paleontológica.

En líneas generales, los fósiles del Ordovícico y Silúrico de Galicia han sido poco estudiados debido a las dificultades de reconocimiento que imponen las condiciones geológicas de sus yacimientos, con materiales muy deformados y afectados por un metamorfismo sincinemático que, en la Zona Asturoccidental-leonesa, disminuye en intensidad hacia el este. La mala conservación habitual de los fósiles, que varían desde meras impresiones hasta moldes desmineralizados y reorientados por la esquistosidad, los hace casi siempre poco aptos para el estudio taxonómico-sistemático, contrariamente a lo que sucede en materiales coetáneos de otras regiones del noroeste peninsular. Tanto es así que, de las dos especies nuevas propuestas hasta ahora en yacimientos gallegos, "*Laminarites mondigoi*" Hernández Sampelayo, 1915 (descrita como un alga conservada en las pizarras ordovícicas del monte Mondigo, Ribadeo), corresponde en realidad a estrías tectónicas rellenas por cuarzo. Por su parte, "*Pristiograptus lugensis*" Romariz, 1969, de las ampelitas del Llandovery de Orrea (Riotorto, Lugo), fue descrita sobre dos fragmentos distales de estipe, deformados y tan mal conservados, que de ellos siquiera podemos asegurar su identidad genérica o mera coespecificidad.

Los fósiles ordovícicos de Galicia están representados en una serie de unidades litoestratigráficas que afloran extensamente en todo el noroeste peninsular, y cuya sucesión sintetizamos a grandes rasgos como: a) cuarcitas del Ordovícico Inferior; b) pizarras del Ordovícico Medio y c) pizarras y calizas del Ordovícico Superior.

Los yacimientos paleontológicos en las cuarcitas del Ordovícico Inferior tienen esencialmente una edad Arenig y consisten en asociaciones dominadas por icnofósiles, entre ellos *Cruziana furcifera, C. rugosa, C. goldfussi, Monomorphichnus* isp., *Taphrhelmintopsis* isp., *Planolites* isp., *Daedalus halli, D. desglandi, Dictyodora* isp., *Skolithos* ispp.,

Monocraterion isp. y *Diplocraterion* isp., a los que también se añaden en localidades puntuales algunos restos de braquiópodos inarticulados (lingúlidos como *Ectenoglossa* o *Palaeoglossa*) y raros bivalvos. Hasta la fecha han sido descritas casi medio centenar de localidades fosilíferas en las cuarcitas, destacando los 35 yacimientos que presentan las "Capas del Eo" (Grupo de Los Cabos) en los sinclinales de Villaodrid, Rececende y Real (Dominio del Manto de Mondoñedo: términos de Barreiros, Ribadeo, Trabada, A Pontenova, Riotorto, Ribeira de Piquín, Baleira, A Fonsagrada, Baralla, Becerreá y Cervantes, todos ellos de la provincia de Lugo). En el Dominio del Caurel-Peñalba se han descrito 7 puntos, de los municipios de Folgoso do Courel, Pobra do Brollón, Samos (Lugo) y Vilamartín de Valdeorras (Ourense). En el Dominio del Ollo de Sapo (Zona Centroibérica) se conocen al menos otros 7 yacimientos, que se distribuyen por los términos de Monforte de Lemos, Quiroga, Ribas do Sil (Lugo), Laza y Vilariño de Conso (Ourense).

Las pizarras del Ordovícico Medio reúnen en Galicia cerca de cuarenta localidades fosilíferas: aunque buena parte de ellas habían sido referidas al "Llandeilo", en estudios previos sobre la Formación Luarca y unidades correlacionables con ésta, la revisión abordada en los últimos años ha mostrado que la edad de todos los yacimientos descritos hasta el momento varía entre el Oretaniense inferior y el superior (un rango aproximadamente comparable con la primera mitad del Llanvirn-redefinido). Las asociaciones paleontológicas son bastante variadas y están dominadas por trilobites y graptolitos, si bien aparecen normalmente restringidas a localidades u horizontes concretos dentro de la sucesión. Las formas gallegas más notables de esta edad son trilobites (*Neseuretus avus, N. tristani, Pradoella pradoi, Prionocheilus* sp., *Salterocoryphe* sp., *Colpocoryphe* sp., *Eodalmanitina destombesi nava, Phacopidina* sp., Zeliszkellinae indet., *Ectillaenus giganteus, Isabelinia glabrata, Asaphellus toledanus, Nobiliasaphus nobilis*), graptolitos (*Didymograptus artus, D. murchisoni, Expansograptus mancus, Nicholsonograptus robardeti*), braquiópodos (*Cacemia* sp., órtidos de costillas gruesas, lingúlidos), bivalvos (*Redonia* sp.), gasterópodos (*Sinuites* sp.), cefalópodos (nautiloideos ortoconos), equinodermos (*Calix rouaulti*) e icnofósiles (entre ellos, *Tomaculum problematicum*). Los yacimientos correspondientes se sitúan en áreas del Dominio del Navia-Alto Sil (sendos puntos en los términos lucenses de A Fonsagrada y Cervantes), Dominio del Manto de Mondoñedo (municipios de Barreiros, Ribadeo, Trabada, A Pontenova, Riotorto, Ribeira de Piquín, Baleira y Becerreá, todos de la provincia de Lugo) y Dominio del Caurel-Peñalba (Folgoso do Courel, Quiroga y Rubiá, Lugo), de la Zona Asturoccidental-leonesa. En el Dominio del Ollo de Sapo de la Zona Centroibérica, los puntos fosilíferos correlacionables se reparten en los municipios de Vilalba, Quiroga (Lugo), O Barco de Valdeorras, Rubiá y Carballeda (Ourense). Como hecho significativo debemos resaltar la presencia de una asociación particular de braquiópodos, restringida a los tramos con hierros oolíticos del sinclinal de Rececende ("capas de Strophomenas" de Hernández Sampelayo), cuya edad no ha sido aún aclarada; así como los fósiles de calcimicrobios presentes en estos mismos depósitos con carbonatos de hierro oolítico (*Girvanella, Bevocastria*?).

Los yacimientos fosilíferos del Ordovícico Superior son bastante escasos en Galicia (15 localidades), y se limitan a los materiales del Caradoc-Ashgill descubiertos recientemente en los municipios de A Pontenova y Riotorto (Lugo), en el núcleo de los sinclinales de Villaodrid y Rececende (Dominio del Manto de Mondoñedo: Gutiérrez-Marco *et al.*, 1997); y a las calizas del Ashgill del sector limítrofe entre las Zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica (términos de Folgoso do Courel y Quiroga en Lugo; más Carballeda y Rubiá, en Ourense). El primer sector comprende 5 puntos distintos, con pizarras fosilíferas del Caradoc ricas en briozoos (*Chasmatoporella* sp., entre otros trepostomados y criptostomados), braquiópodos (*Aegiromena aquila, Gelidorthis* sp., *Jezercia*? sp., etc.) y algunos trilobites (*Deanaspis*? sp.,

Zetillaenus sp.), cistideos (*Caryocrinites* cf. *rugatus*) y moluscos (gasterópodos). Siguen en la sucesión areniscas ferruginosas del Ashgill con pelmatozoos (*Cyclocharax paucicrenellatus, Ristnacrinus* cf. *cirrifer, Aonodiscus* cf. *spinosus, Cyclocyclicus* sp., placas de cistideos diplopóridos y rombíferos) y restos indeterminables de braquiópodos, trilobites y briozoos. Por su parte, las calizas de La Aquiana y el Trigal, de la Sierra del Caurel y NE de la provincia de Ourense, contienen 9 yacimientos con morfotipos columnales de pelmatozoos idénticos a los del sector precedente, si bien entre los cistideos abundan las tecas completas, aunque mal conservadas, que resultan indeterminables taxonómicamente. Hasta la fecha, solamente dos secciones entre los extensos afloramientos de las unidades calcáreas, han proporcionado conodontos atribuibles a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* (Sarmiento *et al.*, en prensa). En cantos de caliza incorporados a una unidad Hirnantiense, comparable con la Formación Rozadais del sinclinal de Truchas, Riemer (1963) cita además restos de briozoos y equinodermos.

Un último horizonte atribuido al Ordovícico en Galicia se sitúa en un contexto muy diferente, y corresponde a los palinomorfos mencionados por Fombella (1984) en la parte norte de la unidad basal de Malpica-Tui (provincia de A Coruña), perteneciente a los complejos alóctonos de la Zona Galaico-trasmontana. Se trata de cuatro muestras de procedencia imprecisa, que contienen acritarcos sumamente deteriorados como para permitir su identificación. En este sentido pensamos que, de las formas fotografiadas, tan sólo cuatro ejemplares (Fombella, 1984: lám. 1, fig. 6, 11, 14, 16) pueden ser asignados razonablemente a grupos o géneros concretos de acritarcos, sin que éstos aporten información cronoestratigráfica alguna (se extienden a partir del Neoproterozoico).

Los materiales del Silúrico son bastante fosilíferos en Galicia, especialmente por contener tramos ubicuos de pizarras negras graptolíticas, de edades Llandovery o Wenlock, y en raros casos también del Ludlow o Pridoli. Las áreas más prolíficas, desde el punto de vista paleontológico, son los sinclinales paleozoicos del Manto de Mondoñedo, donde hasta ahora llevamos censados 38 yacimientos, repartidos por los municipios lucenses de Ribadeo, Trabada, A Pontenova, Riotorto, Ribeira de Piquín, Baleira, A Fonsagrada y Becerreá. Hacia el este de este dominio, la prolongación en Galicia de la Escama de Santa Eulalia de Oscos y el sinclinal de Ancares-Castrillo (Dominio del Navia-Alto Sil) alberga otras tres localidades de los términos de A Fonsagrada y Cervantes (Lugo). Dentro del Dominio del Caurel-Peñalba, existen al menos 5 puntos fosilíferos en Folgoso do Courel y Quiroga (Lugo). Los materiales silúricos del Dominio del Ollo de Sapo (norte de la Zona Centroibérica), son también especialmente fosilíferos, sobre todo si se comparan con los del Ordovícico de su mismo ámbito geológico. Los 40 yacimientos que hemos logrado documentar aquí, se distribuyen en los municipios de As Pontes de García Rodríguez y Somozas (A Coruña), Viveiro, Vilalba, Begonte, Monterroso, Guntín, Palas de Rei, Pobra do Brollón, Quiroga y Ribas do Sil (Lugo) y A Rúa de Petín, Vilamartín de Valdeorras, O Barco de Valdeorras y Rubiá (Ourense). Adicionalmente, las unidades parautóctonas del núcleo del sinclinal de Verín (Zona Galaico-trasmontana), contienen como mínimo dos localidades fosilíferas en los Grupos de Nogueira y Paraño, situadas respectivamente en los términos de A Gudiña y Castrelo do Val (Ourense).

Pese a la proliferación de identificaciones paleontológicas en estos 88 yacimientos paleontológicos del Silúrico gallego, los datos disponibles muestran una escasa fiabilidad taxonómica y bioestratigráfica. Por esta razón, y para acometer la visión de síntesis que aquí presentamos, se ha hecho necesario revisar numerosas localidades, una labor compleja que dista aún de estar concluida. En esta tarea se han descubierto además nuevos horizontes con graptolitos. Las conclusiones provisionales son que en el Dominio del Manto de Mondoñedo la

sucesión comienza en el Silúrico basal, con la Biozona de *Parakidograptus acuminatus*, en la cual la forma nominal se presenta acompañada por *Normalograptus* aff. *normalis*, *Neodiplograptus lanceolatus*, *N.* cf. *diminutus*? y *Cystograptus* cf. *ancestralis*. De edad igualmente Rhuddaniense es una asociación perteneciente al intervalo de las Biozonas de *Cystograptus vesiculosus* y *Coronograptus cyphus*; junto con ambas especies identificamos *Monograptus* cf. *austerus*, *Normalograptus* ex gr. *normalis*, *Neodiplograptus fezzanensis*? y *Dimorphograptus confertus*). Ambas asociaciones se citan por vez primera para Galicia, en una sección al norte de Orrea (Riotorto, Lugo), donde se presentan en intercalaciones de pizarras negras en cuarcitas, sucedidas por otra intercalación con formas del Aeroniense terminal (Biozona de *Stimulograptus sedgwickii*?), con *Stimulograptus* ex gr. *sedgwickii*?, *Demirastrites*? *rastrum* y "*Demirastrites*" cf. *magnificus*, entre otras especies). La sucesión ampelítica propiamente dicha comienza en el Telychiense basal, Biozonas de *Rastrites linnaei* (con *Spirograptus guerichi*, *Monograptus* cf. *marri*, *Torquigraptus planus*, *T. obtusus*, *Rastrites linnaei*, *R.* aff. *fugax*, *Parapetalolithus* cf. *elongatus*, *Pseudoplegmatograptus* sp., *Metaclimacograptus*, etc.) y *Spirograptus turriculatus* (con *Sp. turriculatus*, *Torquigraptus planus*, *Monograptus marri*, *Stimulograptus becki*, *Pristiograptus bjerringus* y *Parapetalolithus* cf. *tenuis*, entre otros), que pasan también al Dominio del Ollo de Sapo. En este último, las dos únicas localidades con graptolitos rhuddanienses-aeronienses se sitúan en Peites (Ribas do Sil, Lugo) y al norte de O Barco de Valdeorras (Ourense), que por esta razón presentan un gran interés paleogeográfico. Los graptolitos del Telychiense dominan comúnmente en las facies de pizarras graptolíticas por toda Galicia, si bien muchos yacimientos muestran una baja diversidad taxonómica, con especies de amplia extensión vertical que no permiten precisiones bioestratigráficas. Aún así, son frecuentes las referencias a formas o asociaciones comunes en el Telychiense pleno a tardío, como *Monograptus* ex gr. *priodon*, *Monoclimacis* spp., *Pristiograptus nudus*, *Oktavites spiralis*, *Diversograptus ramosus*, *Parapetalolithus* cf. *giganteus*, *Retiolites geinitzianus*, *Pseudoplegmatograptus* ex gr. *obesus*, etc. Los graptolitos del Wenlock son bastante más raros, con asociaciones inespecíficas del Sheinwoodiense-Homeriense basal dominadas por formas rectas de gran tamaño (*Monograptus flemingii*, *Monoclimacis flumendosae*, entre otras especies reputadas como "sárdicas"), que sólo ocasionalmente aparecen acompañadas por *Cyrtograptus* sp. Por lo menos en tres localidades observamos asociaciones típicamente Homerienses, con *Cyrtograptus lundgreni* y *Pristiograptus* cf. *dubius* en San Ciprián (A Fonsagrada, Lugo), *Colonograptus deubeli* al oeste de Rececende (Riotorto, Lugo), y *Colonograptus*? *ludensis* y *Pristiograptus* cf. *dubius* en Folgoso do Courel (Lugo). En lo que respecta a los graptolitos del Ludlow, las especies características de dicha época (*Neodiversograptus nilssoni*, *Colonograptus colonus*, *C. roemeri*, *Saetograptus chimaera*, *Lobograptus scanicus*) han sido citadas hasta ahora en un contexto dudoso, si bien deben encontrarse representadas con seguridad en afloramientos orensanos del Dominio del Ollo de Sapo, por simple prolongación de los mismos niveles desde la parte leonesa. En Folgoso do Courel (Lugo) y Rubiá (Orense), encontramos restos de *Saetograptus* sp., *Lobograptus*? sp. y *Monograptus* aff. *dalejensis*?, que con seguridad son del Ludlow. En el flanco norte u oriental del Dominio del Ollo de Sapo, así como en el sinclinal del Caurel, los materiales del Ludlow y Pridoli suelen encontrarse representados en facies de "pizarras con cloritoide" fosilíferas, que intercalan alternancias arenosas, tramos nodulíferos o lentejones calcáreos, y que se extienden hasta el Devónico basal. Los fósiles más comunes son los restos de nautiloideos ortoconos y escifocrinoideos (*Scyphocrinites elegans* y otros), pero a veces aparecen asociaciones más variadas, con trilobites (harpétidos, encrinúridos y escutélidos, en estudio), braquiópodos (*Gracianella graciosa*, *Pseudoprotathyris*? sp., *Lissatrypa* sp., *Alaskospira* sp.), bivalvos (*Actinopteria* sp., *Grammysia* sp., *Cardiola cornucopiae*) y corales rugosos solitarios. Tales elementos bentónicos alcanzan una extensión

amplia entre el Ludlow terminal y el Pridoli s.l. En el sinclinal del Sil, la mitad inferior de las pizarras con cloritoide contiene *Neocolonograptus ultimus*, indicativo del Pridoli temprano (Piçarra *et al.*, en prensa).

En definitiva, la investigación paleontológica del Ordovícico y Silúrico de Galicia reviste una gran potencialidad, teniendo en cuenta la magnitud del territorio que resta aún por explorar, y la ausencia de estudios taxonómico-sistemáticos que profundicen en el conocimiento de los yacimientos ya descritos, tan sólo tratados superficialmente en diversos trabajos de exclusiva orientación geológica.

Agradecimientos

Contribución a los proyectos PB94-1330 de la DGES y 351 del PICG.

Bibliografía

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

Farias, P. y Marcos, A. 1986. La sucesión ordovícica en el flanco NE del sinclinal de Verín (Galicia-España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **16**: 15-24

Fombella Blanco, M. A. 1984. Âge palynologique du Blastomilonitic Grabben, zone occidentale de la Galice. *Révue de Micropaléontologie*, **27**: 113-117

Gutiérrez Marco, J. C. y Rábano, I. 1984. Fósiles ordovícicos del sinclinal de Villaodrid (Zona Asturoccidental-leonesa, NO. de España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **7**: 213-216

Gutiérrez-Marco, J. C., Aramburu, C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Truyols, J. y Villas, E. 1997. Caracterización estratigráfica del Ordovícico Superior en el Manto de Mondoñedo (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España): primeras dataciones paleontológicas y correlación. *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología* (presente volumen).

Hammann. W. 1983. Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematic. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, **542**: 1-177

Hernández Sampelayo, P. 1915. Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *Boletín del Instituto Geológico de España*, **36**: 277-303

Hernández Sampelayo, P. 1922-1935. Criaderos de Mineral de Hierro de España, Tomo IV: Hierros de Galicia I-III. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **30** (Tomo I, 1922, 1-483), **37** (Tomo II, 1931, 1-561), **42** [Tomo III (fascículos 1 y 2), 1935, 1-373, 374-769]

Hernández Sampelayo, P. 1960. Graptolítidos españoles (recopilados por R. Fernández Rubio). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **57**: 3-78

Parga-Pondal, I. y Gómez de Llarena, J. 1963. Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntín (Lugo, Galicia). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, **61**: 83-88

Piçarra, J. M., Gutiérrez-Marco, J. C., Lenz, A. C. y Robardet, M. En prensa. Prídoli graptolites from the Iberian Peninsula: a review of previous data and new records. *Canadian Journal of Earth Sciences.*

Rábano, I., Gutiérrez Marco, J. C. y Esteban Arleguí, J. 1989. Los primeros fósiles encontrados en Galicia, redescubiertos en la colección Schulz del Museo GeoMinero (ITGE, Madrid). *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **14**: 159-166

Rábano, I., Gutiérrez-Marco, J. C. y Robardet, M. 1993. Silurian trilobites of Bohemian affinities from the West Asturian-Leonese Zone (NW Spain). *Géobios*, **26**: 361-376

Riemer, W. 1963. Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **117**: 273-285

Romariz, C. 1969. Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular. *Comunicaçôes dos Serviços Geológicos de Portugal*, **53**: 107-155

Sabariegos, J. G. 1945. Nuevos hallazgos de fósiles en el Paleozoico de Galicia. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **14**: 83-87

Sarmiento, G. N., Gutiérrez-Marco, J. C. y Robardet, M. En prensa. Conodontos ordovícicos del noroeste de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España.*

Schulz, G. 1835. *Descripción geognóstica del Reino de Galicia, acompañada de un mapa petrográfico de este país.* Madrid, impr. de los Herederos de Collado, 52 pág.

Walter, R. 1968. Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotektonische Forschungen*, **27**: 3-70

El Paleozoico Superior de Galicia: Sintesis paleontológica

M. Truyols-Massoni

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo

La mitad occidental de Galicia está constituida por materiales pertenecientes a las Zonas Centro-ibérica, la más interna del orógeno hercínico peninsular, y de Galicia-Tras-os-Montes, unidad alóctona superpuesta a la anterior que incluye un conjunto de metasedimentos por debajo de los complejos de rocas máficas. En ambas zonas, los terrenos sedimentarios ocupan una superficie relativamente pequeña, se encuentran fuertemente deformados y, además, con frecuencia han sufrido un intenso metamorfismo que ha hecho desaparecer casi cualquier vestigio biológico que pudieran contener. Solo la parte oriental de Galicia, perteneciente a la Zona Asturoccidental-leonesa, muestra un mayor desarrollo de materiales sedimentarios que, además, han sufrido con menor intensidad la deformación hercínica. Es en esta zona donde existen un buen número de yacimientos paleontológicos, contenidos en su mayor parte en materiales del Paleozoico Inferior. Por lo que respecta al Paleozoico Superior, la información es muy pobre. Algunos breves listados de fauna en esta misma zona permiten confirmar la presencia de términos devónicos. Incluso es posible que la revisión de ciertas faunas atribuidas originalmente al Silúrico Superior permitan su reasignación al Devónico Inferior, pero por el momento se conoce poco más. El único dato documentado paleontológicamente como Devónico fuera de la Zona Asturoccidental-leonesa, procede de la Zona de Galicia-Tras-os-Montes. Aún más puntuales son los afloramientos con flora carbonífera reconocidos en Galicia. Solo tres localidades, tambien situadas en la Zona Asturoccidental-leonesa, permiten evidenciar su presencia. No existe ningún dato que haga sospechar de la existencia de niveles pérmicos en la región.

La cita paleontológica más antigua procede de Hernández-Sampelayo, quien ya en 1915 suministró una lista de fauna que, originalmente, asignaba al "Siluriano Superior"; no obstante, la presencia de dacrioconáridos en la misma permite afirmar que se trata de niveles ya pertenecientes al Devónico. Es destacable además que se trataría con toda seguridad de la cita mas antigua sobre la presencia de este grupo fósil en Galicia y la primera mención de tramos con fauna planctónica del Devónico en la región.

No es sino a partir de los años 60 cuando comienzan a aparecer algunos breves listados de fauna, en su mayor parte en trabajos de índole cartográfica de diferentes regiones gallegas. Se trata, por tanto, de localidades aisladas, yacimientos puntuales que nunca se situan en el contexto de una sucesión contínua. Casi todos ellos se localizan en el Sinclinal del Caurel-Peñalba y áreas próximas, y corresponden al Devónico Inferior.

Por lo que respecta al Carbonífero, algunos pocos afloramientos postorogénicos completan la información sobre el Paleozoico Superior. Solo de una localidad se han suministrado listados de flora; en general, unicamente se ha mencionado su presencia

discutiendo con mayor o menor acierto la situación temporal del yacimiento. Como ya se ha indicado, ningún dato paleontológico permite suponer que existan materiales pérmicos en Galicia.

Agradecimientos

Contribución al Proyecto PB94/1324 de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica

Fósiles mesozoicos de Galicia

A. Goy Goy

Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España.

Cuando se consultan las Hojas y Memorias del Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000, Segunda Serie, MAGNA), correspondientes a la Comunidad Autónoma de Galicia, puede verse que en ellos no existen ningún tipo de materiales cartografiados que hayan podido ser atribuidos con fiabilidad al Mesozoico. Debemos de suponer por tanto que los materiales del Mesozoico, si llegaron a sedimentarse en la actual zona peninsular, están prácticamente desmantelados.

No obstante, desde hace años, había algunos datos que hacían suponer la existencia de materiales mesozoicos en o cerca de la plataforma continental. Hernández-Pacheco (1963) hace referencia a una "probable orla mesozoica-terciaria submarina en el noroeste de la península Hispánica". Cita la recogida de muestras de los fondos frente a las costas gallegas de las Rías Bajas con ocasión de las campañas del "Xauen" de 1949-1950, que permiten a Colom (1952) la determinación de algunas especies de foraminíferos del Eoceno; entre otras, de nummulítidos recogidos a 215 m de profundidad, a 22 millas de la desembocadura del Miño. Este autor supone que la formación eocena que contiene estos microfósiles, "muy bien pudiera descansar sobre un complejo secundario que en este caso sería la prolongación hacia el norte y el oeste de la Orla Mesozoica Atlántica Portuguesa."

Luego, existen comunicaciones verbales, en sesiones de la Real Sociedad Española de Historia Natural celebradas a mitad de la década de los 60, del hallazgo en la costa gallega de macrofósiles del Cretácico entre los sedimentos de las Rías Bajas. Desgraciadamente, el estudio de estos fósiles no ha quedado recogido en ninguna publicación.

Es a partir de las primeras campañas sísmicas, realizadas fundamentalmente a comienzos de la década de los 70, cuando se tienen evidencias de cuál es la extensión y cuáles son las principales características del Mesozoico en la plataforma continental gallega (Lamboy y Dupeuble, 1971, 1975; Montadert *et al.*, 1974). Los primeros autores citados estiman que los niveles post-hercínicos más antiguos corresponden al Cretácico Inferior y son conocidos en la costa, frente a Ribadeo, niveles con foraminíferos aglutinados (*Chofatella*) y algas dasicladáceas que corresponden al Barremiense y Aptiense inferior. También se refieren a la presencia de orbitolínidos y de otros aglutinados atribuidos al Albiense y al Cenomaniense inferior. En materiales del Cretácico Superior citan microfósiles planctónicos (Globotruncánidos; *Calcisphaerula*, *Pithonella*) sobre todo del Senoniense inferior y medio; así como foraminíferos bentónicos del género *Lepidorbitoides*. Por su parte Montadert *et al.* (*o.c.*)

hacen referencia a la caracterización del Jurásico Superior en materiales dragados en el horst ligado al "Seamount de Vigo", por la presencia del alga *Clypeina jurassica*. También se refieren a la presencia de orbitolínidos reelaborados en el Cretácico Superior, lo que indicaría la probable existencia de Cretácico Inferior en áreas próximas.

Posteriormente, algunos de los trabajos sobre el sondeo "Leg 47B, Site 398", situado al sur del "Seamount de Vigo", a unos 200 km de la costa oeste de Iberia, que aparecen incluidos en los *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, proporcionan datos de gran interés y en ellos, se figuran macrofósiles de ammonoideos correspondientes a varios pisos del Cretácico Inferior (Renz, 1979). Asimismo, se figuran foraminíferos planctónicos y bentónicos de buena parte del Cretácico (Sigal, 1979). Este último trabajo incluye también un apéndice, de Grekoff y Babinot, sobre los ostrácodos del Cretácico Inferior. Otros trabajos sobre microfósiles procedentes de este sondeo hacen referencia a la bioestratigrafía con nannoplancton calcáreo (Blechschmidt, 1979) y a los palinomorfos (Habib, 1979).

Después de la realización del sondeo mencionado anteriormente, cuyos principales resultados han sido publicados por el Grupo Galicia (1979), miembros de la Universidad Pierre y Marie Curie, han obtenido nuevos datos en la misma región, durante la campaña "Hespérides 76" del N/O "Jean Charcol" (Dupeuble *et al.*, 1977; Mauffret *et al.*, 1978). En particular, los que nos interesan, se refieren a materiales anteriores al Cretácico que el "Leg 47B, Site 398" no había perforado. Obtienen algas, algunos fósiles de organismos neríticos y calpionélidos que les permiten caracterizar el Jurásico Superior.

En 1984, actuando como operador ENIEPSA, se realiza un sondeo frente a la costa de la provincia de Pontevedra (Pontevedra Marino B-1) que se inicia a 233 m de profundidad y alcanza el basamento a 2.950 m. En este sondeo el hecho más relevante es que se atraviesan 405 m de materiales calizos que son atribuidos al Jurásico Superior, y 1.597 m de materiales terrígenos, fundamentalmente arcillas y areniscas, con un pequeño episodio carbonático en la parte superior, que son atribuidos al Cretácico Inferior, entre el Berriasiense y el Aptiense inferior. Por el momento, no se ha podido acceder a los fósiles utilizados para su datación pero sin duda su estudio sería de gran interés para el mejor conocimiento de los fósiles mesozoicos de Galicia.

En los últimos años los resultados de los sondeos 638, 639 y 641 del *Ocean Drilling Project*, situados al sur del Banco de Galicia (Boillot y Malod, 1988), así como los efectuados en la cuenca interior de Galicia, Lula-1 (Pecten), Cavala-4 (Texaco) y 5A-1 (Shell), han proporcionado datos de notable interés en relación con la caracterización de los materiales del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior y de sus fósiles más representativos (Comas *et al.*, 1988; Murillas *et al.*, 1990).

En lo que se refiere a la Galicia peninsular, hasta el momento no conocemos que haya evidencias, de la existencia de materiales mesozoicos por debajo de los depósitos paleógenos, de carácter terrígeno que existen al este de Galicia, y no parece probable que las transgresiones marinas intracretácicas hubieran alcanzado el noroeste peninsular.

Bibliografía

Blechschmidt, G. 1979. Biostratigraphy of calcareous nannofossils: Leg 47B. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **47** (2): 327-360.

Boillot, G. y Malod, J. 1988. The North and North-West Spanish Continental Margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **1**: 295-316.

Colom, G. 1952. foraminíferos de las costas de Galicia (campañas del "Xauen" en 1949 y 1950). *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, **15**.

Comas, M., Jansa, L. F. y Sarti, M. 1988. The Late Jurassic carbonate platform of the Atlantic Western Iberian Margin. *Congreso Geológico de Granada, II, Libro de Simposios:* pp. 333-342.

Groupe Galice. 1979. The continental margin of Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredged stratigraphy and structural evolution. *In*: J. C. Sibuet, W. B. F. Ryan *et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* **47** (2): 633-662.

Habib, D. 1979. Sedimentology of palinomorphs and palynodebris in Cretaceous carbonaceous facies south of Vigo Seamount. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* **47** (2): 451-467.

Hernández-Pacheco, F. 1963. Probable orla mesozoica-terciaria submarina en el NW de la Península Hispánica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural,* **61** (G): 231-238.

Lamboy, M. y Dupeuble, P. A. 1971. Constitution géologique du plateau continental espagnol entre la Corogne et Vigo. *Compte Rendu Academie Science Paris, D,* **276**; 1006-1009.

Lamboy, M. y Dupeuble, P. A. 1975. Carte géologique du plateau continental nord-ouest espagnol entre les canyons d'Aviles et la frontière portugaise. *Bulletin Societé Géologique France,* **(7),** 17/4: 442-461.

Maufret, A, Boillot, G., Auxiètre, J. L. y Dunand, J. P. 1978. Evolution structurale de la marge continentale du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Bulletin Societé Géologique France,* **20**: 375-388.

Montadert, L., Winnock, E., Delteil, J. R. y Grau, G. 1974. Portugal and Bay of Biscay. *In*: C. A. Burk and C. L. Drake (Editores), *The Geology of Continental Margins.* Springer, New York, pp. 323-342.

Murillas, J., Mougenot, D., Boillot, G. Comas, M. C., Banda, E. y Mauffret, A. 1990. Structure and evolution of the Galicia inferior basin (Atlantic western iberian continental margin). *Tectonophysics,* **184**: 297-319.

Sigal, J. 1979. Chronostratigraphy and Ecostratigraphy of Cretaceous formations recovered on DSDP LEG 47B, SITE 398. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* **47** (2): 287-325

Renz, O., 1979. Lower Cretaceous ammonoidea from the northern Atlantic. Leg 47B, Hole 398D, DSDP. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* **47** (2): 361-369.

Síntesis paleobotánica de las cuencas terciarias de Galicia

E. Barrón[1] & L. Santos Fidalgo[2]

[1] Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810 - Aveiro, Portugal

[2] Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. 15071 A Coruña, España

El conocimiento del contenido paleobotánico de los sedimentos de las cuencas terciarias gallegas se encuentra aún en sus primeras etapas, habiéndose realizado estudios puntuales, casi todos de índole palinológica, en 7 de las 15 cuencas citadas por López Martínez *et al.* (1993).

La cuenca en donde se han llevado a cabo más trabajos es la de As Pontes, posiblemente debido a que en ella se situa una mina de lignitos a cielo abierto, actualmente en explotación. La cuenca de As Pontes tiene un origen tectónico y se encuentra ubicada sobre un zócalo de esquistos cristalinos que fueron objeto de una notable subsidencia de gran duración (Nonn y Medus, 1963). Se encuentra ubicada a 50 km al E de la Coruña y a 30 km de la costa N de Galicia, a una altura sobre el nivel del mar de 360m; posee 6 km de longitud y 1-2 km de anchura (Medus, 1965b). Sobre el zócalo mencionado reposa un sedimento gris o verdoso compuesto por margas con un 80% de Atapulgita. Por encima de éste, hay una alternancia de lignitos y arcillas.que fueron objeto de un interesante estudio palinológico (Medus y Nonn, 1963; Nonn y Medus, 1963; Medus, 1965a, 1965b). En particular, este estudio es el primero de índole paleobotánica que se realizó en una cuenca terciaria gallega; siendo muy interesante desde un punto de vista paleoecológico, ya que en él se definen tres agrupaciones vegetales y se

expone un diagrama polínico en el que se puede observar cómo se produjo una variación de la vegetación a lo largo del tiempo (Medus, 1965a, 1965b).

En relación a las asociaciones registradas, Medus (1965b), desde un punto de vista ecológico, las subdivide en los siguientes grupos: i) plantas palustres, acuáticas y subacuáticas, en donde incluye Nymphaeaceae, Potamogetonaceae y al tipo polínico Typhaceae-Sparganiaceae; ii) plantas ribereñas, destacando Cyrillaceae, Taxodiaceae y *Nyssa*; y iii) plantas de los alrededores de la zona o de declives alejados de la laguna, entre las que señala a Sapotaceae, Pinaceae, *Symplocos*, *Engelhardia* y *Ficus*.

Estos grupos vegetales tuvieron una variación a lo largo del tiempo, en relación al clima que existió en la zona, así en la base de la sucesión estudiada por Medus (1965a, 1965b), se desarrolló una vegetación densa y cerrada,de tipo subtropical húmedo en la que abundaban Pteridophyta, Simarubaceae y Cyrillaceaea. Posteriormente, seguramente a causa de una caida en el régimen de precipitaciones, hay una abertura de la vegetación apareciendo *Engelhardia* y el tipo polínico Sparganiaceae-Typhaceae. Esta fase termina con un aumento de los granos bisacados correspondientes a las Pinaceae. En una tercera fase, se repiten las condiciones subtropicales, y se desarrollan bosques y pantanos. Finalmente, a techo de la columna hay una cambio de vegetación que consiste en la expansión de Betulaceae y *Carya*, y un aumento de Ericaceae y *Engelhardia*, lo que se puede interpretar como un cambio en las condiciones climáticas que pasarían de ser subtropicales a ser templadas y otra vez, períodos de apertura de la vegetación.

Curiosamente este cambio en las condiciones climáticas es paralelo a la variación de las proporciones de caolinita/illita que presentan los sedimentos, ya que los mayores niveles de caolinita se depositaron en los períodos de intensa actividad química del lago, que corresponderían con los de vegetación más boscosa y cerrada, siendo las illitas arcillas detríticas que provienen de erosiones mecánicas que se producirían en momentos de vegetación abierta.

Medus (1965a, 1965b), relaciona estas asociaciones palinológicas con la flora del Mioceno Superior de Coiron (Francia) descrita por Depape et Grangeon (1958), por lo que la califica de neógena. Estudios polínicos más recientes llevados a cabo por Menéndez Amor (1975) y Baltuille *et al.*(1990, 1992), corrigen esta datación, asignando la cuenca de As Pontes al Oligoceno superior-Mioceno Inferior. Por su parte, López Martínez *et al.* (1993), a partir de restos de roedores, confirman para las arcillas de los niveles inferiores de As Pontes una edad que correspondería al principio del Oligoceno superior (MP 25-26). Los lignitos, también de los niveles inferiores de esta mina, proporcionaron un antracotérido que probablemente también pertenece al Oligoceno.

Desde el punto de vista de los restos vegetales macroscópicos existe un trabajo preliminar sobre algunos frutos fósiles obtenidos en los lignitos de As Pontes (Menéndez Amor, 1975), los cuales arrojan una edad pleistocena que no está en concordancia con el conjunto de los datos paleontológicos, y otro de restos foliares (López Martínez *et al.*, 1993).

Los restos foliares colectados, que se conservan en forma de compresiones con cutícula, proceden de una capa de los niveles superiores de la mina, y han sido atribuidos a las familias Pinaceae, Salicaceae, Fagaceae, Myricaceae, Lauraceae, Anacardiaceae y Simarubaceae. Además, se han hallado restos de pinnulas de Filicales (López Matínez *et al.*, 1993). Las especies determinadas tuvieron una amplia distribución durante todo el Paleógeno y el Neógeno, aunque la fitoasociación parece indicar una edad oligocena o miocena inferior ya que es comparable con otras floras de estas épocas de España, Francia, Checoslovaquia y Hungría (López Martínez *et al.*, *op. cit.*).

Medus (1965a, 1965b) realizó un estudio palinológico a menor escala en las cuencas de Laracha, Meirama, Cantarallana, Budiño, Tuy y Boimorto correlacionándolas a partir del contenido palinológico de sus sedimentos con la de As Pontes. Así, Budiño, Tuy y, con duda, Boimorto se correlacionarían con los niveles inferiores del diagrama polínico de As Pontes; Meirama y Laracha, con los medios, y Catarallana, con los superiores. Recientemente, Baltuille *et al.* (1990, 1992) tras comparar las asociaciones palinológicas de las cuencas de Meirama, Boimorto y Orros con las que describió Benda (1971) en Turquía, las datan como correspondientes al Oligoceno superior-Mioceno Inferior). Sín embargo, esta datación debe ser considerada como tentativa, ya que necesita el apoyo de otros grupos fósiles.

De la misma forma que con las cuencas anteriormente citadas Baltuille *et al.* (1992) y Alcalá *et al.*(1996), compararon un conjunto de muestras procentes de la cuenca de Xinzo de Limia con las del Neógeno de Turquía, concluyendo que quizás podrían corresponder a un Mioceno Medio alto. Los porcentajes más elevados de las asociaciones polínicas estudiadas en esta cuenca corresponden a *Pinus*, *Alnus*, Fagaceae y Poaceae, lo que tal vez es indicativo de que en esta zona existieron bosques de tipo templado.

Tras esta pequeña síntesis, se concluye que es necesario un estudio en profundidad de las cuencas terciarias gallegas desde un punto de vista paleobotánico, puesto que las plantas son mejores indicadoras de medios que los animales. Esto contribuiría de forma importante al conocimiento paleoecológico y paleoclimático de la región así como al del conjunto del Terciario de la Península Ibérica, del que se tienen pocos datos paleobotánicos, si comparamos con otros grupos fósiles.

Bibliografía

Alcalá, B.; Benda, L. & Ivanovic Calzaga, Y. 1996. Erste palynologische Untersuchungen zur Altersstellung des Neogen-Beckens von Xinzo de Limia (Prov. Orense, Spanien). *Newsletters in Stratigraphy*, **34**(1): 31-38

Baltuille, J. M. .; Becker-Platen, J. D.; Benda, L. & Ivanovic Calzaga, Y. 1990. A contribution to the division of the Neogene in Spain using palynological investigations. *Abstracts of the IX Congress of RCMNS, Barcelona*, 39-40

Baltuille, J. M.; Becker-Platen, J. D.; Benda, L. & Ivanovic-Calzaga, Y. 1992. A contribution to the subdivision of the Neogene in Spain using Palynology. *Newsletters in Stratigraphy*, **27**: 41-57

Benda, L. 1971. Grundzüge einer pollenanalytischen Gliederung des türkischen Jungtertiärs (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 4. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, **113**:1-45

Depape, G. & Grangeon, P. 1958. Les flores miocènes de la France. *Comptes Rendus du 83eme Congres des Societés Savantes, Aix-Marseille*, 153-170

López Martínez, N.; Fernández Marrón, M. T.; Peláez-Campomanes, P. & De la Peña Zarzuelo, A. 1993. Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **6**: 19-28

Medus, J. 1965a). *Contribution palynologique à la connaissance de la flore et de la végétation Néogène de l'ouest de l'Espagne. Étude des "sédiments récents" de la Galicie.* Thèse 3eme cycle, Université de Montpellier, 91 pp.

Medus, J. 1965b). L'evolution biostratigraphique d'une lagune néogène de Galicie (Espagne). *Pollen et Spores*, **VII**: 381-393

Medus, J. & Nonn, H. 1963. Premiers résultats d'analyses polliniques à Puentes de García Rodríguez (province de Galice, Espagne) et conclusions géomorphologiques qui en découlent. *Comptes Rendus de l' Académie des Sciences, Paris*, **256**: 1570-1572

Menéndez Amor, J. 1975. Análisis paleobotánico de algunas muestras de lignitos procedentes de Puentes de García Rodríguez (La Coruña). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **73**: 121-124

Nonn, H. & Medus, J. 1963. Primeros resultados geomorfológicos y palinológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **71**: 87-94

Síntesis de vertebrados fósiles de Galicia

A. Grandal d'Anglade, F. López González & J.R. Vidal Romaní

Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. 15071 A Coruña, España y Laboratorio Xeolóxico de Laxe. 15168 O Castro, Sada, A Coruña. España

Introducción

Los restos de vertebrados más antiguos que se conocen en Galicia se localizaron en la cuenca terciaria de As Pontes (A Coruña), pero el número de trabajos publicados es mínimo. Sin duda, el período más conocido en cuanto a la fauna fósil de vertebrados en Galicia es el Pleistoceno y aunque el número de datos paleontológicos ha aumentado considerablemente en los últimos diez años, sigue siendo claramente insuficiente para el estudio de los sedimentos cuaternarios. En este sentido, la ausencia de restos fósiles en los sedimentos cuaternarios no se explica por la inexistencia de vida en Galicia, sino la clara influencia que ejerce la naturaleza del sustrato en la conservación de los restos fósiles (Grandal d'Anglade *et al.*, en prensa). El predominio de rocas graníticas en la mayor parte de Galicia y el caracter ácido de los sedimentos que se derivan de ellas, además de la acción de procesos erosivos, son factores negativos para la conservación de los fósiles. Esto limita la aparición de restos paleontológicos a zonas de pH bajos, tales como cuevas (calizas), depósitos sedimentarios (terciarios) o en concheros de los castros.

Fauna del Terciario

En lo que se refiere a la fauna terciaria, hay sólo dos trabajos publicados, referidos a las cuencas terciarias gallegas. Una prospección paleontológica en nueve cuencas terciarias gallegas ha dado como resultado el hallazgo de restos de vertebrados en una de ellas, As Pontes (ver Fig. 1). Los hallazgos corresponden a peces, reptiles y macro y micromamíferos, aunque desigualmente representados en número. Los micromamíferos son los hallazgos más abundantes, y se ha llegado a identificar dos especies: cf. *Issiodoromys minor* Schlosser y un *Eomydae* indet. También se encontraron restos de un mamífero de gran talla, identificado como un *Anthracotheriidae* indet., probablemente de edad oligocénica (López-Martínez *et al.*, 1993). En cuanto a restos de otros vertebrados, se menciona el hallazgo de un diente faríngeo de un Cyprinidae indet. y restos variados de peces atribuíbles a Perciformes, y un fragmento de dentario de cocodrilo, también en As Pontes, que ha sido identificado como *Diplocynodon* sp. (Cabrera *et al.*, 1994) y al que se ha asignado una edad oligocena.

Fauna del Cuaternario

Las faunas cuaternarias que hasta el momento han sido estudiadas proceden casi en su totalidad de los sistemas cársticos gallegos y pertenecen a mamíferos. En los últimos años las investigaciones sistematizadas en cuevas han dado resultados satisfactorios. Las faunas corresponden a lagomorfos, roedores, carnívoros, proboscídeos, artiodáctilos y perisodáctilos. En la tabla 1 se presentan los resultados de manera esquemática, citándose las especies identificadas y su yacimiento de procedencia. Estos yacimientos se representan en la Fig. 1.

Biogeografía de macromamíferos cuaternarios en Galicia

Durante el Cuaternario en el hemisferio Norte los cambios climáticos más notables son los que corresponden a los períodos glaciares e interglaciares. Desde nuestro punto de vista, en

este trabajo, los cambios climáticos asociados a períodos glaciares han producido esencialmente dos efectos que influyeron sin duda en la fauna gallega pleistocena: cambios en el nivel del mar (que, según algunos autores, llegó a estar a 200 m por debajo de su nivel actual) y, asociados a ellos, el desarrollo de aparatos glaciares a lo largo de toda la Cadena Cantábrica. Según puede deducirse de los datos geológicos y geomorfológicos (Pérez González *et al.*, 1989), durante el máximo glaciar la Cadena Cantábrica constituyó una barrera casi contínua de glaciares que, si bien no debieron llegar a impedir la circulación de la fauna hacia el interior de la Península, en combinación con el descenso del nivel del mar propiciaron una mejor comunicación a lo largo de la actual Plataforma continental, ahora sumergida, donde, al haberse retirado el mar por el descenso glacioeustático, existía un camino amplio y sin obstáculos geográficos para el desplazamiento de la fauna. De hecho, esto ocurrió con la dispersión de la vegetación calcófila, de la que aún se pueden ver en Galicia pequeños "isleos" conservados en zonas donde el substrato granítico es exclusivo.

Si se acepta esta hipótesis, durante el último máximo glaciar, las especies que habitaban la vertiente N de la Cornisa Cantábrica, al verse empujadas por el avance de los hielos hacia cotas cada vez más bajas, debieron de encontrar en el Norte y Oeste de Galicia un amplio territorio que poblar, y a través del cual poder migrar hacia latitudes más bajas, como el Sur de Galicia o Portugal, o incluso en sentido contrario, hacia el Este (Asturias).

Durante las épocas glaciares, los sistemas cársticos situados a cotas más bajas son los que han conservado los más antiguos y extensos listados faunísticos, reflejo de la variedad de especies que poblaban la zona. A medida que se produce la deglaciación, las cuevas van siendo liberadas por los hielos, y son ocupadas por fauna que será progresivamente más moderna a medida que la altitud de la cavidad es mayor (Grandal d'Anglade *et al.*, en prensa).

Vemos por tanto que en los yacimientos de las zonas montañosas la composición faunística y la cronología de las mismas difiere sustancialmente de las faunas encontradas en los yacimientos de altitudes más bajas. A continuación estudiaremos con más detalle algunos de estos yacimientos, básicamente los mejor conocidos o de mayor interés.

Yacimientos a bajas altitudes

A altitudes bajas encontramos yacimientos con listados faunísticos extensos. Dos de los más conocidos son Praducelos y A Valiña.

Praducelos

Se trata de una cueva cuyo interior se halla prácticamente colmatado hasta la clave de la bóveda por sedimentos, sobre los que se apoyan discordantes algunos conos de derrubios procedentes del hundimiento de pequeñas dolinas, en los que han sido recogidos restos fósiles de diversas especies de macromamíferos: Gran Bóvido, *Bos taurus*, *Cervus elaphus*, *Sus scrofa*, *Equus caballus* y *Ursus arctos* (Alberdi, 1985; Golpe Posse y Vidal Romaní, 1985; Grandal d'Anglade & Vidal Romaní, 1991) y *Equus asinus* (Sánchez, com. pers.). No hay dataciones absolutas.

A Valiña

Conocido desde antiguo (Villaamil y Castro, 1870), se trata de otro yacimiento a baja altitud, si bien éste tiene un origen antrópico, alternando con una ocupación por carroñeros (Fernández, 1989; Fernández *et al.*, 1993). A pesar de que los restos están muy fragmentados, las especies identificadas son 14, si bien la mayor parte de los restos pertenecen a *Oryctolagus cuniculus*, con 98 de los 225 restos recuperados frente a otras especies con representación mínima: *Castor fiber, Canis lupus, Martes* sp. y *Dicerorhinus mercki,* con un sólo fragmento

óseo, y Gran Bóvido, *Equus caballus*, *Ursus* sp. y *Crocuta crocuta*, con varios fragmentos que representan a un sólo individuo en cada caso (Fernández, 1989). Las dataciones absolutas obtenidas se realizaron sobre fragmentos óseos sin identificar, y arrojan edades de 34.800, 31.730 y 31.600 años BP (Llana *et al.*, 1996). La composición faunística de este yacimiento dista mucho de asemejarse a otros yacimientos contemporáneos de la Cornisa Cantábrica: faltan especies representativas, como *Megaloceros* sp., y básicamente, la proporción de las especies reconocidas es notablemente diferente. El ejemplo más llamativo es el porcentaje de *Oryctolagus cuniculus*, un 43,5%, que frente a los porcentajes existentes en los escasísimos yacimientos cantábricos en que el esta especie está presente (0,2% en Lezetxiki, por ejemplo, en Altuna, 1972) es excepcionalmente alto, lo que podría ser debido a la existencia de unas condiciones paleoecológicas totalmente diferentes a las de la Cordillera Cantábrica, o a que estos restos puedan proceder de madrigueras excavadas posteriormente.

Yacimientos en áreas de montaña

En las áreas de montaña, las comunidades faunísticas se verían doblemente afectadas por estos fenómenos glaciares que, por un lado, influyeron en la disponibilidad y características de los recursos alimentarios, y por otro, provocaron la separación geográfica de las poblaciones y, por lo tanto, fenómenos de aislamiento genético y procesos de deriva genética. Estos cambios paleoecológicos se ven reflejados en la distribución geográfica de las especies (su biogeografía), y en su variabilidad morfométrica, tanto a nivel intrapoblacional como interpoblacional. Vamos a hablar a continuación de algunos de los yacimientos más estudiados en Galicia, desde este punto de vista biogeográfico.

Yacimientos de la Serra do Courel

Un área bien conocida es la Serra do Courel. La existencia de litologías calcáreas en Serra do Courel determina la existencia de cavidades cársticas con restos fósiles de macromamíferos cuaternarios. También en esta sierra se desarrollaron durante el Pleistoceno aparatos glaciares de diversas magnitudes (Vidal Romaní, 1996), que influyeron en los asentamientos de los macromamíferos anteriormente citados. El estudio realizado en varias cuevas de la sierra ha dado buenos resultados, si bien la correlación entre los yacimientos parece complicada a primera vista. La ausencia de dataciones absolutas en algunos casos y de contexto arqueológico o estratigráfico en otros dificulta la interpretación de la evolución de las comunidades faunísticas en Serra do Courel durante el Cuaternario.

Por ello es preciso analizar los distintos yacimientos no sólo desde un punto de vista puramente paleontológico, a través de las faunas encontradas en ellos, sino también desde una perspectiva geomorfológica y a la luz de su situación topográfica, y el mayor o menor grado de perturbación causada por el desarrollo del glaciarismo en esta sierra. Cada una de las cuevas estudiadas, a pesar de encontrarse geográficamente muy cercanas, ha sufrido de forma más o menos directa la influencia de los hielos glaciares o de las aguas producto de su fusión, aunque con diferente intensidad y resultado.

Así, la cueva de Liñares Sur, de escaso desarrollo y con una posición topográfica muy alta (1.182 m). Los hielos que cubrieron la zona no llegaron a alcanzar la entidad ni la movilidad suficientes para destruír o al menos movilizar los restos óseos de mayor tamaño. Esto viene apoyado por las dataciones absolutas (López, 1996) y el tipo de comunidad faunística, compuesta por *Ursus spelaeus*, *Cervus elaphus* de gran talla y *Cervus elaphus* de talla pequeña y mayor antigüedad.

Otro caso es el de la cueva A Ceza. Está situada a unos 900 m sobre el nivel del mar, al N de la Sierra y en una zona en la que no se han producido fenómenos de glaciarismo. El principal

elemento del yacimiento es *Ursus spelaeus* con una edad de 35.230±1.430 años BP y también está presente *Cervus elaphus* de talla menor que el gran ciervo de Liñares Sur. (Grandal d'Anglade *et al.*, en prensa). Otra cueva de la zona, Taro da Lastra, presenta *Ursus spelaeus* y *Cervus elaphus* de talla media. Por su posición topográfica podemos suponer que el yacimiento en ella existente no fue afectado apreciablemente por la acción de los hielos o de las aguas de fusión de los mismos.

El caso contrario es el yacimiento de Cova Arcoia. Esta cueva, a una altitud de 1.406 m, fue afectada directamente por los hielos que bajaban de Formigueiros (1.636 m). En la cueva sólo se han encontrado restos de mamíferos actuales o subactuales: *Ursus arctos*, *Bos taurus*, *Ovis aries*, *Sus scrofa*, este último mostrando profundas marcas de corte en los extremos de las diáfisis de los huesos largos (Grandal d'Anglade *et al.*, en prensa). Algo similar ocurre con la cueva de Tarelo, afectada por procesos glaciares durante el máximo, en donde sólo se conservan restos de *Ursus arctos*, de edad holocena (Grandal d'Anglade *et al.*, en prensa)

Cova Eirós

Una de las especies más conocida en Galicia, hasta el momento, por la abundancia de hallazgos realizados, es el Oso de las Cavernas (*Ursus spelaeus*). Un yacimiento estudiado con detalle es el de Cova Eirós (Triacastela, Lugo) (Grandal d'Anglade, 1993a, b; Grandal d'Anglade & Vidal Romaní, en prensa; Grandal *et al.* 1995). En esta población destaca, como en otros grandes yacimientos europeos, la alta mortalidad en los primeros estadíos del desarrollo: los neonatos y juveniles de un año suponen un 72,91% del total. Esta elevada tasa de mortalidad se achaca, principalmente, a la falta de reservas alimentarias.

Según las dataciones absolutas obtenidas (Grandal d'Anglade, 1993a; Grandal d'Anglade & Vidal Romaní, en prensa), la ocupación de la cueva se produjo durante el último máximo glaciar local (Vidal Romaní, 1996) con una temperatura media inferior a la actual.

Las áreas calcáreas dónde se localiza la mayor parte de las cuevas utilizables por los osos como refugio invernal, bastante escasas en Galicia, coinciden con zonas montañosas donde la actuación de los hielos glaciares fue más intensa y prolongada. Por tanto, el desarrollo de los glaciares cuaternarios en esos puntos debió de tener graves repercusiones en hábitats y refugios del Oso de las Cavernas. Probablemente forzó la migración de la población de osos hacia zonas de clima más suave (por ejemplo, desde la sierra de Courel hacia la zona de Triacastela). Ocasionó igualmente un aislamiento entre las poblaciones gallegas y las que habitaban la zona asturiana y leonesa de la Cornisa Cantábrica.

Ambos fenómenos provocarían un doble empobrecimiento, genético y ecológico, de las poblaciones implicadas. El primero se produciría al cortarse el flujo genético entre los osos que habitaban Galicia y los que poblaban Asturias y León. El segundo estaría causado por el aumento en la concentración de individuos en las zonas más bajas, lo que llevaría a una sobreexplotación de los escasos recursos alimentarios, y quizá a la competencia por los refugios invernales.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado con cargo a los fondos de investigación proporcionados por los proyectos XUGA10307B93 (1994-96) y XUGA10308A97 (1997-1999).

Especie	Yacimiento
Lagomorpha	
Lepus europaeus	A Valiña
Oryctolagus cuniculus	A Valiña
	Pala da Vella
Rodentia	
Castor fiber	A Valiña
Carnivora	
Canis lupus	A Valiña
Vulpes vulpes	A Valiña
	Cantodorxo
Ursus arctos	Furada dos Cas
	Purruñal
	Savalleiro y Praducelos
	Tarelo
	A Valiña
Ursus spelaeus Ros.-Hein.	Valdeabraira
	A Valiña
	LiñareSur
	Cova da Venta
	Cova Eirós
	A Ceza
Martes sp.	A Valiña
	Pala da Vella
Meles meles	A Lanzada
Felis sylvestris	Pala da Vella
Crocuta crocuta	A Valiña
Proboscidea	
Elephas primigenius	Buxán

Especie	Yacimiento
Artiodactyla	
Sus scrofa	Praducelos
	A Valiña
	O Reeiro
	Savalleiro y Praducelos
Sus sp.	Pala da Vella
Cervus elaphus	Furada dos Cas
	Praducelos
	Valdeabraira
	A Valiña
	Cova da Venta
	Liñares Sur
	O Reeiro
	Pala da Vella
Rangifer tarandus	Furada dos Cas
Capreolus capreolus	A Valiña
	Pala da Vella
Bos taurus	Furada dos Cas
	Pala da Vella
Bos sp. o *Bison* sp.	Praducelos
Ovis aries	Savalleiro y Praducelos
	Pala da Vella
Capra hircus	Pala da Vella
Perissodactyla	
Equus sp.	Lagoa de Alcaián
Equus cf. *hydruntinus*	Os Baños
Equus caballus	Furada dos Cas
	A Valiña
	Pala da Vella
	Savalleiro y Praducelos
Equus caballus aff. *gallicus*	Praducelos
Dicerorhinus merckii	A Valiña

Tabla 1.- Especies de macromamíferos citadas hasta el momento en los yacimientos gallegos

Bibliografía

Alberdi, M. T. 1982. Nota sobre Equidae de Galicia. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **3**: 241-243

Alberdi, M. T. 1985. Macromamíferos (équidos, bóvidos) de la cueva de Praducelos (Suegos, Lugo). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **10**: 225-228

Altuna, J. 1972. Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa. *Munibe*, **24** (1/4): 1-465

Cabrera, L.; Jung, W.; Kirchner, M.; Sáez, A. & Schleich, H. H. 1994. Crocodilian and palaeobotanical findings from the Tertiary lignites of the As Pontes Basin (Galicia, NW-Spain). Courier Forsch. -Inst. Senckenberg, **173**:153-165

Fernández Rodríguez, C. 1989. *Identificación y análisis de la fauna del yacimiento paleolítico de la Cueva de A Valiña (Lugo).* Tesis de Licenciatura. Universidad de Santiago de Compostela. 132 pp.

Fernández Rodríguez, C.; P. Ramil Rego; A. Martínez Cortizas; J. M. Rey Salgado & P. Peña Villamide 1993. *La cueva de A Valiña (Castroverde, Lugo): Aproximación estratigráfica, paleobotánica y paleontológica al Paleolítico superior inicial de Galicia. In*: M. P. Fumanal y J. Bernabeu (Eds.) Estudios sobre Cuaternario. Medios sedimentarios, cambios ambientales, hábitat humano. Universitat de València. Valencia. pp. 159-166

Golpe Posse, M. J. & Vidal Romaní, J. R. 1985. Macromamíferos (suidos) de la cueva de Praducelos (Suegos, Lugo). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **10**: 229-230 pp

Grandal d'Anglade, A. 1991. Revisión de los fondos paleontológicos del Museo Provincial de Lugo: nuevos datos sobre fauna cuaternaria de Galicia. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **16**: 23-35

Grandal d'Anglade, A. 1993a). *Estudio paleontológico de los restos de* Ursus spelaeus *Rosenmüler-Heinroth 1794 (Mammalia, Carnivora, Ursidae) de Cova Eirós (Triacastela, Lugo, NW de la Península Ibérica).* Tesis Doctoral, Universidade da Coruña, A Coruña, 256 pp.

Grandal d'Anglade, A. 1993b). El oso de las cavernas en Galicia: el yacimiento de Cova Eirós. Lab. Xeol. de Laxe. Serie *Nova Terra*, **8**: 285 pp.

Grandal d'Anglade, A. & Vidal Romaní, J. R. 1991. Macromamíferos del Pleistoceno Superior de Galicia (NW de la Península Ibérica). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **16**: 7-22

Grandal d'Anglade, A. & Vidal Romaní, J. R. (en prensa) A population study on the Cave Bear (*Ursus spelaeus* Ros. -Hein.) from Cova Eirós (Triacastela, Galicia, Spain). *Geobios*, **30**(5):000-000.

Grandal d'Anglade, A.; López González, F. & Vidal Romaní, J. R. (en prensa) Condicionantes en la distribución de macromamíferos en Galicia (NW P. I.) durante el Cuaternario superior. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **22**:000-000.

Llana Rodríguez, C.; R. Villar Quintero & A. Martínez Cortizas 1996. Secuencia paleoambiental y cultural de la cueva de A Valiña (Castroverde, Lugo): una ocupación chatelperroniense en Galicia. *In:* A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth y A. Martínez Cortizas, Eds. *Dinámica y evolución de Medios Cuaternarios.* Xunta de Galicia. Pp. 97-112

López González, F. 1996. *Estudio geomorfológico y paleontológico del endocarst de Liñares S (Lugo). Tesis de Licenciatura.* Universidade da Coruña. 90 págs.

López-Martínez, N.; Fernández, M. T.; Peláez-Campomanes, P. & De La Peña, A. 1993. Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **6** (3-4): 19-28

Pérez-González, A.; Cabra, P.; Martin Serrano, A.; Capote, r.; De Vicente, G.; Rubio, J. M.; Gallardo, J.; Martin de Vidales, J. L.; Aguirre, E.; Santonja, M.; Vidal Romaní, J. R.; Hoyos, M.; Serrat, D.; Gutiérrez Elorza, M.; Peña Monne, J. L.; Molina, e.; De Pedraza, J.; Rodríguez Vidal, J.; Diaz del Olmo, F.; Goy, J. L.; Zazo, C.; Baena, J.; Del Olmo, P.; Meco, J.; Rey, J.; Medialdea, T.; Peralta, M.; Diaz, L. A. & Calderon, V. 1989. *Mapa del Cuaternario de España.* Servicio de Publicaciones I. T. G. E. 279 pp.

Vidal Romaní, J. R. 1996) Geomorfología de Galicia. *In:* Rodríguez Iglesias, F. (Ed.) *Galicia*, T. XVII. Río Barja, F. J. (Coord.). *Geografía General.* pp. : 37-63. Hércules de Ediciones, A Coruña.

Villaamil y Castro, J. 1870. Antigüedades prehistóricas de Galicia. *El Arte de España*, Madrid, VIII.

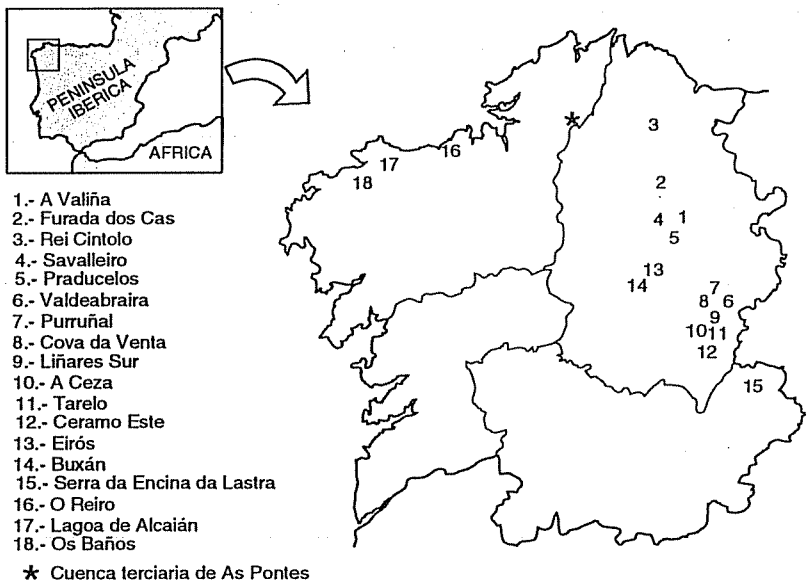


Fig. 1.- Mapa de situación de los yacimientos

Datos palinológicos del Cuaternario de Galicia

Mª P. Saa Otero

Departamento de Bioloxía Vexetal e Ciencias do Solo (U. de Vigo). Facultad de Ciencias de Orense. (32004 Orense)

Los estudios sobre dinámica de vegetación post-glaciar en el NW de la Península Ibérica, mediante el método de análisis polínico de sedimentos, son actualmente numerosos, no en vano existen varios grupos de investigación en este campo que realizan su trabajo en las tres universidades gallegas. Este tipo de estudios en Galicia tienen sus comienzos en 1945, año en que Bellot y Vieitez publican un trabajo sobre la Braña de Boedo en Guitiriz, incrementándose a partir de entonces con los trabajos de Mary *et al.* 1975; Menéndez Amor & Florschütz, 1961; Nonn, 1966; Delibrias *et al.*, 1964; Saa, 1985; Aira, 1986; Ramil, 1992; Santos, 1996; González Porto,1996; entre otros.

Este método universalmente reconocido como medio de obtención de datos acerca de la historia de la vegetación del Cuaternario está basado en una serie de principios, tales como el hecho de que el proceso evolutivo en los vegetales es lo suficientemente lento como para que los pólenes aparecidos en los sedimentos cuaternarios puedan ser comparados con los procedentes de material actual, previamente acetolizado, y de este modo ser identificados (Saenz, 1978).

Con respecto a Galicia todavía existen importantes problemas por clarificar, puesto que hay serias dificultades relativas a la obtención de datos referentes a las características paleobotánicas del Würm y Tardiglaciar, imputables, por una parte a las escasez de sedimentos existentes y a la situación de los mismos, siempre en zonas de abrigo, depósitos lacustres, etc., en los que es difícil, a partir de las condiciones locales de vegetación, inferir los grandes cambios acaecidos en la vegetación regional.

De otra parte, está la necesidad de tener dataciones absolutas y su correcta interpretación, que permitan colocar en una escala cronológica real las etapas de vegetación obtenidas a partir del análisis polínico de sedimentos.

Para el Holoceno se cuenta con un mayor número de datos, debido a la mayor cantidad de sedimentos datados y a que las condiciones climáticas favorecieron la aparición de procesos erosivos que originaron la aparición de depósitos. No obstante, cuando se pretende hacer una síntesis de los datos polínicos regionales, ésta debe ser acogida con un cierto grado de reserva, puesto que, a pesar de la diversidad biogeográfica del territorio, existe una gran homogeneidad geográfica en la procedencia de los resultados.

Como base de este estudio se toman los datos proporcionados por análisis polínicos realizados en turberas y depósitos regionales que cuentan con datación C^{14}. En cualquier caso, los datos de vegetación que se ofrecen se refieren a presencia/ausencia, dispersión, difusión, expansión, óptimo y regresión (Reille, 1990) de determinadas unidades taxonómicas.

Para este estudio se tienen en cuenta una serie de diagramas, en su mayoría relativos a turberas, de posición altitudinal distinta y en algún caso casi a nivel del mar. Con ello se muestra un amplio registro polínico que permite pensar que los datos analizados son una base

suficientemente sólida para efectuar una aproximación a la dinámica de desarrollo de la vegetación en Galicia desde el Tardiglaciar hasta la actualidad.

A pesar de los hiatus de sedimentación, existentes en diagramas particulares, se pueden interpretar las diferentes etapas de vegetación en ellos representadas, en conjunto, dentro del contexto cronológico definido por las dataciones C^{14} y estableciendo correlaciones en función de las zonas de polen definidas por los respectivos autores, configuradas en base a las oscilaciones que muestran los táxones arbóreos y no arbóreos de mayor transcendencia.

Para este área los táxones que se han revelado con un particular peso específico en el estudio de los cambios climáticos y de vegetación han sido: *Quercus*, *Corylus*, *Betula*, *Alnus*, *Pinus*, gramíneas y ericáceas. Otros táxones arbóreos propios de zonas montanas, presentes en los diagramas peninsulares realizados en regiones próximas, tales como *Fagus* y *Abies* no parece que hayan representado un papel importante en la vegatación local del Post-Glaciar y Holoceno regional.

Un dato a destacar en todos los diagramas regionales es la diversidad de plantas no arbóreas tanto en las etapas de actividad humana como en la primera parte del Holoceno y final del Tardiglaciar

En este contexto, se puede establecer que el desarrollo de Poaceae y Ericaceae, en particular en los diagramas del Holoceno, muestra un cierto paralelismo, que unido a la dificultad de identificar con precisión los géneros con significado ecológico distinto, por ejemplo *Vaccinium* y *Erica*, hacen difícil precisar el momento de implantación del brezal de degradación.

Para el norte de la Península Ibérica se admitía una primera aparición de *Quercus* anterior a la de *Corylus*, situando la del primero en torno a 9.800 BP. Hoy creo que se está en condiciones de poder proponer una fecha de aparición más temprana y prácticamente sincrónica para ambos taxones, anterior a 9.800 BP.

En lo que se refiere a la expansión de *Corylus* se puede asimismo pensar en un proceso más temprano (8.770 BP) y acorde con otras regiones de la Europa de influencia Atlántica.

También para *Alnus* es posible pensar en una fecha de aparición más temprana coetánea con la expansión de *Quercus* y *Corylus*.

La presencia espontánea de *Ulmus* en la región ha sido siempre objeto de controversia (Van Mourik, 1986), no obstante es constante la aparición puntual de este taxon, en los diagramas del área de estudio, desde 9.800 BP hasta el Subboreal.

La baja representación de *Pinus sylvestris* L. manifestada en los diagramas regionales de Tardiglaciar y Holoceno lleva a pensar en una temprana retracción del taxon, con respecto a los datos conocidos para otras localidades del norte peninsular. Es tónica general en los diagramas gallegos el incremento importante de *Pinus* ss. en niveles recientes, ligados a las tradicionales campañas de repoblación forestal

A la vista de los datos publicados no se puede decir que *Fagus* se haya establecido como componente habitual en la vegetación gallega. Su presencia puntual ha sido datada desde 3.680 BP en los Montes del Buio (Van Mourik, 1986), en una etapa de incremento arbóreo pero en ningún momento se ha manifestado en forma de curva contínua de mayor o menor importancia.

Registro paleontológico de las Calizas de Vegadeo en Galicia (España)

A. Perejón, E. Moreno-Eiris, D. Fernández-Remolar, S. Menéndez & D. García-Bellido

UEI-Departamento de Paleontología. Instituto de Geología Económica CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas. 28040 Madrid

En la Zona Asturoccidental Leonesa de la Cordillera Cantábrica las Calizas de Vegadeo yacen, por lo general, adosadas a las grandes estructuras tectónicas que controlan los materiales del Paleozoico Inferior. Características tectónicas que, junto a su historia geológica, condicionan tanto la disposición de los afloramientos como el grado de recristalización y diagénesis de los niveles carbonáticos.

Estas condiciones sobreimpuestas hacen que las Calizas de Vegadeo, que probablemente se depositaron en un medio marino de plataforma somera, conserven pocas de las improntas del medio en que se formaron y por lo tanto dificulten, cuando no impiden, el estudio de los restos paleontológicos que contienen.

A pesar de ello el estudio estratigráfico y sedimentológico detallado de las localidades con afloramientos mas potentes y menos recristalizados ha permitido detectar el desarrollo de estructuras formadas por calcimicrobios de las que también forman parte arqueociatos y restos problemáticos. En otras ocasiones también la prospección de minerales asociados a las Calizas de Vegadeo ha facilitado el hallazgo de arqueociatos en niveles de explotaciones mineras en activo.

Las nuevas hipótesis en la interpretación de los arqueociatos, que proponen su inclusión en Porifera, así como las nuevas propuestas sistemáticas que han revolucionado la asignación de muchos de los taxones descritos, hacen necesaria la puesta al día de los ejemplares de arqueociatos de las Calizas de Vegadeo y la actualización de las localidades en las que se han encontrado.

Las localidades con arqueociatos en Galicia eran escasas, pero en los últimos años se han ampliado sobre todo en la Sierra de El Caurel, aunque el número de taxones identificados y descritos continue siendo bajo. En algunas ocasiones los arqueociatos se encuentran asociados con trilobites, por lo que en estos casos se ha podido precisar aún mas la edad de los arqueociatos.

La asociación de arqueociatos más antigua de Galicia ha sido descrita en La Hermida (Lugo) y está formada por los géneros *Nochoroicyathus, Rasetticyathus, Erismacoscinus* y *Protopharetra/Alconeracyathus* que abarcan las Zonas IV y V de Arqueociatos de Perejón (1986) y Moreno-Eiris, Perejón, *et al.* (1995) y se encuentran junto con los Niveles 1 y 2 de trilobites de la Concha de Artedo (Lotze & Sdzuy, 1961) caracterizados, el Nivel 1 por *Pararedlichia ovetensis* y *Bigotinops* y el Nivel 2 por *Anadoxides* sp. y "*Wutingaspis*" sp. de edad Ovetiense Superior bajo, probablemente equivalente al Atdabaniense 4 de la escala rusa.

La segunda asociación de arqueociatos aparece en el Puerto de Piedrafita, Sufreiral, Rubiales, Visuña, Piedrafita do Caurel y Castillo Carbedo (Lugo) y en Cabeza de Campo (León), formada por los géneros *Afiacyathus, Erismacoscinus, Dictyocyathus?, Protopharetra* y *Anthomorpha*. Esta asociación abarcaría las Zonas VI y VII de Arqueociatos de Perejón

(1986) y Moreno-Eiris, Perejón, *et al.* (1995), del Ovetiense Superior alto, equivalente al Botomiense 1 de la escala rusa.

Agradecimientos

Contribución a los proyectos PB93-0591 "Kambrische Abfolgen Spaniens und Sardiniens", PICG nº 366 y 351

Bibliografía

Bornemann, J. G. 1886. Die Versteinerungen des Cambrischen Schichsystems der Insel Sardinien (1ª parte). *Nova Acta der Kaiserl Leopold Carolingio Deutschen Akademie der Naturforschenden*, **51**:1-147, Tafel 5-53. Halle.

Debrenne, F. & Lotze, F. 1963. Die Archaeocyatha des spanischen Kambriums. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematische- Naturwissenschaftilichen Klasse.*, **1963**(2):107-144, 2 figs. 5 pls. Mainz.

Debrenne, F. & Zamarreño, I. 1975. Sur la faune d'Archaeocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonatées dans le NW de l'Espagne. *Breviora Geologica Asturica*, **19**(2): 17-27, 1 fig. 2 pls. Oviedo.

Dozy, J. J. 1983. The geology of the region to the Southeast of Lugo (NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **52**(3):513-524, 6 figs. 1 tab. Leiden.

Dozy, J. J. 1983. La geología del sureste de la provincia de Lugo (Nordeste de España). *Boletín Geológico y Minero*, **94**(5):383-414, 18 figs. 3 mapas. Madrid

Jaritz, W. & Walter, R. 1970. Faziesuntersuchungen im Altapaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo). *Geologisches Jahrbuch*, **88**:509-552, 3 abb. 11 taf. 6 kt. Hannover.

Lotze, F. & Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse*, **6,7,8**:285-694, 47 figs. 47 Taff. Mainz.

Matte, Ph. 1968. La structure de la virgation hercynienne de Galicie (Espagne). *Géologie Alpine*, **44**:157-280, 128 figs. Grenoble.

Moreno-Eiris, E., Perejón, A., Rodríguez, S. & Falces, S. 1995. *Paleozoic Cnidaria and Porifera from Sierra Morena. Field Trip D.* A. Perejón Ed. VII International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. 68 págs. Madrid.

Perejón, A. 1986. Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **9**1984): 212-266, 8 cuads. Madrid.

Pérez-Estaún A., Bastida, F., Martínez Catalán, J. R., Gutiérrez Marco, J. C. Marcos, A. & Pulgar, J. R. 1991. Stratigraphy. *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. Dallmeyer & E. Martínez García Eds. Págs. 91-102, 4 figs. Berlin.

Pérez-Estaún, A., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R., Bastida, F. & Pulgar, J. A. 1992. Estratigrafía sde la Zona Asturoccidental-Leonesa. *In:* Paleozoico Inferior de Ibero-América. J. C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano Eds. Págs. 453-461, 5 figs. Madrid.

Russo, A. & Bechstädt, T. 1994. Evolución sedimentológica y paleogeográfica de la formación Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio) en la zona entre Visuña y Piedrafita do Caurel (Lugo, NO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **7**(3-4):299-310, 12 figs. Madrid.

Walter, R. 1962. *Stratigraphie und tektonik in der nordöstichen provinz Lugo (Nordwest-Spanien.* Dissertation Mathemathische Naturwissenschaftilichen Fakultat. Universitat Münster, 144 pp. Münster.

Water, R. 1963. Beitrag zur stratigraphie der Kambriums in Galicien (Nord-west-Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Palätontologie Abhandlungen*, **117**:360-371. Stuttgart.

Walter, R. 1966. Resultados de las investigaciones geológicas en el Noroesta de la provincia de Lugo (NO de España). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 89:7-16, 3 figs. Madrid.

Walter, R. 1968. Die Geologie in der nordostlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotektonische Forschungen*, **27**:3-70, 8 abb. 5 tafs. Stuttgart

Zamarreño, I. & Perejón, A. 1976. El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España): tipos de facies y faunas de Arqueociatos. *Breviora Geologica Asturica*, **20**(2):17-32, 3 figs. 2 láms.

Datacion palinológica de la Unidad de Curbeiro (Pontevedra, España) y su importancia en la geología de Galicia

E. Martínez García[1] & M.A. Fombella[2]

[1] Departamento de Geología, Universidad de Oviedo

[2] Departamento de Biología Vegetal, Universidad de León

Dentro del denominado Complejo de El Rosal-La Lanzada (Abril Hurtado y Iglesias, 1985) en la provincia de Pontevedra se han distinguido, al norte de la localidad de Sanxenxo, dos unidades diferentes en base a su constitución litológica. Estas unidades, denominadas de Portonovo la inferior y de Curbeiro la superior (Martínez García y Piñán, 1997; Martínez García y Suárez, *in litt.*) han sido consideradas como tectónicamente superpuestas en base a sus características netamente diferentes y a correlaciones litológicas con las zonas Astur Occidental Leonesa y Galaico Castellana.

La unidad inferior o de Portonovo, comienza con una sucesión de esquistos con intercalaciones cuarcíticas con abundantes niveles delgados de rocas calcosilicatadas (Formación Sanxenxo), a la que se superponen esquistos menos cuarcíticos con niveles calcosilicatados ocasionales, y con andalucita en la parte superior (Formación Caneliñas). Ambas formaciones son consideradas como equivalentes a la Serie de los Cabos y Formación Puebla de la ZAOL y ZGC. Sigue un nivel de cuarcitas blancas decamétrico (Formación Paxariñas) correlacionable con la cuarcita armoricana que soporta una sucesión esquistosa con abundante andalucita comparable con las pizarras de Luarca. Por encima aparece una sucesión de esquistos con andalucita y abundantes intercalaciones de liditas negras, a veces de más de 1 m de espesor, rocas calcosilicatadas de orden métrico y, en la parte superior, cuarcitas blancas con fuchsita, liditas negras con variscita y delgados niveles ricos en granates cálcicos, además de un nivel métrico de ortogneises, en general bastante alterados y con megacristales de feldespato (Formación Bascuas), características todas ellas de las formaciones del Silúrico superior y Devónico inferior de la ZAOL y ZGC.

La unidad superior o de Curbeiro está constituida por dos formaciones, la inferior de anfibolitas bandeadas (Formación Pragueira) y la superior de esquistos biotíticos y esquistos albíticos con liditas decimétricas y delgados niveles de cotículas (Formación Pociñas), características de sedimentos de fondos oceánicos y que han sido consideradas como constitutivas de una unidad alóctona que comenzaría por anfibolitas representativas de la capa 2 de la corteza oceánica, seguidas por sedimentos de la capa 1 (Martínez García y Suárez, *in litt.*), reposando tectónicamente sobre una sucesión de plataforma o mar somero (Unidad de Portonovo).

La edad de la Unidad de Curbeiro es algo dudosa desde el punto de vista litológico, puesto que presenta frecuentes intercalaciones de liditas, que en zonas más orientales suelen ser características del Silúrico, mostrando también abundantes niveles de coticulas, hasta ahora no descritas en el NW del Macizo Ibérico. Por ello se tomó la determinación de analizar muestras de las liditas y esquistos asociados de la Formación Pociñas desde el punto de vista micropaleontológico.

Las determinaciones fueron realizadas en el Departamento de Biología Vegetal de la Universidad de León. Se trataron cinco muestras de la Formación Pociñas, tres de ellas en la

parte inferior y dos en la más alta, que proporcionaron una asociación de microplancton formada por acritarcos y quitinozoos. El mal estado de conservación de los palinomorfos, característico de este tipo de sedimentos, se debe al alto grado de metamorfismo a que estuvieron sometidos, por lo que es normal que se encuentren muy fragmentados, deformados y corroidos, lo cual hace difícil su identificación.

Dentro del grupo de acritarcos se han identificado los géneros *Goniosphaeridium, Veryhachium, Multiplicisphaeridium, Frankea, Letofusa y Estiastra*. En cuanto a los quitinozoos ha sido posible reconocer los géneros *Conochitina, Cyatochitina, Linochitina y Ancyrochitina*. La edad de esta asociación se puede atribuir al Ordovícico Medio-Superior, si bien la presencia de *Ancyrochitina* en la parte alta de la sucesión (Playa de Pociñas), ya sería un indicador del Silúrico.

La existencia de sedimentos de carácter oceánico (presencia de cotículas) y edad ordovícica por encima de las anfibolitas basales de la Unidad de Curbeiro, apoya la aloctonía de dicha unidad sobre la Unidad de Portonovo, así como la comparación de la misma con la "Serie de Cean-Razo" descrita por Ortega y Gil Ibarguchi (1983) al este de la Unidad de Malpica-Tuy en la provincia de La Coruña, en la que los esquistos situados sobre las anfibolitas fueron datados asimismo como ordovícicos (Fombella, 1984).

Bibliografia

Abril Hurtado, J. e Iglesias, M. 1985. Mapa Geológico de España a escala 1:200. 000, Hoja 16/26 (Pontevedra-La Guardia). *Instituto Geológico y Minero de España*, 160 p.

Fombella Blanco, M. A. 1984. Age palynologique du Blastomilonitic grabben, Zone occidentale de la Galice. *Revue de Micropaléontologie*, 27, 2:113-117.

Ortega, E. y Gil Ibarguchi, J. I. 1983. La Unidad de Malpica-Tuy ("Complejo Antiguo"-"Fosa Blastomilonítica"). *Libro. Jub. J. M. Ríos, Geología de España*, 1: 428-438.

Martínez García, E. y Piñán, A. 1997. Estructura y edad de la Unidad de Portonovo (Galicia, NW de España). XIII Reunion do Oeste Peninsular, Vila Real, 1997, *Abstracts*

Martínez García, E. y Suárez, O. (*in litt.*) Presencia de cutículas en la Unidad de Curbeiro (Pontevedra). *Geogaceta*

Caracterización estratigráfica del Ordovícico Superior en el Manto de Mondoñedo (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España): primeras dataciones paleontológicas y correlación

J.C. Gutiérrez-Marco[1], C. Aramburu[2], M. Arbizu[2], I. Méndez-Bedia[2], I. Rábano[3], J. Truyols[2] & E. Villas[4]

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

[2] Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

[3] Museo Geominero (ITGE), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid

[4] Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

En el ámbito del noroeste de la Península Ibérica, la existencia de materiales del Ordovícico Superior dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa *s. str.* ha sido demostrada únicamente en los Dominios del Navia-Alto Sil y Caurel-Peñalba (Marcos, 1973; Pérez Estaún, 1978). En el primero de ellos, las Pizarras de Luarca del Ordovícico Medio dan paso a una potente sucesión con caracteres turbidíticos (Formación Agüeira), cuyo rango se extiende probablemente entre el Caradoc y el Ashgill terminal; por otra parte y en el sinclinorio del

Caurel-Peñalba, la Caliza de la Aquiana del Ashgill pre-Hirnantiense se apoya de modo disconforme, bien sobre unidades del Ordovícico Inferior (Grupo de Los Cabos), o bien directamente sobre las propias Pizarras de Luarca.

En el Dominio del Manto de Mondoñedo, Walter (1968) atribuye al rango Ordovícico Superior-Silúrico basal una sucesión compleja, descrita con el nombre de "Alternancia pelítico-arenosa", que aflora en los sinclinales de Villaodrid y Rececende entre las Pizarras de Luarca y las ampelitas con graptolitos silúricas. Dicha unidad comprendería un tramo inferior formado por 30 a 50 m de pizarras arcillosas o "bandeadas", areniscas y cuarcitas; y un tramo superior integrado por 6-8 m de cuarcitas y areniscas cuarcíticas, bastante continuas y sobre las cuales se apoyan las pizarras con graptolitos. Por tal circunstancia, las cuarcitas fueron asignadas probablemente al Silúrico basal. Los únicos restos fósiles encontrados por Walter (1968), en el conjunto de la unidad, consistieron en crinoides indeterminables presentes en un banco de areniscas calcáreas ferruginosas, intercalado hacia la parte media del tramo inferior antes descrito, en una localidad situada en el sinclinal de Villaodrid. Los estudios estratigráficos desarrollados desde entonces en el dominio del Manto de Mondoñedo, no añadieron nuevas precisiones a lo indicado por Walter (1968). Antes al contrario, la "Alternancia pelítico-arenosa" de este autor fue referida, en su conjunto, a la parte superior de las Pizarras de Luarca s.l. (Marcos, 1973); o bien la individualización cartográfica de su tramo superior cuarcítico dio lugar a que el mismo fuese relacionado tanto en continuidad con las Pizarras de Luarca (Hoja MAGNA nº 25, Vegadeo) como disconformes sobre ellas, en la base de la formación silúrica (Hojas MAGNA nº 24 -Mondoñedo- y 48 -Meira-; Martínez Catalán, 1985).

Retomando el trabajo de Walter (1968), sin duda el que aporta unas observaciones estratigráficas más precisas para el Ordovícico Medio-Silúrico en la parte norte del Manto de Mondoñedo, el autor alemán detalla el hallazgo de otras litologías dentro de las Pizarras de Luarca. Por una parte, da cuenta de la presencia de horizontes de hierro oolítico asociados a tramos de arenisca ferruginosa, que sustentaron en la región una minería metálica intensiva hasta la década de 1960. Además, Walter (1968, pág. 34) atribuye a la parte más alta de la formación un afloramiento, 3 Km al norte de Villaodrid, donde la unidad intercala niveles descalcificados delgados con briozoos y restos indeterminables de braquiópodos. Un horizonte similar fue descubierto por Pello García (1976) entre los muchos niveles fosilíferos del sinclinal de Rececende, concretamente junto a las casas más occidentales de Orrea (Lugo). El punto, por su singularidad paleontológica (con supuestos corales, briozoos y braquiópodos silúricos citados por Pello García, *op. cit.*: yacimiento nº 7) fue revisado por Gutiérrez Marco y Rábano (1984) y Gutiérrez Marco (1986), quienes concluyeron la probable presencia de horizontes con fósiles del Ordovícico Superior en el techo de las Pizarras de Luarca de este sector.

Por lo que respecta al límite Ordovícico-Silúrico, a partir de Marcos (1973) todos los autores admiten, para el Manto de Mondoñedo, la existencia de una laguna estratigráfica entre ambos Sistemas, si bien la amplitud de la misma varía en opinión de los diferentes autores: lo usual es atribuirle un rango Ordovícico Superior-Llandovery basal, pero algunos trabajos la extienden al Ordovícico Medio en áreas meridionales, acompañada de una leve discordancia.

Los únicos fósiles del Ordovícico Superior citados en la región fueron los braquiópodos mencionados por Hernández Sampelayo (1915, 1931) en las llamadas "*capas de Strophomenas*" del sinclinal de Rececende, atribuídas por este autor a la "parte alta del Siluriano Superior" (actual Silúrico), y entre cuyas identificaciones se advierte un neto predominio de taxones británicos representados a partir del Caradoc, como *Strophomena grandis* (Sowerby), *Macrocoelia expansa* (Sowerby), *Heterorthis alternata* (Sowerby), "*Orthis*" *sarmentosa* McCoy, *Dolerorthis rustica* (Sowerby), *Leptaena transversalis* Dalman, etc. Posteriormente, Lunar

(1977) reprodujo una lista tomada de un informe minero de la región de Orrea, donde se citan siete braquiópodos distintos en este mismo horizonte. Seis de ellos coinciden con una fauna muy particular del límite Llanvirn-Caradoc en el Norte de Gales (MacGregor, 1961), con certeza no representada en el yacimiento gallego, que probablemente aún sería más antiguo.

Para el presente estudio emprendimos nuevas investigaciones estratigráficas y paleontológicas en el sector septentrional de los sinclinales de Villaodrid y Rececende, que dieron como fruto el descubrimiento de una sucesión compleja del Ordovícico Superior, en continuidad sedimentaria con el Silúrico, y de algunas nuevas evidencias paleontológicas que fundamentan tales conclusiones.

La sucesión comprendida entre las Cuarcitas del Eo, del Arenig, y las pizarras negras silúricas, puede dividirse informalmente en tres unidades; la unidad inferior, conocida tradicionalmente como "Capas de Transición", está constituida por unos 50 m de cuarcitas y pizarras; por encima aflora una unidad equivalente a las Pizarras de Luarca, formada esencialmente por 70-180 m de pizarras oscuras. Sobre ella se dispone una alternancia de areniscas, limolitas y pizarras, con un espesor de unos 40-80 m, que culmina con otros 6-13 m de materiales eminentemente cuarcíticos. Dicho conjunto equivaldría a la "Alternancia pelítico-arenosa" de Walter (1968), incorporada a la Formación Luarca s.l. por Marcos (1973) y otros autores posteriores.

De acuerdo con trabajos previos, las Pizarras de Luarca (*s. str.*) suelen presentar hacia su parte media o inferior intercalaciones destacadas de areniscas cloríticas (de 10-30 m de potencia máxima), asociadas a las cuales, o lateralmente a las mismas, se desarrollaron los principales horizontes de hierro oolítico explotados en la región. Por encima de ellas y hacia la parte alta de las pizarras (últimos 15-30 m), existen al menos dos litohorizontes distintivos que, por lo que al estado actual de nuestras investigaciones respecta, son también bastante ubicuos. El más antiguo de ellos es un tramo de 3 a 13 m de pizarras fosilíferas de color beige a gris oscuro, cuya base se sitúa entre 15 y 40 m bajo el techo de la unidad, y al que hemos denominado informalmente "*capa Rececende*", por presentar un buen afloramiento al oeste de Rececende, en el sinclinal homónimo. Otros puntos donde lo hemos reconocido son Beche, Orrea y, dentro del sinclinal de Villaodrid, al sur de Villarmide. El horizonte con briozoos mencionado por Walter (1968) al N de Villaodrid, en la parte alta de las Pizarras de Luarca, correspondería igualmente a este mismo nivel. Los fósiles más abundantes son los briozoos, seguidos de braquiópodos, gasterópodos, trilobites y equinodermos. La mayor parte de los briozoos son trepostomados erguidos de ramas gruesas (muy frecuentes), colonias anastomosadas y flabeliformes de *Chasmatoporella* sp. (muy frecuentes) y *Chasmatopora* sp. (raros), zoarios masivos hemiesféricos (frecuentes), ceramoporoideos incrustantes (frecuentes) y raros restos de criptostomados bifoliares o arborescentes (artrostílidos). Entre los braquiópodos se identificaron provisionalmente *Aegiromena aquila* (Barrande) s.l., *Gelidorthis* sp., *Svobodaina*? sp., *Jezercia*? sp., así como fragmentos indeterminables de inarticulados. Los fósiles de otros grupos son mucho más escasos, si bien en varios puntos encontramos gasterópodos de gran talla (*Holopea*? sp.), trilobites (*Zetillaenus* sp. y *Deanaspis*? sp.) y placas aisladas de cistideos rómbíferos [*Caryocrinites* cf. *rugatus* (Forbes)]. La asociación es comparable en su conjunto a la de las "margas con briozoos" del Caradoc pre-Actoniense de otras áreas del Macizo Hespérico, y su hallazgo en Galicia representa el horizonte paleontológico más antiguo del Ordovícico Superior descubierto hasta ahora en el noroeste peninsular, confirmándose por vez primera la existencia de materiales de esta edad en el Manto de Mondoñedo. En las pizarras que se superponen a la "*capa Rececende*" se han localizado también restos esporádicos de trepostomados de ramas gruesas y briozoos masivos

hemiesféricos, lo que revela que los materiales del Ordovícico Superior prosiguen su depósito en continuidad con el nivel precedente.

El segundo litohorizonte significativo de la sucesión, lo constituye un delgado nivel ferruginoso (0,3-0,6 m), discontinuo y aparentemente sin mineralización oolítica, que suele culminar entre 4 y 6,2 m por debajo del techo de la unidad pizarrosa. A veces, como sucede por ejemplo en la localidad de Vilargondurfe (sinclinal de Villaodrid), el horizonte ferruginoso alcanza un espesor máximo de 2 m y es muy fosilífero, conteniendo abundantes placas columnares de pelmatozoos, descubiertas por Walter (1968) en esta misma sección. Los fósiles de la "*capa Vilargondurfe*" proceden principalmente de este yacimiento, pero en parte se identificaron también en Rececende y Beche, correspondientes al sinclinal occidental. Las placas columnares más frecuentes corresponden a los morfotipos *Cyclocharax paucicrenellatus* Le Menn, *Ristnacrinus* cf. *cirrifer* Le Menn, *Aonodiscus* cf. *spinosus* Le Menn y *Cyclocyclicus* sp., a los que se añaden algunas placas de cistideos diplopóridos y rombíferos (hemicosmítidos), restos indeterminables de braquiópodos y trilobites Illaenina, y raros fragmentos de briozoos. La asociación es exigua pero bastante significativa desde el punto de vista bioestratigráfico, dado que los equinodermos han sido descritos en el SO de Europa dentro de una biofacies particular del Ashgill pre-Hirnantiense, igualmente representada en otras localidades del noroeste peninsular (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996).

Por encima de la "*capa Vilargondurfe*", muy probablemente del Ashgill, suelen reconocerse menos de 10 m de pizarras grises o azuladas sin fósiles, las cuales dan paso a la "Alternancia pelítico-arenosa" formada por limolitas, pizarras y areniscas, en cuya parte media se individualiza en ocasiones algún tramo potente (hasta 6 m) de cuarcitas. Sin seguir una pauta estratigráfica definida, una buena parte de la sucesión está integrada en ocasiones por tramos espesos (7-20 m) de pelitas y limolitas con granos y cantos de cuarzo dispersos en la matriz, que pueden llegar a alcanzar hasta 28 mm de diámetro, pero que normalmente miden menos de 2 mm. Otras veces, esta litología tan particular se registra sólo en forma de intercalaciones delgadas (1,5-2 m) en el seno de los restantes materiales. En algunos afloramientos, la unidad intercala también un tramo de 20 a 25 m de pizarras grises, con laminaciones arenosas milimétricas, a muro de las cuarcitas terminales. Por sus características y posición estratigráfica, el conjunto descrito equivalente a unidades semejantes portadoras de las ubicuas facies de "pelitas con fragmentos", relacionadas con la glaciación finiordovícica (Robardet y Doré, 1988) y cuyo depósito en el norte de Gondwana tuvo lugar en el Hirnantiense (Paris *et al.*, 1996). Ello representa el primer hallazgo de este tipo de sedimentos glaciomarinos en el Ordovícico terminal de la Zona Asturoccidental-leonesa s.str., si bien en Galicia se habían reconocido con anterioridad a lo largo del Dominio del Ollo de Sapo (norte de la Zona Centroibérica), entre la playa de Picón, al SO de la Estaca de Bares, hasta la fosa del Sil (comarca de Valdeorras).

El tramo terminal de las "Alternancias pelítico-arenosas", tal y como indicamos, está formado por 6-13 m de cuarcitas oscuras en capas gruesas, cuya base presenta un tránsito gradual-rápido con los niveles infrayacentes. El techo de las cuarcitas muestra generalmente un contacto muy neto con las pizarras negras graptolíticas situadas por encima, que registran en su parte inferior asociaciones del Telychiense basal. Durante el presente trabajo hemos descubierto algunos horizontes graptolíticos nuevos, de edad Rhuddaniense y Aeroniense, en intercalaciones de pizarras negras situadas en el tercio superior del tramo cuarcítico. El más antiguo de ellos corresponde a la Biozona de *Parakidograptus acuminatus*, que define la base del Silúrico a nivel mundial. Ello implica que el límite Ordovícico-Silúrico se localizaría dentro de estas cuarcitas, cuyo mayor espesor relativo correspondería todavía al Hirnantiense.

El trabajo se completa con un análisis de las discontinuidades presentes en la sucesión del Ordovícico Superior del Manto de Mondoñedo, en relación con los eventos registrados en otras áreas del SO de Europa, y sus implicaciones paleogeográficas en el contexto del noroeste peninsular.

Agradecimientos

Contribución a los proyectos PB94-1330 de la DGES y 351 del PICG.

Bibliografía

Gutiérrez Marco, J. C. 1986. *Graptolitos del Ordovícico español.* Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 701 pág. (inéd.)

Gutiérrez Marco, J. C. y Rábano, I. 1984. Fósiles ordovícicos del sinclinal de Villaodrid (Zona Asturoccidental-leonesa, NO. de España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **7**: 213-216.

Gutiérrez-Marco, J. C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I. y Arias, D. 1996. Equinodermos ordovícicos del noroeste de España. *In* T. Palacios y R. Gozalo (Eds.): *Comunicaciones XII Jornadas de Paleontología*, 67-69.

Hernández Sampelayo, P. 1915. Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *Boletín del Instituto Geológico de España*, **36**: 277-303.

Hernández Sampelayo, P. 1931. Criaderos de Hierro de España, Tomo IV. Hierros de Galicia, tomo II. *Memorias del Instituto Geológico de España*, **37**: 1-561.

Lunar Hernández, R. 1977. Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del Noroeste de la Península. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **90**: 1-211.

MacGregor, A. R. 1961. Upper Llandeilo brachiopods from the Berwyn Hills, North Wales. *Palaeontology*, **4**: 177-209.

Marcos, A. 1973. Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **6**: 1-113.

Martínez Catalán, J. R. 1985. Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae* [2], **2**: 1-291.

Paris, F., Elaouad-Debbaj, Z., Jaglin, J. C., Massa, D. y Oulebsir, L. 1995. Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. *In* J. D. Cooper, M. L. Droser y S. C. Finney (Eds.): *Ordovician Odyssey*. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book **77**: 171-176.

Pello García, J. F. 1976. *Hierros Ribadeo-Fonsagrada-Becerreá. Estudio de las áreas de Villaodrid, Orrea y Fonsagrada.* Informe Interno ENADIMSA, 62 pág. (inédito).

Pérez Estaún, A. 1978. Estratigrafía y Estructura de la Rama S. de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **92**: 1-151.

Robardet, M. y Doré, F. 1988. The Late Ordovician diamictic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66**: 19-31

Walter, R. 1968. Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotektonische Forschungen*, **27**: 3-70.

Posible coexistencia de ciervos (*Cervus elaphus*) de tallas diferentes durante el Pleistoceno

A. Grandal d'Anglade & F. López González

Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. 15071 A Coruña, España y Laboratorio Xeolóxico de Laxe. 15168 O Castro, Sada, A Coruña. España

El hallazgo en diversas localidades de restos óseos de ciervos (*Cervus elaphus*) de talla diferente ha suscitado en los últimos años una controversia acerca de la posibilidad de la coexistencia de dos morfotipos, uno de gran talla y otro de talla menor, en la misma época y el mismo lugar, esto es, simpátridas.

Esta especie, como es sabido en la actualidad, presenta una gran capacidad de flexibilidad en su talla corporal. Por ejemplo, los machos de ciervo que habitan hoy día en España o Escocia alcanzan un peso máximo de unos 100 Kg, mientras que en zonas del Este de Europa (bosques de Bulgaria) pueden superar los 250 Kg.

También en material no actual se ha podido demostrar repetidamente que la talla aumenta cuando las condiciones climáticas son más rigurosas, y disminuye sustancialmente al pasar a un clima más templado y húmedo, al parecer cumpliéndose de modo ejemplar la Ley de Bergman. (Laquay, 1981; Delpech, 1983; Mariezkurrena y Altuna, 1983; Guadelli, 1987; Cardoso, 1993)

En algunos yacimientos franceses, por ej. En Combe-Grenal, se han recuperado restos de ciervos de gran talla en estratos correspondientes a fases frías, mientras que la talla disminuye notablemente en los estratos contemporáneos a fases más templadas (Laquay, 1981). También los estudios en ciervos cantábricos muestran una progresiva disminución de talla desde el último período glaciar hasta el Holoceno (Mariezkurrena y Altuna, 1983).

Desde luego es posible que dos poblaciones de talla diferente puedan haberse sucedido en el tiempo si las condiciones climáticas y la vegetación cambiaron, o pueden haber vivido simultáneamente en regiones diferentes.

Sin embargo, algo bien distinto es la auténtica simpatría. Laquay (1981) ha observado en los niveles del "Würm antiguo inferior" de Combe-Grenal y de Pech de l'Acé II la presencia de ciertos individuos de talla grande junto con los de talla pequeña, dominantes en estos niveles. Tal diferencia de talla no puede ser achacada, según éste y otros autores (Delpech, 1983) al simple dimorfismo sexual. Este hecho hace proponer al autor la total coexistencia de dos morfotipos de ciervo de talla diferente, lo que parece estar corroborado por los estudios previos de Gerber (1973) en yacimientos del Sudeste de Francia. Esta teoría fue apoyada por diversos autores (Delpech, 1983; Guadelli, 1987; Cardoso, 1993), si bien con las reservas que impone la escasez del material estudiado, entre el que apenas se encuentran restos craneales o de astas, que serían, según los citados autores, más significativos.

Sin haberse resuelto esta cuestión, abordamos el estudio del material de ciervo procedente del yacimiento de Liñares Sur (Lugo), en el que se encuentran restos craneales y de astas de ciervos de talla pequeña y de talla grande. Todos los restos pertenecen a machos adultos o seniles con las astas bien desarrolladas. El número mínimo es de 10 individuos, siendo 6 de gran talla y 4 de talla pequeña. No se ha encontrado aún una buena explicación para la presencia de este grupo de machos de ciervo en el interior de la cueva, habiéndose descartado la acción

humana o de carroñeros. La hipótesis más plausible es la de que la cueva era utilizada como refugio o moridero (López González, 1996). El hecho de no haber encontrado los restos *in situ*, sino ligeramente desplazados por la acción de una corriente de agua (Véase López González *et al.*, en este mismo volumen), no permite afirmar taxativamente que se trate de restos contemporáneos. Por otro lado, las dataciones ^{14}C AMS realizadas en cada uno de los cráneos, que se ofrecenen la Tabla 1, tampoco permiten llegar a conclusiones definitivas en este sentido.

A pesar de que los rasgos tafonómicos parecen indicar que se trata de individuos contemporáneos (López González, 1996), no podemos afirmar que así sea. De ser cierto, nos encontraríamos ante un claro caso de especiación de gran interés paleoecológico. Sin embargo, mientras carezcamos de más datos y dataciones más concretas, preferimos aplicar la navaja de Occam para concluír que, dándose una coincidencia espacial, ambos morfotipos no fueron contemporáneos. Estudios más detallados, actualmente en curso, permitirán en un futuro aclarar esta cuestión.

Cervus elaphus de talla grande	
LIN-E-82	37.865 ± 2.070 años BP
LIN-E-83	> 38.000 años BP
LIN-E-84	> 38.000 años BP
LIN-E-85	37.320 ± 1.910 años BP
LIN-E-90	> 38.000 años BP
LIN-E-92	37.690 ± 1.955 años BP
Cervus elaphus de talla pequeña	
LIN-E-86	> 38.000 años BP
LIN-E-87	> 38.000 años BP
LIN-E-88	> 38.000 años BP
LIN-E-89	> 38.000 años BP

Tabla 1. Dataciones obtenidas en los cráneos de Cervus elaphus de Liñares Sur

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado con cargo a los fondos de investigación proporcionados por los proyectos XUGA10307B93 (1994-96) y XUGA10308A97 (1997-1999).

Bibliografía

Cardoso, J. L. 1993. *Contribução para o conhecemento dos grandes mamíferos do Plistocénico superior de Portugal.* Centro de Estudos Arqueológicos do Concello de Oeiras. Oeiras, 567 pp.

Guadielli, J. L. 1987. *Contribution al'étude des zoocénoses préhistoriques en Aquitaine (Würm ancien et interestade Würmien).* Tesis Doctoral. Université de Bordeaux I. 427 pp.

Laquay, G. 1981. *Recherches sur les faunes du Würm I en Perigord.* Tesis Doctoral. Université de Bordeaux I. 429 pp.

López González, F. 1996. Estudio geomorfológico y paleontológico del endocarst de Liñares S (Lugo). Tesis de Licenciatura. Universidade da Coruña. 90 pp.

Mariezkurrena y Altuna, J. 1983. Biometría y dimorfismo sexual en el esqueleto de *Cervus elaphus* würmiense, postwürmiense y actual del Cantábrico. *Munibe*, **35**:203-246

Estudio tafonómico de la muestra ósea de macromamíferos de Liñares sur (Lugo, Galicia)

F. López-González, A. Grandal d'Anglade & J.R. Vidal Romaní

Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. 15071. A Coruña. España y Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Fund. Isidro Parga Pondal. 15168 O Castro, A Coruña. España

La información tafonómica se obtuvo a partir de la muestra ósea localizada en el sistema cárstico de Liñares sur, situado al SO de Lugo (NO de la Península Ibérica), a una altitud de 1.115 m sobre el nivel del mar. La asociación faunística estudiada está compuesta por *Ursus spelaeus* Rosenmüller-Heinroth y *Cervus elaphus* Linnaeus. Estos datos tafonómicos son de gran interés pues permiten detallar el proceso de fosilización (Fernández-López, 1984, 1988, 1991; López & Truyols, 1994).

Se estudiaron tanto los procesos que actuaron sobre los restos antes del enterramiento (bioestratinómicos), como los que lo hicieron con posterioridad (fosildiagenéticos) (Fernández-López, 1988; López & Truyols, 1994).

En parte de la muestra ósea se detectaron una serie de surcos paralelos y de pequeña longitud (la mayor parte entre 3 y 6 mm). Las huellas, por su aspecto, son atribuíbles a marcas realizadas por los incisivos de un roedor indeterminado, aunque de pequeña talla. Aparecen indistintamente en restos de ciervo como en restos de oso de las cavernas. La localización de las marcas en la mayoría de los huesos afectados es aleatoria, situándose indistintamente tanto en zonas epifisarias como a lo largo de la diáfisis.

La existencia de esta serie de marcas sobre la superficie de los restos indica que pasó cierto tiempo antes de que aquellos fuesen protegidos y enterrados bajo los sedimentos, como se encuentran en la actualidad. Los micromamíferos tuvieron tiempo para actuar sobre los cadáveres antes de que fuesen sepultados. Además ocurre la circunstancia de que una pátina de manganeso, de origen edáfico, recubre también este tipo de marcas, lo que indica nuevamente que se produjeron antes de la inhumación de los restos (Patou, 1989).

Después de la muerte de los animales se produjo un lavado superficial que arrastró pequeñas piezas óseas pero no fue lo suficientemente enérgico como para mover las piezas de mayor tamaño. Esta selección de los restos en función del tamaño alteró las proporciones relativas entre las piezas óseas de pequeñas dimensiones y posición periférica (piezas dentarias, articulares, metápodos de oso, falanges, etc.) y las grandes piezas del esqueleto (cráneo, huesos del tronco y huesos largos). Este dato apoya la idea de que los restos no fueron sepultados inmediatamente después de la muerte de los animales. La poca energía de este proceso justifica en parte que no haya una orientación definida para los restos óseos.

Las piezas recuperadas presentan un excelente estado de conservación, excepto aquellos que por su extrema fragilidad, reducen al mínimo las posibilidades de encontrarse en una sóla pieza, ya sea por su mayor o menor proporción de tejido óseo compacto o esponjoso, la robustez de la pieza o su grado de mineralización (Baud, 1982; Kowalski, 1981).

De todos modos, cierto número de restos presentaban pequeñas alteraciones provocadas por abrasión física y grietas de poca importancia sobre su superficie causadas por variaciones drásticas en el contenido en agua del sedimento (Arribas, 1995).

Los huesos que se encuentran en este tipo de yacimientos presentan frecuentemente mineralizaciones en superficie que les dan distintos colores, como ya se ha mencionado para otros yacimientos peninsulares (Cardoso, 1993). Para Galicia este trabajo es la primera mención al respecto. En el caso de Liñares sur, la mayor parte de las piezas tienen unas tonalidades que van desde el pardo oscuro hasta el negro. Son causadas por óxidos de hierro o manganeso como lo confirman los análisis EDS realizados en un fragmento de escápula y otro de asta, sobre todo en este último.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado con cargo a los fondos de investigación proporcionados por los proyectos XUGA10307B93 (1994-96) y XUGA10308A97 (1997-1999).

Bibliografía

Arribas, A. 1995. Consideraciones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas del yacimiento Cuaternario de Villacastín (Segovia, España). *Boletín Geológico y Minero*, **106** (2): 3-22.

Baud, C.-A. 1982. La taphonomie. La transformation des os aprés la mort. Les Dossiers, Histoire et Archéologie, **66**: 33-35.

Cardoso, J. L. 1993. *Contribuição para o conhecimento dos grandes mamíferos do Plistocénico Superior de Portugal*. Centro de Estudos Arqueológicos do Concelho de Oeiras, Oeiras, 567 pp.

Fernández-López, S. 1984. Nuevas perspectivas de la Tafonomía evolutiva: Tafosistemas y asociaciones conservadas. *Estudios geol.*, **40**: 215-224.

Fernández-López, S. 1988. La Tafonomía: un subsistema conceptual de la Paleontología. *Coloquios de Paleontología*, **41**: 9-34.

Fernández-López, S. 1991. Sistemas tafonómicos: función y evolución. *Revista Española de Paleontología*, 3: 21-34.

Gall, J. -C. 1976. *Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introducción à la Paléoécologie*. Doin, París 228 pp.

Kowalski, K. 1981. Mamíferos: manual de Teriología (1ª ed.). Blume Ediciones, Madrid, 532 pp.

López, N. & Truyols, J. 1994. *Paleontología. Conceptos y métodos*. Ed. Síntesis, Madrid, 334 pp.

Patou, M. 1989. Étude taphonomique du material faunique du gisement d'Hoxne (Anglaterre). *Artefacts*. (Outillaje peu elabore en os et en bois de cervides III), **7**: 43-47.

Dinámica de vegetación post-würmiense en los Montes do Buio (NW de España) a través del análisis polínico

A.V. González Porto, E. Díaz Losada & Mª P. Saa Otero

Departamento de Bioloxía Vexetal e Ciencias do Solo (U. Vigo)

Facultad de Ciencias de Orense (32004 Orense-España)

El análisis polínico de turberas situadas en los Montes do Buio (NW de España) ha permitido conocer la evolución de la vegetación durante los diez últimos milenios. Los datos C14 y la correlación de zonas polínicas han permitido establecer una hipótesis cronológica y situar el comienzo de los depósitos turbosos a finales del Preboreal. Los resultados obtenidos sugieren una interpretación nueva de la dinámica de vegetación post-glaciar y holocena en el sector cantábrico del NW peninsular.

Aportación al conocimiento de la vegetación durante el Cuaternario reciente en el NO de la Península Ibérica

L. Santos Fidalgo[1], J.R. Vidal Romaní[1] & G. Jalut[2]

[1] Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. 15071 A Coruña, España

[2] Lab. d'Ecologie Terrestre. CNRS/UPS. 39, allées Jules Guesde. 31062 Toulouse. Francia

Se presenta el estudio paleobotánico de un sondeo realizado en la Sierra del Courel (NO de la Península Ibérica). Dicha sierra se localiza al SE de la provincia de Lugo y ha estado afectada por procesos glaciares durante el Cuaternario (Santos Fidalgo, 1996).

En Galicia se han estudiado un buen número de secuencias desde el punto de vista polínico, con el fin de conocer la evolución de la vegetación y, por tanto, del clima desde la última fase fría hasta la actualidad (Fernández Rodríguez & Ramil Rego, 1992; Salas, 1995). Si nos ceñimos a nuestra área de estudio, los estudios polínicos efectuados son escasos (Aira Rodríguez, 1986; Santos Fidalgo, 1996), y corresponden, a la evolución postglaciar de la Sierra del Courel.

En la vertiente SO de esta sierra, ocupando una posición colgada sobre el valle superior de Seara, se encuentra Laguna Lucenza, localidad que hemos seleccionado para el estudio paleobotánico. Se trata de una laguna de sobreexcavación glaciar en la que se conservan 490 cm de sedimento. Se sitúa a 1.420 m de altitud y tiene forma elipsoidal, con unas dimensiones aproximadas de 90 m de longitud por 60 m de ancho. Los resultados nos han permitido la elaboración del diagrama polínico que cubre el intervalo de tiempo entre el final del Tardiglaciar (Dryas Reciente) y la actualidad. Se han realizado 8 dataciones por ^{14}C, 6 de ellas por acelerador de masas y las otras dos por el método ^{14}C convencional, cubriendo los últimos 9.000 años.

La evolución de la vegetación en Laguna Lucenza sería del siguiente modo: El registro comienza mostrando un paisaje muy abierto, con una escasa cubierta arbórea dominada casi exclusivamente por *Pinus* y elevados porcentajes de Poaceae, junto a la presencia de táxones heliófilos. La existencia de una fase fría preholocena ha sido confirmada también en otras secuencias gallegas (Pena Vella; Ramil Rego, 1992 y As Lamas; Maldonado Ruiz, 1994) y cantábricas (La Mata; Belet, 1993 y Villaseca; Jalut, com. pers.).

El Holoceno comienza con una fuerte expansión del robledal, tras un breve aumento del abedular y la progresiva desaparición del pinar. El robledal continúa su expansión durante el Boreal alcanzando su máximo a 8.350±80 BP. Hacia 8.800 BP *Corylus* comienza su expansión, seguido por *Alnus* (7.500 BP) y *Ulmus*.

Durante el Subboreal se produce una disminución del polen arbóreo y *Castanea* aparece de forma regular en Laguna Lucenza desde hace 4.000 años (4.075±75 BP), con lo que su aparición en Galicia relacionada con la romanización queda descartada.

La acción deforestadora del hombre es aparente a partir de los últimos 4.000 años. Parece clara la existencia de un fenómeno deforestador, en un momento anterior a la aparición regional de los primeros síntomas de la actividad agrícola, al igual que ocurre en las secuencias polínicas de referencia (Watts, 1986; Turner & Hannon, 1988; Peñalba, 1989, etc.). La existencia, en esta cronozona, de espectros polínicos con abundantes partículas carbonosas parece

corresponder a una acción antrópica sobre el medio, con empleo del fuego para crear espacios abiertos para el desarrollo de pastos. No se interpretan estos cambios como el inicio de un periodo frío como hacen otros autores (Aira Rodríguez, 1986), al principio de esta cronozona (5.000 BP), asociándolo a la caída de *Quercus* y *Corylus* y al aumento progresivo de *Betula*. La fuerte deforestación en este periodo enmascararía cualquier cambio climático, en cualquier caso.

Durante el último periodo del Holoceno (2.500 años BP a la actualidad), la característica fundamental, es la intensa deforestación a la que se ve sometida el país. El aprovechamiento del terreno, por parte del hombre, con fines ganaderos y/o agrícolas, es evidente. En un primer momento la destrucción por el fuego de la cubierta forestal se debería a la ampliación de los terrenos dedicados a pastos para el ganado y, posteriormente, se produciría el desarrollo de la agricultura. La aparición de cereales, hace aproximadamente 1.000 años BP, nos indicará la presencia de cultivos en las cercanías de la zona. Mientras que en Laguna Lucenza el polen de cereal aparecía alrededor de 1.500 años BP, en Prada (Maldonado Ruiz, 1994), situado a menor altitud (1.100 m), se atestigua su importante presencia desde hace 4.000 años BP, indicando la cercanía de los cultivos.

La deforestación es progresiva durante estos últimos milenios coincidiendo con la expansión de brezales y gramíneas. En la Sierra del Courel se detectan estos cambios hace 2.235±70 años BP. No obstante, la altitud va a condicionar sensiblemente la aparición de táxones indicadores de procesos agrícolas.

Atendiendo a estos resultados es previsible una cierta heterogeneidad en la datación de la deforestación antrópica, dependiendo de muchos factores de carácter local. Las localidades de menor altitud reflejarán más rápidamente la presencia de la agricultura en contraposición con las localidades situadas a mayor altitud, teniendo en cuenta, además, las dificultades en la dispersion de los granos de polen de mayor tamaño de estos táxones indicadores. La actividad agrícola no alcanzó estas elevadas y poco accesibles áreas de montaña del NO Ibérico hasta el último milenio, en concordancia con lo expuesto por Allen *et al.* (1996) en la Laguna de la Roya (1.608 m).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado con cargo a los fondos de investigación proporcionados por el proyecto XUGA10307B93 (1994-96)

Bibliografía

Aira Rodríguez, M. J. 1986. *Contribución al estudio de suelos fósiles, de montaña y antropógenos de Galicia por análisis polínico*. Tesis Doctoral. Facultad de Farmacia, Universidad de Santiago de Compostela, 363 pp.

Allen, J. R. M.; Huntley, B. & Wats, W. A. 1996. The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14,000 yr. *Journal of Quaternary Science*, **11**: 125-147.

Belet, J. M. 1993. *Etude palynologique de la tourbière de La Mata (Monts Cantabriques; Nord-Ouest de l'Espagne)*. DEA. Université de Toulouse-Le Mirail, 43 pp.

Femández Rodríguez, C. & Ramil Rego, P. 1992. Fechas de ^{14}C en yacimientos arqueológicos, depósitos orgánicos y suelos de Galicia. *Gallaecia*, **13**: 433-445.

Maldonado Ruiz, F. J. 1994. *Evolución tardiglaciar y holocena de la vegetación en los macizos del Noroeste Peninsular*. Tesis Doctoral. E. T. S. de Ingenieros de Montes, Madrid, 171 pp.

Peñalba, M. C. 1989. *Dynamique de végétation Tardiglaciaire et Holocène du Centre-Nord de l'Espagne d'après l'analyse pollinique*. Tesis Doctoral. Université d'Aix, Marseille, 165 pp.

Ramil Rego, P. 1992. *La vegetación cuaternaria de las sierras septentrionales de Lugo a través del análisis polínico*. Tesis Doctoral. Facultad de Biología, Universidad de Santiago de Compostela, 356 pp.

Salas, L. 1995. Los estudios polínicos en España, utilizados en la reconstrucción climática de los últimos 10. 000 años. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **20**: 67-98.

Santos Fidalgo, L. 1996. *Estudio de la deglaciación finicuaternaria en el NW de la Península Ibérica: datos paleobotánicos y geomorfológicos.* Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, A Coruña, 218 pp.

Turner, C. & Hannon, G. E. 1988. Vegetational evidence for late Quaternary climatic changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* B, **318**: 451-485.

Watts, W. A. 1986. Stages of climatic changes from full glacial to Holocene in Northwestern Spain, Southern France and Italy: A comparison of the Atlantic coast and the Mediterranean basin. En: A. Ghazi & R. Fontechi (eds.). *Current Issues in Climatic Research.* D. Reidel Publisher, Dordrecht, pp: 101-112.

Evolución de la vegetación holocena en la Sierra de Queixa-Invernadoiro (Galicia, España), a través del análisis polínico

L. Santos Fidalgo[1], J.R. Vidal Romaní[1] & G. Jalut[2]

[1] Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. 15071 A Coruña, España

[2] Lab. d'Ecologie Terrestre. CNRS/UPS. 39, allées Jules Guesde. 31062 Toulouse. Francia

Se presenta el estudio paleobotánico de cuatro registros de la Sierra de Queixa-Invernadoiro, localizada en la zona centro-norte de la provincia de Ourense (Galicia, España).

La evolución de la vegetación y, por tanto, del clima, desde la última fase fría hasta la actualidad, ha sido objeto de numerosos estudios en Galicia, desde el punto de vista polínico (Fernández Rodríguez & Ramil Rego, 1992; Salas, 1995). En la Sierra de Queixa-Invernadoiro, los estudios polínicos efectuados son escasos (Menéndez Amor, 1971; Torras Troncoso, 1982; Aira Rodríguez, 1986; Maldonado Ruiz, 1994; Santos Fidalgo, 1996), y corresponden, con una sola excepción perteneciente al Tardiglaciar (Maldonado Ruiz, 1994), a la evolución postglaciar de la Sierra.

Esta sierra ha estado afectada por procesos glaciares durante el Cuaternario. Existen en el área estudiada formas erosivas y acumulativas, asociadas o no a éstas, de origen glaciar. La localización de afloramientos de till ha sido lo más decisivo para determinar la dinámica glaciar, ya que siempre se pueden asociar a fases de avance del frente glaciar. Las localidades aquí elegidas para el estudio paleobotánico, tanto las que se encuentran dentro del área glaciada (Turbera H, Castelo Cerveira o Fraga), y por tanto parecían corresponder a una etapa final del desarrollo glaciar, como As Aguilladas, situada por encima y, por tanto, no sometida a la erosión glaciar, se presumían como muy apropiadas para obtener un completo registro de la evolución de la vegetación en esta Sierra.

Se estudian, desde el punto de vista paleopolínico, las cuatro localidades: Turbera H, que se correspondería con una pequeña laguna de obturación lateral; Fraga, situada en una gran depresión de sobreexcavación glaciar; As Aguilladas, situada por encima del área glaciada y Castelo Cerveira, que correspondería a un depósito de obturación frontal. Los resultados nos han permitido la elaboración de diagramas polínicos y las dataciones absolutas efectuadas nos han dado una edad ligeramente superior a 8.000 años para la base de Fraga y edades más recientes para los tres restantes registros. Fraga comenzaría en el Boreal, Turbera H y Castelo Cerveira en el Subboreal y ya en el Subatlántico comenzaría la secuencia denominada AsAguilladas.

En Fraga, la datación obtenida (8.030±80 años BP) nos permite asignar la primera zona polínica al Boreal. Fraga presenta un paisaje abierto al comienzo de la sedimentación, con *Pinus* y *Betula* como táxones dominantes y bajos porcentajes de *Quercus*. *Corylus* presenta su curva continua desde el principio de la sedimentación.

La relativa importancia del robledal en Fraga se contradice con su esplendor en Las Lamas (Maldonado Ruiz, 1994). La implantación local del abedular, puede documentar la existencia de elevados porcentajes de *Betula* en Fraga en un momento en el que los espectros de Las Lamas, mantienen el predominio de los porcentajes de *Quercus* y *Corylus*. Esta implantación local del abedular, enmascararía el predominio regional del robledal.

El mayor desarrollo de *Betula* y *Pinus* que de *Quercus* observado en Fraga en esta fase inicial del Holoceno, ha sido constatado también en otros diagramas polínicos (Riofrío, Menéndez Amor y Florschütz, 1963), Valle de la Nava (Menéndez Amor , 1968) y ha sido achacado a la mayor altitud o continentalidad.

La extensión de *Corylus* es situada hacia 7.630±80 años BP (Menéndez Amor, 1971) y alrededor de 8.300 años BP (Maldonado Ruiz, 1994). Nuestros datos confirman su presencia con anterioridad a la datación 8.030±80 años BP.

Durante el periodo Atlántico *Betula* sigue siendo el taxon representativo, perdiendo *Pinus* importancia. Durante el Subboreal se observa una disminución generalizada de los táxones arbóreos frente al aumento de gramíneas y ericáceas, indicando un progresivo aclarado de la cubierta arbórea. Las pertículas carbonosas son abundantes. El empleo del fuego por parte del hombre para la obtención de espacios abiertos, podría ser la causa de este cambio en el paisaje vegetal. Al final de este periodo se inician otros dos sondeos en la Sierra de Queixa: Castelo Cerveira (2.720±90 BP) y Turbera H, mostrando el final de esta cronozona con las mismas características definidas anteriormente, es decir, escasa cubierta arbórea representada por *Betula* y dominio de herbáceas y arbustos. En general, los cambios que ocurren en esta fase resultan difíciles de evaluar, ya que la acción deforestadora del hombre podría estar enmascarando cualquier cambio climático.

Durante el último periodo del Holoceno (2.500 años BP a la actualidad), la característica fundamental, es la intensa deforestación a la que se ve sometida el paisaje. Esta deforestación es clara en todos los diagramas polínicos.

En esta última cronozona del Holoceno se inicia otro nuevo sondeo en la Sierra de Queixa: As Aguilladas. La datación efectuada en la base del mismo (2.020±70 años BP), así lo confirma. También aquí a partir de 2.000 años BP, aproximadamente, se observa ya la degradación definitiva de la vegetación arbórea, y la sustitución de ésta por táxones herbáceos y arbustivos.

La expansión de los brezales hace más de 2.000 años BP queda constatada en todos los diagramas polínicos. La presencia de cantidades importantes de partículas microscópicas de carbón, nos permite confirmar la existencia de incendios.

La intensa deforestación antrópica, favoreciendo la creación de espacios abiertos, ha condicionado el paisaje actual tanto en esta Sierra como en todo el territorio peninsular. Los episodios deforestadores conducentes a la obtención de espacios, bien con fines ganaderos o bien con fines agrícolas, preceden en la mayoría de los espectros a la aparición de los primeros síntomas de una actividad agropastoril. En un primer momento, se produce una deforestación conducente a la obtención de espacios abiertos, que favorecerían la obtención de pastos. Estos episodios deforestadores estarán sujetos a variaciones temporales y territoriales, en función de

la desigual presión antrópica. El instrumento utilizado para ello, ha sido el fuego, al igual que ocurre actualmente.

Tras esta primera fase de deforestación con fines ganaderos, la aparición de la agricultura acentúa la desaparición de los bosques. Su desarrollo se evidencia en los espectros turbosos por la presencia de polen de cereal que mantienen una curva continua en la mayoría de los depósitos, a excepción de los situados a mayor altitud.

En Fraga, alrededor de hace 4.000 años BP, se aprecia un brusco descenso del polen arbóreo que será aprovechado por gramíneas y ericáceas para desarrollarse. Tanto la turbera H, como As Aguilladas y Castelo Cerveira, muestran un paisaje deforestado desde el principio de la sedimentación, siendo poáceaes y brezos, totalmente dominantes. *Castanea*, que tiene una presencia puntual en Castelo Cerveira, hace aproximadamente 2.500 años, presenta una curva continua a lo largo de todo el sondeo de As Aguilladas con anterioridad a la datación 2.020±70 años BP. Mientras que los procesos deforestadores son claros, las evidencias del desarrollo agrícola son escasas, apareciendo únicamente cereales en As Aguilladas con anterioridad a la datación 550±130 años BP.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado con cargo a los fondos de investigación proporcionados por el proyecto XUGA10307B93 (1994-96)

Bibliografía

Aira Rodríguez, M. J. 1986. *Contribución al estudio de suelos fósiles, de montaña y antropógenos de Galicia por análisis polínico*. Tesis Doctoral. Facultad de Farmacia, Universidad de Santiago de Compostela, 363 pp.

Fernández Rodríguez, C. & Ramil Rego, P. 1992. Fechas de ^{14}C en yacimientos arqueológicos, depósitos orgánicos y suelos de Galicia. *Gallaecia*, **13**: 433-445.

Maldonado Ruiz, F. J. 1994. *Evolución tardiglaciar y holocena de la vegetación en los macizos del Noroeste Peninsular*. Tesis Doctoral. E. T. S. de Ingenieros de Montes, Madrid, 171 pp.

Menéndez Amor, J. 1968. Estudio esporo-polínico de una turbera en el valle de La Nava (Burgos). *Bol. Real Soc. Esp. Hist.'Nat. (Geol.)*, **66**: 35-39.

Menéndez Amor, J. 1971. Estudio esporo-polínico de dos turberas en la Sierra de Queija (Orense). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, **69**: 85-92.

Menéndez Amor, J. & Florschütz, F. 1963. Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, **61**: 121-133.

Salas, L. 1995. Los estudios polínicos en España, utilizados en la reconstrucción climática de los últimos 10. 000 años. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **20**: 67-98.

Santos Fidalgo, L. 1996. *Estudio de la deglaciación finicuaternaria en el NW de la Península Ibérica: datos paleobotánicos y geomorfológicos*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, A Coruña, 218 pp.

Torras Troncoso, M. L. 1982. *Aplicación del análisis polínico a la datación de paleosuelos en Galicia*. Tesis Doctoral. Facultad de Biología, Universidad de Santiago de Compostela, 236 pp.

Proyecto 351 del PICG:

Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana

Rhabdinopora (Graptolithina) en las cuencas Eopaleozoicas del margen Gondwánico Sudamericano

G.F. Aceñolaza

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

En el presente trabajo se analiza la distribución del género *Rhabdinopora* en el margen gondwánico sudamericano, haciendo una reseña de los afloramientos fosilíferos conocidos hasta este momento. Con este fin, se hace referencia a las citas anteriores del género en Argentina, Bolivia, Chile y Colombia; como así también se da a conocer una nueva localidad fosilífera en la Cordillera Oriental de la República Argentina.

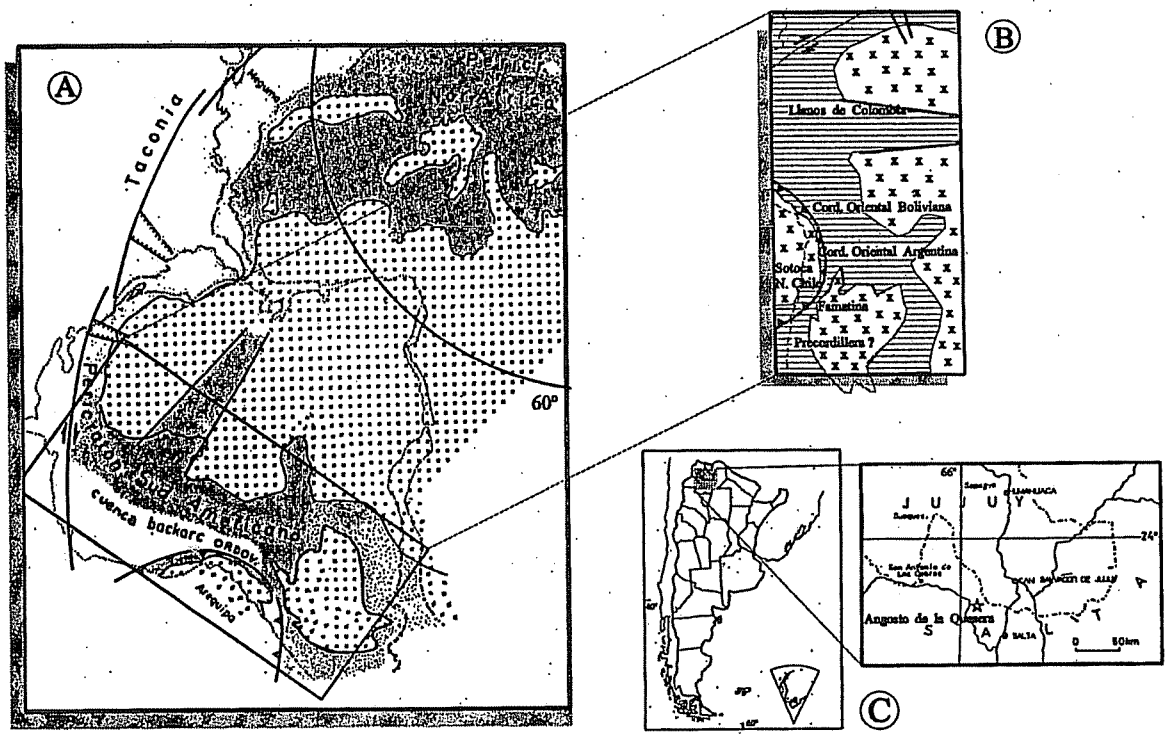
El género *Rhabdinopora* reviste la importancia de ser considerado como fósil guía que demarca la base del Sistema Ordovícico. Este graptolito presenta un reducido biocrón y una distribución con carácter pandémico, habiendo sido localizado tanto en América como en Europa, Africa, Asia y Australia. Las corrientes marinas marginales al supercontinente de Gondwana habrían permitido que los distintos organismos sean transportados largas distancias, lo que junto a numerosos factores, tales como el carácter planctónico y una buena tolerancia euritérmica habrían facilitado su dispersión alrededor de la masa continental. Lo anteriormante mencionado ocurrió con la especie *Rhabdinopora flabelliformis* (Eichwald, 1840), la cual fue ubicada tanto en afloramientos situados próximos al paleoecuador como en cercanías al polo paleogeografico para la base del Ordovícico.

Como elemento adicional a tener en cuanta, se menciona que actualmente se incluye en el género *Rhabdinopora* a lo anteriormente considerado *Dictyonema* Hall, 1851, este último de un modo de vida exclusivamente sésil (Pillola y Gutiérrez-Marco, 1988). En todo este planteo, el conocimiento de ambos géneros aún no se ha clarificado, existiendo polémicas en torno a su sistemática y taxonomía (Legrand, 1985; Erdtmann, 1986; Fortey y Cooper, 1986). *Rhabdinopora* habría tenido un origen externo a la plataforma, evolucionando al expandirse sobre la misma durante la transgresión ocurrida en la base del Tremadociano.

Enmarcadas en este contexto paleogeográfico del margen gondwánico sudamericano, estos graptolitos tuvieron una amplia distribución sobre las plataformas de medias a altas latitudes desarrolladas durante el Ordovícico temprano, en lo que hoy constituye el margen andino sudamericano. Es así que en la República Argentina, el género fue citado en la Cordillera Oriental Argentina (Moya *et al.*, 1994; Rao *et al.*, 1994 y Aceñolaza, 1996), en el Sistema de Famatina (Tortello *et al.*, 1996) y en la Precordillera (Albanesi *et al.*, 1995); mientras que en Bolivia, ha sido hallada en la Cordillera Oriental en numerosas localidades cercanas al límite con Argentina (Ortega y Suárez Soruco, 1994; Suárez Soruco, 1992; Erdtmann, 1995). Así también, *Rhabdinopora* ha sido localizada en la region de Sotoca, al norte de Chile (Ceccioni, 1979) y en testigos de perforación en los llanos de Colombia (Baldis *et al.*, 1984). Complementando el análisis, se da a conocer una nueva cita para la Cordillera Oriental Argentina donde se ha localizado la especie *Rhabdinopora flabelliformis* en la localidad del Angosto de la Quesera en la Provincia de Salta, donde se la encuentra asociada a una fauna de graptolitos en estudio y a braquiópodos inarticulados. Los niveles portadores pertenecen al tercio inferior de la Formación Saladillo del Grupo Santa Victoria, el cual se caracteriza en esta localidad, por presentar en su base un potente nivel conglomeradico que suprayace a las

cuarcitas de la Formación Cardonal. Sobre los conglomerados, se apoyan las pelitas y areniscas verdosas y grisáceas portadoras del nematóforo *Rhabdinopora*. Completan la sección, que suma 135 metros de potencia, areniscas finas y pelitas con esporádicos bancos cuarcíticos y de areniscas silicificadas de coloración parda amarillenta a rosada.

El análisis de la distribución del género *Rhabdinopora* en el margen gondwánico sudamericano, contribuye al conocimiento tanto de la morfología de las cuencas, así como de la extensión de la transgresión marina para la base del Tremadociano.



A, B.- Esquema paleogeográfico de las cuencas Cambro-Ordovícicas en el margen gondwánico sudamericano y C.- croquis de ubicación del nuevo afloramiento portador de *Rhabdinopora* en la Cordillera Oriental Argentina.

Bibliografía

Aceñolaza, G.F., 1996. Presencia de *Rhabdinopora* (Graptolithina) en la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. *Ameghiniana* **33** (1): 95-98. Buenos Aires.

Albanesi, G.; Hunicken, M. y Ortega, G., 1995. Review of Ordovician conodont-graptolite biostratigraphy of the argentine Precordillera. *In:* J. Cooper, M. Droser y S. Finney (Eds.); *Ordovician Odyssey: short papers for the seventh International Symposium on the Ordovician System*. Special Publication SEMP: 31-36. California.

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

Ceccioni, A., 1979. El Tremadociano de Socota, Ira Región, Norte de Chile. 2do *Congreso Geológico Chileno*. **T1**: 59-64. Arica.

Eichwald, E.J.,1840. Uber das silurische Schichtensystem in Esthland. *Zeitschr. f. Natur. u. Heilk. dimediz. Aklad.zu St. Petersburg*. **1,2**: 210 p.

Erdtmann, B.-D., 1986. Von *Dictyonema* zu *Rhabdinopora*. Geschichte und Umstande der namensumwandlung der graptolithen Dyctionema flabelliforme in Rhabdinopora flabelliformis. *Geschiebekunde Aktuell, Schleswig*, **2**: 43-48.

Erdtmann, B.-D., 1995. Ordovician Basin Dynamics and new graptolite data from the Tarija Region, Eastern Cordillera, South Bolivia.*In*: J. Cooper, M. Droser y S. Finney (Eds.); *Ordovician Odyssey: short papers*

for the seventh International Symposium on the Ordovician System. Special Publication SEMP: 69-73. California.

Fortey, R. y Cooper, R.A., 1986. A phylogenetic classification of the graptoloids. *Palaeontology*, **29** (4): 631-654.

Hall, J., 1851. New genera of fossil corals from the report by James Hall on the Paleontology of New York. *Am. J. Sci.*. Ser. **2** (11): 398-401.

Moya, M.C.; Malanca, S.; Monteros, J.A. y Cuerda, A., 1994. Bioestratigrafía del Ordovícico inferior en la Cordillera Oriental Argentina basada en graptolitos. *Revista Española de Paleontología*, **9** (1): 91-104. España.

Ortega, G. y Suárez Soruco, R., 1994. Graptofaunas del ordovícico inferior (Tremadociano-Arenigiano temprano) en el área de Culpina, departamento de Chuquisaca, sur de Bolivia. *Revista Técnica de YPFB*, 15 (3-4): 217-224. Cochabamba.

Pillola, G.L. y Gutiérrez-Marco, J.C., 1988. Graptolites du Tremadoc du sud-ouestde la sardaigne (Italie): Paléoécologie et contexte téctono-sedimentaire. *Geobios* **21** (5): 553-565. Lyon.

Legrand, P., 1985. *Dyctionema-Rhabdinopora. Norrsk geol. Tidsskr.*, Oslo, **65**: 224-226.

Rao, R.; Ortega, G. y Hunicken, M., 1994. Cambrian Ordovician boundary in the Sierra de Cajas, Cordillera Oriental, Jujuy Province, Argentina. *2nd International meeting du Project IGCP 351 "Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana"* Marruecos. Abstracts: 22-23. Rabat.

Suárez Soruco, R., 1992. El Paleozoico inferior de Bolivia y Perú. *In:* J.C. Gutierrez-Marco, J. Saavedra e Y. Rábano. (Eds.), *El Paleozoico Inferior de Ibero-America*, Publ. Esp. Universidad de Extremadura. 225-239.

Tortello, M.F., Esteban S.B. y Lech, R.R., 1996. Paleontología del Sistema de Famatina. En: Geología del Sistema de Famatina, Munchner Geologische Hefte, Reihe A Allgemeine *Geologie*, **19**: 125-136. Muenchen.

Latest Ordovician-Early Silurian glaciation and carbonate deposition in the Bolivian Central Andes

E. Díaz Martínez

Depto. Estratigrafía, Fac. CC.Geológicas, UCM, 28040 Madrid, Spain

The interpretation of the paleoclimatic indicators present in the latest Ordovician and Early Silurian sedimentary record of the Bolivian part of the Central Andes may seem puzzling, since both glacigenic and carbonate deposits have been described as being found together within meters in the same stratigraphic section. This abstract summarizes the basic information on this evidence, and presents some alternative interpretations, mostly in relation with the geodynamic setting of the basin and its evolution.

The Cancañiri and Zapla Formations extend throughout the Central Andes, from Peru to Argentina, and consist of diamictites, sandstones and mudstones interpreted as submarine resedimented material (debris flows, slided slabs, slumps, turbidites, etc.). The lower contact is a slight regional angular unconformity overlying different Ordovician units ranging from Tremadocian to Ashgillian in age (Suárez, 1995). The thickness varies greatly from a few meters or not being present, to more than 1500m. The precise age of the Cancañiri Formation is still under discussion, since fossils found within it range in ages from Arenigian to early Wenlockian. Considering the resedimented character of the deposits within this unit, and the recycled character of most of the fossils present within it, only the most recent fauna at each particular location may be considered as diagnostic, thus narrowing its age to late Ashgillian or Llandovery, depending on the location under study. Evidence for a glaciated source area

consists in the presence of faceted and striated polymictic extraclasts, mostly of sedimentary origin, as well as outsized clasts of igneous plutonic rock which may exceed 2 m in diameter. Thus, it is interpreted that sediment instability and resedimentation affected unconsolidated deposits containing glacially-derived clasts, which were transported downslope, together with other intrabasinal material, towards deeper and more distal areas in the basin (Díaz, 1997). The most reliable evidence of glacially-derived clasts is found towards the southern and western part of the basin (Tarija, Tica Tica, La Paz). Outsized granitoid clasts within massive unbedded resedimented shales in the La Paz-Milluni area indicate that one of the glacially-related deposits being resedimented consisted of mud with large isolated dropstones. These more proximal and shallower glacially-related deposits predate the deposition of the Cancañiri Formation, and must have been derived from a southern and/or western source, as inferred from paleogeographic reconstructions (Sempere, 1995; Díaz *et al.*, 1996).

A thin carbonate unit called the Sacta Member is found directly above the Cancañiri Formation only in the Cochabamba area of central Bolivia, both in outcrop (Cordillera del Tunari and Chapare, in the central Eastern Cordillera and central Sub-Andean, respectively), and in subsurface (Boomerang hills). Its age is well constrained as earliest Wenlockian (*Kockelella patula* Zone) by the presence of the conodont *Ozarkodina sagitta rhenana* in the ICH-X1D well at 4350 m, at the confluence of the Ichoa and Ichilo rivers (Merino, 1991). Other conodonts present are *Dapsilodus obliquicostatus*, *Panderodus unicostatus*, *Pseudooneotodus beckmani* and *Dentacodina* sp. The Sacta Member also contains trilobites, bivalves, gastropods, brachiopods, echinoderms, corals, bryozoans, ostracodes and sponge remains. In outcrop this unit is less than 2.5 m thick (Beccar, 1994), whereas in subsurface it may reach over 10 m (YPFB, proprietary data). When present, the Sacta Member is always located at or towards the base of the Kirusillas Formation (Wenlockian-Ludlovian), which in the Cochabamba area consists of approximately 600 m of dark shales, thickening and coarsening upwards to the Tarabuco Formation. The Sacta Member is sometimes present as an isolated long and thin slided slab, in which case some authors included it as part of the Cancañiri Formation, thus extending the age of this latter unit to include part of the Wenlockian. However, considering the areal distribution and stratigraphic position of the Sacta Member, it is obvious that its deposition took place after the Cancañiri Formation, and was related to the stable eastern margin of the Paleozoic foreland basin. On the unstable western margin of this basin, the Cancañiri and Llallagua Formations reach up to 4 km of non-decompacted thickness in outcrop at their depocenter (west margin of the southern Eastern Cordillera). This would mean a rough estimate of sedimentation rate easily exceeding 500 m/Ma in the foredeep. During the Llandovery, the sedimentary environments in this part of the basin remained deep and below storm wave base, and are mostly characterized by submarine gravity flows (debris flows and turbidites), suggesting increased slopes and tectonic instability (Sempere, 1995; Díaz *et al.*, 1996; Díaz, 1997). Such a high subsidence rate in the foredeep during deposition of these two units to the west must also have induced increased slopes and sediment instability in the distal stable margin, leading to sliding (towards the W or SW) of the shallow carbonate bank developed in the stable eastern margin. The geodynamic model here proposed does not explain, however, the particular conditions which led to the deposition of the warm water carbonates of the Sacta Member at such high latitudes. Latest world paleogeographic reconstructions for the Late Ordovician-Early Silurian place Bolivia at latitudes higher than 60° (MacNiocaill *et al.*, 1997). The glaciation predating the deposition of the Cancañiri Formation is well documented for the Ashgill and Llandovery in South America (Grahn & Caputo, 1992; Astini, 1993; Assine *et al.*, 1996). However, evidence for a short warm event at such high latitudes during the Late Llandovery-Early Wenlock is still scarce, and the Sacta Member remains as one of the few

In order to further understand this evidence and its significance, future research is still needed which integrates all available biostratigraphic data and paleoclimatic indicators, taking into account the effect of both fossil and glacigenic clast reworking and recycling in resedimented units, as displayed in such a tectonically-unstable geodynamic setting as the Paleozoic foreland basin of the Central Andes.

Acknowledgements

This expanded abstract summarizes part of the results of research on the Paleozoic of Bolivia undertaken with a postdoctoral research grant of the Spanish government (MEC) and financial support from the French Institute of Scientific Research for Development in Cooperation (ORSTOM), under cooperation agreements with the Bolivian Geological Survey (SERGEOMIN) and the Bolivian National Oil Company (YPFB), from 1994 to 1997. This is a contribution to IGCP 351, Early Paleozoic of NW Gondwana.

References

Assine M.L., Perinotto J.A.J. & Alvarenga C.J.S. de (1996). Formação Iapó: registro glacial no limite Ordoviciano/Siluriano, bacia do Paraná, sul do Brasil. *Simposio Sul Americano do Siluro-Devoniano, Anais*, 289-297.

Astini R.A. (1993). Facies glacigénicas del Ordovícico tardío (Hirnantiense) de la Precordillera Argentina. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, **88**: 137-149.

Beccar G. (1994). Estratigrafía del río Sacta, Departamento de Cochabamba. *Revista Técnica de YPFB*, **15**(1-2): 33-46.

Díaz E. (1997). Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Cancañiri (Silúrico inferior) en La Cumbre de La Paz, norte de la Cordillera Oriental de Bolivia. *Geogaceta*, **22**, *in press*.

Díaz E., Limachi R., Goitia V.H., Sarmiento D., Arispe O. & Montecinos R. (1996). Tectonic instability related with the development of the Paleozoic foreland basin of the Central Andes of Bolivia. *3rd Int. Symp. Andean Geodynamics, Expanded Abstracts*, 568-571.

Grahn Y. & Caputo M.V. (1992). Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**: 9-15.

Macniocaill C., van der Pluijm B.A. & Van der Voo R. (1997). Ordovician paleogeography and the evolution of the Iapetus ocean. *Geology*, **25**, 2, 159-162.

Merino D. (1991). Primer registro de conodontos silúricos en Bolivia. *Revista Técnica de YPFB*, **12**(2): 271-274.

Sempere T. (1995). Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. *AAPG Memoir* **62**: 207-230.

Suárez R. (1995). Comentarios sobre la edad de la Formación Cancañiri. *Revista Técnica de YPFB*, **16**(1-2): 51-54.

El Neoproterozoico y Paleozoico inferior del Sistema de Famatina (Argentina) durante la consolidación del Gondwana occidental

F. R. Durand[1,2], A.J. Toselli[1,2], J. N. Rossi de Toselli[1], J. Saavedra[3]

[1] Facultad de CC. NN. e I.M.L. Univ. Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205. 4000 S.M. de Tucumán

[2] INSUGEO-CONICET

[3] IRNA-CSIC, Apartado 257, 37071 - Salamanca, España

Introducción

El Sistema de Famatina (SF) es una unidad morfoestructural de unos 350 km de longitud en sentido meridiano, que se encuentra situada entre las Sierras Pampeanas Occidentales (SPW)

y las Sierras Pampeanas Orientales (SPO) en el NW de Argentina. Los procesos geológicos fundamentales que relacionan al SF y a las SPO con la consolidación del Gondwana occidental, tuvieron lugar entre el Neoproterozoico y el Paleozoico inferior. Los mismos comienzan con la desintegración de Rodinia (con la apertura del Océano Pacífico que data de unos 720 Ma) la formación de Pannotia a fines del Neoproterozoico y la separación de Laurentia del margen proto-Andino (Unrug, 1996; Dalziel, 1997). Los procesos conexos, que incluyen sedimentación y magmatismo, deformación y metamorfismo, los últimos vinculados a fenómenos de colisión y sutura de fragmentos corticales, culminan con la consolidación del Gondwana en el Paleozoico inferior, al finalizar los ciclos orogénicos Pampeano/Brasiliano/Pan Africano, cuyos efectos pueden ser analizados en el SF y en las SPO, lo cual constituye el objeto de esta síntesis.

Gneises, esquistos, anfibolitas, etc.

Las rocas metamórficas más antiguas son las que se observan en la región centro-oeste del SF y pueden asimilarse al ambiente de SPW. Pero las mismas participan de la evolución paleozoica ya que están intruidas por el Granito Cerro Toro (GCT) (Saavedra *et al.*,1996), de 456 Ma. Consisten principalmente en esquistos, gneises, anfibolitas, mármoles y rocas básicas y ultrabásicas. Recientes dataciones radimétricas sobre gneises y anfibolitas en otras áreas de SPW (Cf. Varela *et al.*, 1996) permiten reconocer un evento metamórfico correspondiente a la orogenia Grenville.

Toselli *et al.* (1996 a y b) y otros autores interpretaron que las SPW constituyen un terreno alóctono que colisiona con el SF, quedando registrada la línea de sutura al Oeste del SF (**a** en Figura 1), situación que también es esquematizada por Ramos (1995).

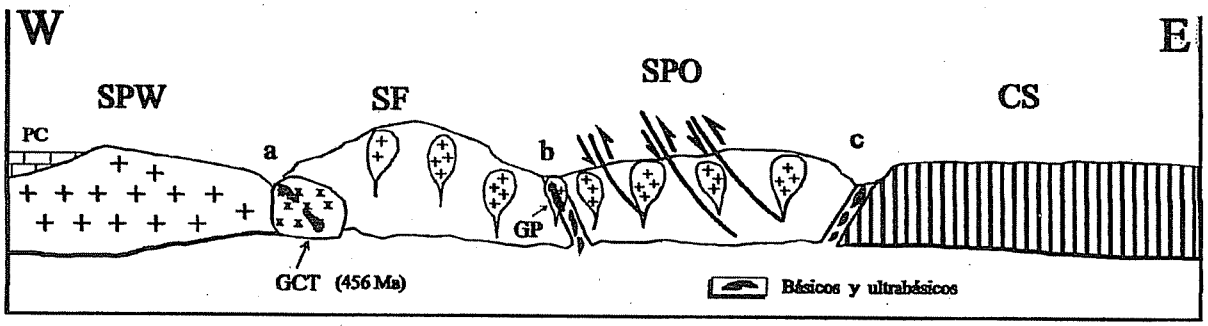


Figura 1.- Corte esquemático que muestra la situación y las relaciones de las distintas unidades morfoestructurales. SPW: Sierras Pampeanas Occidentales, con la plataforma carbonática (PC) hacia el Oeste. SF: Sistema de Famatina. SPO: Sierras Pampeanas Orientales. CS: Cratón Sudamericano. GCP: Granito Cerro Toro. GP: Granito Paimán. a: Sutura oclóyica. b: Zona de cizalla profunda (sutura según Ramos, 1995). c: Sutura Ancasti.

En partes del sector oriental del SF se describió la presencia de gneises con fábricas migmatíticas y paragénesis pelítica. A diferencia de las descriptas, se supone que el protolito pelítico y pelítico-váquico se originó durante la sedimentación pampeana.

Metamorfitas de bajo grado

Afloran tanto en el flanco occidental como en el oriental del SF. Están constituidas esencialmente por (meta)pelitas y (meta)vaques, que en partes han sido depositadas en la región externa de abanicos submarinos profundos. Forman el basamento estratigráfico del SF y de

SPO. La acumulación de los sedimentos se llevó a cabo en una cuenca única que marginaba por el oeste al margen pasivo del Cratón Sudamericano, durante el Neoproterozoico y Cámbrico inferior. Estos afloramientos, que se extienden de manera discontinua a lo largo de unos 800 km, son terrenos autóctonos que constituyeron la caja del magmatismo pampeano y famatiniano.

El Paleozoico inferior sedimentario y volcánico

Esta sucesión abarca términos, documentados por fósiles, que van desde el Cámbrico superior tardío hasta el Llanvirniano inferior-medio. El volcanismo se manifiesta a partir del Arenigiano basal desde los 29° 21' hacia el norte, controlado a esa latitud por una posible estructura transcurrente que variaba el ángulo de la placa subductada.

Se ha considerado que los depósitos clásticos y volcánicos del Arenigiano-Llanvirniano inferior/medio se han acumulado en una cuenca de retro-arco (Cf. Clemens y Miller, 1996; Astini y Benedetto, 1996). Sin embargo, el quimismo de las volcanitas apunta a considerar a esta cuenca como de carácter ensiálico. El cierre de la cuenca ordovícica y la acreción del arco volcánico al cratón, son procesos atribuidos a la orogenia Oclóyica.

El magmatismo granítico del Paleozoico inferior

Los granitoides del SF en general son de emplazamiento somero e intruyen a volcanitas y sedimentitas ordovícicas y a las metamorfitas del Noeproterozoico-Cámbrico inferior. Las dataciones radimétricas de los granitoides del SF y de SPO, efectuadas por diferentes autores, arrojan edades que ubican al magmatismo predominantemente en el Ordovícico superior-Silúrico inferior. Por tal motivo se los asocia con la orogenia Oclóyica (Tacónica), la cual involucra a procesos de subducción-colisión con generación de un importante magmatismo.

Toselli *et al.* (1996 a y b) señalan que la baja relación Rb/Sr de los granitos del SF (valor medio 0,88), permite considerar que se trata de granitos de arco volcánico de márgenes continentales activos. En el caso de SPO, la relación Rb/Sr, tiene valores medios de 2,8 y se asemejan a los granitos tipo-S de la clasificación de Chappel y White (1974). En el diagrama geotectónico Rb-SiO_2 de Pearce *et al.*(1984), se proyectan en el campo de los granitos sin-colisión (SYN-COLG) y de intraplaca (WPG), excepto los de Mazán que también lo hacen dominantemente en el campo de arco volcánico (VAG). Por su parte en el diagrama Nb-Y, se proyectan generalmente en los campos de intraplaca (WPG) y de arco volcánico (VAG) y sin-colisión (SYN-COLG), a excepción de los granitos de Zapata y Velasco que lo hacen sólo en el campo de intraplaca (ver gráficos en Toselli *et al.*, 1996 a y b).

Discusión final

Las rocas del Neoproterozoico y del Cámbrico basal del SF y SPO, como parte de una cuenca de mayor extensión, se cratonizan a raiz de la orogenia Pampeana de fines del Cámbrico inferior. Es preciso aclarar que esta orogenia habría sido causada por la colisión de un terrane alóctono o parautóctono, con toda probabilidad diferente al macizo de Arequipa-Antofalla (Cf. Tosdal, 1996) y también distinto al que actualmente constituye las SPW.

En tanto que, como resultado de la tectónica oclóyica (Ordovícico superior - Silúrico inferior), finaliza la sedimentación y pasan a formar parte del cratón los depósitos del Cámbrico tardío hasta llanvirnianos. Se produce una zona de sutura situada al W-SW del SF, donde se localizan granitos que intruyen a rocas metamórficas precámbricas (SPW) y al Ordovícico del SF (GCT, Fig. 1). Posteriormente, como consecuencia de la subducción, se generan hacia el Este del SF y en SPO granitos, mayoritariamente con caracteres de colisión. La zona de

subducción ordovícica de dirección NW-SE y buzante al NE se situaría entre SPW y el SF (**a** en Fig. 1). Una zona de cizalla profunda marca el límite entre el SF y SPO (**b** en Fig. 1).

El emplazamiento del granito Cerro Toro debió producirse con posterioridad a la unión de SPW y el SF y, en consecuencia, también es posterior a la sedimentación y al volcanismo ordovícico. Tal circunstancia hace necesario la existencia de una zona de subducción situada más al Oeste, que posibilite la generación del magmatismo del Cerro Toro. Esto plantea una alternativa paleogeográfica diferente a la usualmente aceptada.

Bibliografía

Astini R. A. y J. L. Benedetto, 1996. Paleoenvironmental features and basin evolution of a complex volcanic arc region in the pre-andean western Gondwana: *The Famatina Belt. III ISAG*, St. Malo (France). 755-758. París.

Clemens, K. y H. Miller, 1996. Sedimentología, proveniencia y posición geotectónica de las sedimentitas del Precámbrico y Paleozoico inferior del Sistema de Famatina. *In: Geología del Sistema de Famatina.* Aceñolaza, F. G., Miller, H. y A. J. Toselli (Eds.). Münchner Geologische Hefte, A **19**: 31-50. Müncher - Alemania.

Chappell B. H. y A. J. R.White, 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.

Dalziel, I. W. D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *GSA Bulletin* **109**(1): 16-42.

Pearce J.A., N.B. Harris y A.C. Tindle, 1984. Trace element discrimination diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Jour. of Petrol.* **25**(4): 956-983.

Ramos, V. A., 1995. Sudamérica: Un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, **6**(32): 24-29. Bs. As.

Saavedra, J., A. J. Toselli, J. N. Rossi De Toselli y E. Pellitero, 1996. Granotoides y rocas básicas del Cerro Toro. *In: Geología del Sistema de Famatina.* Aceñolaza, F. G., H. Miller y A. J. Toselli (Eds). Münchner Geologische Hefte, A **19**: 229-240. München.

Tosdal, R., 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from the Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics*, **15**(4): 827-842.

Toselli, A. J., F. R. Durand, J. Rossi De Toselli y J. Saavedra, 1996 a. Esquema de evolución geotectónica y magmática Eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Actas* **5**: 443-462.

Toselli, A. J., F. R. Durand, J. Rossi De Toselli, J. Saavedra y A. N. SIAL, 1996 b. Granitos peraluminosos de la zona batolítica central de Sierras Pampeanas (NW Argentino): Relaciones y significado geotectónico. *XII Congreso Geológico de Bolivia, Memorias* **2**: 755-768.

Unrug, R., 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes* **19**(1-2): 11-20.

Varela, R., M. Lopez De Luchi, C. Cingolani y L. Dalla Salda, 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja. Implicancias Tectónicas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* **3**: 519-527. Buenos Aires.

Primeros conodontos ordovícicos del Anti-Atlas (Marruecos)

M. El Bourkhissi & G. N. Sarmiento

Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de CC. Geológicas, 28040 Madrid.

La gran extensión areal y potencia que presentan los sedimentos ordovícicos en el N de África contrasta notablemente con la escasa información que existe acerca de los conodontos de este Sistema en este dilatado continente. Este hecho puede ser explicado por la naturaleza predominantemente siliciclástica de tales depósitos, en los que las rocas carbonatadas rara vez se

hallan presentes. Esto es particularmente notorio en Marruecos, en donde hasta la fecha sólo se han mencionado conodontos ordovícicos (Arenig) en la localidad de Khemis-n´Ga, área de Safi, en el dominio de la Meseta Costera (Bultynck en Beun y Huvelin, 1990; Sarmiento y Bultynck, 1996). Estos conodontos, actualmente en estudio, se encuentran en rocas del Silúrico superior y coexisten con formas características del Prídoli, tales como *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler) y *O. eosteinhornensis* (Walliser), por condensación tafonómica *sensu* Gómez y Fernández-López (1994).

En los últimos años hemos investigado para conodontos numerosos niveles de rocas siliciclásticas, en especial areniscas con cemento carbonatado y lumaquelas, provenientes de distintas localidades y con diferentes edades del Anti-Atlas marroquí. Si bien la mayoría de las muestras estudiadas dieron resultado negativo, el hallazgo reciente de conodontos, que con carácter preliminar damos a conocer en esta contribución, crea nuevas expectativas para intensificar la búsqueda de estos microfósiles en este dominio. Las asociaciones de conodontos que referimos a continuación provienen de la Formación de Fezouata Inferior (Tremadoc) en el Anti-Atlas Central, de la Formación de Taddrist (Oretaniense superior) y de la Formación Izgouiren (Dobrotiviense superior) ambas en el Anti-Atlas Oriental.

Los elementos conodontales fueron recuperados empleando las técnicas convencionales para la disgregación de rocas carbonatadas. Todos ellos se hallan en general muy fragmentados y su número es muy reducido, lo que ha dificultado las determinaciones taxonómicas. El Índice de Alteración del Color (CAI) corresponde a valores de 4-4,5, lo que indicaría paleotemperaturas comprendidas entre los 190 y 300º C (Epstein *et al.*, 1977; Sarmiento y García-López, 1996). Los comentarios adicionales sobre los aspectos tafonómicos de cada una de las asociaciones estudiadas, así como los taxones identificados, se mencionan siguiendo un orden estratigráfico.

La Formación de Fezouata Inferior se integra junto con otras unidades pelíticas en el Grupo de las Feijas Externas. La potencia de esta formación es de aproximadamente 400 m en la región de Zagora, y su edad, establecida en base a acritarcos, graptolitos, equinodermos y trilobites, es Tremadoc (Destombes, en Destombes *et al.*, 1985). La localidad con conodontos corresponde a los afloramientos que se sitúan entre el anticlinal de Boudehir y de Jbel Mizgarère cerca de la aldea (Douar) Taglgoult, a 40 km al noroeste de Zagora. El nivel investigado se localiza en la parte basal de la unidad y puede definirse como una arenisca microconglomerática con cemento carbonatado, en parte ferruginosa. De los 580 gr de muestra analizada se obtuvieron cinco elementos conodontales cónicos muy fragmentados, no habiéndose encontrado restos de otros grupos fósiles. Es de destacar la abundancia de cristales de turmalina en el residuo insoluble resultante del ataque químico de la roca. Desde el punto de vista taxonómico, sólo un elemento robusto parcialmente conservado ha podido ser identificado como *Drepanoistodus*? cf. *pervetus* Nowlan. Esta especie fue definida por Nowlan (1985) en base a material de la Formación Cape Clay en la Isla Devon (Ártico Canadiense), de un intervalo estratigráfico correspondiente a la Subzona de *Cordylodus intermedius* de la Zona de *C. rotundatus sensu* Nowlan (1985) del Tremadoc inferior. Bryant y Smith (1990) constataron la presencia de esta especie, junto con otras características de la Zona de *Cordylodus angulatus* sensu Miller (1988) del Tremadoc, en la región oriental de Washington Land (norte de Groenlandia).

En el estado actual de nuestro conocimiento sobre los conodontos ordovícicos de la Provincia Mediterránea (Lindström, 1976), podemos señalar que los conodontos de la Formación de Fezouata Inferior, pese a su reducido número y deficiente estado de conservación, podrían constituir uno de los registros más antiguos en dicho ámbito. En las

sucesiones del Ordovícico Inferior basal de este dominio paleobiogeográfico se han documentado conodontos en Frankenwald, Alemania (Sannemann, 1955), norte de Irán (Müller, 1973), Macizo Armoricano francés (Lindström, 1976), sur de Turquía (Gedik, 1977), y en la Montaña Negra, Francia (Küppers y Pohler, 1992).

Las otras dos unidades con conodontos, formaciones de Taddrist e Izgouiren, se integran en el Grupo del Primer Bani, del cual constituyen su unidad basal y terminal respectivamente. Los conodontos de la Formación de Taddrist fueron extraídos de un nivel de areniscas carbonatadas, en parte limonitizadas, que se sitúa en la base del conjunto arenoso aflorante en las proximidades de Talgoumt, al suroeste de Alnif. De la muestra investigada (678 gr) se recuperaron siete elementos coniformes y uno ramificado, que se asignan a *Drepanoistodus*? sp., *Paraprioniodus*? sp., "*Scandodus*" sp. y aff. *Walliserodus nakholmensis* (Hamar). Si bien ninguno de estos taxones aporta información acerca de la edad del nivel investigado, es de destacar que *W. nakholmensis* es una especie de amplia distribución en el Ordovícico Medio de la Provincia Nordatlántica de conodontos (cf. Dzik, 1994).

La tercera asociación de conodontos proviene de un nivel lumaquélico constituido principalmente por braquiópodos, equinodermos y trilobites, obtenido en el afloramiento de de la Formación Izgouiren que se sitúa al pie del Jbel Tiskaouine, al sur de Alnif. La sección se localiza al norte del corte estratigráfico de Jbel Achich estudiado por Destombes (1985). La muestra analizada, con un peso de tan sólo 118 gr, proporcionó doce elementos conodontales, todos ellos muy fragmentados. En esta pequeña colección coexisten formas muy robustas, posiblemente gerónticas, con otras de muy pequeña talla. Entre ellas se han identificado *Coelocerodontus*? sp., *Distomodus*? cf. *tamarae* Lindström, Racheboeuf y Henry, *Phragmodus*? sp. y *Plectodina* sp. Esta asociación exhibe cierta semejanza con la descrita por Sarmiento (1993) para el Dobrotiviense superior de la Península Ibérica y tiene también dos formas en común (*Distomodus*? *tamarae* y *Plectodina* sp.) con otra del Dobrotiviense inferior reconocida por Lindström *et al.* (1974) en el Macizo Armoricano francés.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto 351 del Programa Internacional de Correlación Geológica "Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana". Nuestra gratitud al Dr. Juan Carlos Gutiérrez-Marco, Instituto de Geología Económica (CSIC, Madrid), por la lectura crítica de este trabajo.

Bibliografía

Beun, N. y Huvelin, P., 1992. Le Paléozoïque de Khemis-n'Ga: discordance du Silurien supérieur sur l'Arenig (Región de Safi, Maroc). *Annales de la Societé Géologique du Nord,* **1**: 171-177.

Bryant, I.D. y Smith, P., 1990. A composite tectonic-eustatic origin for shelf sandstones at the Cambrian-Ordovician boundary in North Greenland. *Journal of the Geological Society, London,* **147**: 795-809.

Destombes, J., 1985. Notice explicative de la carte géologique du Maroc au 200 000 é: Todhra-Maider. *Notes y Memoire Service géologique du Maroc,* nº **243**, 90p. (inédito).

Destombes, J., Hollard, H. y Willefert, S. 1985. Lower Palaeozoic Rocks of Morocco. En: Holland, C.H. *Lower Palaeozoic Rocks of the World.* Vol. 4. Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa: 184-238. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore (John Wiley & Sons).

Dzik, J., 1994. Conodonts of the Mójcza Limestone. En: Dzik, J., Olempska, E. y Pisera, A., 1994. Ordovician carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains. *Palaeontologia Polonica,* **53**: 43-128.

Epstein, A.G., Epstein, J.B. y Harris, L.D., 1977. Conodont color alteration -an index to organic metamorphism. *United States Geological Survey, Professional Paper,* **995**: 1-27.

Gedik, I. 1977. Orta Toroslarda Konodont biyostratigrafisi. *Bulletin of the Geological Society of Turkey,* **20**: 35-48.

Gómez, J.J. y Fernández-López, S., 1994. Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology*, 92: 147-159.

Küppers, A.N. y Pohler, S.M.L., 1992. Discovery of the first Early Ordovician conodonts from the Montaigne Noire. En: Webby, B.D. y Laurie, J.R. (eds.), *Global Perspectives on Ordovician Geology*, pp. 487-494. Balkema, Rotterdam.

Lindström, M., 1976. Conodont paleogeography of the Ordovician. En: Basset, M.G. (ed.), *The Ordovician System*. University of Wales Press and Natural Musseum of Wales, Cardiff, pp.501-522.

Lindström, M., Racheboeuf, P. y Henry, J.-L., 1974. Ordovician conodonts from the Postolonnec Formation (Crozon Peninsula, Massif Armoricain) and their stratigraphic significance. *Geologica et Palaeontologica*, **8**: 15-28.

Müller, K.J., 1973. Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from northern Iran. *Geological Survey of Iran, Report N° 30*, pp. 1-77.

Nowlan, G.S., 1985. Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from the Franklinian miogeosyncline, Canadian Artic Islands. *Journal of Paleontology*, **59**: 96-122.

Sannemann, D., 1955. Ordovizium und Oberdevon der bayerischen Fazies des Frankenwaldes nach Conodontenfunden. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **102**: 1-36.

Sarmiento, G.N., 1993. *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*. Tesis Doctotal, Universidad Complutense de Madrid, 599 p. (Inédito).

Sarmiento, G.N. y Bultynck, P., 1996. Ordovician conodonts from Africa: Brief review and new data. *In:* Baldis, B. y Aceñolaza, F.G. (eds.), *Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. Serie Correlación Geológica*, **12**: 136-137.

Sarmiento, G.N. y García-López, S., 1996. El método del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos: limitaciones y posibilidades. Ejemplos de su aplicación en el Hercínico ibérico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **9**: 112-123.

Graptolitos del Tremadoc del Sistema de Famatina (Argentina)

S.B. Esteban[1] & J.C. Gutiérrez-Marco[2]

[1] Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales, CONICET y Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán (Argentina).

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

La existencia de graptolitos del Tremadoc en el curso alto del río Achavil (Peña Negra) y Puesto Volcancito, ambos en el flanco oriental del Sistema de Famatina, se conoce desde principios de siglo (Bodenberder, 1916), pero no es hasta los años 50 cuando Harrington y Leanza (1957) definen la formación portadora de tales faunas en el perfil del río Volcancito, y señalan una nutrida representación de este grupo fósil. Turner (en Harrington y Leanza, 1957), identifica un total de 7 formas distintas, integradas por especies planctónicas de los géneros *Dictyonema* (=*Rhabdinopora*) y *Anisograptus*, así como los dendroideos bentónicos *Callograptus* y *Aspidograptus*.

El primer estudio detallado de estos graptolitos se debe a Turner (1960), quien revisó el material original de los trabajos anteriores y describe, con colecciones procedentes de las dos secciones mencionadas, *Aspidograptus* cf. *implicatus* (Hopkinson), *Aspidograptus*? cf. *minor* Bulman, *Callograptus* cf. *salteri* Hall, *Dictyonema flabelliforme* var. *famatinense* Turner, *Dictyonema* sp.*b*, *Anisograptus* cf. *richardsoni* Bulman y *Anisograptus* cf. *flexuosus* Bulman. El mismo autor (Turner, 1964) detecta diferencias entre las asociaciones registradas en ambas localidades, pues *Anisograptus* cf. *flexuosus*, *Dictyonema* sp.*b* y *Aspidograptus*? cf. *minor*, presentes en Peña Negra, faltan en el río Volcancito. Otros estudios o síntesis posteriores acerca de los graptolitos del Tremadoc de Famatina son los de Toselli (1977), Aceñolaza y Durand

(1984) y Tortello *et al.* (1996), quienes refieren en la Formación Volcancito la presencia de *Dictyonema flabelliforme* forma *typica* Brogger, *D. flabelliforme* var. *anglica* Bulman (= *D. flabelliforme* var. *famatinense* Turner), *Dictyonema* cf. *D. scitulum* Harris y Keble, *Callograptus* sp., *Anisograptus* cf. *A. flexuosus* Bulman, *Clonograptus* sp. y una especie indeterminada de *Bryograptus* sp. afín a *B. kjerulfi* Bulman.

En lo que respecta a la edad de estas asociaciones con graptolitos, restringidas siempre a la mitad superior de la formación, Turner (1960) las correlaciona con la parte media de la "Zona de *Dictyonema flabelliforme*" clásica, del Tremadoc inferior, considerándolas equivalentes a la parte superior de la "Zona de *Parabolina argentina*", perteneciente ya al Ordovícico basal. Esta última división fue propuesta por Harrington y Leanza (1957), quienes suponían la edad de los graptolitos de Famatina más moderna, aproximadamente equivalente en edad y posición a la "Zona de *Kainella meridionalis*" que sucede a la de "*P. argentina*" (= *Neoparabolina frequens argentina*). Por su parte, Aceñolaza y Durand (1984) atribuyen la asociación graptolítica a la "parte alta del Tremadociano inferior", y cuestionan las relaciones biocronológicas de la misma indicadas Harrington y Leanza (1957), con respecto a la "Zona de *Parabolina argentina*", registrada en la parte inferior de la Formación Volcancito.

En el presente trabajo se presenta el estudio bioestratigráfico detallado de las dos áreas clásicas de la Formación Volcancito (Peña Negra y Puesto Volcancito), donde se colectaron graptolitos "capa a capa" a lo largo de tres perfiles, implicando más de 225 m de sucesión. La litología predominante en esta parte superior de la unidad son las pizarras negras graptolíticas, en forma de limolitas negras finamente laminadas y algo silicificadas, que en las dos secciones de Peña Negra intercalan además algunos bancos centimétricos de areniscas finas más claras de origen turbidítico (Aceñolaza *et al.*, 1996). La presencia de éstos, junto a restos articulados de poríferos (*Protospongia* spp.: Esteban y Rigby, en prensa) y graptolitos bentónicos transportados (*Aspidograptus, Callograptus?*), además de raros vestigios indeterminables de trilobites y tal vez de filocáridos, evidencia un ambiente posiblemente más proximal o contiguo a las áreas de aporte turbidítico en Peña Negra, con respecto a la sucesión del río Volcancito.

Los graptoloideos planctónicos más abundantes corresponden siempre al género *Rhabdinopora*, del que se identificaron un total de seis especies, tres de ellas en nomenclatura abierta y probablemente nuevas. Las formas clásicas del Tremadoc inferior *Rhabdinopora flabelliformis* (Eichwald, 1840) y *R. socialis* (Salter, 1866) se distribuyen en los niveles medios y superiores de las secciones de Peña Negra, así como en la parte inferior del perfil del río Volcancito, si bien nunca alcanzan una gran representación numérica. *R. patula* (Bulman y Rushton, 1973) se halla asociado a las especies anteriores en la mitad superior del rango indicado para aquéllas, siendo una forma rara en Famatina. Por el contrario, la especie de rabdosoma ampliamente cónico designada como *Rhabdinopora* n.sp. 1 es muy abundante en los tres perfiles examinados, y del estudio morfológico se infiere su coespecificidad con "*Dictyonema* sp.*b*" de Turner (1960) y con parte de los ejemplares de Famatina citados por Aceñolaza y Durand (1984) como "*Dictyonema flabelliforme anglica*" (op. cit., lám. 1, fig. 2 y 6) y tal vez como "*D.* cf. *scitulum*" (op. cit., lám. 1, fig. 9). Entre las restantes sucesiones del Tremadoc mundial, *Rhabdinopora* n.sp. 1 se presenta, igualmente acompañada por *Anisograptus,* entre la "fauna de Matane" (Quebec, Canadá), donde fue comparada con reservas por Bulman (1950: lám. 1, fig. 4) con su especie *Dictyonema rusticum* Bulman, a pesar de presentar estipes más delgadas y disepimentos menos angulares. El auténtico *Rhabdinopora rustica* (Bulman) es una forma más antigua, del Tremadoc temprano, que ha sido considerada por algunos autores (Erdtmann, 1986, 1988a) como un morfotipo geróntico de *R. parabola*

(Bulman), y no coexiste con la "fauna de Matane" s. str. (Cape des Rosiers y Matane river: península de Gaspé, Canadá).

En la Formación Volcancito se registran además otras dos formas adicionales de *Rhabdinopora*, restringidas en este caso a los perfiles levantados en Peña Negra. El primero de estos taxones (*Rhabdinopora* n.sp. 2) posee un rabdosoma de reducido tamaño (menos de 2 cm), que se prolonga en un nema delicado de gran longitud, con tendencia a bifurcarse y unirse en sinrabdosomas; los disepimentos entre estipes son muy esporádicos. Esta especie se distribuye en la mitad inferior de la sección de Peña Negra-I y en la mitad superior del perfil Peña Negra-II. Desde el punto de vista morfológico, guarda ciertas afinidades con *Rhabdinopora lapworthi* (Bulman), de la "fauna de Matane", y con *R. enigma* (Cooper y Stewart), del Lancefieldiense 1 de Australia. Por último, *Rhabdinopora* n.sp. 3 es una especie representada únicamente en la parte más alta de las secciones de Peña Negra, donde se reconoce por el carácter abierto de su malla (los interespacios superan hasta en 3,5 veces la anchura de las estipes; los disepimentos son finos y espaciados), y las grandes dimensiones de un rabdosoma aparentemente vasiforme. La configuración abierta de la malla recuerda mucho a la de *R. anglica* (Bulman), si bien la morfología y dimensiones del rabdosoma son muy distintas.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, las asociaciones de rabdinoporinos del Sistema de Famatina revelan que la base de las secuencias fosilíferas dista bastante de las que definen el Tremadoc basal (especies cuatrirradiadas como *R. praeparabola, R. parabola, R. desmograptoides* y *Staurograptus*). Prescindiendo de los taxones de amplio rango estratigráfico (*R. flabelliformis, R. anglica*) que suceden a este plexo primitivo, en Famatina coexisten con los primeros otras formas propias de niveles medios o elevados del Tremadoc inferior, descritos en sucesiones clásicas británicas, baltoescandinavas, de los Apalaches o Australia. De ellas resaltamos *R. patula*, *Rhabdinopora* n.sp. 1 (asociada a *R. canadensis* en la "fauna de Matane" s. str.), *Rhabdinopora* n.sp. 2 (próxima a *R. lapworti* o a una forma del La.1 australiano), y *Rhabdinopora* sp. 3, cuya malla abierta recuerda mucho a la de *"R." anglica*, una forma pseudobirradiada típica del Tremadoc inferior tardío.

La asociación de *Rhabdinopora* con otros géneros de graptoloideos planctónicos en Famatina, corrobora aún más la correlación propuesta, y en este sentido el género *Anisograptus* se distribuye con claridad desde la misma base de las sucesiones investigadas, si bien resulta más abundante en los perfiles de Peña Negra. Se trata de formas como *A. richardsoni* Bulman (= "*Clonograptus* sp." de trabajos previos) y *A. flexuosus* Bulman, definidas originalmente entre la "fauna de Matane" (Bulman, 1941, 1950). Además de éstas, existen otras formas de pequeñas dimensiones, horizontales a declinadas, que podrían corresponder tanto a *Anisograptus*, como a variantes bioestratinómicas de colonias juveniles de *Rhabdinopora* n.sp. 2, desbaratadas durante la compactación, por la ausencia o escasez en esta especie de disepimentos reforzantes en una fase inicial de su astogenia. En este sentido, los estados juveniles de otros rabdinoporinos de Famatina preservados horizontal u oblicuamente, recuerdan también por su aspecto al de "*Staurograptus*", aunque esta circunstancia se da sólo en apariencia.

En definitiva, la asociación graptolítica de la Formación Volcancito podemos situarla desde el punto de vista cronoestratigráfico en la parte media a relativamente tardía del Tremadoc inferior (Cressagiense). Dicho rango englobaría el tránsito entre las Asociaciones "2A-2B" de Erdtmann (1988a, 1988b), y sería equivalente a la parte baja del Lancefieldiense 1 de Australia (Cooper y Stewart, 1979), a la Biozona de *"R. fl. socialis - R. fl. flabelliformis"* del sur de Suecia o a los equivalentes británicos y noruegos de esta última (Cooper y Lindholm, 1990).

Las relaciones de los graptolitos de Famatina con las asociaciones "de tipo Matane" (pseudo-trirradiadas y propias de cuencas profundas de tipo geosinclinal o retroarco), ya fueron intuídas por Erdtmann (1982a, 1982b), particularizándolas en *Rhabdinopora flabelliformis famatinensis* (Turner, 1960). La descripción original de este taxón, mezcla en realidad caracteres de distintas especies entre las asociaciones diferenciadas por nosotros, lo cual se demuestra porque tanto Turner (1960) como Toselli (1977) asignaron a este único taxón todos los ejemplares de "*Dictyonema*" recogidos en la Formación Volcancito, salvo tres de ellos, pertenecientes a "*Dictyonema* sp.*b* Turner". Aceñolaza y Durand (1984) consideraron a *R. f. famatinensis* como un sinónimo de *R. anglica*, pero parte de los ejemplares que ilustraron bajo esta denominación (op. cit., lám. 1, fig. 2 y 6) corresponden a *Rhabdinopora* n.sp. 1. Entre nuestro material, la especie que más se aproxima morfológicamente a la descripción original de *R. f. famatinensis* es *R. patula*, a la que posiblemente pertenece un paratipo del taxón argentino (Turner, 1960: lám. 1, fig. 2). De los caracteres considerados como más distintivos de "*famatinense*" por su autor, el gran número de disepimentos (dispuestos algo irregularmente, con evidencias de recrecimiento cortical) y el amplio espaciamiento de las estipes en sectores maduros de la colonia, concuerdan muy bien con los habituales de *R. patula*, y una revisión posterior del material tipo argentino podría demostrar su coespecifidad y prioridad nomenclatural sobre la forma británica. No obstante, Turner (1960) atribuye a su nuevo taxón otra serie distinta de caracteres, nunca observados sobre un mismo rabdosoma entre los varios centenares que componen nuestra colección. Tales detalles sirven a su vez para diferenciar a "*famatinense*" de *R. patula*, y son por ejemplo la sícula con nema delicado, el desarrollo aparentemente trirradiado, un número de tecas reducido (12-13 en 10 mm) y una forma general más alargada (relación longitud/anchura: 1.5-1.7), que probablemente no concurran en todos los ejemplares de la serie tipo argentina, necesitada de una profunda revisión.

Como corolario a este resumen, resta manifestar que las relaciones taxonómico-paleoambientales de los graptolitos de la Formación Volcancito, con respecto a la "fauna de Matane" quebecense, tal vez se vean reforzadas en el futuro con el descubrimiento de más taxones acádico-apalachianos en Famatina. Tal pudiera ser el caso de *Rhabdinopora canadensis* (Lapworth), del que interpretamos algunos indicios en forma de fragmentos de estipe cuyas autotecas se prolongan en largos procesos espinosos, muchos de ellos claramente bifurcados al estilo de la especie canadiense. Sin embargo, este carácter en sí mismo carece de valor taxonómico, ya que procesos tecales idénticos se conocen también en ciertos dendroides bentónicos (por ejemplo *Dictyonema cervicorne* Holm), ninguno de los cuales ha sido señalado hasta ahora en Sudamérica.

Bibliografía

Aceñolaza, G.F., Tortello, M.F. y Esteban, S.B. 1996. Oxygen deficient facies of Lower Paleozoic age in northwestern Argentina. *Serie Correlación Geológica*, **12**: 15-22.

Aceñolaza, F.G. y Durand, F.R. 1984. Observaciones sobre la fauna graptolítica tremadociana del Famatina, Provincia de La Rioja. *Actas Noveno Congreso Geológico Argentino*, S.C. de Bariloche, **4**: 267-276.

Bodenbender, G. 1916. El Nevado de Famatina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, **21**: 100-182.

Bulman, O.M.B. 1941. Some dichograptids of the Tremadocian and Lower Ordovician. *Annals and Magazine of Natural History* [11], **7**: 100-121.

Bulman, O.M.B. 1950. Graptolites from the Dictyonema Shales of Quebec. *Quarterly Journal of the Geological Society*, **106**: 63-99. London.

Cooper, R.A. y Lindholm, K. 1990. A precise worlwide correlation of early Ordovician graptolite sequences. *Geological Magazine*, **127**: 497-525.

Cooper, R.A. y Stewart, I. 1979. The Tremadoc graptolite sequence of Lancefield, Victoria. *Palaeontology*, **22**, 767-797.

Erdtmann, B.D. 1982a. A reorganization and proposed phylogenetic classification of planktic Tremadoc (early Ordovician) dendroid graptolites. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **62**: 121-144.

Erdtmann, B.D. 1982b. Palaeobiogeography and environments of planktic dictyonemid graptolites during the earliest Ordovician. En M.G. Bassett y W.T. Dean (Eds.), *The Cambrian-Ordovician boundary: sectiones, fossil distributions, and correlations*. National Museum of Wales, Geological Series **3**: 9-27.

Erdtmann, B.D. 1986. Comments on some earliest Ordovician (Salmian) graptolites from Solwaster, Massif de Stavelot, Belgian Ardennes. *Aardkundige Mededelingen*, **3**: 75-88.

Erdtmann, B.D. 1988a. Graptolite-based correlation of earliest Ordovician in eastern North American marginal sequences with coeval succesions in northern China and Oslo, Norway. *Bulletin of the New York State Museum*, **462**: 33-42.

Erdtmann, B.D. 1988b. The earliest Ordovician nematophorid graptolites: taxonomy and correlation.. *Geological Magazine*, **125**: 327-348.

Harrington, H.J. y Leanza, A.F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *University of Kansas Special Publication*, **1**: 1-276.

Esteban, S.B. y Rigby, J.K. En prensa. Hexactinellid sponges from the Lower Ordovician, Tremadocian, Volcancito Formation, Famatina area, Argentina. *Brigham Young University Geology Studies*.

Tortello, F., Esteban, S.B. y Lech, R.R. 1996. Paleontología del Sistema de Famatina. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A. Toselli (Eds.): Geología del Sistema de Famatina. *Münchner Geologische Hefte*, [A], **19**: 125-136.

Toselli, G.A. 1977. El Paleozoico inferior y medio de la región de Volcancito, Sierra de famatina, Provincia de La Rioja, Rep. Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, **14**: 83-104.

Turner, J.C. 1960. Faunas graptolíticas de América del Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **14**: 5-180.

Turner, J.C. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c. Vinchina (provincia de La Rioja). *Boletín de la Dirección de Geología y Minería*, **100**: 1-81.

Pistas fósiles de utilidad bioestratigráfica en el Cámbrico de Gondwana

J.A. Gámez Vintaned

Depto. de Geología (Paleontología). Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España.

En contraste con su gran utilidad para el estudio y reconstrucción de los ecosistemas antiguos, el potencial bioestratigráfico que las pistas fósiles de invertebrados tienen para el conjunto del Fanerozoico es más bien escaso. Una de las razones para este limitado potencial es que la morfología de las pistas, en tanto que estructuras etológicas, depende en buena medida del comportamiento del productor, y que diferentes grupos taxonómicos pueden participar de un mismo comportamiento en momentos distintos. Si bien algunas estrategias etológicas generales de los invertebrados han evolucionado desde los tiempos finineoproterozoicos hasta el Cenozoico (Seilacher, 1977), la ordenación temporal de estos hitos da lugar a una escala bioestratigráfica de poca precisión.

Sin embargo, los icnotaxones de una cierta utilidad bioestratigráfica se hacen más frecuentes cuando consideramos el Paleozoico inferior y en particular el Cámbrico (Crimes, 1975). También el Neoproterozoico más tardío y el tránsito Neoproterozoico-Cámbrico ofrecen buenos ejemplos de icnotaxones índice o de una distribución temporal limitada.

La utilidad de los icnofósiles para delimitar la separación entre los eones Neoproterozoico y Fanerozoico ha sido puesta de relieve por trabajos que van desde el de Seilacher (1956) hasta el de Crimes (1994). Actualmente este límite se sitúa en la primera aparición de la icnoespecie

Phycodes pedum Seilacher, 1955, encontrándose el estratotipo del límite en el terreno avaloniense (de afinidad gondwánica) de Terranova oriental (Narbonne *et al.*, 1987). Dicho icnotaxón está ampliamente extendido en sucesiones clásticas de esta edad en prácticamente todo el mundo, y por tanto también en el sector noroccidental de Gondwana. *Phycodes pedum* representa un patrón de comportamiento incipientemente complejo en la explotación de recursos del benthos por organismos sedimentívoros, consistente en la realización de prospecciones laterales ramificadas a partir de una madriguera principal (Vidal *et al.*, 1994). Su primera aparición suele ir acompañada por o preceder ligeramente a las de otros icnotaxones típicamente paleozoicos como son *Monomorphichnus lineatus* Crimes, Legg, Marcos y Arboleya, 1977, *Diplichnites* ichnosp. (ambos indicativos de la actividad de artrópodos) y *Psammichnites* ichnosp. (formado por gusanos planos más o menos complejos, de hábitos endoestratales). En ausencia de *Phycodes pedum*, icnotaxón índice, cualquiera de estos últimos icnotaxones permite identificar icnocenosis cámbricas en sucesiones que abarcan el tránsito Neoproterozoico-Fanerozoico, como ocurre con el Complejo Esquisto-Grauváquico al SO de la provincia de Salamanca, España (Rodríguez Alonso *et al.*, 1995).

El icnogénero *Psammichnites* responde a un esquema pionero entre las nuevas estrategias de comportamiento que aparecieron en el Cámbrico Inferior temprano. Se encuentra en materiales siliciclásticos de medios sublitorales del Cámbrico Inferior de todo el mundo, y su presencia en las sucesiones gondwánicas (España, Cerdeña, Irlanda, Francia, Nueva Braunschweig, Sur de China, Australia y Argentina) se limita a edades comprendidas entre el Tommotiense basal (Cordubiense Inferior en España) y Botomiense. Con posterioridad al Cámbrico Inferior, el tipo de comportamiento representado por *Psammichnites* no se encuentra en el registro fósil de Gondwana hasta el Paleozoico superior, con otros representantes del grupo *Scolicia*. El icnogénero *Plagiogmus* del Cámbrico Inferior no es sino un sinónimo más reciente de *Psammichnites*, constituyendo una expresión toponómica inferior de esta compleja madriguera.

El icnogénero *Astropolichnus* responde probablemente a madrigueras de morada de un celentéreo de cuerpo blando. Está presente en regiones que conformaban el margen noroccidental de Gondwana durante el Cámbrico Inferior temprano: España, Normandía, SO de Cerdeña, SE de Terranov, N de la India (Cuenca de Cachemira e Himachal Lesser Himalaya) y probablemente en el SO de China. La icnoespecie *Astropolichnus hispanicus* (Crimes, Legg, Marcos y Arboleya, 1977) se considera un indicador paleoambiental de medio marino infralitoral somero en litofacies terrígenas finas de sustratos no consolidados (Pillola *et al.*, 1994). Esta icnoespecie parece tener una distribución espacial más restringida que su icnogénero, hallándose limitada al sector central del margen gondwánico noroccidental (Iberia, Normandía y SO de Cerdeña), lo que permite delimitar un dominio paleobiogeográfico con *Astropolichnus hispanicus* para esta región (que se encuadra en el dominio trilobítico de los Redlichiidae) entre el Ovetiense Inferior temprano y el Ovetiense Superior medio (Gámez-Vintaned *et al.*, 1994). Esta forma desaparece del registro paleontológico en el Cámbrico Inferior, volviendo a aparecer momentáneamente durante el Jurásico Inferior (*Solicyclus* Quenstedt, 1879).

Otro icnogénero útil bioestratigráficamente es *Oldhamia*, cuya distribución es Cámbrico Inferior-Ordovícico temprano. Se encuentra generalmente en materiales depositados en medios circalitorales, en áreas como Irlanda y Argentina (Aceñolaza y Durand, 1984).

Probablemente el ejemplo paradigmático en icnobioestratigrafía lo constituye la distribución de icnoespecies de *Cruziana* en el ámbito paleobiogeográfico de Gondwana, que ha permitido elaborar una escala bioestratigráfica aplicable al Paleozoico pre-pérmico gondwánico

con una precisión al nivel de Serie (Seilacher, 1970, 1992). Esta resolución, en principio modesta, permite sin embargo la datación de sucesiones siliciclásticas desprovistas de o con escasos fósiles corporales, como ocurre con las secuencias cratónicas paleozoicas del Norte y Oeste de África (Seilacher, 1992; Seilacher y Alidou, 1988) o con ciertas sucesiones europeas de plataforma (Crimes, 1970; Gámez-Vintaned, 1995). En el esquema bioestratigráfico de Seilacher, los grupos de icnoespecies de *Cruziana* característicos del Cámbrico son el grupo *fasciculata* del Cámbrico Inferior, el grupo dispar (Cámbrico Inferior y Medio), *semiplicata* (Cámbrico Medio y Superior) y *omanica* (Cámbrico Superior). Todos ellos se encuentran representados en el sector noroccidental de Gondwana.

La distribución biogeográfica de los icnofósiles cámbricos es, todavía hoy, relativamente poco conocida. No obstante, son cada vez más numerosos los datos que apuntan a una cierta homogeneidad en la distribución temporal de los icnotaxones dentro de la extensa Gondwana. Mientras tanto, se constatan ciertas diferencias entre los rangos bioestratigráficos gondwánicos y laurénticos de determinados icnofósiles. Así por ejemplo, se han encontrado formas de *Cruziana* afines, en principio, a los grupos *semiplicata* y *rugosa* (característicos del Cámbrico Superior y Ordovícico temprano de Gondwana) en el Cámbrico Inferior de Alberta, Canadá (Magwood y Pemberton, 1990). Asimismo se ha comprobado que el icnogénero *Psammichnites* aparece en la Gran Cuenca del Oeste de Estados Unidos con una distribución que va del Cámbrico Inferior al Cámbrico Medio (observaciones propias del autor), mientras que en los territorios que conformaban Gondwana parece estar restringido al Cámbrico Inferior.

Bibliografía

Aceñolaza, F. G. and Durand, F. R. 1984. The trace fossil *Oldhamia*. Its interpretation and occurrence in the Lower Cambrian of Argentine. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1984** (12): 728-740.

Crimes, T. P. 1970. Trilobite tracks and other trace fossils from the Upper Cambrian of North Wales. *Geological Journal*, **7** (1): 47-68.

Crimes, T. P. 1975. The stratigraphical significance of trace fossils. *In*: Frey, R. W. *The Study of Trace Fossils*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 109-130.

Crimes, T. P. 1994. The period of early evolutionary failure and the dawn of evolutionary success: the record of biotic changes across the Precambrian-Cambrian boundary. *In*: Donovan, S. K. (ed.). *The Palaeobiology of Trace Fossils*. John Wiley & Sons, Chichester, 105-133.

Crimes, T. P., Legg, I., Marcos, A. and Arboleya, M. 1977. ?Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. *In*: Crimes, T. P. and Harper, J. C. (eds.). Trace fossils 2. *Geological Journal Special Issue*, **9**: 91-138.

Gámez-Vintaned, J. A. 1995. Los materiales prehercínicos de la Sierra del Moncayo (Cadena Ibérica Oriental, España) y su contenido paleoicnológico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **90** (1-4): 21-50.

Gámez-Vintaned, J. A., Pillola, G. L., Dabard, M. P., Leone, F., Liñán, E. y Chauvel, J.-J. 1994. Significado paleoambiental, bioestratigráfico y paleogeográfico de la icnoespecie *Astropolichnus hispanicus* (Cámbrico Inferior temprano del margen noroeste de Gondwana). *In*: Fernández López, S. (coord.). *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología. Madrid, 3, 4 y 5 de Noviembre de 1994*. Depto. de Paleontología (UCM), UEI de Paleontología (CSIC-UCM) y Sociedad Española de Paleontología, Madrid, 74-76.

Magwood, J. P. A. and Pemberton, S. G. 1990. Stratigraphic significance of *Cruziana*: New data concerning the Cambrian-Ordovician ichnostratigraphic paradigm. *Geology*, **18** (8): 729-732.

Narbonne, G. M., Myrow, P. M., Landing, E. and Anderson, M. M. 1987. A candidate stratotype for the Precambrian-Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, southeastern Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24** (7): 1277-1293.

Pillola, G. L., Gámez-Vintaned, J. A., Dabard, M. P. Leone, F. Liñán, E. and Chauvel, J.-J. 1994. The Lower Cambrian ichnospecies *Astropolichnus hispanicus*: palaeoenvironmental and palaeogeographic significance. *In*: Matteucci, R., Carboni, M. G. and Pignatti, J. S. (eds.). *Studies on Ecology and*

Palaeoecology of Benthic Communities. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, Special Volume, **2**, Mucchi Editore, Modena, 253-267.

Quenstedt, F. A. 1879. *Petrefactenkunde Deutschlands. 1. Abth., v. 6: Korallen. Die Röhren-und Steinkorallen.* L. F. Fues, Leipzig, 1093 pp.

Rodríguez Alonso, M. D., Alonso Gavilán, G., Liñán, E., Gámez-Vintaned, J. A. and Pérez García, P. P. 1995. Transversal Salamanca-Tamames-Peña de Francia-Monsagro-S Ciudad Rodrigo (Spain). Neoproterozoic-Cambrian Transition (Aldeatejada Fm, Tamames Sandstone Fm and the Schist Greywacke Complex in Monsagro-S of Ciudad Rodrigo). *In*: Rodríguez Alonso, M. D. and Alonso Gavilán, G. (eds.). *XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula, Characterization and evolution of the Neoproterozoic-Cambrian Basin on the Iberian Peninsula. Annual IGCP Project-319 Meeting: Global Paleogeography in the Upper Precambrian-Lower Cambrian. Regional IGCP Project-320 Meeting: Neoproterozoic Events and Resources. Post-Conference Field Guide. Neoproterozoic-Lower Cambrian in the Central-Western part of the Iberian Peninsula. Spain-Portugal. September, 27-30th. 1995*. Signo, S. L., Salamanca, 13-52.

Seilacher, A. 1955. V. Spuren und Fazies im Unterkambrium. *In*: Schindewolf, O. H. und Seilacher, A. (auts.). Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). *Akademie der Wissenschaften und der Literatur in Mainz, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen*, **10**: 373-399.

Seilacher, A. 1956. Der Beginn des Kambriums als biologische Wende. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **103** (1/2): 155-180.

Seilacher, A. 1970. *Cruziana* stratigraphy of non-fossiliferous Paleozoic sandstones. *In*: Crimes, T. P. & Harper, J. C. (eds.). Trace fossils. *Geological Journal Special Issue*, **3**: 447-476.

Seilacher, A. 1977. Evolution of trace fossil communities. *In*: Hallam, A. (ed.). *Patterns of evolution, as illustrated by the fossil record*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, **5**, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, 359-376.

Seilacher, A. 1992. An updated *Cruziana* stratigraphy of Gondwanan Palaeozoic sandstones. *In*: Salem, M. J. *et al.* (eds.). *The geology of Libya: volumes IV-VII*. Elsevier, Amsterdam, 1565-1580.

Seilacher, A. and Alidou, S. 1988. Ordovician and Silurian trace fossils from Northern Benin (W-Africa). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1988** (7): 431-439.

Vidal, G., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J. A., Díez Balda, M. A. and Grant, S. W. F. 1994. Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, **131** (6): 729-765.

Origin of Lower Paleozoic terranes in Turkey

M.C. Göncüoglu

METU, Department of Geol. Eng., Ankara-TURKEY

The palinspastic reconstruction of Lower Paleozoic events in the Anatolian and Northern Arabian portion of NW Gondwana reveals that the Tauride and SE Anatolian-North Arabian terranes (southern zone) had a geological history that differs from a northern zone represented by Balkan and Istanbul terranes(Goncuoglu, 1997).

Outcrops of pre-Cambrian rocks occur only in the basement of the Istanbul terrane and in some metamorphic complexes such as Menderes -Central Anatolian and Bitlis Massifs in the south. The Pre- and Infracambrian lithologies in the northern zone are represented by meta-gabbros, metaserpantinites, and amphibole-gneisses within the basement of the Istanbul Terrane. Discontinuous bands of biotite gneisses and biotite bearing para-amphibolites are observed as thin interlayers. Blasto-mylonitic alkali-feldspar granites and quartz-monzonites are common intrusive ingredients the unit. This basement complex has common features with the Precambrian ophiolites and Cambrian island-arc associations of the Balkan Terrane (Haydoutov, 1989). We suggest that in the northern zone the inta-oceanic subduction and formation of an ensimatic arc magmatism has lasted until ?Late Cambrian. A possible pre-

Cambrian geodynamic scenario involves a southern zone (Taurides, SE Anatolian-Arabian, and Central Iranian terranes) and a northern zone (Carpato-Balkan, Istanbul and Main Range terranes) representing remnants of a Precambrian orogenic collage with oceanic, arc-type and continental elements.

Infracambrian-Early Cambrian sequences in Turkey are described only from the Tauride and SE Anatolian-N Arabian terranes. During this period extensive volcanism and very similar successions of continental deposition dominate the NW Gondwanean pericratonic margin. In the relatively eastern part of this margin in Turkey as well as in Iran, Oman and Pakistan, the Infracambrian-Early Cambrian period can be ascribed to the formation of Red Sea-type rifting on the Panafrican consolidated basement by back-arc extension or transtension.

Late Lower Cambrian-Upper Cambrian period is designated by a regional transgression in the southern areas. The diachronously younging of platform-deep marine carbonates towards southeast suggesting a rapid subsidence in the area to the northwest of Arabian-Tauride platform. Latest Cambrian in the Tauride part is represented by a regional sea-level fall. In the northern areas, in Istanbul terrane, no Cambrian sediments has been documented yet.

Early Ordovician in the Tauride area is characterized by a monotonous deposition. Towards the end of Early Ordovician shallowing upward sequences are noticed in the southern Taurus area (Bozdogan *et al.*, 1996). In SE Anatolia-N Arabia, the Lower Ordovician deposition is mainly controlled by the formation of Mardin-Kahta and the Dar-ez-Zor paleotectonic highs. The stratigraphic hiatuses, unconformities and irregular distribution of the Ordovician units in the Taurides and SE Anatolia may be ascribed to glacio-eustatic sea-level changes of the Late Ordovician. The coarse-grained basement derived conglomerates and glacio-marine sediments attached to the bottom of Lower Silurian sequence in Central Taurus are the first indications of newly discovered latest Ordovician glaciation in the Turkish area.

In the northern zone, in Istanbul Terrane, Lower Ordovician siltstones and quartzites mark the beginning of the transgression on a peneplained crystalline basement. The succeeding dark shales with Arenig-Llanvirn trilobites of Welsh affinity may indicate that Istanbul Terrane was in a closer position to the East-Avalonian microplate than the Tauride-Arabian plate, which in turn suggests the presence of an intervening deep basin between the northern and southern zones.

Lower Silurian period in the Tauride unit is characterized by a transgression on the Early Ordovician strata and is represented by clastics followed by the development of graptolitic black shales. Local volcanic activity is recorded in the southwestern and eastern Taurides. Whereas in SE Anatolia, Lower Silurian is a period of non-deposition or erosion. In Istanbul Terrane, Lower Silurian units rest on Late- Middle Ordovician strata and are characterized by graptolitic black shales indicating deep-marine deposition.

Upper Silurian-Lower Devonian period is characterized by a well-established regression characterized by shallowing upward sequences and a transition from slope-deep platform to restricted shelf deposition both in the Taurides and SE Anatolia. In the Istanbul Terrane three different zones with facial and structural differences have been formed at the Silurian-Devonian boundary. Considering that Istanbul Terrane was attached to the northerly located microcontinents; these differences may be related to the buffered effects of the closure of an deep-sea basin between the northern microcontinents. The effects of this closure may also be suspected in the Taurus and SE Anatolian terranes where a regional uplifting and an important unconformity are noticed at the Late Silurian-Early Devonian transition.

During the Lower Devonian an extensive platform carbonate deposition is observed in both the Tauride-SE Anatolian and Istanbul areas. The augmenting carbonate deposition suggests that both the southern and northern zones were located in similar lower latitudes.

It is concluded that the southern and northern zones represent different continental microplates at the NW Gondwanean margin and were separated by an intervening deep basin during Lower Paleozoic.

References

Bozdogan, N., Goncuoglu, M.C. & Kozlu, H. 1996. Lower Paleozoic stratigraphy of SE Anatolia. *In:* Baldis, B.A and Acenolaza F.G. (Eds) *El paleozoico inferior en el noroeste del Gondwana, Ser. Correl. Geolog.*, **12**: 47-58, Inst. Superior Correl. Geologica, Univ. Tucuman, Argentina.

Dean, W.T. & Monod, O. 1997. Cambrian development of the Gondwanaland Margin in southeastern Turkey. *In:* Goncuoglu, M.C. and Derman, A.S. (Eds) *Early Paleozoic evolution of NW Gondwana*, 61-74, Turkish Assoc. Petrol. Geol., Spec. Publ, 3, Ankara.

Goncuoglu, M.C. 1997. Distribution of Lower Paleozoic rocks in the alpine terranes of Turkey; paleogeographic constraints. *In:* Goncuoglu, M.C. and Derman, A.S. (Eds) *Early Paleozoic evolution of NW Gondwana*, 13-23, Turkish Assoc. Petrol. Geol., Spec. Publ, 3, Ankara.

Haydoutov, I. 1989. Precambrian ophiolites, Cambrian island arc, and Variscan suture in South Carpatian-Balkan region. *Geology*, 17: 905-908.

Lower Paleozoic evolution of Gondwanaland; data from the eastern mediterranean region

M.C. Göncüoglu[1] & H. Kozlu[2]

[1] METU, Department of Geol. Eng., Ankara-TURKEY

[2] TPAO, Exploration Department, Ankara-TURKEY

Introduction

Turkey is located on the alpine orogenic collage, between the northern margin of the Arabian and Eurasian plates and consists of numerous terranes. The terranes of Turkey extend eastwards into Iran and westwards into Greece and Carpato-Balkan region. The depositional features and distribution of the Lower Paleozoic rock-units in the Eastern Mediterranean part of the Gondwana-land suggests the presence of a northern zone (Carpato-Balkan, Istanbul and Main Range terranes) and a southern zone (Taurides, SE Anatolian-Arabian, and Central Iranian terranes, Göncüoglu, 1997)

In this brief review we combine regional literature and unpublished field data to interpret the Lower Paleozoic evolution of the southern zone in Turkey and N- Arabia.

Precambrian and Infracambrian

The pre-Cambrian basements of the northern and southern zones, respectively, are represented by remnants of a Precambrian orogenic assemblage with oceanic, arc-type and continental elements. They were very probably formed during the early southward subduction of the Eastern Iapetus Ocean.

The Infracambrian units in the southern zone in the Taurides, SE Anatolia and Jordan mainly consist of terrestrial clastics and volcanics. In the Taurides, the lowermost part is represented by rhyolites and rhyolitic tuffs followed by an alternation of arkoses and shales. Upwards follows varicolored stromatolitic and cherty limestones interlayered with sandstones

and shales (Kozlu and Goncuoglu, 1997). The lower and middle part of the succession contain felsic-intermediate volcanics and highly altered tuffites. The up to 2000 m thick Infracambrian units are slightly metamorphosed and unconformably overlain by Cambrian clastics. Sedimentological data suggest that during the Infracambrian-Early Cambrian time in the southern zone the Pan-african consolidated NW Gondwanean pericratonic margin was rifted by back-arc extension or transtension.

Cambrian

Stratigraphy and fauna of the Cambrian formations in the southern zone in the Taurides Belt has been recently reviewed by Dean *et al.* (1991). The lower interval of the Cambrian consists of a thick sequence of cross-bedded quartz-arenites, which are interpreted as beach deposits. It is transgressively overlain by limestones. The carbonates consist of from bottom to top: dolomite, black limestone, light gray limestone and red nodular limestone. Reliable ages are mainly obtained from the last member indicating to Middle Lower Cambrian to Late Middle Cambrian. The quartzites at the lower interval of the succession can be considered as the first Paleozoic transgression onto the Gondwanean Platform. The nodular limestones at the top, on the other hand, mark the sudden change from platformal to deep marine conditions indicating the presence of a deepening basin to the north of the platform. A very thick siliciclastic unit that succeeds the Lower Cambrian carbonates is middle Middle Cambrian to Late? Arenig in age. Dean at al (1991) indicates that the unit comprises a monotonous succession of quartzites and alternating micaceous shales. Late Middle Cambrian siliciclastics are mainly restricted to the north whereas bands and lenses of nodular limestones were described in the south. Dean at al (1991) suggests a combination of a general regression with weak topographic differentiation at the end of Cambrian in this part of NW Gondwana.

In SE-Anatolia Cambrian units start with basal conglomerates, followed by an interval consisting of sandstone, sandy limestone, shale and siltstone alternations. At the top, the unit is represented by coarse grained and hummocky-type cross-bedded sandstones with quartz conglomerates. The deposition of the basal part is characterized by a shallow-marine transgression, transitional to coastal tidal-flat deposits of the middle part. The upper part of the sequence is interpreted as a regressive product of an eolian environment. The age data is from limestone interlayers in the southeasternmost outcrops in Turkey where *Archaeocyathus* fragments of Lower Cambrian age were reported. The succeeding carbonates are composed of sandy-clayey dolomites, followed by thick-bedded dolomites with chert nodules. The upper interval consists of a 20-30m thick interval represented by nodular limestones. The limestones in the upper part of the sequence are rich in trilobites, brachiopods and acritarchs, yielding a Middle Cambrian age. This formation is interpreted as product of a marine transgression and stable platform deposition. A diachronous younging towards east suggests that the transgression during Middle Cambrian was from west to east. The carbonates are succeeded by an interlayering of nodular limestone and shale and continue with alternating shale, siltstone and sandstone. The micacous sandstones display ripple-marks and cross-ripple lamination. The basal nodular limestones, alternating with shales are rich in trilobites, brachiopods and crinoids of Middle Cambrian age (Dean *et al.*, 1981). It is implied that the deposition has started in a slowly deepening environment followed by basinal deposition. The upper part of the sequence, however, is turbiditic and interpreted as the product of local regressive delta complexes. In conclusion, Late Lower Cambrian-Upper Cambrian period in the southern zone is designated by a regional transgression from northwest. The diachronous younging of platform to deep marine carbonates towards southeast suggests a rapid subsidence and hence opening of a relatively deep basin to the Northwest of Arabian-Tauride platform that separated the northern

zone from the southern one. Cambrian trilobite fauna in the Taurus area indicates an affinity with the well-known Mediterranean biofacies.

Ordovician

The main bulk of the Ordovician succession in the Taurides is represented by Tremadoc shales-siltstones alternating with quartzites and rare nodular limestones, and was dated by trilobites, graptolites and acritarchs. The uppermost interval of the Ordovician consists of limestones with ecinoderm fragments followed by reefal limestones with trilobites and conodonts and shales with acritarchs of Upper Arenig age. The succession is interpreted as a deep-water siliciclastic deposition in a north-facing basin. Towards the end of Arenig the deposition of reefal limestones may suggest a regression. In the Taurides an important hiatus separates the Early Ordovician from Late Ordovician. Upper Ordovician is only described from the southernmost Central Taurides where coarse-grained sandstones, siltstones and silty shales unconformably overlie the Lower Ordovician units. Dean *et al.* (1991) reported poorly preserved acritarchs and sporomorphs of Caradoc-Ashgill age from this unit. The Lower Ordovician succession in SE Anatolia contain in its lower interval shales and siltstones interlayered with quartz-arenites. The upper interval is represented by an alternation of quartz-sandstones with ripple-marks and worm-tubes and thin-bedded dark shales. Fossil data from the surface and subsurface evidences a Tremadoc-Arenig depositional age. It is followed by an alternation of dark shales and siltstones in the lower interval, sandstones and shales with local submarine lavas in the middle and upper intervals. The lowermost layers of this unit is Karadoc in age, which would indicate a non-depositional period during Middle Ordovician. In southeasternmost part of Turkey, however Tremadoc-Arenig shales is unconformably covered by Ashgil sandstones and shales. The topmost interval of the Ordovician in Amanos area constitutes poorly sorted glacial conglomerates with siltstone and mudstone interlayers. It is assumed that the deposition has started with platform-type shallow-marine conditions followed by regressive sequences representing deltaic environments. The upper part is characterized by shallow-marine deposits. In Jordan and Northwestern Syria Lower Ordovician is mainly characterized by coarse grained sandstones of more proximal facies, whereas during late Ordovician at least two regressive cycles are recorded (Husseini, 1990). The stratigraphic hiatuses, unconformities and irregular distribution of the Ordovician units in the southern zone may be ascribed to glacio-eustatic sea-level changes of Late Ordovician age in the NW Gondwana-margin.

Silurian

Both in the northern and southern areas the Ordovician units are unconformably overlain by Lower Silurian coarse clastics. Lower Silurian period in the southern zone in Tauride unit is characterized by a transgression on the Early Ordovician units, represented by clastics followed successively by the development of graptolitic black shales. Local volcanic activity is recorded in the southwestern and eastern Taurides. In SE Anatolia, Lower Silurian is a period of non-deposition or erosion, whereas thick sandstone-shale alternations were penetrated by wells in Northern Syria. The Early Silurian deepening in the area is very probably related to the relatively rapid global sea-level change, which is reported from different parts of NW Gondwana. The regression in the Taurides and SE Anatolia is very probably related to the closure of a northern oceanic basin. During this event the basin between the northern and southern zones has probably narrowed, but remained open until the Early Carboniferous when it closed by southward subduction.

Conclusions

Based on dissimilarities in magmatizm and stratigraphic records, two distinct terranes of Lower Paleozoic age can be differentiated in the Turkish-Northern Arabian part of NW Gondwana. The palinspastic reconstruction renewals that the southern terrane has experienced an evolution very similar to N Arabia: 1- a rifting phase on the Pan-african consolidated pericratonic margin during Late Precambrian and Infracambrian followed by a transgression from W-NW during Late Lower Cambrian, 2- formation of a northward facing margin/slope during the Middle Cambrian-Ordovician, 3- glacio-eustatic sea-level changes during Late Ordovician, 4- a rapid subsidance due to global sea-level rise and deposition of mixed clastics and carbonates during Silurian, and 5- a regional unconformity indicating to a ?Caledonian tectonic event at the Silurian-Devonian boundary.

References

Dean, W.T., Monod, O. & Perincek, D. 1981. Correlation of Cambrian and Ordovician rocks in SE Turkey, *General Dir.Petrol.Affairs Bull.*, **2:** 269-291.

Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Gul, M.A., Bozdogan, N. & Ozgul, N. 1991. Early Paleozoic evolution of the Gondwanaland Margin in the western and central Taurides. *In:* Turgut, S. (Ed), *Tectonics and hydrocarbon potential of Anatolia and surrounding regions.* Ozan Sungurlu Foundation, 262-273, Ankara.

Göncüoglu, M.C. 1997. Distribution of Lower Paleozoic rocks in the alpine terranes of Turkey; paleogeographic constraints. *In:* Goncuoglu, M.C. and Derman, A.S. (Eds.) *Early Paleozoic evolution of NW Gondwana,* 13-23, Turkish Assoc. Petrol. Geol., Spec. Publ, **3**, Ankara.

Husseini, M.I. 1990. Cambro-Ordovician Arabian and adjoining plates: a glacio-eustatic model. *Jour. Petrol. Geol.*, **1:** 267-288

Kozlu, H. & Göncüoglu, M.C. 1997. Stratigraphy of the Infra-Cambrian rock-units in the Eastern Taurides and their correlation with similar units in southern Anatolia. *In:* Goncuoglu, M.C. and Derman, A.S. (Eds.) *Early Paleozoic evolution of NW Gondwana,* 50-60, Turkish Assoc. Petrol. Geol., Spec. Publ, 3, Ankara

Graptolitos silúricos del sinforme de Alcañices (prov. de Zamora, Zonas Centroibérica y Galaico-trasmontana)

E. González Clavijo[1], J.C. Gutiérrez-Marco[2], E. Jiménez Fuentes[1], M.C. Moro Benito[1] & P. Storch[3]

[1] Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca

[2] Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid

[3] Geological Institute, Czech Academy of Sciences, Rozvojová 135, 165 00 Praha 6 (República Checa)

El sinforme de Alcañices es una amplia estructura generada en la tercera fase de deformación hercínica, que se sitúa en la parte septentrional de la Zona Centroibérica dentro del llamado dominio de los pliegues tumbados, al sur del antiforme del Ollo de Sapo. La presencia de rocas silúricas s.str. en el seno del sinforme de Alcañices se conoce desde fecha relativamente reciente, tras el hallazgo de graptolitos del Llandovery y Wenlock en diversas localidades citadas por Romariz (1969), Martínez García (1972, 1973), Quiroga (1980, 1982) y Jiménez Fuentes y Quiroga (1981). Este último trabajo describe con detalle el conjunto de yacimientos con graptolitos silúricos conocidos en la provincia de Zamora, situados todos ellos en el sinforme de Alcañices, de los que precisan su ubicación y composición taxonómica. Gran parte de estos datos fueron retomados en la cartografía del Proyecto MAGNA, donde Fernández

Martínez *et al.* (1982) y Quiroga *et al.* (1982) sumaron otras escasas identificaciones de graptolitos, la mayor parte procedente de puntos ya conocidos.

No obstante contar con estos antecedentes, la inmensa mayoría de las asociaciones de graptolitos citadas hasta la fecha adolecen de una cierta imprecisión taxonómica y presentan problemas de reconocimiento, ya que por ejemplo, casi todos los yacimientos del Wenlock incluyen alguna de las especies "sárdicas", cuya serie tipo comprende en realidad rabdosomas deformados en exceso e indeterminables incluso a nivel genérico. Además de ello, algunos de los datos publicados implican, para ciertos yacimientos, una mezcla de especies procedentes de horizontes de distinta edad, lo cual hacía aconsejable su revisión. Por último, se contaba con pocos detalles estratigráficos de las localidades de graptolitos del sinforme de Alcañices, un hecho especialmente importante habida cuenta que el núcleo de la estructura comprende varias unidades apiladas tectónicamente, cada una de las cuales posee una sucesión silúrica distintiva (González Clavijo, 1997).

En el presente trabajo se revisan o reevalúan todos los yacimientos precedentes, a partir del estudio de muestras originales del trabajo de Jiménez Fuentes y Quiroga (1981) y de otras de diversa procedencia conservadas hasta ahora en la Universidad de Salamanca. También se revisaron las muestras de graptolitos de la litoteca MAGNA del ITGE (originales de Fernández Martínez *et al.*, 1982), y un importante material inédito, recolectado por los autores tanto en nuevas localidades como en otras ya conocidas, y en parte facilitado también por diversos colegas (A. Fernández, A. Sopeña, L.M. Martín Parra, M. Lombardero y S. Willefert).

La mayoría de los yacimientos con graptolitos silúricos corresponden a la Formación Manzanal del Barco, propuesta por Vacas y Martínez Catalán (1987) en la parte oriental del sinforme, y generalizada a toda la estructura por González Clavijo (1997). Esta formación comporta litologías muy variadas, con predominio de pizarras negras y limolitas oscuras (="liditas") que intercalan, en las distintas áreas, sills volcánicos, cuarcitas en bancos delgados a gruesos (0,5-1 m) de escaso desarrollo y, de forma más esporádica, algunos horizontes calcáreos y conglomeráticos. Su potencia total es inferior a los 500 m. En la Unidad del Bajo Esla, la Formación Manzanal del Barco da paso a una secuencia carbonatada con caracteres turbidíticos (Formación Almendra: Prídoli-Devónico inferior), en tanto que en la Unidad del Río Aliste, se ve sucedida por el flysch siliciclástico de la Formación San Vitero (Silúrico-Devónico).

El resto de los yacimientos de graptolitos silúricos se sitúan en la Unidad del Río Manzanas, en la parte inferior de una sucesión mucho más compleja y heterogénea, descrita recientemente con el nombre de Formación Rábano (González Clavijo, 1997). Los afloramientos de la misma se prolongan hacia el NO en la vecina región portuguesa de Trás-os-Montes, donde Romariz (1961, 1962, 1969) estudió un gran número de localidades con graptolitos, conservados con preferencia en liditas. Por este motivo, y por la correlación existente entre la Fm. Rábano con materiales de los Grupos Nogueira y Paraño del sinforme de Verín, la Unidad del Río Manzanas se considera integrante de la unidad estructural inferior (= Dominio Esquistoso) de la Zona de Galicia/Trás-os-Montes (González Clavijo, 1997).

A continuación presentamos un resumen de los resultados obtenidos, desglosados tanto por unidades tectónicas, como por los horizontes bioestratigráficos determinados en cada una de ellas.

En la **Unidad del Bajo Esla**, la Formación Manzanal del Barco reúne cuatro yacimientos citados por autores precedentes (La Chopera, Muga, Castillo de Alba y Rebollar),

tres de los cuales habían sido atribuídos a la Biozona de Cyrtograptus ellesae (Sheinwoodiense terminal). El material de Castillo de Alba incluye *Pristiograptus* cf. *meneghinii* y *Monograptus* sp., de probable edad Sheinwoodiense. Las muestras originales de Las Choperas y Rebollar no han sido reencontradas, pero otro material etiquetado como del primero de estos puntos, corresponde a una mezcla entre distintos horizontes bioestratigráficos del Telychiense, desde la Biozona de Rastrites linnaei hasta probablemente la de Oktavites spiralis, habiéndose identificado: *Spirograptus turriculatus*, *Rastrites* cf. *fugax*, *Torquigraptus planus*, *Streptograptus* cf. *exiguus*, *Monograptus* ex gr. *priodon*, *Monograptus* sp., *Cochlograptus veles* y *Oktavites spiralis*?. Por último, el yacimiento de Muga atribuído al Telychiense, contiene únicamente *Monograptus* sp., que no permite confirmar dicha atribución.

En la **Unidad del Río Aliste** se sitúa la mayor parte de los yacimientos estudiados, en total cerca de una veintena. Al igual que en la unidad estructural anterior, los horizontes fosilíferos corresponden a niveles de pizarras negras en la Formación Manzanal del Barco. Los yacimientos más antiguos son los de Riomanzanas y Vegalatrave, donde Jiménez Fuentes y Quiroga (1981) citan sendas asociaciones de graptolitos del Aeroniense, atribuidas respectivamente a las biozonas de Coronograptus gregarius y Demirastrites convolutus, que no pudieron revisarse por no disponer del material original. Un tercer punto identificado como "San Vicente", e igualmente considerado de edad Aeroniense, corresponde en la colección a una asociación Telychiense de la Biozona de Oktavites spiralis.

Los graptolitos más antiguos de los que tenemos constancia en la Unidad del Río Aliste son, pues, de edad Telychiense, y se encuentran difundidos en distintas localidades, a partir de las biozonas de Rastrites linnaei a Spirograptus turriculatus (con *Torquigraptus planus*, *Monograptus marri* y *Pristiograptus nudus* en Bercianos). La Biozona de Monoclimacis griestoniensis aparece bien representada en Vegalatrave y Bercianos, con *Monoclimacis griestoniensis*, *Cochlograptus veles*, *Torquigraptus* n.sp. aff. *spiraloides*, *Monograptus pragensis*?, *Pristiograptus initialis*, *Retiolites geinitzianus* y *Paraclimacograptus*? cf. *flamandi*. Una asociación de la Biozona de Torquigraptus tullbergi fue encontrada cerca de Villarino de Manzanas, reconociéndose *Torquigraptus tullbergi*, *Monograptus* cf. *priodon*, *Monoclimacis* sp. y *Pristiograptus* ex gr. *nudus*. La siguiente Biozona de Oktavites spiralis, se determinó en San Vicente, donde identificamos el propio *Oktavites spiralis*, acompañado por *Monograptus* ex gr. *priodon* y *M.* cf. *parapriodon*.

Las formas propias del Wenlock aparecen representadas con certeza en pocos puntos, dado que la mayoría de las asociaciones consideradas "sárdicas" en los yacimientos revisados, corresponden en realidad a graptolitos muy deformados e indeterminables. En la sección de Flores, los materiales del Sheinwoodiense basal incluyen varios horizontes correlacionables con las biozonas de C. centrifugus y C. murchisoni de Sheinwoodiense basal, habiéndose reconocido: *Cyrtograptus* cf. *centrifugus*, *Monoclimacis vomerina*, *Mcl.* cf. *geinitzi*, *Monograptus* cf. *priodon*, *Mediograptus* cf. *kolihai* y *Retiolites* cf. *angustidens*. Los graptolitos del Homeriense basal podrían encontrarse representados en las proximidades de Mahide, donde Martínez García (1973) citó una asociación bastante probable con *Cyrtograptus* cf. *perneri* y *Monograptus flemingii*, entre otras especies.

Por último, el yacimiento de Vide de Alba ha proporcionado los graptolitos más modernos reconocidos hasta ahora en la Unidad del Río Aliste, ya que la posible existencia de *Saetograptus*? sp., acompañado por *Pristiograptus* sp., hace probable que el horizonte se sitúe ya en el Ludlow (Gorstiense a Ludfordiense temprano).

Por lo que respecta a la **Unidad de Río Manzanas**, los afloramientos correlacionables con la Formación Rábano contienen en Trás-os-Montes muchas localidades con graptolitos

aeronienses, conservados esencialmente en liditas, que por el momento no han sido encontrados en la prolongación española de la misma unidad. Los taxones más antiguos determinados en nuestro material datan del Telychiense temprano, merced a la presencia en varios puntos de *Pristiograptus* cf. *pristinus*, *Spirograptus* cf. *turriculatus* y *Monograptus* sp. Les sigue otro horizonte con *Oktavites spiralis*, *Monograptus* sp., *Streptograptus* sp. aff. *nodifer* y *Diversograptus ramosus*?, que en parte puede corresponder a la Biozona de Torquigraptus tullbergi del Telychiense. Los materiales del Wenlock han sido caracterizados a partir de la Biozona de Cyrtograptus lundgreni del Homeriense basal, representada en San Blas por la asociación: *Cyrtograptus lundgreni, Testograptus testis, Monograptus flemingii, Monoclimacis flumendosae* y *Pristiograptus pseudodubius*. El Ludlow también ha podido ser caracterizado en facies graptolíticas, limitadas a una sola localidad que contiene *Neodiversograptus nilssoni*? y *Colonograptus*? sp. (ex gr. *ludensis-gerhardi*), y que probablemente pertenece a la Biozona de Neodiversograptus nilssoni (Gorstiense basal).

Referencias

Fernández Martínez, F., Monteserín López, V., Nuño Ortea, C., Arce Duarte, J.M., Maura Amunategui, C., Peinado Moreno, M., Fonollá Ocete, F., Mansilla, H. y Quiroga, J.L. 1982. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja n° 339 (Moreruela de Tábara) del Mapa Geológico de España e. 1:50.000 (Segunda serie).* Instituto Geológico y Minero de España, 38 pág.

González Clavijo, E.J. 1997. *La geología del Sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora.* Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 330 pág. (Inéd.)

Jiménez Fuentes, E. y Quiroga, J.L. 1981. Yacimientos de graptolitos del Silúrico de la provincia de Zamora. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **22**: 9-13.

Martínez García, E. 1972. El Silúrico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica. *Acta Geológica Hispánica*, **7** (4): 104-108.

Martínez García, E. 1973. Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provincias de Zamora, León y Orense, noroeste de España). *Stvdia Geologica*, **5**: 7-106.

Quiroga, J.L. 1980. La sucesión silúrica en tierras de Aliste y Carbajales (Zamora). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **1**: 147-155.

Quiroga, J.L. 1982. Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **12**: 205-226.

Quiroga de la Vega, J., Gabaldón López, V., Sánchez Cela, V., León Gómez, C. y Quinquer Agut, R. 1982. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja n° 368 (Carbajales de Alba) del Mapa Geológico de España e. 1:50.000 (Segunda serie).* Instituto Geológico y Minero de España, 30 pág.

Romariz, C. 1961. Graptolóides das formaçôes ftaníticas do Silúrico português. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **14**:

Romariz, C. 1962. Graptolitos do Silúrico português. *Revista da Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa* [C], **10** (2): 115-312.

Romariz, C. 1969. Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular. *Comunicaçôes dos Serviços Geológicos de Portugal*, **53**: 107-155.

Vacas, J.M. y Martínez Catalán, J.R. 1987. El sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Stvdia Geologica Salmanticensia*, **24**: 151-175.

Revisión del género *Onaraspis* Öpik 1968 (TRILOBITA) y sus implicaciones bioestratigráficas y paleobiogeográficas para el Bilbiliense (Cámbrico Inferior)

R. Gozalo[1] & E. Liñán[2]

[1] Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

[2] Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. Ciudad Universitaria. 50009-Zaragoza.

El género *Onaraspis* Öpik 1968 es un trilobite opistopario, caracterizado por una marcada espina genal que se inserta en la parte media del borde lateral del cefalón, un segmento torácico macropleural situado en la región posterior del Tórax, y un pigidio subcircular relativament grande (aunque claramente micropigio).

Onaraspis fue definido en las regiones Septentrional y Occidental de Australia por Öpik (1968), posteriormente también se hallo en el Sur de Australia (Jell, 1990). Su presencia también ha sido señalada en Israel (Jell, 1974) y, finalmente, se habían citado formas próximas a este género en España (Sdzuy, 1971). En este trabajo, se informa de la presencia de este género en las Cadenas Ibéricas y se comparan los ejemplares españoles con las especies del mismo citadas previamente.

La revisión del material tipo del género y de todas las especies australinas, nos han permitido asignar al género *Onaraspis* las siguientes especies: *O. sommiurna* Öpik 1968 (especie-tipo), *O. adusta* Öpik 1968 y *O. rubra* Jell 1990, procedentes de Australia; *Myopsolenus palmeri* Parnes 1971 de Israel; y *Perrector? altus* Liñán y Gozalo 1986 de España.

Todos estos taxones presentan una morfología muy próxima y además todos se han encontrado dentro de un intérvalo temporal muy concreto. Las especies australianas se registran en el piso Ordian *sensu* Öpik (1968) dentro de la biozona de *Redlichia chinensis* (*cf.* Bengtson *et al.*, 1990). La especie israelí ha sido datada como perteneciente al piso Issafenian (*sensu* Hupé, 1960) por Parnes (1971), también los niveles donde se ha encontrado fueron correlacionados con faunas del Piso Bilbiliense por Jell (1974); por último la especie española está registrada en niveles del Piso Bilbiliense Superior (Liñán y Gozalo, 1986; Liñán *et al.*, 1993a). Con todo esto podemos concluir que las especies del género *Onaraspis* marcan la edad Bilbiliense (Cámbrico Inferior alto), dentro de la escala cronológica propuesta para la subprovincia Mediterránea (Sdzuy, 1971; Liñán *et al.*, 1993b).

Desde un punto de vista paleobiogeográfico, este género se ha encontrado en una banda que se extiende desde las regiones mediterráneas hasta Australia, pasando por Israel, y representa el primer género polímero de trilobites que se ha encontrado tanto en España como en Australia, además de Israel que ocuparía una región intermedia, durante el Bilbiliense, sugiriendo que existirían conexiones faunísticas esporádicas entre ambas plataformas marinas durante el Cámbrico.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto DGICYT PB96-0744.

Bibliografía

Bengtson, S., Conway Morris, S., Cooper, B. J., Jell, P. A. and Runnegar, B. N. 1990. Early Cambrian shelly fossils from South Australia. *Association of Australasian Palaeontologists, Memoir* **9**, 364 pp.

Jell, P.A. 1974. Faunal provinces and possible planetary reconstruction of the Middel Cambrian. *Journal of Geology*, **82**: 319-350.

Jell, P.A. 1990. Trilobita. *In*: Bengtson, S., Conway Morris, S., Cooper, B. J., Jell, P. A. and Runnegar, B. N. 1990. Early Cambrian shelly fossils from South Australia. *Association of Australasian Palaeontologists, Memoir* **9**: 257-322.

Liñán, E., Fernández-Nieto, C., Gámez, J. A., Gozalo, R., Mayoral, E., Moreno-Eiris, E., Palacios, T. y Perejón, A. 1993a. Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología*, **nº extr.**, 26-39.

Liñán, E. y Gozalo, R. 1986. Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Murero (Cordillera Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **2**: 1-104.

Liñán, E., Perejón, A. and Sdzuy, K. 1993b. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, **130** (6): 817-833.

Öpik, A.A. 1968. The Ordian stage of the Cambrian and its Australian Metadoxidae. *Bureau of Mineral Resources Australia Bulletin*, 1966, **92**: 133-169.

Parnes, A.1971. Late Lower Cambrian trilobites from the Timna area and Har 'Amram (Southern Negev, Israel). *Israel Journal of Earth-Sciences*, **20**: 179-205.

Sdzuy, K. 1971. Acerca de la correlación del Cámbrico inferior de la Península Ibérica. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Sección 1 Geología*, **2**: 753-768.

Interés de la presencia de *Didymograptus murchisoni* (Graptolithina) en el Ordovícico Medio de Afganistán central, y sus implicaciones para la paleogeografía del Gondwana oriental

J.C. Gutiérrez-Marco

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

El basamento precámbrico y paleozoico de Afganistán reúne diversos dominios sedimentarios y estructurales bien diferenciados, entre los cuales los comprendidos entre las suturas hercínica (septentrional) y alpina (al sur del país) muestran netas afinidades paleogeográficas perigondwánicas, reconocibles tanto a nivel estratigráfico, como a través de las escasas evidencias paleontológicas disponibles. El ámbito montañoso de Afghanistán central constituye el máximo exponente de tales afinidades, reconocibles para el Paleozoico Inferior en el denominado "dominio de Tezak-Nawar", que no resultó afectado por la Orogenia Hercínica (Blaise *et al.*, 1977).

La sucesión paleozoica del sector septentrional del dominio de Tezak-Nawar (p.p.= "cubeta de Logar": Wolfart, 1981) se conoce con cierto detalle, y comienza con materiales de probable edad Ordovícico inferior de espesor variable, que se apoyan discordantes sobre un zócalo metamórfico precámbrico como el que aflora al oeste de Kabul. La unidad paleozoica más antigua consiste en una alternancia de pizarras arenosas, pizarras arcillosas, areniscas y cuarcitas con *Cruziana* de tonalidades rojizas y verdosas (0-680 m visibles), que intercalan hacia su base bancos microconglomeráticos y calizas apizarradas más o menos arenosas, cuyo número y espesor disminuye hacia techo. La sucesión prosigue con 50-100 m de cuarcitas claras bien estratificadas con *Cruziana*, que en su parte superior alternan progresivamente con niveles de pizarras arenosas, ofreciendo una transición gradual a la siguiente unidad. Esta

formación cuarcítica es muy ubicua y hacia el noroeste prograda directamente sobre el basamento precámbrico, en tanto que muestra tendencia a adelgazarse hacia el sur y hacia el oeste. La unidad ordovícica más moderna consiste en un conjunto potente (250-800 m) de pizarras y limolitas oscuras, sucedido en continuidad aparente por una sucesión silúrico-devónica con un notable desarrollo de calizas fosilíferas.

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad paleozoica más antigua del dominio de Tezak-Nawar fue atribuída al rango Cámbrico superior-Tremadoc por Desparmet *et al.* (1971), apoyándose en su correlación estratigráfica con las formaciones de base de las cuarcitas del Arenig típicas, en otras áreas de la periferia de Gondwana. Los horizontes con bivalvos (*Afghanodesma desparmeti* Termier y Termier) descritos por los mismos autores en la mitad superior de esta unidad al SO de Kabul (montaña de Chunchata, anticlinorio de Toyka), fueron posteriormente considerados como Ordovícico Inferior s.l. (Babin y Gutiérrez-Marco, 1991), o tal vez Arenig (Wolfart, 1981; Babin, 1993). Ello concuerda con las características morfológicas de *Afghanodesma* (que se corresponde con las de los bivalvos post-cámbricos), así como con el registro paleoicnológico de horizontes levemente infrayacentes a los de bivalvos: Blaise *et al.* (1977) refieren entre otros la presencia de *Cruziana semiplicata* (Salter), *Phycodes circinatum* (Richter), *Dictyodora* isp.(= *Daedelus* sic) y *Skolithos* isp., siendo la primera de estas formas exclusiva del Cámbrico superior y Tremadoc. Así pues, y en ausencia de otras precisiones cronoestratigráficas, la unidad basal debe corresponder esencialmente al Tremadoc (s.l.), sin poderse descartar la posibilidad de que su parte superior (por encima del último nivel con *C. semiplicata*, e incluyendo al menos alguno de los tres horizontes con bivalvos) corresponda ya al Arenig.

Las "cuarcitas con *Cruziana*" suprayacentes han proporcionado en diversas localidades (Tarnawa, Sar-e-Pori, Duzgin) restos de *Cruziana furcifera* d'Orbigny, y hacia la parte alta de la formación, *Didymaulichnus lyelli* (Rouault). Las circunstancias estratigráficas y el registro paleoicnológico favorecen la correlación de la unidad con facies perigondwánicas similares de edad Arenig (de Lapparent *et al.*, 1968; Blaise *et al.*, 1977; Blaise y Bouyx, 1980). Sin embargo, Wolfart (1981) amplía su posible rango al Arenig superior-Llandeilo sin añadir argumentos suplementarios.

Por encima de las cuarcitas del Arenig, las pizarras y limolitas oscuras han proporcionado fósiles en distintos yacimientos, que por lo general sujetos a especulaciones cronoestratigráficas posteriores, al no conocerse con suficiente detalle sus circunstancias estratigráficas. El horizonte paleontológico más antiguo es el de la aldea de Qolak, en el flanco norte del anticlinorio de Toyka, donde Blaise *et al.* (1971) citan por vez primera *Didymograptus murchisoni* (Beck), un graptolito típico del Llanvirn. Poco antes, de Lapparent *et al.* (1968) y Pillet y de Lapparent (1969) habían presentado el hallazgo de trilobites en dos puntos distintos en torno a Kherskhan, a los que hay que sumar otras localidades (Malestan, Gadagak, Koch-e-Zardak, Sar-e-Pori) probablemente representativas del mismo horizonte, en conjunto situado entre 200-450 m sobre el techo de las cuarcitas del Arenig. Este nivel fosilífero se caracteriza por la presencia generalizada de *Neseuretus (Neseuretinus) birmanicus* (Reed) (ex "*Calymene*" o "*Diacalymene*" *birmanica*), o más raramente de *N. (Neseuretinus) malestanus* (Wolfart), acompañado por trinucleidos (*Deanaspis* sp.), asáfidos (*Nobiliasaphus* sp. entre ellos, de acuerdo con un fragmento pigidial ilustrado por Pillet y de Lapparent, 1969: lám. 35, fig. 1), lichidos (*Uralichas*? sp.) y raros cyclopygidos indeterminables. Entre los fósiles no trilobíticos se cuentan también algunos briozoos y braquiópodos (*Sowerbyella* o *Aegiromena*? y órtidos). El horizonte paleontológico fue atribuido inicialmente al Llandeilo-Caradoc por los autores franceses, al Caradoc-Ashgill por los alemanes (Wolfart, 1981), pero parece más bien

corresponder al Caradoc, dada su evidente correlación con asociaciones similares presentes en la mitad inferior de la Formación Bedinan del SE de Turquía (Dean, 1975, 1980). En este sentido, Dean (1975) considera a *N. (Neseuretinus) turcicus* Dean y a *N. (Ns.) malestanus* como posibles sinónimos posteriores de *N. (Ns.) birmanicus*, y encuentra a *Cryptolithus* sp. (*sensu* Pillet y de Lapparent, 1969) comparable con *Deanaspis bedinanensis* (Dean).

En la región del frente de plegamiento alpino del SE de Turquía, la Formación Bedinan se apoya de modo discordante sobre la Formación Seydisehir, cuya mitad o tercio superior comprende tramos potentes (100-250 m) de "cuarcitas con *Cruziana*" (siendo *C. furcifera* la forma más ubicua), asignadas al Arenig. Este hecho llevó a Dean (1980) a proponer una correlación **a ultranza** de las sucesiones descritas en Afganistán central con las del SE de Turquía, en la creencia de encontrarse ante unas circunstancias estratigráficas idénticas: una unidad pizarrosa con fósiles comparables a los de la Formación Bedinan, superpuesta a "cuarcitas con *Cruziana*" del Arenig. Por lo tanto, la laguna estratigráfica correspondiente al Ordovícico Medio (Serie Llanvirn en el sentido actual), bien conocida en Turquía, *debía existir también* en Afganistán central. Perseverando en esta idea, el yacimiento con *Didymograptus murchisoni* descubierto por Blaise *et al.* (1971) quedó "borrado" de la literatura, resultando omitido en una importante obra de síntesis y correlación del Ordovícico en Oriente Medio, auspiciada oficialmente por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Ordovícico (ICS-IUGS). En ella, los materiales correspondientes al Llanvirn del dominio de Tezak-Nawar, constan directamente como "? ABSENT (NO FAUNAS RECORDED)" (sic: Dean, 1980, columnas 29 y 30). No obstante y desde el punto de vista paleontológico, la omisión pudo arrancar del hecho comprensible de que la única evidencia paleontológica disponible en sentido contrario, residiese en la identificación en Afganistán de una simple especie de didymográptido de dos estipes pendientes, uno de los grupos más problemáticos a efectos taxonómicos entre todos los graptolitos y por tanto poco fiable, donde la confusión entre especies del Arenig y Llanvirn ha venido arrastrándose históricamente durante casi un siglo (Fortey y Owens, 1987).

La presente nota trata por tanto de aclarar la entidad real de los graptolitos ordovícicos descubiertos por Blaise *et al.* (1971) a 1 km del caserío de Qolak, en el valle del río Sadmarda, aproximadamente 60 km al oeste-suroeste de Kabul (coordenadas 34°19'57"N y 68°36'22"E). El material de ese trabajo se encontraba desde entonces depositado en París, y su revisión fue posible gracias a la mediación del Dr. M. Robardet (CNRS-Rennes) en la localización y préstamo del mismo. El original consta de 9 piezas de limolita oscura que en total contienen restos de 40 rabdosomas y 15 fragmentos de estipes aisladas, acompañados por restos indeterminables de cyclopygidos (trilobites) y un posible fragmento de ostrácodo, con un proceso dorsal robusto que recuerda el de los Aechmininae.

Los graptolitos se conservan aplastados y afectados por una deformación poco intensa, que no impide reconocer la morfología y dimensiones características de *Didymograptus (Didymograptus) murchisoni* (Beck), así como los rangos de variabilidad astogenética y tectónica considerados en yacimientos europeos y arábigos de la especie (Jenkins, 1987; Rickards y Khashogji, en prensa). Incluso uno de los rabdosomas afganos presenta una envuelta peridérmica proximal entre las tecas 1^1 y 1^2. Desde el punto de vista bioestratigráfico y biocronológico, *D. (D.) murchisoni* caracteriza una biocronozona homónima en el Llanvirn de Europa, Asia meridional, Sudamérica y norte de Africa. Ello demuestra la presencia de materiales del Ordovícico Medio en la parte oriental de Afganistán Central, que fue puesta en duda y omitida en la síntesis de Dean (1980).

En las reconstrucciones paleogeográficas de Gondwana publicadas en los últimos 20 años, Afganistán figura como parte de la periferia del paleocontinente en unas latitudes algo

inferiores a los 30° para el Arenig a Caradoc. Cocks y Fortey (1988) denotan la presencia de "faunas de plataforma somera", en el conjunto de esta región, considerada como punto de encuentro entre asociaciones con distintas afinidades biogeográficas, esencialmente influídas por la temperatura. Los autores franceses por su lado (e.g. Blaise y Bouyx, 1980), habían indicado también la supuestamentemente precisa correlación existente, para la sucesión del Ordovícico Inferior y Medio, entre el dominio de Tezak-Nawar y la Zona Centroibérica. Tal comparación es más aparente que real, basada en la coincidencia de facies en amplios sectores perigondwánicos (SO Europa, N Africa, S Turquía, N Irak, S Jordania, Arabia Saudí, N Irán...), dado que las edades y características de las unidades situadas a muro y techo de la cuarcita armoricana ("niveles rojos" y "pizarras con Calymene") se entienden hoy día muy diferentes.

Desde el punto de vista paleobiogeográfico y geodinámico, la presencia de *D. (D.) murchisoni* sobre la cuarcita con *Cruziana* en Afganistán central, reviste importancia porque aporta elementos para valorar la extensión hacia el este del umbral sardo-táuride (Hammann, 1992). En los confines del Gondwana oriental, dicho umbral podría haberse prolongado hacia el norte y centro de Irán, ya que en todas estas regiones existe una laguna correspondiente al Ordovícico Medio, pero no hacia Afganistán, como parecía entreverse de la correlación propuesta por Dean (1980). Al norte del umbral, los depósitos del Ordovícico Medio se presentan en biofacies de cyclopygidos (Bulgaria, Afganistán), denotando unas condiciones más profundas en el borde de una plataforma de elevado gradiente. Por ello, el tránsito al Caradoc no se vería afectado especialmente por el hundimiento del umbral sardo-táuride, y la sucesión no tendría un carácter transgresivo ligado al desarrollo de discontinuidades basales como sucede en Turquía y el SO de Europa. En estas condiciones, la presencia de una fauna comparable a la de la Fm. Bedinan ocurre en sucesión normal del Ordovícico Medio-Superior (o incluso cambro-ordovícica para sectores más alejados del umbral) en todo Afganistán central (en biofacies de cyclopygidos), el Hindu-kush occidental (parte superior de la Formación Sijah Darrah, con *Nobiliasaphus nobilis*) e incluso la meseta de Pamir [donde coexisten *Neseuretus (N.) pamiricus* (Balashova) y *Nobiliasaphus pamiricus* (Balashova) en horizontes próximos al Caradoc basal] y sur de Tien Shan [con *N. (Neseuretinus)*? y *Prionocheilus*]. *Neseuretus (Neseuretinus)* parece ser un inmigrante de aguas templadas originario del Gondwana más oriental (Llanvirn del centro de Australia), que alcanza como mucho el dominio sardo-táuride no antes del Caradoc inferior. En cuanto a la extensión del umbral táuride al centro-norte de Irán, cabe manifestar que la "fauna del Ordovícico medio" reportada en la parte superior de la Formación Mila del área de Elburz, puede estar relacionada con las de las formaciones Shirgesht (al E) y Lashkerak (al O): Dean (1980), y todas ellas con asociaciones del Arenig superior comparables a las de la Formación Sobova de Turquía (es decir, previas al levantamiento del umbral).

Bibliografía

Babin, C. 1993. Rôle des plates-formes gondwaniennes dans les diversifications des mollusques bivalves durant l'Ordovicien. *Bulletin de la Société géologique de France*, [7], **164**: 141-153.

Babin, C. y Gutiérrez-Marco, J.C. 1991. Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance. *Palaeontology*, **34**: 109-147.

Blaise, J. y Bouyx, E. 1980. Remarques sur le Paléozoïque inférieur de quelques secteurs de l'Afghanistan central et des domaines ibéro-armoricains: stratigraphie comparée et implications paléogeographiques. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne [C]*, **12**: 63-76.

Blaise, J., Bordet, P., Montenat, C., Desparmet, R. y Marin, P. 1977. Recherches géologiques dans les Montagnes Centrales de l'Afghanistan (Hazarajat et sa bordure orientale). *Mémoire hebdomadaire de la Société géologique de France*, **8**: 117-143.

Blaise, J., Desparmet, R. y Philippot, A. 1971. Découverte de Graptolites ordoviciens dans la vallée de Sadmarda à l'Ouest de Kaboul (Afghanistan central). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, [D], **272**: 691-692.

Cocks, L.R.M. y Fortey, R.A. 1988. Lower Palaeozoic facies and faunas around Gondwana. En: *Gondwana and Tethys* (Eds. M.G. Audley-Charles y A. Hallam). *Geological Society Special Publication* No. **37**: 183-200.

Dean, W.T. 1975. Cambrian and Ordovician correlation and trilobite distribution in Turkey. *Fossils and Strata*, **5**: 353-373.

Dean, W.T. 1980. The Ordovician System in the Near and Middle East. Correlation Chart and Explanatory Notes. *IUGS Publications*, **2**: 1-22.

Desparmet, R., Termier, G. y Termier, H. 1971. Sur un bivalve protobranche anté-Arénigien trouvé au Nord de Wardak (Afghanistan). *Geobios*, **4**: 143-150.

Fortey, R.A. y Owens, R.M. 1987. The Arenig Series in South Wales. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology series*, **41**: 69-307.

Hammann, W. 1992. The Ordovician trilobites from the Iberian Chains in the province of Aragón, NE-Spain. I. The trilobites of the Cystoid limestone (Ashgill Series). *Beringeria*, **6**: 3-219.

Jenkins, C.J. 1987. The Ordovician graptoloid *Didymograptus murchisoni* in South Wales and its use in three-dimensional absolute strain analysis. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*, **78**: 105-114.

Lapparent, A.F. de, Blaise, J. y Desparmet, R. 1968. Sur la découverte de faunes ordoviciennes (Bilobites et Trilobites) en Afhganistan central et sur ses conséquences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, [D], **266**: 666-668.

Pillet, J. y Lapparent, A.F. de. 1969. Description de Trilobites ordoviciens, siluriens et dévoniens d'Afghanistan. *Annales de la Société géologique du Nord*, **89**: 323-333.

Rickards, R.B. y Khashogji, M.S. En prensa. The tuning fork graptoloid, *Didymograptus murchisoni* (Beck, 1839).

Wolfart, R. 1981. Lower Palaeozoic rocks of the Middle East. En: *Lower Palaeozoic rocks of the world. Volume 3: Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa, and Antarctica* (Ed. C.H. Holland). John Wiley and Sons, Chichester, 5-130.

Zhou, Z. y Dean, W.T. 1989. Trilobite evidence for Gondwanaland in east Asia during the Ordovician. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **3**: 131-140.

Identificación del género *Reuentalina* (ostrácodo Palaeocopa) en el Ordovícico Medio del Anti-Atlas central marroquí

J.C. Gutiérrez-Marco[1], R. Schallreuter[2], M. El Bourkhissi[1] & I. Hinz-Schallreuter[3]

[1] UEI y Dpto. Paleontología, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

[2] Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Hamburg, Bundesstrasse 55, D-20146 Hamburg (Alemania).

[3] Naturhistorisches Forschungsinstitut, Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität zu Berlin, Invalidenstrasse 43, D-10115 Berlin (Alemania).

Entre las ricas asociaciones de invertebrados fósiles presentes en el Ordovícico de Marruecos, los ostrácodos constituyen uno de los grupos más escasos y peor conocido. Hasta el momento, las únicas referencias disponibles para el Ordovícico Medio del Anti-Atlas se sitúan en la Formación de Tachilla (Grupo de las Feijas Externas) y en las formaciones de Taddrist e Izgourinen (Grupo del Primer Bani), y corresponden a identificaciones de G. Grékoff, efectuadas sobre material recolectado por J. Destombes entre las décadas de 1950 y 1980, especialmente con motivo de los trabajos de cartografía geológica a escala 1:200.000 del Anti-

Atlas. Estos datos, sintetizados parcialmente por Destombes (en Destombes *et al.*, 1985) y con actualizaciones nuestras de los nombres taxonómicos, se refieren a la presencia de "*Tetradella* cf. *complicata* (Salter)" [= *Brephocharieis complicata*] en la Formación de Tachilla (Oretaniense); "cf. *Sigmoopsis platyceras* Öpik, cf. *S. schmidti* Bonnema, ?*Bollia* ?*permarginata* Foerste [= *Quadrijugator permarginatus*] y *Dilobella* sp." en la Formación de Taddrist (Oretaniense superior); en tanto que en la Formación de Izgouiren (Dobrotiviense superior) se identificaron "*Ulrichia* o *Bollia* sp. y *Tallinopsis*? *bohemica* (Barrande)" [= *Piretopsis (Cerninella) bohemica*]. Por encima del Grupo del Primer Bani, los miembros de Ouaouglout y Assif n'Rhart (parte baja de la Formación Inferior de Ktaoua: Berouniense temprano), contienen otra asociación de ostrácodos con "*Ctenobolbina* aff. *aspera* Öpik [= *Wehrlina aspera*], *Ctenobolbina*? ex gr. *rostrata* (Krause) [= *Sigmoopsis rostrata*], *Maratia*? sp. y *Primitia*? sp.". En posición estratigráfica comparable, se conocen otros hallazgos de "*Hippa latens* Barrande [= *Hippula latens*], *Ctenobolbina* cf. *ciliata* (Emmons) y *Primitia* cf. *prunella* Barrande" [= *Parapyxionella prunella*], representados en el Alto Atlas occidental (de König, 1957 *fide* Destombes *et al.*, 1985). Por último, en la región de Rehamna (Jbel Kharrou), la parte alta de la Formación Demja contiene ostrácodos indeterminados junto a algunos trilobites, que indican la posible correlación de estos niveles con la Formación de Tachilla (Oretaniense) del Anti-Atlas (Destombes *et al.*, 1985).

El panorama que ofrecen los datos disponibles es pues muy limitado y requiere una completa revisión taxonómica, razón por la cual estas referencias previas no fueron contempladas en los modernos estudios sobre ostrácodos ordovícicos llevados a cabo en las regiones del norte de Gondwana (Vannier, 1986a, 1986b; Vannier *et al.*, 1989) y Perunica (Schallreuter y Kruta, 1988; Schallreuter *et al.*, 1996, entre otros). En todo caso y juzgando los datos reflejados por éstos y otros trabajos, las especies de ostrácodos citadas en Marruecos ofrecen una visión biogeográfica anómala, por sus afinidades con formas típicamente bálticas o incluso laurénticas (*Quadrijgator permarginatus*), en un contexto paleogeográfico donde lo único que cabría esperar es una presencia mayoritaria a exclusiva de elementos gondwánicos y bohémicos, tal y como denotan los restantes grupos fósiles presentes en los mismos horizontes. A nivel de especie, se detectan además trasposiciones bioestratigráficas de los registros marroquíes con respecto a las áreas tipo de ciertas formas, lo cual plantea dudas adicionales sobre su correcta identificación.

Con motivo de la expedición al Anti-Atlas central y oriental, organizada en 1994 en el marco del Proyecto 351 del Programa Internacional de Correlación Geológica (IUGS-UNESCO), tuvimos la fortuna de descubrir un nuevo horizonte con ostrácodos ordovícicos localizado en la parte alta de la Formación de Igzert, perteneciente al Grupo del Primer Bani, y considerada como de edad Dobrotiviense (="Llandeilo" s.l. *auct.*).

La sección estudiada se sitúa al sur del macizo del Sarhro, 53 km al ENE de Agdz, en la parte oriental del Jbel Taddrist (flanco norte del sinclinal de Amouktir). El yacimiento de ostrácodos se presenta en niveles de cuarcitas claras próximas al techo de la Formación de Igzert, que forman una cornisa amplia, contigua a la pista Tassemount (E de Tansikht) - Zaouia N'Tafetchna, y coincide aproximadamente con el punto fosilífero nº 1764 de Destombes (1983, inédito). Según datos de este último autor, la Formación Igzert alcanza en esta sección entre 40-50 m de potencia, siendo dominantemente areniscosa y presentándose coronada por dos a tres bancos de cuarcitas masivas de hasta 10 m de potencia en total. En el último de dichos bancos es donde hemos encontrado una concentración fosilífera lenticular extraordinariamente pródiga en ostrácodos (varios centenares de valvas desarticuladas), acompañados por fragmentos de cistideos diplopóridos y trilobites (un cranidio de *Placoparia* sp. y varios restos indeterminables

de Phacopina). En el yacimiento nº 1765, Destombes (1983) cita la presencia de dos especies del diploporito *Phlyctocystis*. Otros hallazgos registrados en una posición estratigráfica comparable dentro de la misma formación, en afloramientos del anti-Atlas central (Destombes *et al.*, 1985), refieren la presencia de trilobites [*Eohomalonotus* cf. *vicaryi* (Salter), *Neseuretus, Colpocoryphe, Eccoptochile*], braquiópodos (*Tissintia convergens* Havlícek) y bivalvos [*Cardiolaria beirensis* (Sharpe)], que componen una asociación muy próxima a la de las facies arenosas dobrotivienses de muchas secciones ibero-armoricanas. La edad Dobrotiviense inferior de la Formación de Igzert viene confirmada por su continuidad con la Formación de Bou-Zeroual, donde se registran los últimos graptolitos oretanienses [*Didymograptus murchisoni* (Beck)], y su precedencia con respecto a las Formaciones de Ouninirhen e Izgouiren, la última de las cuales data del Dobrotiviense superior e incluso puede albergar el límite con el Berouniense (Destombes *et al.*, 1985).

Con respecto a los ostrácodos procedentes del horizonte estudiado, coexisten al menos en el mismo dos taxones distintos, uno de los cuales corresponde a una forma de caparazón liso por el momento indeterminada, y el otro a una forma bisulcada, con cresta histial y velum, asignable al sigmoopsino *Reuentalina* Vannier (Palaeocopa, Tetradellidae). Esta última representa una nueva especie, próxima morfológicamente a *Reuentalina queneaui* Vannier, razón por la cual ha sido determinada provisionalmente como *Reuentalina* sp.nov. aff. *queneaui* Vannier, 1986. El hallazgo reviste cierta importancia por tratarse del primer registro del género en Africa, y porque confirma por vez primera entre los ostrácodos, las grandes afinidades biogeográficas de las faunas documentadas en las formaciones arenosas del Grupo del Primer Bani, con otras dobrotivienses contemporáneas presentes en el área ibero-armoricana o, en general, de la paleoprovincia de *Selenopeltis*. En este sentido, el género *Reuentalina* comprende hasta el momento tres especies: *R. ribeiriana* (Jones, 1855), abundantemente representada en las facies lutíticas del Dobrotiviense inferior y superior del Macizo Armoricano (Vannier, 1986b), *R. queneaui* Vannier, 1986, una forma muy rara restringida de momento a su localidad tipo (Dobrotiviense inferior lutítico del Macizo Armoricano), y *R. plzenecensis* (Pribyl, 1979), presente en el Dobrotiviense de Bohemia, especialmente en las facies arenosas de su parte inferior (cuarcitas Skalka de la Formación Dobrotivá: Schallreuter *et al.*, 1996). A estas especies hay que sumar ahora el nuevo taxón norteafricano, que será descrito en un trabajo posterior. Sus mayores afinidades morfológicas con la especie del Dobrotiviense inferior *R. queneaui* se corresponden también con las circunstancias estratigráficas del material marroquí: en el Macizo Armoricano (flanco norte del sinclinorio de Laval), *R. queneaui* precede a la aparición de *R. ribeiriana* dentro de la Formación de Andouillé, en tanto que en el Bani norteafricano, *Reuentalina* sp.nov. aff. *queneaui* se sitúa en el techo de la Formación de Igzert, la más antigua de las tres unidades dobrotivienses. Asimismo, el registro que aquí presentamos confirma la presencia del género en sustratos arenosos, señalado hasta la fecha únicamente en Bohemia.

La escasa diversidad taxonómica y la amplia representación individual en la asociación de ostrácodos estudiada, es semejante a la observada entre otras asociaciones de ostrácodos ordovícicos ibero-armoricanas, y se relaciona con el carácter somero de estas sucesiones propias de paleolatitudes elevadas, típicamente nordgondwanienses (Vannier *et al.*, 1989).

Bibliografía

Destombes, J. 1983. *Notice explicative de la carte géologique du Maroc au 200 000è: Saghro-Dades.* Rapport Interne du Service de la Carte géologique du Maroc, Rabat, 36 pág., 22 fig. (inédito).

Destombes, J., Hollard, H. y Willefert, S. 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In: *Lower Palaeozoic Rocks of the World. 4. Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa* (Ed. C.H. Holland), John Wiley and Sons, Chichester, 91-336.

Schallreuter, R. y Kruta, M. 1988. Ordovician ostracodes of Bohemia. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, **67**: 99-119.

Schallreuter, R., Kruta, M. y Marek, L. 1996. Ordovician (Dobrotivá Formation) ostracodes and trilobites from Ejpovice (Bohemia) and their relations to faunas of northern and western Europe. *Paläontologische Zeitschrift*, **70**: 439-460.

Vannier, J. 1986*a*. Ostracodes Binodicopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain. *Palaeontographica A*, **193**: 77-143.

Vannier, J. 1986*b*. Ostracodes Palaeocopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain. *Palaeontographica A*, **193**: 145-218.

Vannier, J.M.C., Siveter, D.J. y Schallreuter, R.E.L. 1989. The composition and palaeogeographical significance of the Ordovician ostracode faunas of southern Britain, Baltoscandia, and Ibero-Armorica. *Palaeontology*, **32**: 163-222.

Afinidades paleobiogeográficas de la fauna de braquiópodos devónicos de la Precordillera Argentina

Z.A. Herrera[1] & P.R. Racheboeuf[2]

[1] CONICET, Servicio Geológico Nacional (SEGEMAR), Av. Poeta Lugones 161, 5000 Córdoba (ARGENTINA)

[2] UMR5565 Centre de Paléontologie Stratigraphique et Paléoécologie, Université Claude Bernard Lyon I, 27-43 bd du 11 Novembre, F-69622 Villeurbanne (FRANCE).

Los braquiópodos devónicos de la Precordillera Argentina han sido considerados tradicionalmente como perteneciente al Dominio Malvinocáfrico (Boucot, 1971, 1974, 1975; Copper, 1977, entre otros) y por lo tanto relacionados a ambientes de aguas frías, y de baja densidad y diversidad faunística, características que contrastan notablemente con los dominios del Este Americano y del Viejo Mundo. Los estudios paleobiogeográficos del Devónico marino en la Precordillera Argentina son escasos, mas aún los referidos a la fauna de braquiópodos. Los trabajos que mencionan por primera vez la presencia de elementos "no malvinocáfricos" se remontan a la década del setenta (Baldis, 1975; Levy y Nullo, 1972). Posteriores publicaciones, todas referidas a fauna de braquiópodos: Herrera, 1991; 1993; 1995a,b; Racheboeuf y Herrera, 1994; Herrera *et al.*., en prensa, han permitido obtener un panorama más amplio de esta fauna y por lo tanto de su contexto "paleobiogeográfico". En igual sentido, García-López y Fernández Martínez (1995) aportan nuevos datos en relación a la paleobiogeografía de la fauna devónica de esta cuenca y en este caso relacionado a formas de tabulados.

En el presente trabajo se exponen los datos obtenidos a partir del estudio de la fauna de braquiópodos de la Formación Talacasto (Lochkoviense - Emsiense tardío) de la Precordillera Argentina y a la vez que se plantea la necesidad de "esclarecer" el ingreso de estas poblaciones, teniendo en cuenta la posición latitudinal que se le otorga a la Precordilllera, durante el Devónico Temprano.

En esta cuenca la secuencia siliciclástica de la Formación Talacasto es portadora de una abundante y diversificada fauna, entre los cuales los braquiópodos constituyen el grupo altamente dominante y diversificado, con relación a las otras formas presentes (trilobites, bivalvos, corales (rugosa y tabulata), ostrácodos, hyolítidos, conuláridos, tentaculítidos,

crinoideos, ofiuroideos, entre otros). El estudio taxónomico de los braquiópodos proveniente de diferentes localidades en la cuenca (Fig.1) a la vez que amplía el conocimiento paleontológico del grupo como su distribución estratigráfica, hace posible establecer las relaciones existentes entre esta área con las restantes cuencas devónicas de Sudamérica. Asimismo, al contrastar la información disponible sobre este grupo con los datos "tradicionalmente conocidos", se plantean interrogantes acèrca de cuáles fueron las vías de migración y el sentido de las mismas que permitieron el ingreso de estas poblaciones a la cuenca.

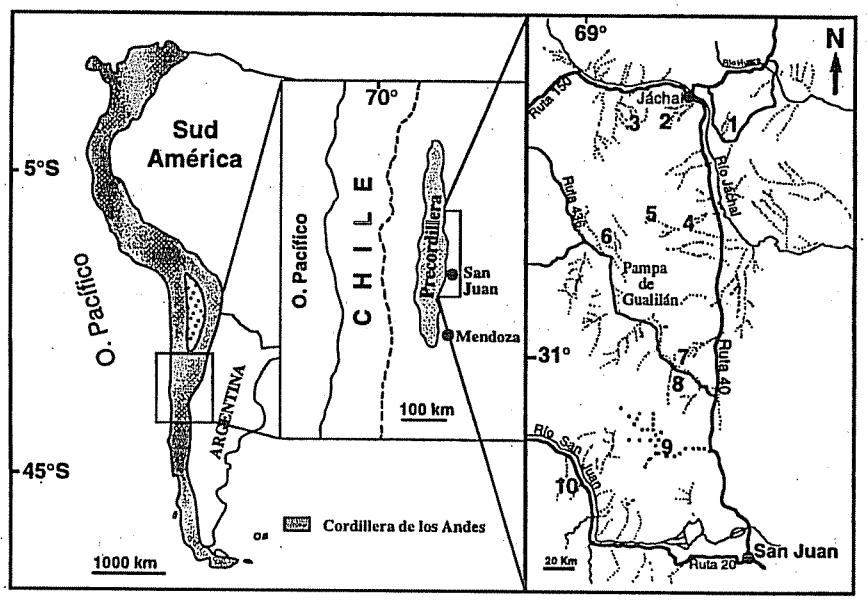


Fig. 1. Ubicación regional de la Precordillera y de las diferentes secciones estudiadas en la Formación Talacasto. 1: cerro del Fuerte.2: Loma de los Piojos. 3: quebrada de las Aguaditas. 4: cerro La Chilca. 5: sierra La Trampa (quebrada Las Loras). 6: sierra del Peñón. 7: quebrada Río Talacasto-Poblete Sur. 8: quebrada Ancha. 9: quebrada Los Algarrobos. 10: Portezuelo del Tambolar.

Las afinidades de la fauna de braquiópodos han sido analizadas teniendo en cuenta la distribución vertical de los taxones, en relación a las asociaciones previamente reconocidas en la secuencia (Giolitti, 1994; Herrera, 1993; 1995b). En los tramos inferiores de la formación (Lochkoviense inferior (Fig.2), el número de taxones reconocidos es altamente significativo teniendo en cuenta que hasta la década del setenta sólo se conocian un total de 17 géneros de braquiópodos en toda la formación. De un total de 18 géneros, en el tramo basal, el 16,6% son formas endémicas, y estan representados por: *Sanjuanetes*, *Kentronetes*, Oligorhynchidae gen.nov. El 61,1% son formas "extra malvinocáfricas" del Este Americano, del Viejo Mundo y comunes en ambos dominios (*Spinoplasia*, *Metaplasia*, *Anoplia*, *Athyris*, *Boucotia*, *Sicorhynchia*?, *Howellella*, *Meristella*) y un 22,3% corresponden a formas cosmopolitas. En los tramos cuspidales de la secuencia (Pragiense - Emsiense) de un total de 24 taxones, el porcentaje de elementos endémicos se incrementa a 37,3%, las formas presentes son *Australostrophia*, *Australocoelia*, *Australospirifer*, *Kentronetes*, *Lomaella*, ?*Pleurochonetes* *Pleurothyrella* y *Pussilloplasia*. En relación a las formas "extra malvinocáfricas" el porcentaje decrece a 54,1%; los taxa más representativos son *Chonostrophia*, *Plicanoplia*, *Metaplasia*, *Plicoplasia*, *Iridistrophia*, *Eoschuchertella*, *Pustulatia*, entre otros. Igualmente, el número de formas cosmopolitas disminuye a un 8,4%. Cabe destacar que las formas endémicas en las "cuencas de dominio Malvinocáfrico" alcanza un total de 20 géneros.

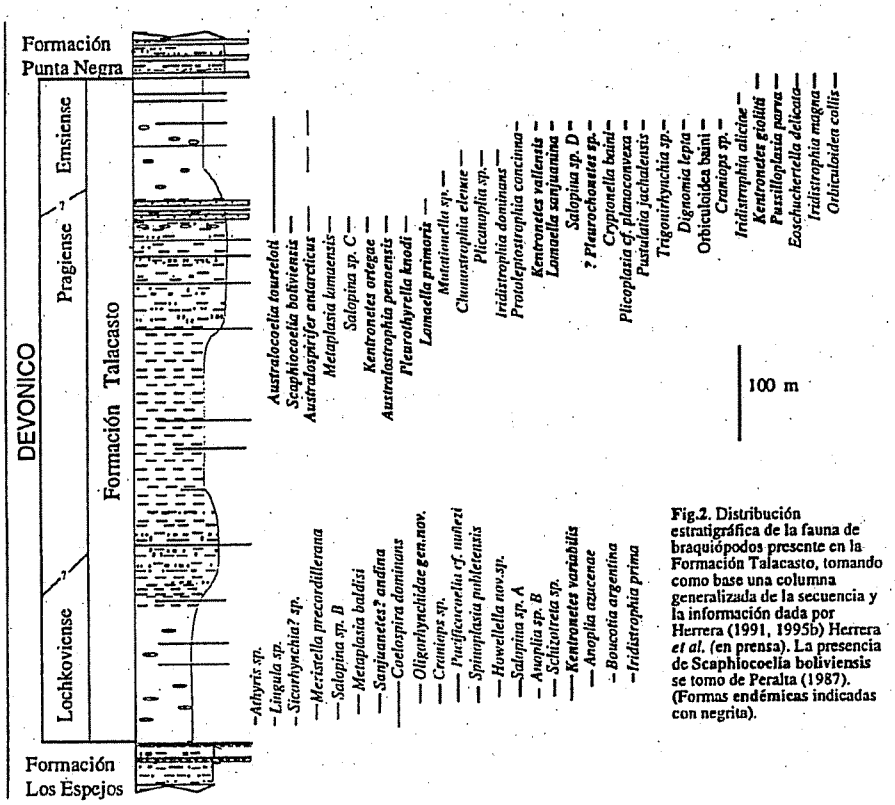


Fig.2. Distribución estratigráfica de la fauna de braquiópodos presente en la Formación Talacasto, tomando como base una columna generalizada de la secuencia y la información dada por Herrera (1991, 1995b) Herrera *et al.* (en prensa). La presencia de Scaphiocoelia boliviensis se tomo de Peralta (1987). (Formas endémicas indicadas con negrita).

A nuestro criterio, los datos que incorporan la fauna de braquiópodos, dejan de lado el carácter "típicamente malvinocáfrico" otorgado tradicionalmente en trabajos de índole paleobiogeográfico. El alto porcentaje de elementos de los dominios del Este Americano y del Viejo Mundo es altamente significativo y contrasta notablemente con las formas halladas en las restantes cuencas sudaméricanas del "Dominio Malvinocáfrico". Asimismo, es la única secuencia en el continente sudamericano que registra elementos "notables" como *Spinoplasia*, *Boucotia*, formas características del Este Americano y del Viejo Mundo, respectivamente, durante el Lochkoviense. Igualmente, la presencia del género *Chonostrophia* (taxa típico del Dominio del Este Americano) constituye el registro más antiguo en Sudamérica, ya que el mismo ocurre en Bolivia (Formaciones Icla y Huamampampa) a partir del Eifeliense (Racheboeuf, 1992) y fuera del alcance "Malvinocáfrico" está presente en la Sierra de Perijá (Formación Caño del Oeste, Venezuela), en el Eifeliense tardío (Benedetto, 1984).

Por otra parte es necesario señalar que otros grupos que incorporan más elementos para el estudio de los aspectos paleobiogeográficos. Vannier *et al* (1995), destacan la presencia ostrácodos como *Ranapeltis*, *Thlipsurella*, durante el Lochkoviense (en la Formación Los Espejos, cerro del Fuerte, Precordillera Argentina) de posible afinidad específica con aquellos de la Formación Haragan, Oklahoma. Igualmente, Le Hérissé *et al* (1997) mencionan la presencia de acritarcos en los niveles inferiores de la Formación Talacasto Lochkoviense (en la localidad de cerro del Fuerte), comunes con la asociación de acritarcos de Oklahoma (Formación Haragan).

Por último, García-López y Fernández Martínez (1995) señalan la presencia de *Parastriatopora* (tabulado) en los niveles inferiores de la Formación Talacasto (sección de Portezuelo del Tambolar), forma desarrollada en regiones de latitudes ecuatoriales a tropicales, fundamentalmente y sugieren como hipótesis la presencia de estos elementos "a típicos" a la cuenca "a través de corrientes cálidas con sentido NE-SO".

En suma, el ingreso de determinados taxones a la Precordillera Argentina, plantea principalmente interrogantes acerca de cómo (?) y cuáles (?) fueron esas vías de migración, teniendo en cuenta la posición latitudinal que se le otorga a la Precordillera (60°S) en todas las reconstrucciones paleogeográficas a partir del Silúrico.

Bibliografía

Baldis, B.A. 1975. Valoración de elementos faunísticos para una zonación y datación de edades en el Devónico inferior de la Precordillera Argentina. *I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, **1**: 219-240.

Benedetto, J.L. 1984. Les brachiopodes dévoniens de la Sierra de Perijá (Venezuela). *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **1**: 191pp.

Boucot, A.J. 1971. Malvinokaffric Devonian marine community distribution and implications for Gondwana. Anais da Academia Brasileira de Ciencias, 43 (Supl.): 23-49.

Boucot, A.J. 1974. Silurian and Devonian biogeography. *In:* Ross C.A. (ed.): *Paleogeographic provinces and provinciality, SEPM, Spec. Publ.*, **21**: 165-176.

Boucot, A.J. 1975. Evolution and extintion rate controls. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy 1, Elsevier* Ed., 1-427.

Copper, P. 1977. Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **21**: 165-207.

García-López, S. & E. Fernández Martínez. 1995. The genus *Parastriatopora* Sokolov, 1949 (Tabulata) in the Lower Devonian of Argentina: Paleobiogeographic implications. *Geobios*, **28**: 2, 175-183.

Giolitti, J.A. 1994. *Estratigrafía de la secuencia devónica (Formación Talacasto) en el área del Cerro La Chilca - sierra La Trampa, Precordillera de San Juan.* Trabajo de Licenciatura inédito. Univ. Nacional de Córdoba, 66 pp.

Herrera, Z.A. 1991. *Taxonomía, bioestratigrafía y paleobiogeografía de los braquiópodos de la Formación Talacasto (Devónico) de la Precordillera Argentina.* Tesis Doctoral inédita, Univ. Nacional de Córdoba, 283 pp.

Herrera, Z.A. 1993. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera Argentina) en base a su fauna de braquiópodos. *XII Congreso Geológico Argentino. II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, **2**: 289-295.

Herrera, Z.A. 1995a. The first Notanopliid Brachiopod from the South American Devonian sequence. *Geobios*, **28** (3): 337-342.

Herrera, Z.A. 1995b. Lower Devonian chonetoidean brachiopods from the Argentine Precordillera. In: Four Contributions to the Study of Chonetoidean Brachiopods (Ed. P.R. Racheboeuf). *Documents des Laboratoires Géologie Lyon*, **136**: 107-148.

Herrera, Z.A., Salas, M.J. y Giolitti, J.A. (en prensa). Chilidiopsoidea (Brachiopoda) del Devónico Temprano de la Precordillera Argentina. *Revista Española de Paleontología.*

Le Hérissé, A., C. Rubinstein & P. Steemans (1996) 1997. Lower Devonian Palynomorphos from the Talacasto Formation, cerro del Fuerte section, San Juan Precordillera, Argentina. Acta Universitatis Carolinae, *Geologica* **40**: 497-515.

Levy, R. y Nullo, F.E. 1972. Chonetidae devónicos de Argentina 1. *Chonostrophia. Ameghiniana*, **11** (2): 138-144.

Peralta, S. 1987. La posición estratigráfica de *Scaphiocoelia boliviensis* Withfield (Brachiopoda) en el Devónico inferior de la comarca del Río San Juan (Precordillera Sanjuanina), República Argentina. *Congreso Latinoamericano de Paleontología*, **7** (1): 31-52.

Racheboeuf, P.R. 1992. Los Chonetáceos (Braquiópodos) del Devónico Boliviano: Bioestratigrafía y datos taxonómicos complementarios. *Revista Española de Paleontología*, **7** (1): 31-52.

Racheboeuf, P.R. & Herrera, Z.A. 1994. On some new Malvinokaffric Silurian and Devonian chonetacean brachiopods, and reclassification of others. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **9**: 541-560.

Vannier, J., Racheboeuf, P.R. & J.L. Benedetto. 1995. Silurian-Early Devonian Ostracodes from South America (Argentina, Bolivia): preliminary investigations. *Journal of Paleontology* **69** (4): 752-772.

Evolution of the phytoplanktonic distribution and seaways connections between the end Ordovician and Lower Devonian in the Gondwana-Euramerican interface

A. Le Hérissé

Université de Bretagne Occidentale. Departement des Sciences de la Terre. 6 Avenue Le Gorgeu BP 809 - 29285 BREST Cedex- France.

The acritarchs and allied forms, hydrodictyacean algae, mazuelloids etc., are major component of phytoplanktonic associations in Paleozoic oceans. By their abundance and widespread occurrence in marine sediments, they represent an important source of paleobiological information and they are also very attractive for biostratigraphy and paleogeographical studies. The potential advantages of the acritarchs and allied for paleogeographical reconstructions are related to : their partial independance from lithofacies in contrast to invertebrate ; their remarkable widespread distribution and also their interest in analysing subsurface sediments taking account of their small size. If we speculate that physical factors and environmental variables influencing modern phytoplankton in marine environments, have similarly influenced phytoplanktonic associations in the past, the acritarchs could represent sensitive tracers of water masses distribution in ancient oceans, and should provide valuable information about the paleolatitudes and evolution of continental margins.

The biogeography of acritarchs have been previously discussed in many publications, and by the majority they postulated that their provincialism was mainly influenced by latitudinal effects. We can invoke now a more complex chain of factors contributing to the spatial differentiation of acritarch assemblages and allied forms, between the end Ordovician and Lower Devonian, including some ecological boundaries, the perturbations caused by major oceanic changes through time, and evolution of the oceanic water mass currents pattern. Our study is based on the revision of the acritarch microfloras previously described and the benefit of additionnal informations from poorly studied areas (North Africa, Arabia, Turkey, South America ...). Similarities among microfloras were tested by a statistical analysis of lists of taxa with good resolution, using the ascendant hierarchical method and Jaccard's coefficient. The results are used to discuss the evolution of the Rheic ocean between the end Ordovician and Lower Devonian, and the paleogeographical reconstructions hypothesized.

El Leoniense (Cámbrico Medio bajo) y su correlación

E. Liñán[1] & R. Gozalo[2]

[1] Departamento de Geologia. Universidad de Zaragoza. Ciudad Universitaria. 50009-Zaragoza.

[2] Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

El Piso Leoniense es una unidad cronoestratigráfica, que fue definida formalmente por Liñán *et al.* (1993b) como primer piso del Cámbrico Medio en la Península Ibérica. Posteriormente ha sido correlacionado por medio de trilobites con el Piso de *Paradoxides oelandicus* de Escandinavia y la parte inferior del Piso Amgan de Siberia. En este trabajo se

plantea su utilización no sólo para la Península Ibérica, si no también para la subprovincia Mediterránea, al disponer de marcadores bioestratigráficos tanto de medios sublitorales como de mar abierto, que han sido reconocidos al menos en España, Italia, Francia, Marruecos, Alemania y Turquía.

El límite inferior de este Piso se ha situado en la primera aparición (*first appearance datum*: FAD) de *Eoparadoxides mureroensis*. Este taxón es uno de los de más amplia distribución en el Cámbrico Medio, ya que se encuentra registrado en la Cordillera Cantábrica y las Cadenas Ibéricas en España; Cerdeña en Italia; Alto y Anti-Atlas en Marruecos; Montañas del Taurus en Turquía; en la región de Tuva en Siberia; y posiblemente en Terranova. El límite superior se ha situado en el FAD de *Badulesia tenera*, que marca el comienzo del Caesaraugustiense (*sensu* Sdzuy *et al.*, 1996), el cual ha sido registrado en Rhode Island en los EE.UU.; New Brunscwick y Terranova en Canada; Alto Atlas en Marruecos; Ossa-Mornea, Cordillera Cantábrica, Sierra de la Demanda y Cadenas Ibéricas en España; Doberlug en Alemania; y las Montañas del Amanos en Turquía.

Dentro del Piso Leoniense se han establecido tres zonas con especies de paradoxidídos (Gozalo & Liñán, 1995): zona de *Eoparadoxides mureroensis*, zona de *Paradoxides (Eccaparadoxides) sdzuyi* y zona de *Paradoxides (Eccaparadoxides) asturianus*; además de esta sucesión de paradoxidídos, en las distintas secciones españolas se ha podido caracterizar una sucesión completa de bioeventos, que son aplicables a otros paises de la subprovincia Mediterránea.

Durante el Leoniense se han caracterizado dos episodios transgresivos y uno regresivo, el episodio regresivo del Leoniense medio fue puesto de manifiesto por Sdzuy *et al.* (1996), y tuvo lugar en la parte alta de la zona de *P. (E.) sdzuyi* y parte baja de la de *P. (E.) asturianus*. El primer episodio transgresivo comprende la zona de *E. mureroensis* y parte más baja de la de *P. (E.) szduyi* y el segundo episodio transgresivo se inicia en la parte media de la zona de *P. (E.) asturianus* y continúa en el inicio del Piso Caesaraugustiense (zona de *Badulesia tenera*).

De acuerdo con el registro fósil del Leoniense conocido en la actualidad para España, el primer episodio transgresivo supuso un rápido incremento en la diversidad de los trilobites, tras la extinción que acompañó al evento Valdemiedes (Liñán *et al.*, 1993a), con el resultado de la aparición, al menos, de 24 géneros y 35 especies, tanto de polimeros como de miomeros, y representa una de los intérvalos de mayor diversificación de las faunas de trilobites durante el Cámbrico. El episodio regresivo del Leoniense medio representa una importante caida en la diversidad del registro de trilobites, con la desaparición de 16 especies. El segundo episodio transgresivo del Leoniense, supone otro incremento relativo de la diversidad de los trilobites, con la aparición de 3 géneros y 21 especies, incremento que continúa en el Caesaraugustiense.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto DGICYT PB96-0744.

Bibliografía

Gozalo, R. and Liñán, E. 1995. Leonian (early Middle Cambrian) *Paradoxides* biostratigraphy. *Beringeria*, Special Issue **2**: 169-171.

Liñán, E., Fernández-Nieto, C., Gámez, J. A., Gozalo, R., Mayoral, E., Moreno-Eiris, E., Palacios, T. y Perejón, A. 1993a. Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología*, **nº extr.**: 26-39.

Liñán, E., Perejón, A. and Sdzuy, K. 1993b. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, **130** (6): 817-833.

Sdzuy, K., Liñán, E. & Gozalo, R. 1996. The Middle Cambrian Series. *In*: Liñán, E., Gámez Vintaned, J.A. and Gozalo, R. (eds.): *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*, 16-18.

Un nuevo registro de la fauna de *Hirnantia* en la Península Ibérica. Implicaciones sobre la paleobiogeografía del N de Gondwana durante el Ordovícico terminal

S. Lorenzo[1], E. Villas[2] & J.C. Gutiérrez Marco[3]

[1] Departamento de Geología, Minas de Almadén y Arrayanes S.A., Almadén (Ciudad Real).

[2] Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

[3] Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad CC. Geológicas, 28040 Madrid.

Son conocidos de antiguo los hallazgos de braquiópodos cosmopolitas de la Fauna de *Hirnantia* en relación con las diamictitas glaciomarinas del Norte de Africa, que permitieron datar la glaciación finiordovícica como Hirnantiense. Sin embargo, en el SO de Europa el registro bioestratigráfico del Ordovícico terminal es muy pobre y la Fauna de *Hirnantia* ha sido citada muy rara vez. Todo ello hace especialmente difícil la comparación de las secuencias sedimentarias de gran parte del Norte de Gondwana con las de los demás paleocontinentes, y le da un valor especial a cualquier hallazgo fosilífero en el amplio intervalo de incertidumbre en el que se sitúa el límite Ordovícico-Silúrico en nuestra región

A pesar de su pobreza fosilífera, la correlación de las unidades litoestratigráficas cercanas al límite Ordovícico-Silúrico del SO de Europa ha podido realizarse ocasionalmente de manera indirecta, como en el caso de las formaciones de diamictitas de tan amplia distribución geográfica. Pero ni siquiera la datación indirecta ha sido posible en el caso de las unidades de areniscas y cuarcitas que recubren a las diamictitas y están bajo las pizarras graptolitíferas del Silúrico en buena parte de la región. Esos niveles siliciclásticos han sido datados tradicionalmente como Silúrico basal, aunque sólo muy recientemente han producido los primeros fósiles datables en sus niveles intermedios y altos: básicamente graptolitos rhuddanienses y aeronienses. Sorprendentemente, es precisamente en una de estas unidades cuarcíticas, consideradas tradicionalmente silúricas, donde se han detectado por primera vez en España y por segunda vez en la Península Ibérica, braquiópodos de la fauna de *Hirnantia*.

Los fósiles proceden de los niveles basales de la Cuarcita de Criadero, en un afloramiento situado unos 11 Km al NE de Almadén (Ciudad Real). En esta localidad la Cuarcita de Criadero es muy poco potente. Presenta un nivel basal de areniscas cuarcíticas de, 0,8 a 2,5 m de potencia, en el que aparece un horizonte lenticular con una alta concentración de valvas desarticuladas de braquiópodos, la mayoría fuertemente fragmentadas. Sobre el nivel basal se desarrolla una alternancia de capas centimétricas de areniscas oscuras y pelitas, de 7 a 8 m de potencia, que cambian gradualmente a las típicas ampelitas graptolitíferas del Silúrico basal.

En el horizonte fosilífero aparecen numerosos restos de dos únicos braquiópodos: *Hirnantia sagittifera* (M'Coy, 1851) y *Plectothyrella crassicosta chauveli* Havlícek, 1971. Ambas especies son características de la Fauna de *Hirnantia*, y permiten datar como Hirnantiense la base de la Cuarcita de Criadero en la región estudiada. Sin embargo no parece inmediata una extrapolación de esta edad a las unidades litológicas equivalentes a la Cuarcita de Criadero. Estas barras arenosas sufren cambios de facies muy fuertes y rápidos en distancias muy cortas, y no son el mejor exponente de una sedimentación isócrona. De cualquier manera, el nuevo hallazgo debe servir, al menos, para considerar más cuidadosamente en el futuro la

datación de esas unidades cuarcíticas que tan frecuentemente aparecen ligadas al límite Ordovícico-Silúrico del N de Gondwana.

La bajísima diversidad específica de la asociación fosilífera encontrada, junto con la presencia en ella de *P. c. chauveli* permiten determinar la pertenencia de la Zona Centro Ibérica a la llamada *provincia de Bani*, que se habría desarrollado en los márgenes subpolares de Gondwana durante el Ordovícico terminal. También el Dominio Medio-Norte Armoricano habría pertenecido a la misma provincia y ambas regiones se situarían en posiciones internas de la plataforma del Norte de Gondwana, adyacentes al actual Norte de Africa. Las asociaciones de braquiópodos hirnantienses conocidas en Cerdeña y los Alpes Cárnicos, indican que estas regiones habrían pertenecido a una unidad paleobiogeográfica más templada, la *provincia de Kosov*, que estaría situada en posiciones externas de la plataforma. En ellas proliferó una Fauna de *Hirnantia* de diversidad media, caracterizada por la presencia de *Plectothyrella crassicosta crassicosta.*

Acritarcos del Cámbrico superior de Borobia, Soria: implicaciones bioestratigráficas

T. Palacios

Universidad de Extremadura, Facultad de Ciencias, Area Paleontología, 06071 Badajoz

El establecimiento del límite Cámbrico medio-superior en las Cadenas Ibéricas, es problemático. dada la escasez de grupos fósiles, con valor bioestratigráfico, en los niveles de tránsito. Gámez *et al* (1991) citan en el área de Borobia (Formación Acón, Tramo II), la presencia de las especies de acritarcos *Eliasum llaniscum*, *Timofeevia lancarae*, *Timofeevia fosforitica* y *Cristalinium cambriense* y asignan estos materiales a la parte alta de la Zona de *Paradoxides Paradoxissimus.*

Nuevos estudios sobre las asociaciones de acritarcos encontrados en los niveles descritos en Gámez *et al.*, 1991 (fig. 3, Seccion BO3, niveles 35 y 45), han permitido detectar la presencia de nuevas especies cosmopolitas diagnósticas del Cámbrico superior, en la parte alta de la Formacion Acón, equivalente en parte a la Formación Torcas (Álvaro, 1995).

Entre las nuevas especies dos de ellas son de especial importancia por su valor bioestratigráfico y amplia distribución geográfica: *Cristalinium ramdomense* (Martin,1981), Martin 1988 (abundante en la muestra BO3/45), *Poligonium martinae* Moczydlowska 1995 (presente en la muestra BO3/35 y abundante en la BO3/45) y abundantes ejemplares (muestra BO3/45) de la especie descrita en nomenclatura abierta por Di Millia, 1991, como "Coenobial acritarchs" en el Cámbrico superior de Cerdeña (Formación Solanas).

Cristalinium ramdomense es una especie diagnóstica del Cámbrico superior-Tremadoc. En Terranova, aparece en la Formación Elliot Cove (Zona de *Parabolina spinulosa* a Zona de *Acerocare*) y en la Formacion Clarenville de edad Tremadoc (Martin and Dean 1981, 1988; Martin 1982). En el Norte de Noruega se ha citado en la parte superior de la Formación Kisteldal (Zona de *Agnostus Pisiformis* a zona de *Acerocare*) y en la Formacion Berlogaissa de edad Tremadoc (Zona de *Obolus* y zona de *Clonograptus tenellus*) (Welsch 1986). Otras referencias citan su presencia en el Cámbrico superior de Bélgica y Francia, área de las Ardenas (Meilliez and Vanguestaine, 1983); Estonia, (Volkova 1990 y Paalits 1992) y en el SW de Irlanda en la Formación Booley Bay (Moczydlowska and Crimes 1995). En España, Mette (1989), cita en la Formación Umbría Pipeta, Ossa Morena, la presencia de *C. ramdomense?* asignándole una edad Cámbrico medio, al considerar que la asociación acompañante es

diagnostica de dicha edad . Sin embargo todas las especies presentes en dicha asociación, tienen un rango que penetra en el Cámbrico superior (Moczydlowska, en prensa), por lo que con bastante seguridad dicha formación pertenece también al Cámbrico superior.

Polygonium martinae se ha citado en las Montañas Rocosas de Canada, en las Formaciones Wilcox Pass y Survey Peak del Cámbrico superior-Tremadoc (Martin 1992), en la Formación Tsitre del Cámbrico superior de Estonia (Paalits 1992) y en la Formación Booley Bay del SW de Irlanda (Moczydlowska and Crimes, 1995).

La presencia de estas nuevas especies permiten asignar al Cámbrico superior la casi totalidad del Tramo II de la Formación Acón (Gamez *et al.*, 1991) o Formación Torcas según Álvaro (1995). La presencia de especies cosmopolitas, ofrece un interesante campo de investigación que podría permitir el establecimiento de biozonaciones detalladas del Cámbrico superior, con un elevado potencial a la hora de realizar correlaciones a nivel global..

Agradecimientos

Es una contribución al Proyecto de la DGICYT PB.93-0410- CO1

Bibliografía

Álvaro, J. J. 1995. Propuesta de una nueva unidad litoestratigráfica para el Cámbrico Medio-Superior de las Cadenas Ibéricas (NE de España): El Grupo Acón. *Boletin de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica),* **90** (1-4): 95-106.

Dean, W. T. and Martin, F. 1982. The sequence of trilobite faunas and acritarch microfloras at the Cambrian-Ordovician boundary, Wiicox Pass, Alberta, Canada. In: Bassett, M. G. and Dean, W. T. (eds) *The Cambrian-Ordovician Boundary: Sections, Fossil Distributions, and Correlations.* National Museum of Wales, Geological Series **3:** 131-140.

Di Milia, A. 1991. Upper Cambrian acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy. *Bollettino delta Societa Paleontologica Italiana* **30:** 127 152.

Gámez, J.A., Fernández-Nieto, C., Gozalo, R., Liñán, E., Mandado, J. & Palacios, T. 1991. Bioestratigrafía y evolución ambiental del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria, Cadena Ibérica Oriental). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe.* **16:** 251-271.

Martin, F. 1982. Some aspects of late Cambrian and early Ordovician acritarchs. In: Bassett, M. G. and Dean, W. T. (eds) *The Cambrian Ordovician Boundary.. Sections, Fossil Distribution, and Correlation.* National Museum of Wales, Geological Series **3:** 29-40.

Martin, F. 1992. Uppermost Cambrian and Lower Ordovician acritarchs and Lower Ordovician chitinozoans from Wilcox Pass, Alberta. *Geological Survey of Canada Bulletin* **420:** 1 -57.

Martin, F. and Dean, W. T. 1981. Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician aeritarchs from Random Island, Eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin* **343:** 1-43.

Martin, F. & Dean, W.T. 1988: Middle and Upper Cambrian acritarch and trilobite zonation at Manuels River and Random Island, eastem Newfoundland. *Geological Survey of Canada, Bulletin,* **381:** 91 pp.

Meilliez, F. and Vanguestaine, M. 1983. Acritarches du Cambrien moyen et superieur a Monteornet en Ardenne (France): premieres donnees et implications. *Centre de la Recherche Academie de Sciences Paris* **297:** 265-268.

Mette, W. 1989: Acritarchs from Lower Paleozoic rocks of the westem Sierra Morena, SW- Spain and biostratigraphic results. *Geologica et Palaeontologica,* **23:** 1-19.

Moczydlowska, M (*in press*). Cambrian acritarchs from Upper Silesia, Poland - biochronology and tectonic implications. *Fossils and Strata*

Paalits, 1. 1992. Upper Cambrian acritarchs from boring core M-72 of North Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology* **41:** 29 37.

Volkova, N. 1 *1990. Acritarcos del Cambrico Medio y Superior de la Plataforma del Este de Europa.* Moscow, Nauka, 114 pp (en Ruso)

Welsch, M. 1986. Die Acritarchen der Höheren Digermul-Gruppe, Mittelkambrium bis Tremadoc, Ost-Finnmark, Nord-Norwegen. *Palaeontographica Abteilung B,* **201:** 1-109.

Conodontos siluro-devónicos de la Peña de Ardales (Complejo Maláguide, Cordillera Bética)

R. Rodríguez Cañero[1], S. García López[2], & G. Sarmiento[3]

[1] Departamento de Geología y Ecología. Universidad de Málaga.

[2] Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

[3] Departamento de Paleontología. Facultad de Geología . Universidad Complutense. Madrid.

Las muestras estudiadas proceden de un afloramiento de materiales carbonatados que se conoce como La Peña de Ardales y que se encuentra ubicado a unos 45 Km al NW de la ciudad de Málaga. Las calizas de este afloramiento abarcan el tránsito Silúrico-Devónico, y presentan una facies característica con una gran cantidad de ortocerátidos y crinoideos (*Scyphocrinites*), lo que permite establecer un paralelismo con otras muchas regiones norgondwánicas en las que también se desarrolló este mismo tipo de facies durante el Silúrico y el Devónico inferior (García López *et al.* 1994, 1996a, 1996b).

Estos materiales forman parte del denominado Complejo Maláguide que es una de las tres unidades tectonosedimentarias que, junto con el Complejo Alpujárride y el Complejo Nevado-Filábride, integran las Zonas Internas de la Cordillera Bética.

La sucesión estratigráfica de la Peña está formada por un conjunto esencialmente calcáreo, de carácter olistolítico, de unos 35 metros de potencia que descansa sobre de materiales pelítico-silíceos de la Formación Falcoña del Carbonífero inferior. En este conjunto, a efectos descriptivos, se pueden diferenciar varios tramos:

El primero, situado en la parte inferior, está constituido por 2m de calizas tableadas con niveles más o menos nodulosos, de color gris azulado en corte fresco, y pátinas rojizas o parduscas y con un alto contenido en hierro. Intercalados entre los niveles calizos existen algunos niveles delgados de pelitas. Los ortocerátidos son muy abundantes, especialmente hacia la parte superior de este tramo. Estos niveles han proporcionado una fauna de conodontos integrada por *Dapsilodus obliquicostatus* (nivel 182) y *Dapsilodus obliquicostatus* y *Ozarkodina sagitta sagitta* (nivel 183) que permiten asignar a estos niveles al Wenlockiense (Rodríguez Cañero, 1993).

A continuación se sitúan unos niveles de calizas muy alteradas, con hierro muy abundante y unos niveles pelíticos de colores rojizos y amarillentos con una potencia de unos 60 cm. que dan paso al segundo tramo calizo.

El segundo tramo, con una potencia de unos 8m, se caracteriza porque los niveles de calizas grises con pátinas amarillentas, son más masivos y presentan pasadas pelíticas de color gris entre ellos. No obstante, el aspecto masivo puede ser engañoso ya que en algunos sectores se adivina una estratificación más tableada que ha quedado enmascarada por efecto de la meteorización. Las superficies de estratificación son irregulares y en algunas se observan costras de hierro. Los niveles centrales de este segundo tramo incluyen ejemplares de ortocerátidos de un tamaño notable y el nivel 184, situado hacia la parte más alta, ha proporcionado ejemplares del conodonto *Kockelella variabilis* que indican para estos niveles una edad Ludloviense inferior- Ludloviense medio (Rodríguez Cañero, 1993).

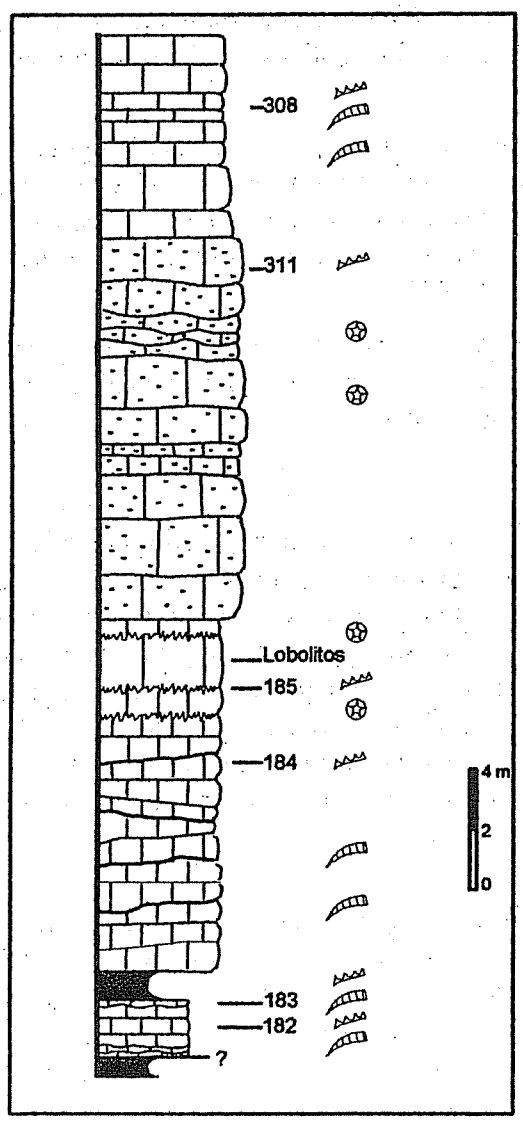


Fig. 1. Sección de la Peña de Ardales.

El tercer tramo, con una potencia de 4m, está constituido también por calizas grises con colores de alteración amarillentos, pero no hay pasadas pelíticas y se observan numerosas superficies estiliolíticas. Estos niveles presentan una gran cantidad de crinoideos fácilmente visibles en el campo y pueden observarse estructuras geopetales bien preservadas. En el nivel CA-63 existe una sección de un lobolito de unos 9 cm de diámetro del crinoideo gigante y pelágico *Scyphocrinites*. Este nivel de lobolitos es conocido a lo largo del sector norgondwánico alrededor del límite Silúrico- Devónico (Haude, 1972,1992). El nivel 185 situado a 1,7 m debajo del lobolito ha liberado ejemplares de *Ozarkodina excavata excavata* (Rodríguez Cañero, 1993).

El cuarto tramo está formado por un paquete calizo de 13 m de potencia de carácter más detrítico que los precedentes fundamentalmente son calizas margosas y arenosas con niveles brechoides. La meteorización ha borrado casi totalmente las superficies de estratificación y le ha dado al conjunto una apariencia muy masiva y un color pardo ceniza. En algunos niveles se pueden observar crinoides y el nivel 311 situado hacia el techo de este tramo ha proporcionado

Ozarkodina remscheidensis remscheidensis y *Ozarkodina excavata excavata* que otorgan a estos niveles una edad comprendida entre el Pridoliense y el Lockoviense medio (Rodríguez Cañero, 1993).

El quinto y último tramo, de 7 m de potencia, está integrado por un conjunto de niveles calizos bien estratificados de colores grises y pátinas rosadas y amarillentas con abundantes ortocerátidos y crinoideos. El nivel 308, situado en la segunda mitad de este tramo contiene ejemplares del conodonto *Ozarkodina pandora* morfotipo _ que marca el tránsito Lockoviense-Praguiense (Rodríguez Cañero, 1993).

Los ejemplares de elementos conodontales extraídos de esta sección presentan un CAI 5,5 lo que indicaría para las rocas que los contienen la existencia de un metamorfismo regional de bajo grado correspondiente a la anquizona.

Conclusiones

El estudio de la fauna de conodontos contenida en las calizas de la sección de la Peña de Ardales indica la presencia de materiales con edades comprendidas entre el Wenlockiense y el Praguiense y que el tránsito Silúrico Devónico tiene lugar de forma aparentemente continua hacia la mitad de la sección. Así mismo, el contenido en ortocerátidos y *Scyphocrinites,* que presentan estas calizas, permite su comparación con otras regiones norgondwánicas que desarrollaron este mismo tipo de facies durante el Silúrico y el Devónico inferior. El interés excepcional de esta seción podrá quedar más ampliamente demostrado cuando concluya la investigación mucho más ambiciosa que se lleva a cabo en este momento.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto de la Junta de Andalucía RNM0202 y por el Proyecto de la Dirección General de Eneñanza Superior del Ministerio de Educación DGE-PB95-1047, en relación con el PICG 421 "North Gondwana Mid-Paleozoic Bioevent/Biogeography patterns in relation to crustal dynamics.

Bibliografía

García López S., Rodríguez Cañero, R., Sanz López, J., Sarmiento G.N.y Valenzuela Ríos, J.I. 1994. Conodontos silúricos de Europa meridional y África septentrional. *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, 84- 88. Madrid.

García López S., Rodríguez Cañero, R., Sanz López, J., Sarmiento, G.N. y Valenzuela Ríos, J.I. 1996a. Conodontos y episodios carbonatados en el Silúrico de la Cadena Hercínica Meridional y del dominio sahariano. *Revista Española de Paleontología*. Número extraordinario, 33-57.

García López S., Rodríguez Cañero, R., Sanz López, J., Sarmiento G.N. y Valenzuela Ríos, J.I. 1996b. Silurian conodonts from North Gondwanan Domain: A preliminary overview. *Sixth European Conodont Symposium* (ECOS VI), Abstracts, **18** (Ed. Jerzy Dzik).Warzawa.

Rodríguez Cañero 1993. Contribución al estudio de los conodontos del Paleozoico del Complejo Maláguide (Cordillera Bética). Tesis Doctoral. Universidad de Málaga, 1-474, (inédita).

Haude, R. 1972. Bau und Funktion der *Scyphocrinites*- Lobolithen. *Lethaia*, **5**: 95-125

Haude, R. 1992. Scyphocrinoiden, die Bojen-Seelilien in Hohen Silur- Tiefen Devon. *Palaeontographica A.*, **222**: 141-187.

Graptolitos rhuddanienses en la Sierra de Miramar (Cadenas Costeras Catalanas)

J. Roqué Bernal

C/ Sant Benildo 8, 2º-1ª. 43006 Tarragona

En las Cadenas Costeras Catalanas los afloramientos de materiales silúricos son dispersos y de pequeña extensión. Los hallazgos de graptolitos más conocidos se concentran en los alrededores de Barcelona, en el sector meriodional de la Cordillera Litoral. Julivert *et al.* (1985) reconocen las zonas *atavus*, *acinaces*, *cyphus*, *triangulatus*, *convolutus*, *?sedgwickii*, *ellesae* y *tumescens*. Julivert & Durán (1990) señalan la Zona *atavus* como la más antigua en las Cadenas Costeras y considera que la falta de faunas graptolíticas anteriores podría ser debido a condiciones ambientales ya que la existencia, en el Macizo del Montseny, de un cierto espesor de sedimentos entre un nivel que ha proporcionado braquiópodos del límite Caradoc-Ashgill ó del Ashgill (Villas *et al.*,1987) y los primeros graptolitos, les lleva a considerar continua la secuencia entre el Ordovícico y el Silúrico.

La Serra de Miramar está situada en el sector meridional de la Cordillera Prelitoral, rama interna de las Cadenas Costeras, presentan una estructura anticlinal vergente al NO en la que se distingue el núcleo paleozoico, que aflora en la vertiente SE, y la cobertera triásica. Los materiales paleozoicos han sido atribuidos al Ordovícico, Silúrico, Devónico y Carbonífero, habiendo sido reconocidos paleontológicamente los tres últimos. La presencia del Silúrico en este area ha sido señalada por distintos autores atendiendo a los rasgos litológicos y careciendo de base paleontológica. Melgarejo (1987, 1992) establece en la zona de Figuerola la Unidad de Sant Ramón, en la parte alta de la cual ha determinado *Climacograptus scalaris* (Hisinger) y *Petalograptus palmeus* (Barrande), hecho que sugiere para el techo de la unidad una edad aeroniense, según el autor, que reconoce la pobreza de la asociación. Se ha identificado en esta misma zona otro graptolito, *Monograptus uniformis uniformis* Pribyl (Julivert *et al.*, 1985) que confirma la presencia del Lochkoviense en este sector de la Cordillera Prelitoral.

La Unidad de Sant Ramón está formada, de base a techo, por pizarras negras, niveles de chert intercalados en pizarras negras, y areniscas y pelitas de colores claros y origen vulcanosedimentario, en total unos 35-40 m. de potencia (Melgarejo *op.cit.*). En las localidades de Figuerola y Masmolets se han reconocido unos niveles formados por una alternancia de chert y lutitas ocres y grises, que consideramos parte de la mencionada unidad, en los que se han determinado graptolitos del Rhuddaniense inferior.

En la localidad de Masmolets, el horizonte que proporciona graptolitos se encuentra en un nivel formado por una alternancia de chert y lutitas ocres con estratificación paralela, que está claramente laminado, y del que son visibles unos 90 cm de potencia. El espesor de las capas de chert varía entre 0,5 y 5 cm.; el de las lutitas no supera los 2 cm. En la base y techo de este nivel son visibles pizarras grises con contactos claramente mecánicos y también un nivel de cuarcitas grises con estratificación paralela, en las que no se han reconocido restos fósiles. Los graptolitos son abundantes pero su estado de conservación no es bueno, son formas biseriales, generalmente incompletas, y son frecuentes las vistas escalariformes. Se han identificado *Normalograptus* cf. *normalis* (Lapworth), *N. trifilis* (Manck) y *Glyptograptus* sp.

N. trifilis es una especie característica de la parte media de la Biozona *ascensus - acuminatus* (Rickards, 1988; Storch, 1996). *N. normalis*, aunque su extensión vertical supera

la citada biozona, es considerado por Storch (*op. cit*) abundante en el tercio superior de la misma en Europa central y meridional. La forma *Glyptograptus* sp. se puede referir a *Glyptograptus avitus* Davies porque presenta la virguella bifurcada, hecho que Williams (1983) considera común en esta especie que supone restringida a la Zona *persculptus*. Packham (1962) la sitúa en la Zona *acuminatus* y Rickards (1976) afirma haber recogido *G. avitus* en la misma zona. Storch (1996) la considera una especie típica de la Biozona *ascensus-acuminatus*.

En Figuerola se ha localizado una sección, de poco más de 1 m de potencia, formada por una alternancia de chert y lutitas ocres y grises. El espesor de las capas de lutita varía entre 3 y 10 cm, el de las de chert entre 1 y 10 cm. En la sección se han reconocido nueve niveles lutíticos que proporcionan abundantes graptolitos, también se encuentran, aunque muy escasos, en las capas de chert, y podemos distinguir tres tramos: el inferior, con fauna escasa, el medio, en el cual la fauna corresponde a la Biozona *ascensus-acuminatus* y, finalmente, el tramo superior en el que se ha recogido fauna de la Biozona *vesiculosus*.

En el tramo inferior (25-30 cm) se han encontrado unos ejemplares incompletos que atribuimos, atendiendo a la morfología tecal, a *Normalograptus* sp., este hecho impide conocer con exactitud la posición de este tramo respecto a la Biozona *ascensus-acuminatus*. El tramo medio (25 cm) ha proporcionado *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson), *Neodiplograptus* sp., *Normalograptus normalis* (Tornquist), *N. normales* (Lapworth), *Glyptograptus*? y abundantes *Normalograptus* sp. El tramo superior (45-50 cm) ha proporcionado una fauna en la que están presentes formas uni-biseriales y uniseriales. Se han identificado las siguientes especies: *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), *Normalograptus normalis* (Lapworth), *N. medius* (Tornquist), *Dimorphograptus* f. *elongatus* (Lapworth), *D. erectus* (Elles & Wood) y *Rhaphidograptus toernquisti* (Elles & Wood). En algún horizonte son muy abundantes las formas uniseriales, mal conservadas y de difícil atribución genérica.

La fauna identificada en la Serra de Miramar, permite confirmar la presencia de las biozonas *ascensus-acuminatus* y *vesiculosus* en el sector sur de la Cordillera Prelitoral, no es posible, sin embargo, determinar la base de la Biozona *ascensus-acuminatus*, que consideramos incompleta, en este sector.

Por otro lado, en el Macizo del Montseny, sector norte de la C. Prelitoral, se ha recogido, en una serie formada por pizarras negras y grises con horizontes de pizarras silíceas, fauna característica de la Biozona *ascensus-acuminatus*, habiéndose identificado las siguientes especies: *Parakidograptus acuminatus*, *Normalograptus normalis*, *N. trifilis*, *N. logifilis* (Manck) y *Neodiplograptus* cf. *lanceolatus* (Storch & Serpagli), que coinciden, básicamente, con las citadas por Puschmann (1968). Sobre los niveles que proporcionan la menciona fauna, se encuentran otros en los que son muy abundantes las formas juveniles de *Cystograptus vesiculosus* y *Normalograptus* sp.

Estos datos confirman la presencia de la Biozona *ascensus-acuminatus* en el NE de España, en la Serra de Miramar y en el Montseny, si a esto añadimos los datos proporcionados por Julivert *et al.* (1985) resulta una sucesión completa del Rhuddaniense en las Cadenas Costeras Catalanas.

Bibliografía

Julivert, M. & Durán, H,. 1990: Paleozoic stratigraphy of the Central and Nothern part of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geológica Hispánica*, **25**(1-2): 3-12.

Julivert, M., Durán, H., Rickards, R.B. & Chapman, A.J., 1985: Siluro-Devonian graptolite stratigraphy ot the Catalonian Coastal Ranges. *Acta Geológica Hispanica*, **20** (3-4):199-207

Melgarejo, J.C., 1992: Estudio Geológico y Metalogenético del Paleozoixo del sur de las Cordilleras Costeras Catalanas. *Memoria Inst. Tec. Geom. de España*, **103**.

Packham, G.H., 1962: Some diplograptids from the British Silurian. *Paleontology*, **5** (3):498-526

Pusckham, H., 1968: Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum des Montseny (Katalonien/Spanien). *Geol. Rundschau*, **57** (3): 1066-1088

Rickards, R.B., 1976: Sequence of Silurian graptolite zones in the British Isles. *Geol. J.*, **11** (2): 153-188.

Rickards, R.B., 1988: Graptolite faunas at the base of the Silurian. *Bull- Brit.Mus.Nat. His. (Geol)*, **43**: 345-349

Storch, P., 1996: The basal Silurian *Akidograptus ascensus-Parakidograptus acuminatus* Biozone in peri-Gindwanan Europe: graptolite assenblages, stratigraphical ranges and palaeobiogeography. Bull. Czech Geol. Survey, **71** (2): 177-188.

Villas. E., Durán, H. & Julivert, M., 1987: The Upper Ordovician Clastic Sequence of the Catalonian Coastal Ranges and its Brachiopod Fauna. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **174** (1): 55-74

Williams, S.H., 1983: The Ordovician-Silurian boundary graptolite fauna of Dob's Linn, Southern Scotland. Paleontology, **26** (3): 605-639.

Paleogeografía de la cuenca del Grupo Mesón (Cámbrico), Cordillera Oriental argentina

M.C. Sánchez

Universidad Nacional de Salta - Buenos Aires 177, 4400 Salta – Argentina

En la Cordillera Oriental argentina y su prolongación en Bolivia, después del episodio tectónico-magmático de la fase diastrófica Tilcárica que afectó al basamento precámbrico-eocámbrico (Formación Puncoviscana e intrusivos asociados), se generó una marcada superficie de erosión y consecuentemente la discordancia angular en la base de los sedimentos silicoclásticos del Grupo Mesón (Turner, 1960) en el Cámbrico Medio–Superior.

El Grupo Mesón representa la ingresión marina más antigua conocida de los Andes Centrales cuya base yace sobre el basamento precámbrico en relación de discordancia angular. Su techo está marcado por una discontinuidad (fase Irúyica) sobre la cual yacen depósitos ordovícicos. En algunos tramos de la cuenca, la erosión precretácica eliminó totalmente los depósitos ordovícicos y en consecuencia el Grupo Mesón está cubierto por depósitos del Grupo Salta (Cretácico–Eoceno) (Sánchez y Salfity, 1994).

La transgresión del Grupo Mesón proveniente del nor-noroeste (Fig. 1) se inició con la Formación Lizoite que corresponde a depósitos de una plataforma somera dominada principamente por mareas que gradan a depósitos de llanura de marea de la suprayacente Formación Campanario.

Hacia el tope de la Formación Campanario se inicia una fase regresiva que gradualmente se torna más evidente a medida que la cuenca retorna a las condiciones litorales de la Formación Chalhualmayoc. La regresión estuvo vinculada con:

a) Un descenso del nivel del mar; correspondería a la caida global del nivel mar ocurrida en el Cámbrico Superior cuspidal (Erdtmann, 1986; Ross y Ross, 1988).

b) Movimientos distensivos precursores de la fase Irúyica que se habrían registrado entre los 510–505 Ma; existen registros de pegmatitas intruidas en el basamento de las Sierras Pampeanas de 506 a 510 Ma (S.A. Gorustovich, comunicación personal).

La cuenca del Grupo Mesón

Diferentes autores proponen modelos de evolución para la cuenca del Grupo Mesón, como parte de las hipótesis que explican la evolución de la Cordilera Andina. Se propone que esta cuenca habría desarrollado en un margen continental pasivo con paleopendiente hacia el oeste (Coira *et al.*, 1982; Dalziel y Forsythe, 1985), o en una cuenca de retroarco (Sempere, 1990), o en una estructura extensional tipo graben (Salfity *et al.*, 1975), o en una cuenca aulacogénica estrecha e intracontinental (Martín, 1989). Aceñolaza *et al.* (1982) se refieren específicamente a la cuenca del Grupo Mesón y la interpretan como un engolfamiento o un mar interno.

La autora interpreta a la cuenca del Grupo Mesón como una cuenca intracratónica generada a lo largo de una importante línea de sutura que conectaba al cratón de Arequipa–Antofalla por el oeste y el Terreno Pampeano (Ramos, 1988) por el este y que actualmente es ocupada por la Cordillera Oriental argentino–boliviana. La eventual colisión de estos dos bloques tuvo lugar antes del depósito del Grupo Mesón; ello ocasionó el plegamiento de la fosa de Puncoviscana y el plutonismo asociado. El borde oriental del cratón de Arequipa–Antofalla controló la sedimentación durante el depósito del Grupo Mesón e inclusive del Ordovícico (Aceñolaza, 1992).

El lineamiento de El Toro, de rumbo noroeste-sudeste, que coincide con una falla transcurrente levógira de extensión continental, tuvo una considerable influencia paleogeográfica en el desarrollo de la cuenca del Grupo Mesón, pues marca su borde austral.

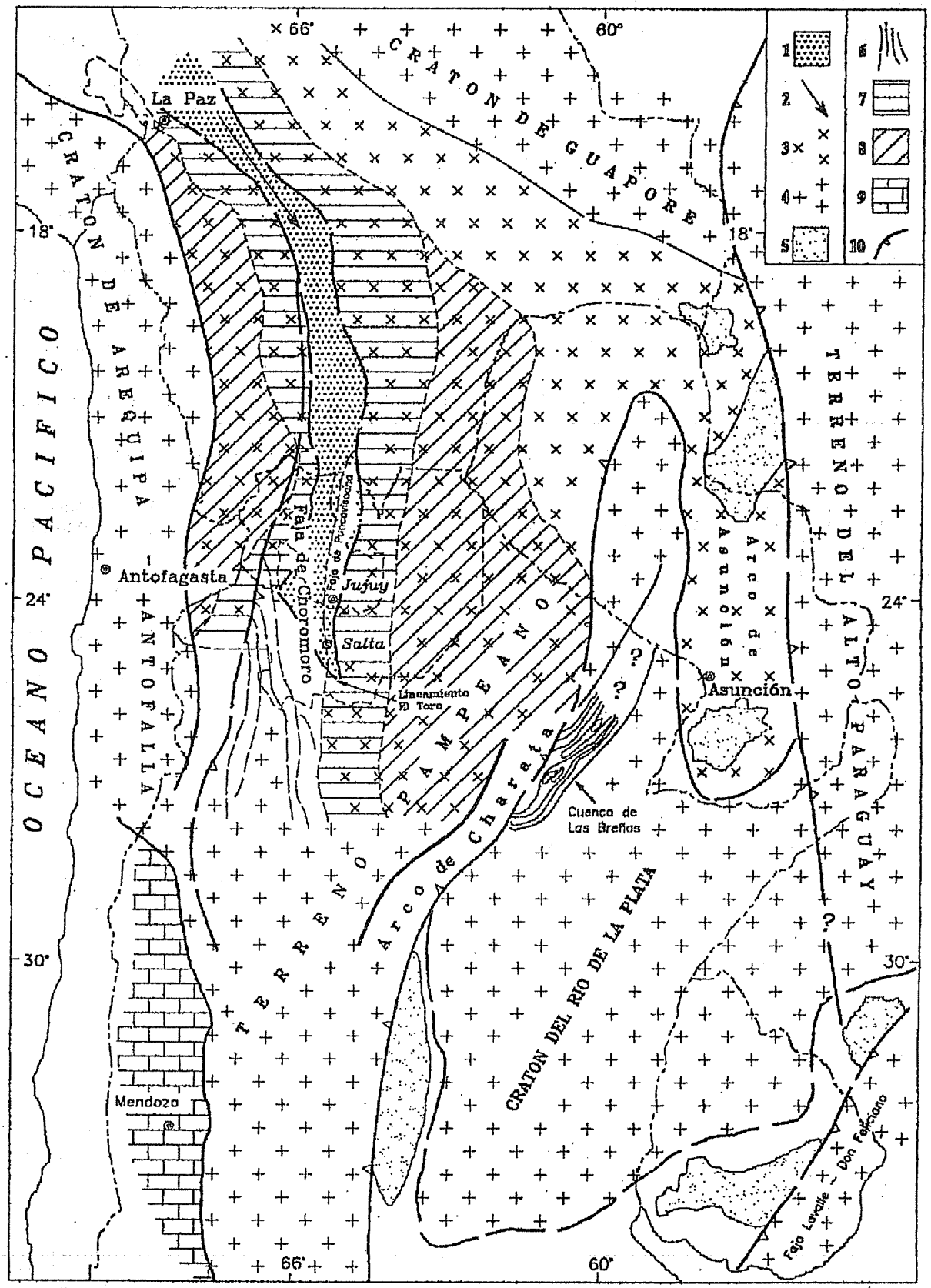
La madurez textural y mineralógica de las sedimentitas del Grupo Mesón lleva implícita la idea de estabilidad tectónica durante la sedimentación; la cuenca habría estado sujeta a lenta subsidencia en equilibrio con el ritmo de la sedimentación. El material aportado a la cuenca, por lo menos en su tramo austral, provino principalmente del oeste–noroeste, con algún aporte del este, de acuerdo con las paleodirecciones de los imbricamientos y por consideraciones petrográficas (Sánchez, 1994).

La cuenca del Grupo Mesón se desarrolló en el mismo ámbito tectónico donde se acumuló la Formación Puncoviscana. En esta unidad de bajo grado de metamorfismo se reconocen fajas caracterizadas por estilos estructurales distintivos (Mon y Hongn, 1991) limitadas por líneas de distensión reactivadas de dirección norte–sur.

Una vez finalizada la acumulación del Grupo Mesón, la cuenca fue afectada por un episodio distensivo, asociado con los movimientos de la fase Irúyica, que provocaron una suave dislocación de la cuenca con la consiguiente erosión de las unidades superiores del Grupo.La cuenca seguió evolucionando durante el Ordovícico Inferior cuyos depósitos excedierón los límites de la cuenca cámbrica. En consecuencia, se acumularon tanto sobre la supuesta extensión del cratón de Guaporé en el Terreno Pampeano (actual Llanura Chaco–Paranense), como sobre la supuesta extensión del macizo de Arequipa–Antofalla (actual Puna).

Agradecimientos

El presente trabajo fue desarrollado en el marco del Proyecto de Investigación N° 644, del Consejo de Investigación de la Univesidad de Salta, Salta, Argentina.



1 Límites actuales de la cuenca del Grupo Mesón en la Argentina. En Bolivia los límites son conceptuales. 2 Supuesta procedencia del mar cámbrico. 3 Areas cratónicas precámbricas. 4. Extensión inferida de las áreas cratónicas. 5 Bloques pre-Brasilianos. 6 Lineas de contacto entre los fajas del basamento del norte argentino. 7 Extensión hipotética del mar tramadociano. 8 Areas de sedimentación post- Ordovícico Inferior. 9 Plataforma carbonática de la Precordillera. 10 Supuesta sutura entre las áreas cratónicas.

Bibliografía

Aceñolaza, F.G. 1992. El Sistema Ordovícico de Latinoamérica, in Gutiérrez Marco, Saavedra, J. y Rábano, I., eds., Paleozoico Inferior de Ibero–América, Mérida, Universidad de Extremadura, p. 85–118.

Aceñolaza, F.G., Fernandez, R.I. y Manca, N. 1982. Caracteres bioestratigráficos y paleoambientales del Grupo Mesón (Cámbrico Medio-Superior), centro-oeste de América del Sur. Estudios Geológicos, Madrid, v. 38, p. 385-392.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina. Earth Sciences Reviews, v. 18, p. 303–332.

Dalziel, I.W.D. y Forsythe, R.D. 1985. Andean evolution and the terrane concept, in Howell, D.C., ed., Tectonostratigraphic Terranes of Circum–Pacific region, Earth Sciences Series, p. 565–581.

Erdtmann, B.D. 1986. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on fluctuations in early enmatophoric (planktic) graptolite evolution, in Wasliser, O., ed., Global Bioevents. Lecture Notes in Earth Sciences, v. 8, p. 139–151.

Martin, J.L., 1989. Estudio geológico de los depósitos metalíferos de la sierra de Aguilar, departamento de Humahuaca, Jujuy, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, 242 p. Salta.

Mon, R. y Hongn, F.D. 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° Lat. Geologische Rundschau, v. 80, n°3, p. 745–758.

Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic–Early Paleozoic of South America – a collisional history. Episodes, v. 11, n°3, p. 168–174.

Ross, C.A. y Ross, J. 1988. Late Paleozoic transgressive–regresive deposition, in Sea –level change. An integrate approach. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, n°42, p. 227–247.

Sánchez, M.C. 1994. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, Salta, 248 p.

Sánchez, M.C. y Salfity, J.A. 1994. Las relaciones estratigráficas del Grupo Mesón (Cámbrico) en la Cordillera Oriental argentina. Congreso Geológico Chileno, 7th, Actas, 1, p. 528-532.

Sempère, T. 1990. Late Cambrian – Early Silurian evolution of the Central Andean basin (10°–26°S). Final Workshop on Srcuture and Evolution of the Central Andean in northern Chile, southern Bolivia and nortwestern Argentina. Berlin, p.56–57.

Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria, provincias de Salta y Jujuy. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Boletín, v. 41, p. 163-196.

Facies glacioderivadas anteordovícias en la Zona Centroibérica meridional, y su relación con los eventos globales del límite inferior del Paleozoico

M.A. de San José y P. Herranz

Dpto. de Estratigrafía e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid

Introducción

Los metasedimentos del Hiperciclo Anteordovícico (Vilas y San José, 1990, San José *et al.*, 1990) que afloran extensamente en el sector meridional de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, forman el sustrato, variablemente consolidado, sobre el que se expanden discordantes las ubicuas facies cuarcíticas que caracterizan en el entorno iberoarmoricano la base transgresiva del Hiperciclo Postcámbrico (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; San José *et al.*, 1992).

Este sustrato, en el que predominan esquistos y grauvacas con escasas pero significativas intercalaciones de otras litologías, entre las que destacan calizas de plataforma y diversos tipos de conglomerados, se articula a su vez en dos conjuntos separados por una discontinuidad mayor: el Alcudiense inferior y el Alcudiense superior-Pusiense-Cámbrico inferior (San José *et al.*, 1992). Estos conjuntos, identificados en España, tienen su equivalente en Portugal en el

Supergrupo Dúrico-beirano (Sousa y Sequeira, 1993), cuya división en conjuntos tiene un sentido más geográfico que secuencial (Grupos das Beiras, do Douro y de Arda-Marofa, de Silva *et al.*, 1995).

Los materiales anteordovícicos constituyen los depósitos sinorogénicos tardíos y postorogénicos, correlativos de las etapas finales del Ciclo tectogenético Panafricano-Brasiliano, que culminó durante el Paleozoico inferior el proceso multicolisional de agrupamiento de cratones que dio lugar al megacontinente gondwánico (Kennedy, 1964; Black, 1966, 1967; Almeida, 1971; Black, 1978). Por consiguiente, sus características sedimentarias, organización secuencial y arquitectura estratigráfica, y su contenido paleontológico, deberán reflejar no sólo la influencia de este contexto geotectónico, sino también la de los cambios paleobiológicos, paleogeoquímicos, eustáticos y paleoclimáticos acaecidos durante el tiempo de depósito de estos materiales, a escala continental y global.

Aunque existen pruebas del influjo de todos estos factores en la evolución paleogeográfica de estos materiales, cuyo abundante contenido paleontológico ha permitido incluso su propuesta como soporte de la sección candidata europea para el estratotipo del límite inferior del Cámbrico, las que se refieren al contexto paleoclimático en que su sedimentación se ha producido han sido objeto de controversia casi desde un principio.

En efecto, las facies paraconglomeráticas descritas por Teixeira (1954) fueron consideradas como facies "flysch" por Westerveld (1956), al tiempo que Lotze (1956) las asignaba un origen fluvioglaciar, Cañada (1962) turbidítico y Llopis y Sánchez de la Torre (1963) fluviomarino. Estos "tilloides", en facies "flysch" para Bouyx (1970) y Tamain (1970), son considerados de origen glaciomarino por Arbey *et al.*, (1975), en tanto que Moreno (1975, 1977), Capote *et al.* (1977), Herranz *et al.*, (1977), Vegas *et al.*, (1977), les atribuyen un carácter de "mixtitas" turbidíticas, de origen tectonoderivado. Esta interpretación ha prevalecido entre los autores posteriores, aunque con matices que relacionan estos paraconglomerados con ambientes tanto de conoide profundo apical como de talud, plataforma distal dominada por las tormentas, o incluso prodeltaicos.

Asi pues, aunque existían indicios en contra (Arbey *et al.*, 1975) y las deducciones paleoecológicas no lo aconsejaban (Palacios, 1989), la posible influencia de episodios paleoclimáticos sobre la sedimentación de estos materiales fue descartada, ya que su mecanismo final de depósito se interpretaba como mayoritariamente turbidítico.

Evidencias sedimentarias del origen glacioderivado de la Fm. del Cabeço das Popas

Otro tanto ocurrió con materiales en facies similares, pero del Ordovícico superior, en esta misma área y en toda la parte N del Macizo Hespérico, pero las evidencias acumuladas en éstos durante los últimos años han permitido delimitar claramente en ellos cuáles de sus características corresponden a los efectos de la Glaciación Hirnantiense del N de Gondwana, y cuáles a la tectónica sinsedimentaria (ver discusión en Gutiérrez Marco *et al.*, 1990 y San José *et al.*, 1992). La similitud entre estas facies y muchas de las anteordovícicas resucitó la sospecha inicial de un origen glacioderivado para al menos alguna de estas últimas.

Por otra parte, el avance de los estudios sedimentológicos como herramienta para el análisis de las cuencas sedimentarias y su contexto paleogeográfico, ha permitido aplicar a estos materiales los modelos de facies glaciogenéticas desarrolladas por Eyles *et al.* (1985), Miall (1985), Edwards (1986) y Eyles y Eyles (1992).

Con esa sospecha y con estas armas, investigaciones desarrolladas por un equipo luso-español en el área fronteriza han dado como resultado el hallazgo de una unidad, la Fm. del Cabeço das Popas, en la cual la presencia de "dropstones" en las facies finamente laminadas que se intercalan entre los orto y paraconglomerados, que son su carácter distintivo, permiten demostrar su origen glacioderivado (San José *et al.*, 1995). Y, como consecuencia, también han permitido deducir que unidades con características similares a las de esta Fm. deben ser contempladas en el futuro con una óptica que no excluye este tipo de origen, mediato o inmediato, tanto si están relacionadas con turbiditas como si no.

La Fm. del Cabeço das Popas está formada por más de 150 m. de niveles métricos de ortoconglomerados poli- y oligomícticos, de escasa persistencia lateral (a veces formando "nidos" o lentejones difusos), interpretados como diamictos, alternando con paquetes decamétricos de paraconglomerados de matriz masiva, que pasan verticalmente a laminada, con cantos esparcidos que en muchos casos interrumpen o deforman la laminación ("dropstones"), y que culminan en conglomerados de base erosiva bien organizados, areniscas con estructuras tractivas y turbiditas diluidas a techo.

Este tipo de facies (aunque no las laminadas con "dropstones") está ampliamente difundido en la sucesión de los materiales anteordovícicos de la Zona Centroibérica, como a continuación se describe.

La sucesión anteordovícica centroibérica y sus posibles facies glaciogénicas

Como ya se ha indicado, en el sector español, que es donde se ha podido hacer un estudio secuencial más detallado (Herranz *et al.*, 1977; Vilas *et al.*, 1981; San José, 1984; García-Hidalgo, 1988; Peláez *et al.*, 1989; San José *et al.*, 1990, 1992; Santamaría y Pardo, 1995) esta sucesión se divide en dos conjuntos separados por una discontinuidad mayor (Discordancia Oretánica):

- El Alcudiense inferior, en el que predominan monótonas alternancias de limolitas y grauvacas turbidíticas, de complejo diseño estructural polifásico, con intercalaciones conglomeráticas a veces potentes y niveles volcanogénicos dispersos. Los conglomerados (García-Hidalgo *et al.*, *in litt.*) presentan facies con abundante matriz lutítica, junto a ortoconglomerados masivos de escasa persistencia lateral similares a los anteriormente descritos; sin embargo, no se han citado facies finas laminadas en relación con las anteriores, y sí la presencia de cantos de rocas ígneas, esquistos y lidita ("chert" carbonoso).

En paraconformidad o ligera disconformidad a techo del Alcudiense inferior aparecen dispersas unidades turbidítico-conglomeráticas (San José, 1984; López Díaz, 1994; García Hidalgo, 1995) en las que son característicos los orto- y sobre todo paraconglomerados con aspecto de "tilloides", y cuya relación con la Fm. del Cabeço das Popas no puede confirmarse.

- El Alcudiense superior-Pusiense-Cámbrico inferior, de patrón estructural con clara afinidad paleozoica, presenta ya desde su discordancia basal una amplia variedad de facies siliciclásticas gruesas a finas y carbonáticas, inicialmente y según áreas, desde continentales y deltaicas hasta litorales, seguidas por un episodio generalizado de expansión de facies terrígenas y, sobre todo, carbonatadas de plataforma y rampa, con espesores de dolomías que llegan a alcanzar los 400 m. Discordantes sobre éstas se instalan, de nuevo según áreas, desde depósitos fluviales, deltaicos y de plataforma, hasta facies de talud y turbiditas potentes, que culminan en nuevos depósitos deltaicos y tempestíticos de plataforma progradante.

Una nueva discordancia, materializada por facies caóticas y megabrechas calcareodolomíticas o poligénicas, cuya traza se sigue hasta el N de Portugal (Grupo de Arda-

Marofa, de Silva *et al.*, 1995) da paso a un conjunto de limolitas y lutitas organógenas y fosfáticas y sapropelitas negras, masivas y laminadas, seguidas de conglomerados silíceos, siliceofosfatados y feldespáticos, que culminan en lutitas en tránsito gradual a cuarcitas y areniscas progradantes de plataforma con icnofauna cámbrica, calizas perimareales con arqueociatos y trilobites, y finalmente lutitas y areniscas costeras regresivas, también fosilíferas.

Las sucesivas unidades discordantes que integran este conjunto presentan numerosas facies similares a algunas de las que acompañan a las diagnósticas de la Fm. del Cabeço das Popas, la cual, a pesar de su desconexión de aflormaiento con el resto de la unidad, ha sido propuesta por Sousa y Sequeira (1993) como base del Alcudiense superior. Esta base, en su área tipo de Alcudia, Abenójar e Ibor no presenta facies con características que permitan sospechar una vinculación con fenómenos glaciogénicos; sólo en Agudo-Valdemanco existen escasos paraconglomerados, pero ligados más bien a facies costeras y de plataforma proximal, y en Navalpino, a techo de los conglomerados grauváquicos basales, pero su origen es incierto. Por encima, y sobre todo a partir de las unidades carbonáticas, sí aparecen discordantes materiales conglomeráticos y paraconglomeráticos, en relación con facies laminadas y turbiditas, a veces con paso brusco entre unas y otras, y con lentejones difusos, nidos de cantos ("clast clusters") y clastos dispersos a veces de gran tamaño ("outsized clasts"). Estos son los que permitieron a Lotze (1956) suponer un origen fluvioglaciar, y en los que Arbey *et al.* (1975) encontraron una población de bacterias esporulares silicificadas que les hizo sugerir su relación con un episodio glaciar eocámbrico.

En cuanto a las megabrechas y depósitos caóticos que sellan la discordancia de la unidad superior, estos materiales, hasta el momento de supuesto origen olistostrómico (Moreno, 1975, 1977) en relación con escarpes de origen tectónico extensional (Herranz *et al.*, 1977; López Díaz, 1994; Santamaría y Pardo, 1995, 1996), presentan algunas características sospechosas de una génesis diferente: el carácter poligénico y la variable diagénesis previa de los materiales englobados que invalida la hipótesis de destrucción penicontemporánea o precoz de una plataforma predominantemente carbonática, la inexistencia de estructuras tangenciales que justifiquen la posible erosión frontal de unidades deslizadas (olistostromas *s.str.*), la amplia distribución y continuidad de sus afloramientos (desde el N de Portugal, Salamanca, Montes de Toledo, hasta las serranías manchegas), que excluye un carácter local o vinculado a una estructura lineal, los enormes clastos deca- y hectométricos ("rafts"), la presencia de estrías en algunos de ellos, las deformaciones de la matriz alrededor de ciertos bloques, los niveles con clastos aislados alineados, a veces de gran tamaño, y la relación a techo con facies anóxicas, masivas o bandeadas, estas últimas con caracteres de "ciclopel" (Manckiewicz *et al.*, 1984), y con fosfatos sedimentarios.

Todo ello conduce a sospechar un origen distinto del hasta ahora aceptado, y a comparar esta unidad con la Fm. Port Askaig (Spencer, 1971, 1981; Eyles *et al.*, 1985) del Dalradiense escocés, glaciomarina.

Relación con los eventos globales del límite inferior del Paleozoico

Los materiales anteordovícicos de la Zona Centroibérica abarcan cronológicamente desde el Rifeense?-Vendiense inferior, Vendiense superior, Pusiense y Cámbrico inferior, hasta el Bilbiliense temprano, como certifican los abundantes microfósiles, icnofósiles y macrofósiles encontrados (San José *et al.*, 1992; Vidal *et al.*, 1994). De acuerdo con Hambrey y Harland (1985), durante este lapso de tiempo se sitúan en el ámbito circungondwánico, los periodos glaciales Varangeriense (entre -650 y -610 m.a.), con dos épocas principales, y Siniense tardío (entre -610 y -580 m.a.), este último cercano al límite inferior del Cámbrico. Por su parte,

Seslavinsky (1995) propone dos glaciaciones cerca de este límite, la Véndica inferior (-650±20 m.a.) y la superior (entre -580 y -560 m.a.), mientras que Maidanskaya (1995) les asigna al Véndico inferior (épocas Blonsk y Vilchansk). A estos se añaden los datos de Hofman *et al.* (1990), que encuentran fauna ediacarense (véndica superior) por debajo de diamictitas glaciomarinas, a su vez separadas por 2,5 km. de sedimentos con megafósiles, microfósiles e icnofósiles, también ediacarienses, del Cámbrico inferior discordante. Por último, Bertrand-Sarfati *et al.* (1996) demuestran la existencia de fósiles ediacarienses bajo una tillita considerada como varangeriense, pero en realidad cámbrica basal, en función de las faunas descritas en los materiales suprayacentes.

De todo esto se deduce la existencia documentada, en diferentes ámbitos del entorno paleogeográfico circungondwánico en el Véndico inferior (Varangeriense), de al menos dos etapas glaciares, a las que se suman una intravéndica superior (ediacariense) y una más en el límite inferior del Cámbrico. Parece clara la correspondencia de esta última con la representada posiblemente por las megabrechas basales de la unidad superior, cuyo mecanismo final de depósito gravitatorio (Santamaría y Remacha, 1996) no excluye un origen glacioderivado de los sedimentos. En cuanto a la Fm. del Cabeço das Popas, su edad véndica media a superior (Sequeira, 1993) indica su posible correlación, o bien con el episodio Vilchansk, o con el intraediacariense, pero en este caso, los paraconglomerados propuestos como glaciomarinos por Lotze (1956) y Arbey *et al.* (1975) constituirían un nuevo episodio "intraediacariense II", áun no documentado, más moderno que el anterior.

Por lo que respecta a los paraconglomerados del Alcudiense inferior, si su origen se demostrase glaciomarino, deberían corresponder, o al episodio Vilchansk, o al Blonsk, o a un pulso glaciar intermedio tampoco documentado en la actualidad.

De lo que no cabe duda es que, a medida que la investigación de estos materiales progrese, podremos constatar que las pruebas de dichos eventos paleoclimáticos, comunes en regiones paleogeográficamente relacionadas con la Península Ibérica, también se encuentran representadas en ella, resaltando la importancia de los materiales anteordovícicos de la Zona Centroibérica como testimonio privilegiado de una época crítica de la Historia de la Tierra, tanto desde el punto de vista paleotectónico, como paleobiológico y paleoclimático.

Dedicatoria

A nuestros queridos amigos, recientemente desaparecidos, los Profres. Manuel Bernardo de Sousa y Bruno Baldis. Ninguna futura investigación sobre los problemas que nos eran comunes podrá llenar el vacío que ellos nos dejan.

Depositos Wolframiferos Eopaleozoicos del Sistema De Famatina, La Rioja, Argentina.

F.G. Sardi

Instituto Superior de Correlación Geológica - CONICET. Universidad Nacional de Tucumán.

El presente trabajo tiene por finalidad dar a conocer las características generales de los distintos depósitos de wolframio que afloran en el sector central del Sistema de Famatina. La zona estudiada se ubica entre el faldeo oriental de la Sierra de Famatina y el faldeo occidental de la Sierra de Paimán, limitando hacia el norte y sur los paralelos que atraviesan las localidades de

Campanas y Famatina, respectivamente. Se extiende enteramente en la provincia de La Rioja, Argentina. Los yacimientos considerados son de caracter hidrotermal de alta temperatura relacionados genéticamente a intrusivos ácidos los cuales se habrían emplazado durante el Ciclo Famatiniano según el concepto de Aceñolaza y Toselli (1981).

Reseña Geológica

Las rocas más antiguas del lugar consisten en metamorfitas de bajo a muy bajo grado de metamorfismo regional integradas por una sucesión de filitas, pizarras y metagrauvacas denominadas como Formación Negro Peinado por Turner (1960); las capas portadoras de material paleontológico fueron llamadas Formación La Aguadita por Durand y Aceñolaza (1990). La cuenca de sedimentación se habría desarrollado sobre el margen occidental pasivo del cratón gondwánico durante el Ciclo Pampeano que abarca el Neoproterozoico al Cámbrico inferior (Rossi de Toselli *et al.*, 1996).

Estas unidades constituyen la roca de caja de las intrusiones ígneas posteriores; en general, las relaciones entre los granitoides y la metamorfita son escasas, siendo los contactos predominantemente tectónicos. Sín embargo, en el sur del Cerro Ramblones el metamorfismo térmico alcanzo un alto grado con el desarrollo de andalucita-feldespato potásico-cordierita-sillimanita.

Los granitoides distinguibles en la zona se conocen como Granito Ñuñorco, Granito Paimán y Granito Potrerillos.

El primero, al que se le atribuye una vinculación genética con la formación de los yacimientos de wolframio de Faltriquera, aflora en la Loma Colorada a unos 6,5 Km al este de estos depósitos. Allí, la unidad está representada por un stock epizonal, post-tectónico de composición sieno a monzogranítica (Fogliata, 1990). El evento magmático tuvo lugar entre el Ordovícico Superior y el Silúrico, según dataciones para esta unidad de González et al (1985a) y McBride (1972).

El Granito Paimán (Turner, 1962) se caracteriza por una textura predominantemente porfírica con fenocristales de feldespato potásico de hasta unos 15cm. Composicionalmente varían de granodioritas a sienograntos. En cuanto a la edad del plutonismo, González *et al.* (1985b) obtuvieron un valor promedio de 438 ± 15ma (Ordovícico superior-Silúrico inferior) para las rocas graníticas de la Sierra de Paimán.

El Granito Potrerillos, aflorante en el Cerro del mismo nombre, constituye un stock que intruye a la unidad precedente (Perez, 1991). Se trata de una roca leucocrática, composicionalmente similar a las unidades anteriores, cuya textura es inequigranular de grano medio a grueso. Entre los accesorios aparece casiterita, lo cual permitiría clasificar a la unidad como un "granito especializado". Las dataciones de Perez (1991) dan una edad de 379 ma. (Devónico).

Depósitos de Wolframio

Los yacimientos de wolframio se localizan en tres regiones geográficas, de norte a sur: Angulos, Ramblones y Faltriquera. Se destacan notables diferencias entre ellas principalmente en lo referente al tipo de roca de caja, morfología del yacimiento, y en menor grado, por el contenido mineralógico. La alteración hidrotermal también tiene diferentes formas de presentarse en los tres casos.

En Angulos, la mineralización se aloja en filones cuarzosos de forma lenticular, en general de aspecto masivo y fractura concoidea, los que tienen un bajo buzamiento situados en una cúpula granítica. La roca de caja está constituída por el Granito Potrerillos.

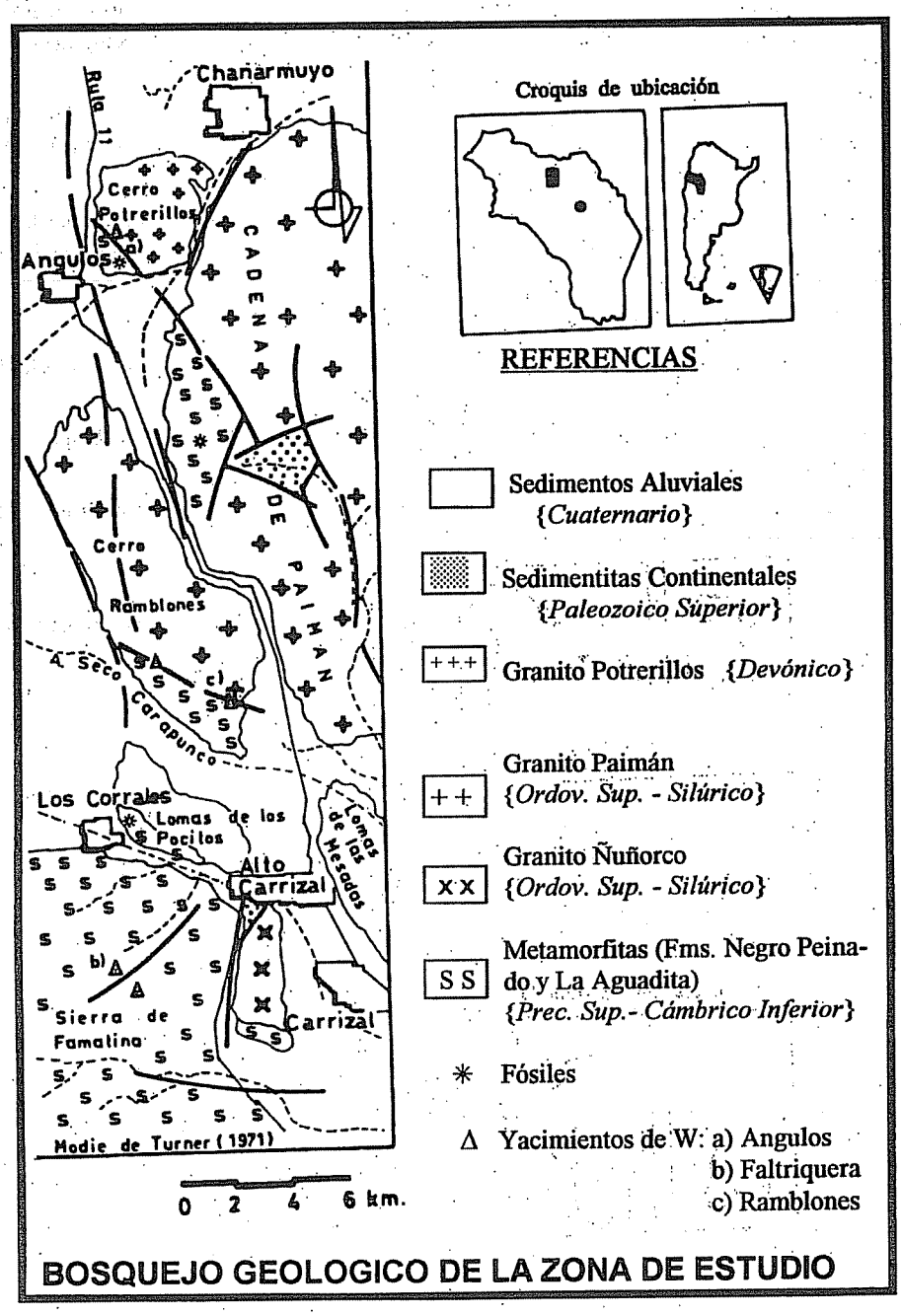
La alteración muscovítica es comparable a un greisen de tipo muscovita o tipo cuarzo-muscovita de acuerdo al concepto de Smirnov (1982). Es la alteración más importante por su amplia distribución y por su vinculación, en muchos casos con la mineralización. En ocasiones, la muscovitización está asociada a fluorita, especialmente cuando el mineral afectado es la plagioclasa del granito. Otros tipos de alteración, de menor importancia, es la argilización manifestada por un enturbamiento de los feldespatos; propilitización cuyo principal mineral de alteración es la clorita que afecta a biotita; y hematitización que también altera parcialmente a este mineral o bien se presenta en forma de venillas muy delgadas, muchas veces ausente.

Los minerales hipogénicos de la zona de Angulos son, en orden de importancia, wolframita; scheelita, generalmente reemplazando al anterior; molibdenita; casiterita microscópica. En mucho menor proporción, pirita; chispas de oro nativo; y covelina muy escasa. Los minerales de oxidación consisten principalmente en powellita que altera a molibdenita, y limonita. La ganga se compone esencialmente de cuarzo, micas y feldespatos y berilo. Además, aparecen grandes cristales euhédricos de circón.

En sentido amplio, se considera que en el Sur de Ramblones, las vetas mineralizadas se sitúan en las metamorfitas muy cerca del contacto con el Granito Paimán al cual se lo vincula genéticamente con los diferentes yacimientos del lugar. En rigor, se ubican en los colgajos de techo metamorfizados térmicamente existentes en el Granito Paimán. Las vetas de cuarzo, a diferencia de las de Angulos, se encuentran algo fracturadas y tienen formas netamente vetiformes. Los principales minerales primarios de los diferentes depósitos son wolframita, scheelita-powellita, magnetita-hematita e ilmenita. En la roca de caja, es dable observar turmalina.

Los depósitos de Faltriquera consisten en vetas paralelas (o más o menos paralelas) entre sí. Aquí, la fracturación es muy intensa y la deformación postmineral es muy marcada y se manifesta en el boudinage de las vetas de cuarzo. La alteración hidrotermal es exclusivo de las vetas, estando ausente en la roca de caja debido a la alta impermeabilidad de la misma correspondiente a metapelitas de la Formación Negro Peinado. Consiste principalmente en muscovitización (-sericitización) que puede estar asociada a la mineralización, aparece en forma de venillas de escasos milímetros ubicados hacia las salbandas o bien en el interior de la masa cuarzosa; y cloritización también en forma de venillas delgadas o en nidos; la argilización y la silicificación de la roca de caja tiene poca importancia.

La wolframita y scheelita son los minerales principales. Acompañan en forma subordinada, ilmenita, casiterita, hematita y arsenopirita y pirita. La ganga está compuesta de cuarzo principalmente, siendo la albita y minerales filosilicáticos accesorios ocasionales. El topacio es muy raro. La limonitización es muy intensa, la que puede ser indígena según pirita o transportada.



BOSQUEJO GEOLOGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

Bibliografía

Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Public. Especial Fac. Cienc. Nat. UNT., Nº 1287; 212 pag. Tucumán.

Durand, F. y Aceñolaza, F. G. 1990. Caracteres faunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) del Noroeste Argentino. El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie de Correlación Geológica Nº 4, 71-112.

Fogliata, A. 1990a. El granito de Loma Colorada: Caracteres geológicos y geoquímicos, Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, I: 52-55.

González, R., Cabrera, M., Bortolotti, P., Cuenya, P., Omil, M., Moyano,. R. y Ojeda, J. 1985a. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquematización petrográfica y temporal. Acta Geológica Lilloana, 16 (2):289-318. Tucumán.

González, R., Omil, M. y Ruiz, D. 1985b. Observaciones y edades Potasio-Argón de formaciones de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja. Acta Geol. Lilloana, 16(2):281-287. Tucumán.

McBride, S. 1972. A potassium-argon age investigation of igneous and metamorfhic rocks form Catamarca and La Rioja provinces, Argentina. Thesis Queens University, Department of Geology. Kingston, Ontario, Canadá.

Perez, W. 1991. Contibución a la petrología y geoquímica de los granitoides y gabroides del norte de la Sierra de Paimán, Prov. de La Rioja. Facultad de Cs. Naturales e Inst. Miguel Lillo (UNT). Tesis Doctoral. (inédito).

Rossi de Toselli, J. N., Durand, F. y Toselli, A. 1996. Aspectos estratigráficos y geoquímicos del Basamento metamórfico del Sistema de Famatina, Argentina. XIII Cong. Geol. Arg. y III Cong. de Explor. de Hidrocarburos, III:679. Buenos Aires.

Smirnov, V. 1982. Geología de yacimientos minerales. De. Mir, Moscú.

Turner, J. C. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 15d, "Famatina". Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín Nº 126.

Turner, J. C. 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región al oeste (La Rioja). Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Bol. 43:5-54.

Turner, J. C. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. Bol. 42 : 77-126.

Conodontos paleozoicos (Ashgill - Emsiense) del Sinforme de Alcañices (oeste de Zamora, España)

G.N. Sarmiento[1], A.A. Calvo[1] & E. González-Clavijo[2]

[1] Departamento de Paleontología, Universidad Complutense e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de CC. Geológicas, 28040 Madrid.

[2] Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca.

La existencia de conodontos en el sinforme de Alcañices fue mencionada en los trabajos de Aldaya *et al.* (1976) y Quiroga (1980, 1980), en los cuales la mayor parte de las determinaciones taxonómicas fueron realizadas o revisadas por el Prof. P. Carls (Universidad de Braunschweig). Con motivo de los estudios de detalle que recientemente efectuara uno de los autores (E.G.-C), se investigaron para conodontos doce nuevos niveles carbonatados que corresponden a igual número de localidades. En esta contribución se da a conocer el contenido micropaleontológico de estos materiales, así como los resultados de la revisión taxonómica y el estudio tafonómico de gran parte de las colecciones de conodontos de las publicaciones precedentes, en parte cedidas por el Prof. P. Carls, y en parte conservadas en la litoteca MAGNA del Instituto Tecnológico Geominero de España. Esta últimas corresponden a las hojas geológicas 339 (Moreruela de Tábara: Fernández Martínez *et al.*, 1982) y 368 (Carbajales de Alba: Quiroga de la Vega *et al.*, 1982).

El sinforme de Alcañices (oeste de Zamora) se sitúa en la parte septentrional de la

Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, y constituye una estructura amplia y compleja generada durante la tercera fase de deformación varisca. González-Clavijo (1997) ha diferenciado en él varias unidades estructurales mayores separadas por cabalgamientos y despegues: un autóctono relativo denominado **Unidad del Río Duero** (Véndico superior? - Ashgill), y materiales alóctonos del Silúrico y Devónico que se incluyen en tres unidades, que en orden estructural ascendente, son reconocidas como **Unidad del Bajo Esla, Unidad del Río Aliste** y **Unidad del Río Manzanas**. La existencia de secuencias estratigráficas diferentes en cada unidad estructural alóctona, junto con el carácter sinorogénico de algunas de

las formaciones sedimentarias presentes en ellas (Antona y Martínez Catalán, 1990), convierte a las dataciones paleontológicas en una herramienta indispensable para el conocimiento de la evolución geológica del área durante la orogenia Varisca. Para facilitar la descripción de las distintas asociaciones de conodontos estudiadas, éstas se detallan para cada unidad estructural.

Unidad del Río Duero

Los conodontos de esta unidad provienen de dos localidades, (La Chopera y Carbajales), donde se hallan expuestos los materiales de la Formación Campillo. En la primera de ellas se han identificado *Scabbardella* cf. *altipes* Henningsmoen y *Drepanoistodus*? sp., que indicarían una edad Caradoc-Ashgill; en tanto que en la otra localidad se reconocieron ejemplares pertenecientes a los aparatos conodontales de *Amorphognathus ordovicicus* (Branson y Mehl), *Hamarodus europaeus* (Serpagli) y *Scabardella altipes*, que permiten caracterizar la Biozona de *A. ordovicicus* (Ashgill).

En ambas asociaciones, los elementos conodontales se hallan parcialmente conservados, y exhiben una textura sacaroidea o están parcialmente recristalizados; el valor del Índice de Alteración del Color (CAI) es de 5,5 y 6 (Epstein *et al.*, 1977; Sarmiento y García-López, 1996), indicando paleotemperaturas superiores a los 300ºC, que sitúan a estos depósitos en la facies de esquistos verdes, y que a la vez sugieren la existencia de soluciones hidrotermales en el área. Por otra parte, algunos ejemplares presentan clivaje, y evidencias de una incipiente disolución.

Unidad Bajo Esla

Los conodontos de esta unidad fueron obtenidos en un amplio sector del extremo oriental del sinclinorio, en el cual aflora la Formación Almendra. Las localidades fosilíferas se ubican en las proximidades de Villarino de Manzanas, Vegalatrave, Carbajales, sur de Videmala, San Blas, oeste de Almendra, Muga, Campillo y sureste de Castillo de Alba. Las especies identificadas son *Icriodus* sp., *Oulodus elegans* (Walliser), *Oulodus* cf. *elegans*, *Oulodus* sp., *Ozarkodina excavata* (Branson y Mehl), *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler), *Ozarkodina wurmi* (Bischoff y Sannemann), *Ozarkodina* sp. e.g. *eosteinhornensis* (Walliser), *Ozarkodina* sp., *Polygnathus pyrenae* Boersma y *Polygnathoides*? sp., existiendo además un gran número de fragmentos indeterminables. Los taxones reconocidos permiten asignar a la Formación Almendra una edad que se extiende desde el Prídoli hasta la parte más alta del Praguiense o base del Emsiense.

Desde el punto de vista tafonómico, la conservación de los ejemplares es regular a muy deficiente. En ellos se observan fenómenos de disolución, en ocasiones muy avanzada, que afectan principalmente las porciones entre los dentículos y los márgenes basales, siendo también frecuentes los ejemplares deformados y con clivaje. Los valores del CAI son de 5,5 y 6, indicando para estos materiales un metamorfismo de bajo grado correspondiente a la transición anquizona-epizona. Esta atribución está avalada por la presencia en los residuos insolubles obtenidos de la disgregación química de las rocas (ácido acético glacial al 8%), de abundantes cristales de granate almandino y en menor proporción de pseudomorfos de grafito. Por otra parte, la coexistencia de dos valores del CAI en la misma muestra estaría indicando la existencia de fluidos hidrotermales en el área, lo cual se confirma con el hallazgo de sulfuros alterados (pirita y calcopirita) en los residuos insolubles.

Unidad del Río Aliste

Los conodontos de esta unidad provienen de la Formación Manzanal del Barco, en las localidades de San Vicente y Figueruela del extremo nororiental del sinforme de Alcañices. Los

taxones de conodontos identificados corresponden a *Oulodus elegans*, *Ozarkodina excavata*, *Pandorinellina*? *steinhornensis* (Ziegler), *Polygnathus groenbergi* (Klapper y Johnson) y *Polygnathus laticostatus* Klapper y Johnson. Las especies referidas indican para esta unidad litoestratigráfica una edad Prídoli - Emsiense (Zona de *P. gronbergi* y posiblemente parte de la Zona de *P. inversus-laticostatus*).

La conservación de los elementos conodontales es buena a regular, y el valor del CAI es de 5,5, lo que permite situar a estos materiales en la transición anquizona-epizona.

Unidad Río Manzanas

Los conodontos de esta unidad se extrajeron de los materiales de la Formación Rábano, aflorantes en varios puntos fosilíferos que se sitúan próximos a las localidades de Samir, Viñas y San Blas. En ellos se han identificado *Icriodus* sp. *Oulodus elegans*, *Oulodus* sp., *Ozarkodina excavata*, *Ozarkodina steinhornensis miae* (Bultynck), *Ozarkodina* sp., *Polygnathus dehiscens* Philip y Jackson, *Polygnathus perbonus* (Philip) y *Polygnathus* sp.. Los taxones reconocidos sugieren para el tramo superior de la Formación Rábano una edad Prídoli - Emsiense (Zona de *P. dehiscens* y posiblemente parte inferior de la Zona de *P. gronbergi*).

El estado de conservación de los elementos conodontales es regular a muy deficiente, lo cual ha impedido su asignación taxonómica en dos de las muestras estudiadas. El CAI corresponde a valores de 5,5 - 6, indicando para estos materiales un metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes. La presencia de granate almandino es muy frecuente en la mayoría de los niveles investigados, y en menor proporción se reconocen también cristales de pirita alterados.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto 351 del Programa Internacional de Correlación Geológica "Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana". Nuestra gratitud al Dr. Juan Carlos Gutiérrez-Marco, Instituto de Geología Económica (CSIC, Madrid), por la lectura crítica de este trabajo.

Bibliografía

Aladaya F., Carls, P., Martínez-García, E. y Quiroga, J.L., Nouvelles précisions sur l'âge de la Serie de San Vitero (Zamora, Nord-Ouest de l'Espagne). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences (Série D) Sciences Naturelles*, **283**: 881-883.

Antona, J.F. y Martínez-Catalán, J.R., 1990. Interpretación de la Formación San Vitero en relación con la Orogenia Hercínica. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **15**:257-269.

Epstein A.G., Epstein, J.B. y Harris, L.D., 1977. Conodont color alteration -an index to organic metamorphism. *United States Geological Survey, Professional Paper*, **995**: 1-27.

Fernández-Martínez, F, Monteserín-López, V., Nuño-Ortega, C., Arce-Dyarte, J.M., Maura-Amunategui, C., Peinado-Moreno, M., Fonollá-Ocete, F., Mansilla, H. y Quiroga, J.L., 1982. Mapa y memoria explicativa de la Hoja Nº 339 (Moreruela de Tábara) del Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000 (Segunda Serie). *Instituto Geológico y Minero de España*, 38p.

González-Clavijo, E., 1997. *La geología del Sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 330 p. (inédito).

Quiroga, J.L., 1980. La sucesión silúrica en las tierras de Aliste y Carbajales (Zamora). *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **1**: 147-155.

Quiroga, J.L., 1982. Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, **12**: 205-226.

Quiroga de la Vega, J.L., Gabaldón-López, V., Sánchez-Cela, V., León-Gómez, C. y Quinquer-Agut, R., 1982. Mapa y memoria explicativa de la Hoja Nº 368 (Carbajales de Alba) del Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000 (Segunda Serie). *Instituto Geológico y Minero de España*, 30p.

Sarmiento, G.N. y García-López, S., 1996. El método del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos: limitaciones y posibilidades. Ejemplos de su aplicación en el Hercínico ibérico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **9**: 112-123.

Nuevos datos sobre microfósiles problemáticos de la "Brecha de Micmacca" (Cámbrico Medio inicial) en la región de Jbel Sarhro, Anti-Atlas central (Marruecos)

G.N. Sarmiento[1], D. Fernández-Remolar[1] & N. Hamoumi[2]

[1] Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de CC. Geológicas, 28040 Madrid.

[2] Dept. de Géologie, Faculté des Sciences de Rabat, Université Mohammed V, Avenue Ibn Batouta, BP 1014, Rabat (Marruecos).

En el transcurso de los trabajos de campo que se realizaron en el Alto-Atlas y Anti-Atlas marroquí con motivo de la celebración de la 2ª Reunión Internacional del Proyecto 351 de la IUGS (Rabat, 1994), se recolectaron muestras de las unidades cámbricas para su investigación micropaleontológica. Esta tarea, que estuvo orientada fundamentalmente a la búsqueda de protoconodontos, no dio los resultados esperados. No obstante, algunos de estos materiales proporcionaron abundante material paleontológico. En esta contribución damos a conocer el hallazgo de una asociación de "small shelly fossils", en los niveles lumaquélicos de la "Brecha de Micmacca" que afloran aproximadamente 5 km al noroeste de Agdz, en la región de Jbel Sarhro (Anti-Atlas central).

La "Brecha de Micmacca" constituye el miembro inferior (= Miembro Brecha de Micmacca) de la Formación Jbel Wawrsmat (Destombes, 1985), que junto con la Formación Jbel Afraou integran el Grupo de las Feijas Internas del Cámbrico Medio. Este miembro, cuya base es discordante sobre depósitos del Proterozoico, está constituido por horizontes delgados de cenizas volcánicas (frecuentemente bentonitas potásicas), niveles de calizas ferruginosas, calizas nodulares, bancos con abundantes trilobites y equinodermos, y niveles con braquiópodos, que alternan con pizarras y areniscas de grano fino (Geyer y Landing, 1995). Según estos autores, la base de la "Brecha de Micmacca" corresponde al inicio de un período de sedimentación marina que se desarrolla en una plataforma siliciclástica somera y de baja energía.

Desde el punto de vista taxonómico, en la asociación estudiada predominan numéricamente los restos de equinodermos homalozoos correspondientes a la Clase Stylophora, Orden Cornuta, que están representados por fragmentos tecales y partes de aulacóforos. Tal abundancia coincide con la significativa diversidad que alcanza el grupo al final del Cámbrico Inferior y el Cámbrico Medio, y con la incorporación de sus escleritos fosfatados a las asociaciones de "small shelly fossils". Les siguen en abundancia radios de chancelóridos, en su mayoría del género *Archiasterella* Sdzuy, y un reducido número de formas que hemos identificado como aff. *Eremactis conara* Bengtson y Conway Morris. El resto de la asociación está integrada por espículas hexactinélidas pentáctidas, escleritos del Orden Sachitiida identificados como *Sachites* Meshkova y *Halkieria* Poulsen; formas posiblemente afines a braquiópodos tales como *Apistoconcha* Conway Morris y *Aroonia* Bengtson; hiolítidos del género *Conotheca* Missarzhevsky; moluscos atribuibles a *Stenotheca* Salter y *Pelagiella*

Matthews, y restos de *Microdictyum* Bengtson, Matthews y Missarzhevsky. Es de destacar, que la mayoría de estos taxones no habían sido reconocidos con anterioridad en la "Brecha de Micmacca", donde Geyer (1986) y Geyer *et al.* (1995) habían citado previamente osículos de equinodermos, hiolítidos, chancelóridos y especies de *Pelagiella*, entre otros, en las secciones aflorantes en el sinclinal de Lemdad y en la región de Sirwa. Por otra parte, en la asociación estudiada no se hallan presentes lapwortélidos, concretamente *Lapworthella vandali* Landing, Geyer y Heldmaier que fue descrita por primera vez en la región de Jbel Srharo (Landing *et al.*, 1995).

El contenido paleontológico de la "Brecha de Micmacca" es muy abundante, habiéndose descrito o mencionado, trilobites, braquiópodos, equinodermos, hiolítidos, chancelóridos y "small shelly fossils". Los microfósiles identificados por nosotros en las proximidades de Agdz, fueron obtenidos mediante la disgregación química (ácido acético glacial al 8%) de 2000 gr de calizas lumaquélicas ferruginosas. Los ejemplares estudiados presentan sus estructuras originales sustituidas por fosfatos, o fueron originalmente fosfáticas, reconociéndose también numerosos moldes internos constituidos por sales fosfatadas. Por otra parte, en su mayoría los ejemplares son restos desarticulados y fragmentados en grado variable, observándose también en ellos fenómenos de disolución y abrasión. Este tipo de asociaciones, designadas como "small shelly fossils" por Matthews (en Matthews y Missarzhevsky, 1975) son bien conocidas en las sucesiones cámbricas, pero también se encuentran en el Ordovícico, Silúrico e inclusive Devónico (Dzik, 1994), y su formación es el resultado de la acción de factores tafonómicos muy específicos en ambientes restringidos tanto espacial como temporalmente (Dzik *et al.*, 1994). Las asociaciones de "small shelly fossils" debieron originarse fundamentalmente en áreas de plataforma del Paleozoico Inferior situadas en regiones de clima templado y próximas a "upwellings" donde las conchas acumuladas o resedimentadas estuvieron expuestas durante un tiempo suficientemente dilatado como para hacer posible la fosfatización. La abundancia de estos fósiles fosfáticos en los sedimentos puede interpretarse como el resultado de una elevada productividad biológica, que juntamente con una tasa de sedimentación muy baja y una bioturbación superficial, favorecieron el desarrollo y expansión de microorganismos liberadores de iones de fosfato que produjeron las envueltas fosfáticas alrededor de los detritos de origen orgánico. El área que nos ocupa estuvo emplazada en el margen noroeste de Gondwana, y al menos localmente debieron concurrir las condiciones antes señaladas, favoreciendo así el desarrollo de asociaciones de "small shelly fossils".

La edad del Miembro Brecha de Micmacca, establecida por trilobites, es Cámbrico Medio inicial (Tissafiniense), sin embargo tanto la base como el techo son claramente diacrónicos en los distintos sectores de la cuenca donde aflora la unidad. De este modo, los niveles basales pueden corresponder tanto a la Zona de *Hupeolenus* como a la de *Cephalopyge notabilis*, según Geyer y Landing (1995). Los microfósiles identificados en este trabajo son de amplio rango estratigráfico, y en consecuencia no aportan mayores precisiones con respecto a la edad del horizonte muestreado.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto 351 del Programa Internacional de Correlación Geológica "Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana", y al Proyecto de Investigación de la DGICYT número PB93-0591. Nuestra gratitud al Dr. Antonio Perejón Rincón, Instituto de Geología Económica (CSIC, Madrid), por la lectura crítica de este trabajo.

Bibliografía

Destombes, J. 1985. Middle Cambrian. En: Destombes, J., Hollard, H. y Willefert, S. 1985. *Lower Palaeozoic Rocks of Morocco*. En: Holland, C.H. (ed.). Lower Palaeozoic Rocks of the World. Vol. 4. Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa: 157-184. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore (John Wiley & Sons).

Dzik J. 1994. Evolution of "small shelly fossils" assemblages of the Early Paleozoic. *Acta Palaeontologica Polonica*, **39**: 247-313.

Dzik, J., Olempska, E. y Pisera, A. 1994. Ordovician carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains. *Palaeontologica Polonica*, **53**: 1-290.

Geyer, G., 1986. Mittelkambrische Mollusken aus Marokko und Spanien. *Senkenbergiana lethaea*, **67**: 55-118.

Geyer, G. y Landing, E. 1995. The Cambrian of the Moroccan Atlas regions. En: GEYER, G. y LANDING, E. (eds.): *The Lower-Middle Cambrian standard of western Gondwana. Beringeria* Special Issue, **2**: 7-46.

Geyer, G., Landing, E. y Heldmaier, W. 1995. Faunas and depositional environments of the Cambrian of the Moroccan Atlas regions. En: Geyer, G. y Landing, E. (eds.): *The Lower-Middle Cambrian standard of western Gondwana. Beringeria* Special Issue, **2**: 47-120.

Matthews, S.C. Y Missarzhevsky, V.V., 1975. Small shelly fossils of late Precambrian and early Cambrian age: a review of recent work. *Journal of the Geological Society*, **131**: 289-304.

Small shelly fossils from the Çal Tepe Formation (late Lower Cambrian - early Middle Cambrian) in its type locality, western Taurides (Turkey)

G.N. Sarmiento[1], M.C. Göncüoglu[2], D. Fernández-Remolar[1] & S. García-López[3]

[1] Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de CC. Geológicas, 28040 Madrid.

[2]. Middle East Technical University, Department of Geological Engineering, Ankara-Turkey.

[3]. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo.

During the 1995 field trip of the 3rd International Meeting of the IGCP Project N° 351, Lower Paleozoic rocks of southern Turkey were sampled for micropaleontological studies.

In this contribution new information about problematic microfossils derived from limestone samples of the Çal Tepe Formation (Dean and Monod, 1970) is given. Previous data about fossil content of this unit were published by Gedik (1989) who identified *Scenella* sp., *Pelagiella* sp., *Microcornus* sp., *Hyolithes* sp., *Cowiella reticulata* Hinz, *Chancelloria* sp. and six species of *Hadimopanella* Gedik, five of them described for the first time. Upon the last species Gedik (1989) stablished six *Hadimopanella* biozones in the Cambrian System. Also, trilobites, cystoid echinoderm plates, acrotretid brachiopods, paraconodonts and sponge spicules were mentioned by this author. At the same time, the new genera and species *Humboldtochaeta anatoliensis* Gedik and *Konyasphaerulida celali* Gedik were proposed.

Exposures of the Çal Tepe Formation cropp out at intervals along the southern Turkey, from the western and central Taurides, Amanos Mountains up to Border Folds. The type section of this unit is located at the end of the southeastern area of the homonymous hill, approximately 2 km to the NW Seydisehir city, western Taurides (Dean and Monod, 1970). For the carbonate rocks of the Çal Tepe Formation, about 150 m thick, Dean (1980) formalized the subdivision into four members that are in ascending order: Dolomite, Black Limestone, Light Grey Limestone and Red Nodular Limestone, being the former absent at the type locality.

Small shelly fossils reported here were extracted from two samples (CT-03 and CT-04) obtained at approximately 1 m and 10 m from the base of the Light Grey Limestone Member, 11 m in thickness. Limestone samples with a weight of 1700 gr (CT-03) and 1050 gr (CT-04) were dissolved in an 8% acetic acid solution and yielded 241 and 68 fossil remains respectively. From the lower part of the Light Grey Limestone Member, the small shelly fossil assemblage is composed, in abundance order, by: a) poorly preserved Porifera, identified as spicules of *Eiffelia araniformis* (Missarzhevsky), *Nabaviella* sp., *Dodecaactinella* sp. and "Spicule Form A" *sensu* Conway Morris (1990); b) Coeloscleritophorans of *Chancelloria lenaica* (Missarzhevsky y Mambetov), *Chancelloria* spp. and *Archiasterella* sp.; c) echinoderm plates (Class Stylophora, Orden Cornuta); d) molluscan remains of the genus *Pelagiella* Matthews; e) bivalved organisms of possible brachiopod affinities relatred to *Aroonia* sp. and *Apistoconcha* sp.; e) hyothelminthes of the genus *Hyolithellus* Billings; f) hyolithids (*Turcutheca* cf. *crasseocochlia* Syssoiev, *Conotheca* sp. and *Microcornus* sp.; g) spines of the crustaceous *Isoxys*? sp. A *sensu* Bengtson (1990), and h) fragmentary plates of *Microdictyon* ? sp.

This characteristic microfossil asemblage is well known from Lower Cambrian rocks in many parts of the world (e.g. Australia, Antarctica, California, NW Canada, China, England, India, Iran, Mongolia, Morocco, Mexico, Newfoundland, Siberia). A late Lower Cambrian age for the level equivalent to the Çal Tepe lower assemblage is indicated by trilobites (Dean and Monod, pers. comm., November 1995). Furthermore, Dean and Ozgül (1994) mention the presence of *Acadoparadoxides mureroensis* together with *Corynexochella? robusta* at a single level 1.8 m above the base of the Light Grey Limestone Member at Çal Tepe type-area. These authors correlate it with the *Acadoparadoxides mureroensis* Zone of Spain and assign an early Middle Cambrian age.

The second investigated level in the upper part of the Light Grey Limestone Member yielded a quite different microfossil association made up mainly by sclerites of the palaeoscolecid *Hadimopanella oezgueli* Gedik and sparse remains of brachiopod phosphatic shells. Boogaard (1983) reported a very similar association from the Láncara Formation of the Cantabrian Mountains (NW Spain). The Iberian record lies between the Solenopleuropsidae and *Cephalopyge* zones of the Middle Cambrian (Lotze and Szduy, 1961). At Çal Tepe section *Hadimopanella* horizon reported here have an early Middle Cambrian age (Dean and Monod, pers. comm., November 1995). *H. oezgueli* Gedik is widely distributed in several places of the NW Gondwana margin such as : Sardinia (Cherchi and Schroeder, 1985), Turkey (Gedik, 1977; 1989), Spain (Boogaard, 1983), Morocco (Boogaard, pers. comm., April 1997), and also in Kirgizia (Märss, 1988). According to these findings, Fernández-Remolar (in press) suggests that *H. oezgueli* Gedik should be a good fossil-marker to infer the Lower-Middle Cambrian transition.

Both microfossil assemblages that are found at the same section of the Çal Tepe locality could correspond to clear variation in the environmental conditions, related with a progressive deepening of the platform from shallower conditions. This match up to the transgressive event recorded at the Lower-Middle Cambrian transition, and that allowed the dispersal of the northwestern gondwanic faunas and favoured the phosphatization and silicification of its skeletal remains.

Acknowledgements

This is a contribution to the Project 351 "Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana" of the International Geological Correlation Program. Thanks are due to Dr. J.C. Gutiérrez-Marco, Instituto de Geología Económica (CSIC, Madrid) for critically reviewed of the manuscript.

References

Boogaard, M. van den, 1983. The ocurrence of *Hadimopanella oezgueli* Gedik in the Láncara Formation in NW Spain. *Proceedings of the Koninklijde Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Series B, **86**: 331-341.

Cherchi, A. and Schroeder, R. 1985. Middle Cambrian Foraminifera and other microfossils from Sardinia. *Bolletino della Societá Paleontologica Italiana*, **23**: 149-160.

Dean, W.T. 1980. The Ordovician System in the Near and Middle East: Correlation Chard and Explanatory Notes. *Internation Union of Geological Sciences Publication*, **2**: 1-22.

Dean, W.T. and Monod, O. 1970. The Lower Palaeozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beysehir, Turkey. I. Stratigraphy. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, **19**: 413-426.

Dean, W.T. and Ozgül, N. 1994. Cambrian rocks and faunas, Hüdai area, Toros Mountains, southwestern Turkey. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **64**: 5-20.

Fernández-Remolar, D. (in press). Estudio preliminar de la distribución estratigráfica y paleobiogeográfica de *Hadimopanella oezgueli* Gedik, 1977 (microescleritos de paleoescolécidos) en el Paleozoico Inferior. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*.

Gedik, I. 1977. Orta Toroslarda Konodont biyostratigrafisi. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, **20**: 35-48.

Gedik, I. 1989. Bati Toroslar Kambriyen'inde Hadimopanellid biyostratigrafisi: Kambriyen'de yeni bir biyostratigrafik Zonlama. (Hadimopanellid biostratigraphy in the Cambrian of the Western Taurids: A new biostratigraphic tool in the subdivision of the Cambrian System). *Geological Bulletin of Turkey*, **32**: 65-78.

Lotze, F. and Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Abhandlungen der Matematische-Naturwissenschaftlichen Klasse*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, **6**: 1-216.

Märss, T. 1988. Early Palaeozoic hadimopanellids of Estonia and Kirgizia (USSR). *Proceedings of the Academy of Sciences, Estonian SSR, Geology*, **37**:10-17.

Lower Silurian graptolite faunas of the peri-Gondwanan Europe: biostratigraphy and correlation, palaeobiogeography, environmental interpretation

P. Storch

Geological Institute AS CR, Rozvojová 135, Praha 6 Suchdol, 165 00, Czech Republic

Graptolite-rich black shales are particularly widespread throughout the Llandovery and Wenlock of peri-Gondwanan Europe (PGE). The anoxic facies appears at the base of the *ascensus - acuminatus* Biozone, at a time approaching the culmination of the post-glacial eustatic sea-level rise. At this time moderate- to high-diversity graptolite faunas inhabited large shelf areas across the north-western periphery of Gondwana. Anoxia was presumably triggered by particularly high organic-matter productivity resulting from the influx of nutrients washed down from the vast, glacially eroded continent and maintained for, at least, another 20 Ma due to the cool south-subpolar, circum-Gondwanan current.

Silurian black shales of different terranes and/or microplates of peri-Gondwanan Europe contain very similar graptolite faunas which have enabled detailed, even intrazonal biostratigraphic correlation of this area. A total of 27 graptolite zones have been recognized and correlated with the generalized, global zonation of Koren` *et al.* (1996). Existing differences among coeval assemblages of the individual terranes of the PGE can be largely explained by different depths and local environmental conditions, as suggested by respective lithofacies

contexts. In the PGE, the most spectacular black shale sections, with abundant graptolites are known from several Variscan terranes in Spain and Portugal, from Sardinia, the Carnic Alps, Thuringia and Bohemia. Preliminary analyses suggest that these faunas represent a distinctive mid-latitude, cool water Peri-Gondwanan Europe Graptolite Province which shows close faunal links to Baltica (particularly southern Sweden, Bornholm) and derived terranes (Holy Cross Mts. in Poland) and less so to the Avalonian British Isles. Great differences, at both species and generic levels emerge when the PGE fauna is compared with the graptolite fauna of Siberia, Kazakhstan, China and the Canadian Arctic (combined by Melchin (1989) into a warm-water Circum-equatorial Province). The principal faunal differences between the major graptolite bioprovinces and/or realms were determined chiefly by latitudinal surface temperatures controlled by surface palaeocurrent patterns. Local differences, however, may be better explained by the availability of food resources controlled by water depth and organic productivity.

The graptolite province of the peri-Gondwanan Europe is characterized by: (a) moderate rather than high diversity assemblages, particularly in the Llandovery, (b) delayed appearance and radiation of the early monograptids, (c) maximum species diversity attained as late as in the *convolutus* Zone, (d) a very much impoverished fauna after the *murchisoni* Extinction Event, (e) the absence of many taxa, e.g. *Agetograptus, Paramonoclimacis, Hirsutograptus,* cyrtograptids of the *sakmaricus* Group, are missing, (f) common and diverse rastritids present untill the early upper Llandovery.

Provincialism seems to have disappeared gradually beginning at about the *belophorus* (=*flexilis*) Zone such that *lundgreni*, and post-*lundgreni* assemblages are almost uniform world-wide.

In the frame of the PGE Graptolite Province three depth-/nutrient-related graptolite sub-faunas are recognizable:

1) Low diversity, oxygen tolerant sub-fauna may have reached even shallow-shelf environments. It is represented by surface-dwellers: few biserial taxa (*Normalograptus, Rhaphidograptus*) in the lower and mid Llandovery, and *Retiolites* and particularly *Pristiograptus* ± *Monograptus* ex gr. *priodon* in the late Llandovery and Wenlock. Precise stratigraphical assignment of the respective assemblages is often very difficult.

2) Moderate diversity sub-fauna. This is enriched by another, often age-diagnostic species (in the Llandovery rastritids and petalolithids, torquigraptids, *Oktavites spiralis*, etc., in the Wenlock some cyrtograptids, *Testograptus testis*). Non-graptolite macrofossils are present (such as eurypterids, ceratiocarids, nautiloids, bivalves, brachiopods, flexible crinoids) and suggest that anoxia was present at aproximately the sediment/ water interface, but not above.

3) Sub-fauna of typical hemipelagic anoxic black shales. These shales do not have a significant non-graptolite fauna but yield rich graptolite assemblages. This, presumably deep shelf facies is particularly common in the PGE. The moderate- to high-diversity graptolite associations contain many widely distributed taxa which enable world-wide correlations. Still deeper, sediment starved depositional setting may be assumed for the alum shales and silicites which occur in Thuringia and SE Sardinia. The graptolite faunas here are further enriched, e.g. by dimorphograptids.

Lower Silurian graptolite faunas of the PGE show diversity dynamic patterns closely related to sea-level fluctuations. Each of the 6 lower Silurian graptolite extinction events correlates well with a fall in sea-level, often reflected in a distinctive change in the sedimentary record (e.g. appearance of laminites, oxic beds, increase in carbonate content).

References

Koren` T.N., Lenz A.C., Loydell D.K., Melchin M.J., Storch P. and Teller L. 1996. Generalized graptolite zonal sequence defining Silurian time intervals for paleogeographic studies. *Lethaia*, 29: 59-60.

Melchin M.J. 1989. Llandovery graptolite biostratigraphy and paleobiogeography, Cape Phillips Formation, Canadian Arctic Islands. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26:1726-1746.

Los eventos cósmicos terrestres más importantes entre el Proterozoico y Devónico en el Noroeste de Gondwana: Importancia de la Paleontología para su correlación

J.-M. Thery

9, Jardin Gabrielli. 37000 Tours. Francia

La presencia de microesférulas en las capas sedimentarias, y la evidencia de antiguos impactos de meteoritos, están ligados a la propia historia geológica de la Tierra y a la aparición y evolución de la vida, ya que según numerosos autores las extinciones en masa de los organismos tuvieron mucho que ver con los eventos cósmicos más importantes registrados a la escala terrestre. Estos fueron muy activos tras la acreción de la Tierra y el primitivo bombardeo de meteoritos, hace 4,55 Ga. Pero las evidencias de impactos de meteoritos son muy raras desde 45 hasta 35 Ma por lo menos, si bien los posteriores a dicha edad son mucho más numerosos y de ellos existe una abundante documentación. La explicación más razonable sería que, actualmente, el 60% de la Tierra estaría cubierto por el mar y los océanos, cuyos sedimentos del fondo son mucho más jóvenes que 200 Ma., por lo cual no cabe esperar que se conserven vestigios de impactos previos al Jurásico. La subducción, ciclos orogénicos, agentes erosivos, tsunamis, etc. contribuyeron por tanto a la desaparición de los cráteres más antiguos.

No obstante, existe otra evidencia que permite rastrear los impactos más antiguos, fundamentada en el registro sedimentario de microesférulas meteoríticas, en cuya formación y cadencia desempeñó un papel definitivo la naturaleza de la atmósfera terrestre.

La hipótesis más difundida plantea una correlación entre los eventos cósmicos más importantes y los períodos de extinción faunística en el transcurso de la evolución orgánica. Incluso algunos autores cifran su ciclicidad en periodos de veinte años.

En este trabajo se presentan ejemplos típicos recientes de tales fenómenos. Tambien se analiza la correlación entre la presencia de microesférulas y el registro paleontológico, con su importancia para determinar los acontecimientos más importantes de impactos de impactos de meteoritos previos a la Orogenia Hercínica.

Bioestratigrafía y correlación de las formaciones pelíticas del Ordovícico Medio en el noroeste de la Península Ibérica: primeros resultados generales

J. Truyols[1], J.C. Gutiérrez-Marco[2], M. Arbizu[1], I. Méndez-Bedia[1], I. Rábano[3] y E. Villas[4]

[1] Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

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

[3] Museo Geominero (ITGE), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid

[4] Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

Las formaciones cuarcíticas del Ordovícico Inferior del noroeste de España, se ven sucedidas normalmente por unidades potentes de pizarras y limolitas oscuras, equiparadas con las Pizarras de Luarca y atribuídas al Ordovícico Medio, generalmente al "Llandeilo", y con el "Llanvirn" en todo caso restringido a la parte inferior de la formación. La unidad alcanza su espesor máximo, con más de 1000 m, en el dominio del Navia-Alto Sil de la Zona Asturoccidental-leonesa, donde se sitúa el holoestratotipo de la Formación Luarca. Sin embargo, y debido a una amplia laguna sedimentaria, estas pizarras faltan en amplios sectores de la Zona Cantábrica, en los que el Silúrico se apoya de modo directamente sobre las cuarcitas del Arenig. De manera tradicional, todas las unidades de litología distinta, situadas a techo de las Pizarras de Luarca y bajo las pizarras negras graptolíticas del Silúrico, han sido consideradas en algún momento como representativas del Ordovícico Superior, aún en ausencia de evidencias paleontológicas.

Con motivo del Proyecto "Investigaciones estratigráficas y paleontológicas en las formaciones Luarca y Sueve (Ordovícico inferior y Medio de Asturias y León)" (DGES, PB94-1330), los presentes autores vienen realizando una exploración bioestratigráfica intensiva en gran parte del noroeste peninsular, que incluye la relocalización y revisión de los yacimientos paleontológicos mencionados por los autores clásicos, y que ha propiciado el descubrimiento de muchas localidades nuevas de interés. Los resultados preliminares para las Pizarras de Luarca y los materiales del Ordovícico Medio en general, discrepan notablemente del marco cronoestratigráfico hasta ahora vigente, resumido en la introducción. La principal novedad estriba en la ausencia generalizada de argumentos paleontológicos que permitan atribuir con seguridad al Dobrotiviense (aprox.= Llandeiliense), al menos parte de las Pizarras de Luarca típicas, extendidas en toda la Zona Asturoccidental-leonesa y en el Dominio del Ollo de Sapo del norte de la Zona Centroibérica. La única referencia posible de dicha edad, por el momento no aclarada, se limita a los fósiles descubiertos fortuitamente por Prado (1857) en el área tipo de la unidad en Luarca (Asturias), que quizá fuesen dobrotivienses. A su vez, esta sección resulta ser, paradójicamente, la menos representativa de la formación en todo el noroeste peninsular, ya que se muestra dividida en tres miembros (Marcos, 1973), de los cuales el intermedio consiste en cuarcitas blancas con *Cruziana* (*C. furcifera*, *C. goldfussi*, etc.). Éstas se extienden en forma continua en toda la mitad oriental del Dominio del Navia (Cuarcitas de Sabugo) y son probablemente de edad Arenig. Con ello, el miembro inferior de las Pizarras de Luarca s. str., en Luarca, no forma parte del litosoma con el cual se correlaciona normalmente la formación en los restantes dominios estructurales y paleogeográficos, sino que podría corresponder más bien a un desarrollo pelítico local, en la parte superior de la Serie de los Cabos, de significado equivalente a los que se aprecian en esta misma posición en el flanco opuesto del antiforme del Narcea. La confirmación de esta hipótesis, está fundada de momento en evidencias

circunstanciales, como por ejemplo el hecho de que los primeros fósiles encontrados por encima de la base de las Pizarras de Luarca s.l., fuera de su área tipo (Navia oriental), son siempre oretanienses, y el Arenig superior quedaría como mucho restringido a sus centímetros o metros basales. Pero ello ni tan siquiera ha podido comprobarse por falta de argumentos bioestratigráficos. La revisión abordada por nosotros de la única localidad con supuestos graptolitos del Arenig, citada en el flanco sur del sinclinorio de Vega de Espinareda por Oelmüller (*in* Nollau, 1968; *in* Walter, 1968), se corresponde también con un horizonte del Oretaniense.

En definitiva, la base de las Pizarras de Luarca s.l. en el noroeste peninsular, se sitúa próxima al límite Arenig-Llanvirn, probablemente cerca de la base del Oretaniense inferior, tal y como ha sido constatado en puntos muy alejados entre sí, como por ejemplo en los sinclinales de Villaodrid, Castrillo y Truchas. Las únicas excepciones se sitúan en la Zona Cantábrica, donde existe una laguna estratigráfica en la base de las pizarras, cuya amplitud varía entre el Oretaniense inferior-parte media del Dobrotiviense inferior, en el Cabo Peñas, y el Oretaniense inferior de la Escama de Laviana-Sueve. En el extremo opuesto, la base de la Formación Xistenta del área de Moncorvo (Trás-os-Montes, N de Portugal) contiene asociaciones del Arenig, comparables a las de referentes más meridionales (Formación Valongo). Los datos obtenidos en nuestro estudio apuntan, por tanto, a una correlación de las Pizarras de Luarca (s.l.) del conjunto del noroeste peninsular, exclusivamente con el miembro superior (250 m) de la Formación Pizarras de Luarca (s.str.) en su corte tipo.

Por lo que respecta a la edad del techo de las unidades pelíticas del Ordovícico medio, la ausencia generalizada de registros post-oretanienses, aún en secuencias fosilíferas, hace probable que éste se sitúe próximo al límite Oretaniense-Dobrotiviense. El argumento negativo no tendría validez, si no fuera porque en muchas sucesiones de los sinclinales de Moncorvo, Alcañices, Truchas, Villaodrid, Rececende, Castrillo y Vega de Espinareda, se conocen asociaciones paleontológicas del Oretaniense superior en los últimos 30-40 m de la formación pizarrosa, donde a veces forman horizontes distintivos. El caso de los sinclinales de Villaodrid y Rececende (dominio del Manto de Mondoñedo) es bastante peculiar, por el descubrimiento reciente de fósiles del Ordovícico Superior (Caradoc y Ashgill) en la mitad superior de lo que venía siendo considerado hasta ahora como Pizarras de Luarca. El problema tenderá a resolverse en cuanto se ultime el estudio paleontológico de las "*capas de Strophomenas*" reconocidas por Hernández Sampelayo (1915, 1931), dado que éstas ocupan una posición intermedia entre las pizarras del Oretaniense y las del Ordovícico Superior, entre las cuales existe una probable laguna estratigráfica.

Por encima de las pizarras del Ordovícico Medio, a escala del suroeste de Europa, se reconoce generalmente una laguna estratigráfica equivalente cuanto menos al Caradoc basal, que ha sido interpretada como reflejo de los movimientos sárdicos s.str. (la Discordancia Sárdica en Cerdeña es intraordovícica). A veces, esta laguna se manifiesta por un horizonte de hierro oolítico asociado a la base de los materiales del Ordovícico Superior, que en el área considerada ha sido entrevisto tan sólo en el sinclinal de Moncorvo, y tal vez también en el de Alcañices. Sobre las Pizarras de Luarca, se apoyan en el resto de la región turbiditas siliciclásticas (Formación Agüeira del Dominio del Navia-Alto Sil), alternancias arenosas de plataforma con intercalaciones calcáreas (Formación Casaio del Dominio del Ollo de Sapo meridional) o bien pizarras fosilíferas (Dominio del Manto de Mondoñedo), que tal vez contengan en su base la mencionada laguna estratigráfica del Caradoc. El caso contrario implicaría considerar continuo su tránsito con las Pizarras de Luarca infrayacentes, y suponer representada en la parte inferior de estas unidades el Dobrotiviense y el Berouniense basal, de los que cabría esperar con mayor

probabilidad alguna evidencia paleontológica, por involucrar una época con faunas abundantes y bien diversificadas en distintos tipos de ambientes sedimentarios.

Dentro de la Zona Cantábrica, el marco cronoestratigráfico de las Pizarras de Luarca y la Formación Sueve, correlacionable con la anterior, son diametralmente opuestas a la tónica indicada para el resto del noroeste peninsular. En primer lugar, su contacto basal con las cuarcitas del Arenig, muestra una laguna estratigráfica equivalente, al menos, a buena parte del Oretaniense (inferior o superior, según las secciones). En segundo lugar, las asociaciones paleontológicas del Dobrotiviense están muy bien representadas, especialmente en el área de los Cabos Peñas y Vidrias, donde las Pizarras de Luarca son exclusivamente de esta edad, así como gran parte de las vulcanitas de la Formación Castro suprayacente, hasta hace poco considerada como Caradoc-Ashgill. El retazo de pizarras del Ordovícico Medio enmarcado entre accidentes tectónicos en Barrios de Luna (León), es también Dobrotiviense. En la parte centro-oriental de Asturias, la Formación Sueve constituye una sucesión de pizarras bastante completa y fosilífera, para el intervalo Oretaniense superior-Dobrotiviense superior.

Si nos ceñimos de nuevo al conjunto de las pizarras del Ordovícico Medio del noroeste peninsular, llama poderosamente la atención la ausencia o escasez de fósiles, circunscritos por lo general a unos pocos horizontes en medio centenar de localidades, por comparación con las ricas asociaciones de las "Capas con Tristani" de la Zona Centroibérica o, en general, del norte de Gondwana. Las razones de estas carencias no pueden interpretarse únicamente aludiendo a factores tafonómicos desfavorables para la conservación de restos fósiles, sino que en primera instancia parecen más bien imputables a otros condicionantes originales, paleoambientales y paleoecológicos, que están siendo igualmente investigados.

Bibliografía

Hernández Sampelayo, P. 1915. Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *Boletín del Instituto Geológico de España*, **36**, 277-303.

Hernández Sampelayo, P. 1931. Criaderos de Hierro de España, Tomo IV. Hierros de Galicia, tomo II. *Memorias del Instituto Geológico de España*, **37**, 1-561.

Marcos, A. 1973. Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **6**, 1-113.

Nollau, G. 1968. Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada, Nordwest-Spanien. *Geotektonische Forschungen*, **27**, 71-146.

Prado, C. de. 1857. Lettre à M. de Verneuil sur les terrains siluriens des Asturies. *Bulletin de la Société Géologique de France* [2], **15**, 91-93.

Walter, R. 1968. Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotektonische Forschungen*, **27**, 3-70.

The Perigondwanic terranes in the Paleozoic basement of the Balkan peninsula

S.Yanev

Geological Institut of the Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria, e-mail: snyanev@geology.acad.bg

Until the begining of the 'nineties an information for the origin of the Early Paleozoic rocks in the basement of the Balkan peninsula was entierly misseng. The first litological and paleoclimatical indications for the presence of Perigondwana Paleozoic terranes in the basement of the eastern part of the peninsula (Yanev, 1989, 1990, 1991; Baldis & Yanev, 1991) are later

supplemented by purposefully colected data on the biogeografical provinces of established fauna groups and for the paleomagnetism.

Acritarchs were established in the sediments with Upper Arenigian, Middle Ordovician, Caradocian and Ashgilian age from Western Bulgaria (Kalvacheva, 1979, 1984, 1886). They are refered at present (Kalvacheva, 1990) to the cool Perigondwana (called also Mediterranean) phytoplanctonic province. The acritarch assemblages, recognized e.g. in the Vakarel Hill, resembles to a large measure to that described from Morroco, Libye, NW Iraq, Bohemian Massif, France, Germany (Burmann, 1970) and Turkish Taurus (Yanev, 1997). In Bulgarian Grohoten Formation (Llanvirnian-Llandeilian in the Stara Planina Mts.) certain trilobite species (Cyclopige prisca Barr., C. prisca var. longicephala Klonc., C. rediviva (Barr.), Ectillaenus cf. highesi (Hicks) etc. (Spassov, 1960) are typical forms of Bohemian province. According to the modern data of Gutierrez Marco & Rabano (1987) the Bohemian trilobitic fauna is undoubtedly a Gondwana fauna. About 57% of the determined of Lakova (1985, 1995) Pridolian chitinozoans species from the Moesian region (North Bulgaria) are reported so far only from North Gondwana. In the Lochkovian chitinozoan assemblages, occuring in NW Bulgaria 52% are North Gondwana species (Lakova, 1995). Cosmopolitian and endemic Bulgarian species are present too, but Laurussian chitinozoans are lacking. The Early Devonian molluscan fauna at the village of Shuma, Sofia district contains Hercynella cf. bohemica Barr., H. sp. aff. nobilis Barr., Neklania obtusa Barr., N. recta (Barr.), Patrocardium aff. seminotum (Barr.), Stylonema aff. solvens Per., Plectodonta sp., ex gr. Pl. comitans (Barr.), the Tentaculite Novakia intermedia (Barr.). This fauna is undoubtedly Bohemian and at present is also considered to be a Perigondwanic fauna.

The lithological and paleoclimatological data support the information from the paleobiogeographic provinces concerning the Early Papeozoic position of the examinated area. Iron oolitic siderite-chamosite ores occur in the Lower Ordovician (Bozhichka river in Eastern Serbia) and Middle Ordovician sediments (Kuchai mountain, Shipka Balkan mountain and Leskov Dol near the Sofia, Stara Planina Mt.) sediments, which have been formed in a temperate humid climate. In the Balkan Mts. area the Upper Ordovician (Cerecel Formation) contains dropstones (Yanev, 1989). This rock type is formed by iceberg material embedded in marine sediments. The formation of this rock occurs in latitude to 40° N or S from the pole.Chamosite is established in the rocks of Silurian age from Istanbul zone (Ketin, 1983), which indicates also temperate humid zone. The flysch sediments from the South Bulgaria (Middle-Upper Devonian - Lower Carboniferous) contain a number of relics from psylophitic vegetation indicating humid climatic zone. Ferrouginous oolite. hydroxide ores prove typical humid lithogenetic conditions in the region of Belogradchik (West Fore-Balkan area). At the same time however, along the Eastern margin of the Moesian area (in Bulgaria and Rumania) gypsum and anhydrite - indicators of aride type lithogenesis - were formed. The occurence of rocks indicating humid and arid conditions at a distance less than 300km could be explaned only by their later transportation towards each other.

The paleomagnetic investigation of Milicevic (1994) on the Serbian territory of the Balkan area determine for the Tremadocian paleolatitude between 50° and 29° s.l. (in average 39° s.l.) and for the Upper Ordovician (Caradocian-Ashgilian) an average 38°. The formation of Devonian rocks of Belava, Vlashina, and Greben Mts. is determined by Milicevic (1994) on the ground of paleomagnetic data in a zone of paleolatitude 10-15 ± 3° s.l. His data for Suva Mountain show that the rocks of the same age were formad in a zone of paleoequator. After Milicevic (1993) the first paleomagnetic data for the marine Lower Carboniferous of Belave mountain indicate paleolatitudes around the paleoequator and slightly south of it. The

paleomagnetic investigations of Nozharov *et al.* (1980) and Milicevic (1993) indicate that the sedimentation in the Permian period occured alredy in the Northern arid zone - 8-10° n.l.

The data and phenomena established for the whole Paleozoic eratema in the area might be explaned most logically with the assumption of an echelon migration in direction from south to north of some terranes with a Perigondwanic origin. They are at least three terranes in the eastern and middle parts of the Balkan peninsula (Moesian, Balkan, and Thracian terranes) and minimum one in the western part of the peninsula (Protoapulian terrane?). In the Thracian terrane or superterrane a Paleozoic sediments are not still proved. There is a thrusted ocean crust on the boundaries of the Thracian, Balkan and Moesian terranes. There are some clear diffarences in the Paleozoic sections in Balkan and Moesian terranes. The most importan differences about lithological facies, thickness and other features are:

- the presence of the Arenigian olistostrom in the Balkan terrane and the total thickness of the Ordovician there of 4700m in contrast to 510m quartzites and argilites in the Moesian one;

- Lower Silurian sections in Balkan terrane are build from argilites and flint rocks (lydites) and in Moesian terrane - from argilites, limestones and marls;

- "turned" upside down Devonian sequences: calcareous (±siliceous)-argilliceous-clastic in the Balkan terrane against clastic-argilliceous-calcareous - in the Moesian terrane;

- presence of 770m calcareous and up to 2070m argilliceous- terrigenous-calcareous Lower Carboniferous rocks in the Moesian terrane and lack of sediments of such age in the Balkan terrane;

- the Upper Devonian flysch sediments in the Balkan terrane continue up to Lower Visean inclusive, while in the Moesian terrane a clear ceasation of the sedimentation is observed befor the Upper Tournaisian;

- no data for Stephanian sediments in the Moesian terrene in contrast to their extensive presence in the Balkan one.

The migration of the both terranes started from the soutern temperate humid zone (in the Ordovician and Silurian) and continued to the north to reach the Moesian terrane in the soutern arid zone in the Devonian with its docking to the Dobrudgea periphery of the stable Eurasian plate (Laurussia) at the end of the period. The Devonian complex in North Bulgaria is characterised by particular diversity of carbonate rocks and by sulphate sedimentation in the North-East part of the Moesian terrane. Between the carbonate rocks appear as low-energy as high-energy varieties. They prove the changes of the depth and dynamics of sea environments. Such diversity is not typical for stable blocks.The approach and docking of the Moesian terrane to the plate does not occur without conflicts. Related to this deformations appeared in the Moesian area - folds and different relief were developed. These processes were expressed most intensively in the zone of cuplung - in South Dobrudgea (Yanev & Boncheva, 1995). Here came to most intensive folding, revers fold generation including overthrusts, rock massifs were uplifted and destroyed and compensational areas accepted thick sedimentary sequences. The pulsation evolution of the movements and the related processes gave rise to many sedimentation gaps. The periphery of the more stable block at a certain stage was outlined by a zone of shallowing lagoons along the slope of South Dobrudgea. The carbonate sediments of this zone contain icriodic conodont associations (Boncheva, 1995), indicating shallow waters and near shore conditions (in the present case to North-East).The zone of cuplung remained a sensitive line also during the further Paleozoic evolution of the region. It is characterised by great mobility. Because of this it is loaded with thick clastic sediments deposited mostly in continental

condition during the Carboniferous and Permian. The maxima depth are confined in the space of compensated sedimentation at the foots of the Dobrudgea dryland. To some extend the environment resembles the conditions of a foremountain depression. Very important information about the paleogeographical and paleobiostratigraphical connections and provinces during the collision between the Moesian and Balkan terranes provide the palynological studies of the Dobrudgea coal basin, where occurs a full section of the Carboniferous sediments, starting from Upper Visean up to the Westphalian D. The microspores from this basin (Dimitrova, 1993) as well as from other occurences in the Moesian region (Novachene Village), and from Balkan terrane (Svoge coal basin) indicate that the Carboniferous microflora from the both terrane represens the link between the Carboniferous microflora of Western Europe (Claybon *et al.*, 1977) and the Permo-Carboniferous of Turkey (Agrali & Konyali, 1969). The Permian sediments throughout the central and eastern part of the Balkan peninsula however show sections and interrelations, which could be well explaned by lateral transitions on the alredy jointed Moesian and Balkan terranes. The specificities in the different terranes are determined by the new paleogeographic situation. The last one is related with the formation of Variscan orogen as a result of accretion during the collision between both terranes. The differences between both terranes befor Upper Carboniferous and their incorporation during the Late Paleozoic are in evidence from the sedimentation break studues. They are different in number, wash depth and the composition of the clastic matters covering Moesian and Balkan terranes up to the end of the Lower Carboniferous, but they have been unified during the Upper Carboniferous and Permian.

Sesión:

Patrimonio paleontológico

El patrimonio paleontológico virtual: un recurso didáctico, cultural y científico

L. Alcalá[1] & B. Azanza[1,2]

[1] Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid, Spain.

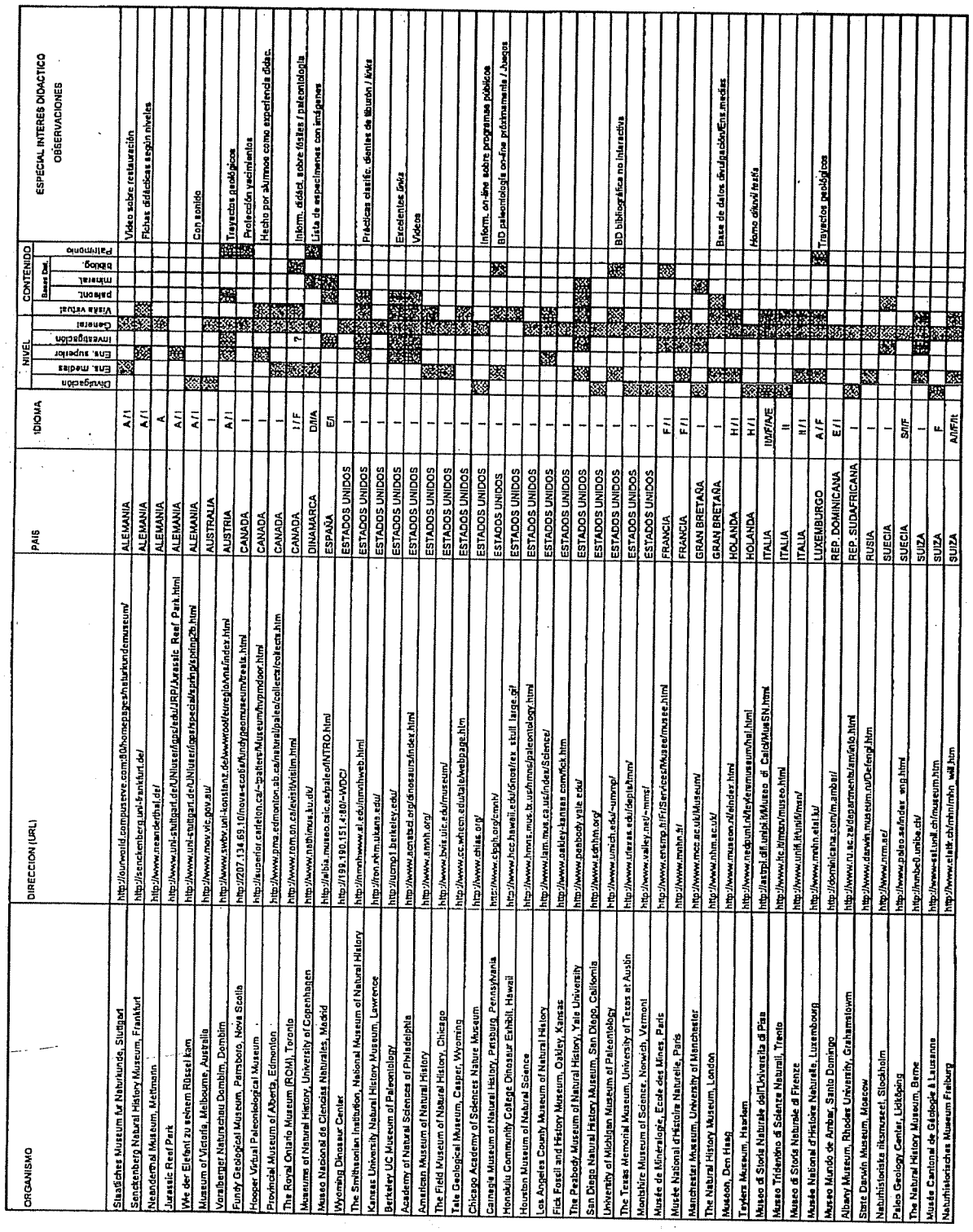
[2] Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza.

La generalización de la información accesible de modo libre a través de la red informática Internet, aporta una serie de importantes recursos didácticos, culturales y científicos en todos los ámbitos del conocimiento. Sin embargo, es fácil perderse entre las numerosísimas vías de exploración a las que se puede acceder. En este trabajo se presenta una evaluación de los recursos paleontológicos y geológicos que proporcionan los museos de historia natural que han intalado páginas *Web* con diversos tipos de información.

A los ya tradicionales conceptos de patrimonio hay que añadir el concepto de *patrimonio virtual*, en el que se conjuga el flujo de información que podemos encontrar en la bibliografía con las novedades de una posibilidad de actualización inmediata y un acceso libre. Así, se puede acceder a una cantidad de información enorme que sería costosísima de obtener por los métodos convencionales; los buscadores de conceptos permiten, además, dirigirnos a centros de información que de otro modo se soslayarían por desconocimiento. No insistiremos en las ventajas que aporta el sistema WWW (*World Wide Web*) en este ámbito, pero si queremos señalar el interés del concepto de nuevo patrimonio semejante al documental. Sin embargo, a diferencia de éste, el primero no experimenta ningún tipo de filtros previos, por lo que puede instalarse tanto información muy útil como contenidos sesgados o peculiares (a modo de curiosidad señalaremos *The Museum of Jurassic Technology* (URL http://www.mit.org), cuyo contenido no tiene de Jurásico más que el nombre ya que informa de fenómenos extraños y otras curiosidades).

Como ejemplo del desarrollo actual de los aspectos paleontológicos (y en su caso mineralógicos/petrológicos) presentamos de forma esquemática la estructura de la información *on-line* de varios centros, seleccionados por tratarse de instituciones que poseen exposiciones (museos o universidades), si bien en algunos casos la exhibición es, precisamente, la instalación informática (por ejemplo, Hooper Virtual Paleontological Museum). Se han explorado un total de 50 instituciones de todo el mundo, aunque hay un claro predominio de museos ubicados en Estados Unidos. En cada uno de ellos se ha evaluado el nivel al que aparentemente va dirigido el contenido, desde divulgación a investigación, así como los propios contenidos proporcionados: información general, visita virtual, bases de datos *on-line*, información específica de interes patrimonial, etc.

La instalación tipo de un centro con exposiciones aporta información general acerca de las instalaciones y colecciones, y suele incluir una visita virtual a las exhibiciones. En ocasiones, consisten en pequeñas enciclopedias acerca de temas concretos, mayoritariamente relacionados con los dinosaurios. Cada vez es más frecuente el acceso directo a las bases de datos de los centros, herramienta de gran utilidad en investigación frente a los balances resumidos de los componentes de las colecciones.



ORGANISMO	DIRECCION (URL)	PAIS	IDIOMA	NIVEL					CONTENIDO					ESPECIAL INTERES DIDACTICO OBSERVACIONES
				Divulgación	Ens. medias	Ens. superior	Investigación	General	Visita virtual	Paleont.	Mineral.	Biolog.	Paleoambiente	
Staatliches Museum für Naturkunde, Stuttgart	http://ourworld.compuserve.com:80/homepages/naturkundemuseum/	ALEMANIA	A / I											Video sobre restauración
Senckenberg Natural History Museum, Frankfurt	http://senckenberg.uni-frankfurt.de/	ALEMANIA	A / I											
Neanderthal Museum, Mettmann	http://www.neanderthal.de/	ALEMANIA	A											Fichas didácticas según niveles
Jurassic Reef Park	http://www.uni-stuttgart.de/UNIuser/dgps/edu/JURP/Jurassic_Reef_Park.html	ALEMANIA	A / I											
Wie der Elefant zu seinem Rüssel kam	http://www.uni-stuttgart.de/UNIuser/dgps/special/kapitel/kapitel2b.html	ALEMANIA	A / I											
Museum of Victoria, Melbourne, Australia	http://www.mov.vic.gov.au/	AUSTRALIA	I											Con sonido
Vorarlberger Naturschau Dornbirn, Dornbirn	http://www.swbv.uni-konstanz.de/wwwroot/teurejo/kns/index.html	AUSTRIA	A / I											
Fundy Geological Museum, Parrsboro, Nova Scotia	http://207.134.69.10/nova-scotia/fundygeomuseum/treats.html	CANADA	I											Trayectos geológicos
Hooper Virtual Paleontological Museum	http://superior.carleton.ca/~lpatters/MuseumPaymaster.html	CANADA	I											Protección yacimientos
Provincial Museum of Alberta, Edmonton	http://www.pma.edmonton.ab.ca/natural/paleo/collect/collects.htm	CANADA	I											Hecho por alumnos como experiencia didác.
The Royal Ontario Museum (ROM), Toronto	http://www.rom.on.ca/exhibits/virtlim.html	CANADA	I / F			?								Prácticas clasific. dientes de tiburón / fósiles
Museums of Natural History, University of Copenhagen	http://www.nathist.ku.dk/	DINAMARCA	D/A											Inform. didact. sobre fósiles / paleontología
Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid	http://pdcia.museo.csic.es/paleo/INTRO.html	ESPAÑA	En											Lista de especímenes con imágenes
Wyoming Dinosaur Center	http://199.190.151.4:80/~WDC/	ESTADOS UNIDOS	I											
The Smithsonian Institution, National Museum of Natural History	http://nmnhwww.si.edu/nmnhweb.html	ESTADOS UNIDOS	I											Prácticas clasific. dientes de tiburón / fósiles
Kansas University Natural History Museum, Lawrence	http://tron.nhm.ukans.edu/	ESTADOS UNIDOS	I											
Berkeley UC Museum of Paleontology	http://ucmp1.berkeley.edu/	ESTADOS UNIDOS	I											Excelentes links
Academy of Natural Sciences of Philadelphia	http://www.acnatsci.org/dinosaurs/index.html	ESTADOS UNIDOS	I											
American Museum of Natural History	http://www.amnh.org/	ESTADOS UNIDOS	I											Videos
The Field Museum of Natural History, Chicago	http://www.bvis.uic.edu/museum/	ESTADOS UNIDOS	I											
Yale Geological Museum, Casper, Wyoming	http://www.cs.yale.edu/HTML/YALE/CS/HyperNews/public/dinosaur/webpage.htm	ESTADOS UNIDOS	I											
Chicago Academy of Sciences Nature Museum	http://www.chias.org/	ESTADOS UNIDOS	I											Inform. on-line sobre programas públicos
Carnegie Museum of Natural History, Pittsburg, Pennsylvania	http://www.clpgh.org/cmnh/	ESTADOS UNIDOS	I											
Honolulu Community College Dinosaur Exhibit, Hawaii	http://www.hcc.hawaii.edu/dinoinfax_stuff_large.gif	ESTADOS UNIDOS	I											BD paleontología on-line próximamente / Juegos
Houston Museum of Natural Science	http://www.hmns.mus.tx.us/hmns/paleontology.html	ESTADOS UNIDOS	I											
Los Angeles County Museum of Natural History	http://www.lam.mus.ca.us/lacmnh/Science/	ESTADOS UNIDOS	I											
Fick Fossil and History Museum, Oakley, Kansas	http://www.oakley-kansas.com/fick.htm	ESTADOS UNIDOS	I											
The Peabody Museum of Natural History, Yale University	http://www.peabody.yale.edu/	ESTADOS UNIDOS	I											
San Diego Natural History Museum, San Diego, California	http://www.sdnhm.org/	ESTADOS UNIDOS	I											
University of Michigan Museum of Paleontology	http://www.umich.edu/~ummp/	ESTADOS UNIDOS	I											BD bibliográfica no interactiva
The Texas Memorial Museum, University of Texas at Austin	http://www.utexas.edu/depts/tmm/	ESTADOS UNIDOS	I											
Montshire Museum of Science, Norwich, Vermont	http://www.valley.net/~mms/	ESTADOS UNIDOS	I											
Musée de Minéralogie, Ecole des Mines, Paris	http://www.ensmp.fr/Fr/Services/Musee/musee.html	FRANCIA	F / I											
Musée National d'Histoire Naturelle, Paris	http://www.mnhn.fr/	FRANCIA	F / I											
Manchester Museum, University of Manchester	http://www.mcc.ac.uk/Museum/	GRAN BRETAÑA	I											
The Natural History Museum, London	http://www.nhm.ac.uk/	GRAN BRETAÑA	I											Base de datos divulgación/Ens.medias
Muséon, Den Haag	http://www.museon.nl/leindex.html	HOLANDA	H / I											
Teylers Museum, Haarlem	http://www.nedpun.nl/teylersmuseum/hal.html	HOLANDA	H / I											
Museo di Storia Naturale dell'Università di Pisa	http://lastrpi.dft.unipi.it/Museo_di_Calci/MuseSN.html	ITALIA	IN/F/A/E											Homo diluvii testis
Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento	http://www.ho.it/mtsn/museo.html	ITALIA	I											
Museo di Storia Naturale di Firenze	http://www.unifi.it/unifi/msn/	ITALIA	I / I											
Musée National d'Histoire Naturelle, Luxembourg	http://www.mnhn.etat.lu/	LUXEMBURGO	A / F											
Museo Mundo de Ambar, Santo Domingo	http://dominicana.com/m.ambar/	REP. DOMINICANA	E / I											Trayectos geológicos
Albany Museum, Rhodes University, Grahamstown	http://www.ru.ac.za/departments/amdata.html	REP. SUDAFRICANA	I											
State Darwin Museum, Moscow	http://www.darwin.museum.ru/Defengl.htm	RUSIA	I											
Naturhistoriska riksmuseet, Stockholm	http://www.nrm.se/	SUECIA	I											
Paleo Geology Center, Lidköping	http://www.paleo.se/index_eng.html	SUECIA	S/I/F											
The Natural History Museum, Berne	http://nmbe0.unibe.ch/	SUIZA	I											
Musée Cantonal de Géologie à Lausanne	http://www-sst.unil.ch/museum.htm	SUIZA	F											
Naturhistorisches Museum Fribourg	http://www.etatk.ch/mhn/mbo_wil.htm	SUIZA	A/I/F/It											

Generalmente, la información está expresada en inglés y en el idioma del país correspondiente (en caso de no ser anglófono). No obstante, la experiencia sugiere explorar las páginas en el idioma original, ya que los contenidos pueden ser más completos.

Dado el ritmo de desarrollo de la tecnología informática es previsible, y deseable, que la información analizada quede pronto obsoleta por adición de contenidos y de nuevos recursos, pero la síntesis presentada será muy útil para explorar las posibilidades de utilización de estos

recursos y, también, para inspirar modelos a seguir en centros españoles. Muchos otros centros, además de los 50 aquí recogidos, contienen información de interés pero resulta sencillo llegar a ellos a través de los enlaces (*links*) que se ofrecen como opción en muchos casos (destacan en ello *Berkeley UC Museum of Paleontology* y *The Smithsonian Institution, National Museum of Natural History*).

La información proporcionada en conjunto por las instituciones analizadas constituye un recurso con tres vertientes. La primera de ellas se trata de su interés como recurso diadáctico. Muchas páginas *web* plantean nociones básicas acerca del significado de los fósiles y de los procesos de fosilización, así como diversos modos de captar la atención, desde los usuarios más jóvenes (mediante caricaturas, juegos paleontológicos, etc.) hasta los más interesados en ampliar sus conocimientos previos. Generalmente, existe la posibilidad de establecer contactos para aclarar aspectos, o bien se presenta una selección de las respuestas a las preguntas planteadas más frecuentemente (*FAQ*, en terminología WWW). Como representante de experiencias didácticas se recomienda consultar la página del *Hooper Virtual Paleontological Museum*.

Otro aspecto relevante es el que radica en el incremento cultural que supone la correcta valoración de la Paleontología como especialidad científica y sus métodos de actuación entre el conjunto de usuarios. Así, se suelen encontrar noticias de las campañas paleontológicas recientemente realizadas por los miembros de las instituciones, que se acompañan de valoraciones acerca de su interés. En ocasiones, se establecen indicaciones sobre el comportamiento sugerido durante las visitas a yacimientos o se alerta sobre la posibilidad de que se puedan realizar intervenciones autorizadas. Se recomienda consultar para estos aspectos las páginas instaladas por *The Royal Ontario Museum* y *The Smithsonian Institution, National Museum of Natural History*.

Por último, el recurso científico de esta información se fundamenta en la posibilidad de acceso a bases de datos especializadas en aspectos paleontológicos concretos o bien bibliográficas, así como en el conocimiento de las líneas de investigación desarrolladas en diversas instituciones y las facilidades de contacto con sus responsables correspondientes. Como muestra de bases de datos *on-line* de las colecciones, se recomienda consultar la página instalada por *Berkeley UC Museum of Paleontology*.

La tutela del patrimonio paleontológico en Canarias. Valoración general

C. Castillo[1], J. Castillo[2], J.J. Coello[1], E. Martín[1], M. Martín[3] & A. Méndez[3]

[1] Departamento de Biología Animal. Universidad de La Laguna. 38206 La Laguna.

[2] Departamento de Historia del Arte. Universidad de Granada.

[3] Instituto Canario de Paleopatología y Bioantropología. OAMC, Santa Cruz de Tenerife.

Introducción

Nuestro objetivo es abordar la acción sobre el patrimonio paleontológico en Canarias siguiendo los requerimientos de la tutela, es decir, el proceso que va desde la valoración e identificación de los objetos paleontológicos hasta su conservación y difusión pública.

En este trabajo se hace una valoración general de cuatro puntos esenciales que se deben considerar en el análisis de la definición y el marco legal actual del patrimonio paleontológico. Estos puntos comprenden 1) la definición del patrimonio paleontológico: su dimensión mueble

e inmueble; 2) la regulación jurídica de los bienes de naturaleza paleontológica, y su problemática en relación con el patrimonio cultural y natural; 3) la conservación de los bienes paleontológicos, y 4) la gestión del patrimonio paleontológico.

Definición del patrimonio paleontológico

En el anteproyecto de la Ley de Patrimonio Histórico de Canarias en el Título III, Capítulo II, se recoge el patrimonio paleontológico como un patrimonio específico incorporando una definición del mismo. Analizaremos esta definición confrontándola con aquellas otras de interés como la propuesta por Morales (1996).

Regulación jurídica

Las leyes que rigen el patrimonio paleontológico en la Comunidad Autónoma de Canarias son:

La Ley 16/1985, de 25 de junio, del Patrimonio Histórico Español. En ella se recogen todos los aspectos referentes al patrimonio arqueológico pero no establece ningún parámetro o articulado específico para los yacimientos paleontológicos que no estén relacionados con la historia del hombre. Esta ley será reemplazada por la futura Ley de Patrimonio Histórico de Canarias, pendiente de aprobación en fechas próximas.

La ley de Espacios Naturales de Canarias de 19 de diciembre de 1994, que en el Título III, capítulo I, artículo 8 sobre los fundamentos de la protección de los Espacios Naturales recoge en uno de sus apartados el contener yacimientos paleontológicos de interés científico. Además dentro de la Red Canaria de Espacios Naturales Protegidos queda incluida la categoría de Monumentos Naturales, en la que se engloban las formaciones geológicas, los yacimientos paleontológicos y demás elementos de la gea que reúnan un interés especial por la singularidad o importancia de sus valores científicos, culturales o paisajísticos. La declaración de Monumento Natural se realizará mediante Decreto del Gobierno de Canarias, tras un período de información pública y después de haber considerado las alegaciones presentadas por los ayuntamientos afectados y un informe previo del Patronato Insular de Espacios Naturales Protegidos, y serán clasificados en alguna de las categorías de suelo rústico previstas en la legislación sectorial autonómica.

La Orden de 5 de febrero de 1987 de la antigua Consejería de Cultura y Deportes sobre otorgamiento de autorizaciones para la realización de investigaciones arqueológicas, paleontológicas y etnológicas en la Comunidad Autónoma de Canarias, ésta última en funcionamiento hasta que como ya se ha mencionado anteriormente se apruebe la nueva ley de Patrimonio de la Comunidad.

Otras leyes que intervienen en los yacimientos canarios son la Ley del Suelo, la Ley de Aguas y la Ley de Costas.

Conservación de los bienes paleontológicos en Canarias

Si los yacimientos paleontológicos han sido declarados Monumentos Naturales por la Ley de Espacios Naturales de Canarias, los instrumentos urbanísticos de ordenación deben ser aprobados tras informe vinculante de la Consejería de Política Territorial, que es la competente en materia de conservación de la naturaleza. Las normas de conservación en este caso prevalecerán sobre el planeamiento urbanístico.

Los yacimientos o sitios paleontológicos se han visto afectados en gran medida por los planes urbanísticos de los diferentes municipios y en especial por hallarse muchos de ellos en

zonas costeras, como es el caso de las dunas fósiles o playas levantadas, que corren el riesgo de desaparecer por las construcciones ilegales que no han respetado la Ley de Costas o bien por el crecimiento desmesurado de las urbanizaciones turísticas.

También la agricultura con la roturación de las tierras, las filtraciones de las aguas de riego y abonos perjudica a los yacimientos superficiales o a los ubicados en el interior de los tubos volcánicos donde suelen aparecer restos de especies de vertebrados ya extintas. El vertido de aguas fecales es otro problema aunque de menor magnitud. En los dos tubos volcánicos que se han considerado Monumentos Naturales subterráneos la ley prevé el establecimiento de una zona periférica de protección sobre su proyección vertical en la superficie y otras áreas que les afecten, por lo que estos problemas se solucionan.

Las extracciones indiscriminadas de tobas pumíticas, arenas y gravas, que no siempre están autorizadas, constituyen un factor importante de destrucción en los yacimientos.

En el caso de los tubos volcánicos la destrucción se produce muchas veces de forma involuntaria por el paso masivo de visitantes, que además contaminan los yacimientos con sus desechos.

Pero quizás el mayor riesgo para la conservación del patrimonio paleontológico lo constituyan los expoliadores, que recogen los materiales sin ninguna metodología para luego, en el caso más afortunado, depositarlos en un centro de investigación sin tener en cuenta la pérdida de información que se produce.

Gestión del patrimonio paleontológico de Canarias

Si el yacimiento paleontológico está contemplado en la Ley de Espacios Naturales de Canarias, el Gobierno Autónomico planifica la gestión que se delega a los Cabildos Insulares. En el caso de estar relacionados con el hombre y englobados en la Ley de Patrimonio Histórico de 1985 las competencias respecto al patrimonio arqueológico también las poseen los Cabildos Insulares y en concreto las Unidades de Patrimonio de los mismos, si bien los permisos de excavación continúan siendo competencia de la Dirección General de Patrimonio Histórico del Gobierno de Canarias y deben ser autorizadas por el Viceconsejero de Cultura y Deportes, del que depende la Dirección General citada.

En la Orden de 5 de febrero de 1987 antes citada se hace constar que "en las solicitudes de excavaciones paleontológicas se deberá contar con la colaboración de un arqueólogo con probada experiencia en este tipo de actividades". Igualmente en las solicitudes de especialistas de nacionalidad no española se debe incluir como codirector a un arqueólogo español.

Discusión

En Canarias la aplicación actual de estas leyes no defiende adecuadamente el patrimonio paleontológico. También nos encontramos con situaciones controvertidas como la presencia necesaria de un arqueólogo en las excavaciones paleontológicas realizadas en la Comunidad que no tiene contrapartida en el caso de las excavaciones arqueológicas efectuadas en yacimientos mixtos, lo que provoca en muchos casos el tratamiento inadecuado de los materiales paleontológicos.

Por otra parte, la ley de Espacios Naturales, aunque recoge algunas figuras de protección adecuadas a las características de este patrimonio, nos encontramos con que la mayoría de los yacimientos catalogados (García-Talavera et al., 1989) no están protegidos.

En el Anteproyecto de la Ley de Patrimonio Histórico de Canarias se incluye de modo específico este patrimonio.

Bibliografía

García Talavera, F, Paredes Gil, R y Martín Oval, M. 1989. Catálogo-Inventario de yacimientos paleontológicos. Provincia de Santa Cruz de Tenerife. La Laguna: Instituto de Estudios Canarios. 76 pp.

Ley de Espacios Naturales de Canarias de 19 de diciembre de 1994. B.O.C. de 24 de diciembre de 1994.

Ley de Patrimonio Histórico Español de 25 de junio de 1985. B.O.E. nº 55 de 29 de junio de 1985. Correcciones B.O.E. nº 296 de 11 de diciembre de 1985.

Morales, J. 1996. El patrimonio paleontológico. Bases para su definición, estado actual y perspectivas futuras. En: El patrimonio geológico. Madrid: M.O.P.T.M.A. pp.: 39-51.

Yacimientos paleontológicos y concesiones mineras. Contradicciones en la defensa del Patrimonio Paleontológico

A. Montero y C. Diéguez

Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. c/ José Gutierrez Abascal, 2. 28006 Madrid

En 1922, Federico Gómez Llueca de acuerdo con la dirección del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid, que en ese momento ostentaba Ignacio Bolívar, llevó a cabo la compra del yacimiento paleontológico de Concud (Teruel), bien conocido desde su primera cita por Feijóo (1736), y tras los trabajos en diversos aspectos geológicos del yacimiento por parte de prestigiosos investigadores de los siglos XVIII y XIX (Bowles, Verneuil, Vilanova o Mallada) y del actual.

El yacimiento había sido denunciado y registrado como mina de carbón, por un particular con la intención de extraer fosfatos a partir de los huesos fósiles. El vencimiento de la denuncia por falta de pago de los impuestos correspondientes permitió su posterior adquisición por parte del Museo Nacional de Ciencias Naturales, y el Boletín Oficial de la provincia de Teruel publicó la concesión de "la mina de carbón denominada Palmira, número 3.712, sita en el término municipal de Concud" a D. Federico Gómez Llueca.

La Junta para la Ampliación de Estudios, informada de la compra de derechos de la mina por parte de F. Gómez Llueca decidió, aconsejada por el propio Bolívar, correr con los gastos del mantenimiento de dicha mina para la exploración del yacimiento y posible explotación paleontológica por parte del personal del Museo Nacional de Ciencias Naturales.

La documentación manejada por nosotros nos permite conocer el tiempo que permaneció la concesión minera bajo el control del Museo Nacional de Ciencias Naturales, aunque pensamos que dada la ausencia de documentación posterior a 1922, sólo sería utilizada para algunas campañas de campo y posteriormente abandonada, ya que la finalidad principal era la de hacer acopio de material de un yacimiento que hasta hacía poco tiempo, y según los profesores del propio Museo, sólo se encontraba en las colecciones del Museo Británico de Historia Natural. Lo que parece un subterfugio para la obtención de ejemplares fósiles sigue siendo posible en la actualidad, en aquellos yacimientos que presentan un material de utilidad (carbón, fosfatos, ámbar...) con el consiguiente peligro para el Patrimonio Paleontológico.

Tema Libre

Sesgo y azar en la composición anatómica y taxonómica de yacimientos de vertebrados. Tres casos de estudio en medios marginales lacustres de la cuenca de Guadix-Baza

M. T. Alberdi[1], M. A. Alonso Diago[1], B. Azanza[1,2], M. Hoyos[1] & J. Morales[1]

[1] Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid, Spain.

[2] Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza.

Los procesos sedimentarios en ambientes deposicionales particulares determinan la preservación, acumulación y enterramiento de los huesos que llegan a constituir una tafocenosis. Estos mismos procesos inciden fuertemente sobre la composición taxonómica y anatómica de las asociaciones fósiles a partir de las cuales se realizan las inferencias paleoecológicas. Con el fin de determinar hasta que punto su influencia puede explicar este tipo de datos, se han comparado los rasgos tafonómicos y los procesos sedimentarios implicados en la formación de yacimientos de vertebrados en un mismo sistema deposicional, los margenes lacustres. Para ello se han escogido tres yacimientos de la cuenca de Guadix-Baza: Huélago (MN16b), Huéscar-1 (Pleistoceno medio basal) y Cúllar de Baza-1 (Pleistoceno medio). Se pretende determinar hasta que punto las diferencias cualitativas y cuantitativas en la composición de vertebrados puede ser explicada por una mortalidad selectiva en ese medio, un registro preferencial de taxones con una preferencia de habitat particular o si, por el contrario, registran las diferencias entre los respectivos habitat circundantes.

Un analisis detallado de la sedimentología de los depósitos, taxonomía y paleoecología de la fauna recolectada puede encontrarse en Alberdi & Bonadonna (1989), Alonso Diago (1990), Alonso Diago *et al.* (en prensa a, b) y Alberdi *et al.* (en prensa). En la figura 1 se muestran la composición anatómica, perfil de mortalidad, espectro de tallas y composición taxonómica de cada uno de los yacimientos. Los perfiles de mortalidad se construyeron para la especie más abundantemente representada (*Equus livenzovensis* en Huélago, y *E. altidens* en Huéscar-1 y Cúllar de Baza-1) estimando la edad a partir del desgaste de los dientes yugales. Los espectros de tallas se construyeron para las especies de mamíferos. El peso se estimó a partir de la longitud de los molares inferiores o de los huesos largos.

La comparación de los principales rasgos sedimentológicos y tafonómicos se sumariza en la tabla 1.

La composición anatómica estuvo controlada en gran medida por los factores hidráulicos. En Huélago-1 la influencia fluvial fue importante a pesar de las similitudes en el medio deposicional y rasgos tafonómicos con Cúllar de Baza-1. En ambos yacimientos el perfil de mortalidad es catastrófico, sin embargo otros rasgos tafonómicos observados sobre los restos óseos mismos indican que su acumulación fue diacrónica como en Huéscar-1. Esto podría explicarse por una predación selectiva y/o una acumulación estacional de los huesos. Esta última interpretación es coherente con el medio deposicional, dado que la sedimentación estuvo controlada por las variaciones en el nivel de agua del lago.

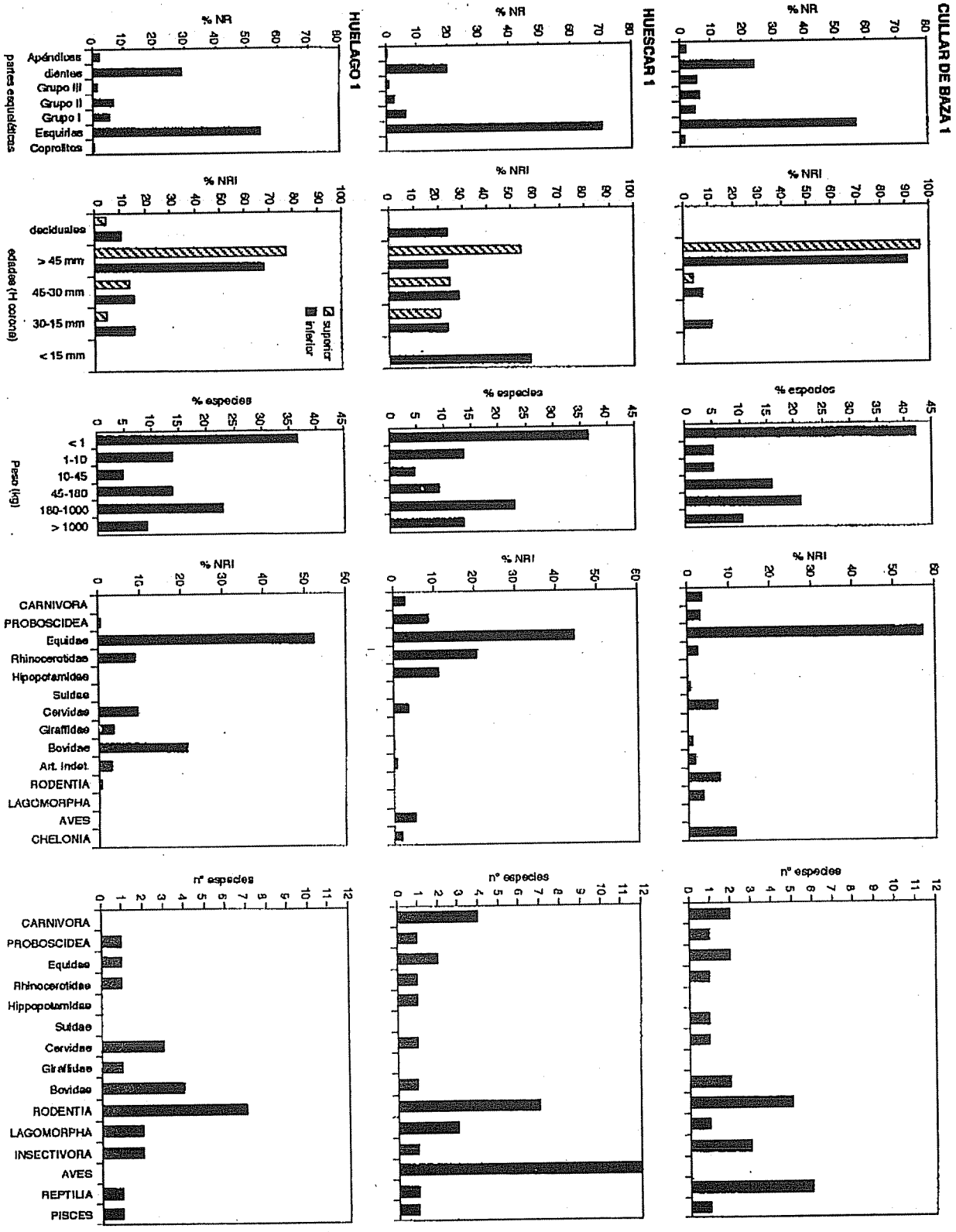
Tabla 1.

	Huélago-1	Huéscar-1	Cúllar de Baza-1
Ambiente deposicional			
general	margen lacustre	margen lacustre	margen lacustre
tipo	charca+riachuelo en llanura de fangos	delta	llanura de fangos
Influencia fluvial	baja	alta	nula
Encharcamiento	alto	subacuático	bajo
Desecación temporal	si	no	no reconocida
Articulación de huesos	agrupamiento	no	conexión anatómica
Daños sobre los huesos			
fragmentación	media	alta	media
meteorización	alta	baja (erosionada?)	media
abrasión	no	alta	rara
marcas de dientes	presencia	ausencia (erosionada?)	presencia
marcas de raices	presencia	baja (erosinada?)	presencia
pisoteo	presencia	ausencia	no reconocida
Actividad humana	no	no	ocasional

La composición taxonómica se ha visto limitada a su vez por las diferentes circunstancias preservacionales de cada subambiente. Así, la fauna autóctona (hipopótamos, aves acuáticas) se ha registrado en Huéscar-1, único depositado en ambientes subacuáticos. Estos resultados son coincidentes con los datos de Behrensmeyer (1975 a,b). El sesgo más intrigante es la ausencia de carnívoros entre los restos identificables de Huélago-1, pese a que su presencia ha podido ser puesta de manifiesto (coprolitos, marcas de dientes). Ninguna explicación, ni tafonómica ni sedimentológica, parece factible y por tanto el factor azar debe ser tenido en consideración.

Comparando con los datos actualísticos de Behrensmeyer (1975 a,b) puede concluirse que la composición taxonómica refleja principalmente las preferencias de habitat de los taxones representados. Las importantes diferencias observadas entre las composiciones taxonómicas de los yacimientos estudiados son, por tanto, concordantes con diferencias entre los habitats circundantes. La gran diversidad de rumiantes, en particular ramoneadores, señala la existencia de importantes áreas boscosas o arbustivas en los alrededores de Huélago, aunque no en las inmediaciones del margen lacustre de acuerdo con los datos sedimentológicos. En cambio y pese al registro de formas acuáticas, el número de especies de artiodáctilos es considerable menor en Huéscar-1, sugiriendo que la vegetación circundante sería más abierta y el clima más seco, principalmente en ciertas estaciones, como sugieren igualmente los datos sedimentológicos. Un ambiente abierto similar puede deducirse para Cúllar de Baza-1, en donde la menor diversidad de roedores indicaría un clima más frío. Las condiciones climáticas y ambientales deducidas para Huéscar-1 y Cúllar de baza-1 concuerdan con el deterioro climático ampliamente documentado ("Pleistoceno Glacial") al inicio del Pleistoceno medio.

Figura. De izquierda a derecha: composición anatómica, perfil de mortalidad, espectro de tallas (*), riqueza y diversidad taxonómica (*) para cada uno de los yacimientos estudiados de la cuenca de Guadix-Baza. (*) incluyen las especies obtenidas mediante levigado. Grupos I, II y III de Voorhies (modificados en Behrensmeyer, 1975). NR= número de restos, NRI= número de restos identificados, H= altura.



Bibliografía

Alberdi, M.T. and Bonadonna, F.P., 1989. Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza. *Trabajos N/Q*, 11: 1-355.

Alberdi, M.T., Alonso M.A., Azanza, B., Hoyos, M. & Morales, J., en prensa. The vertebrate taphonomy in the circum-lake environment: three cases in the Guadix-Baza Basin (granada, Spain). En: Patterson, T. (ed): Fossil Taphonomy: Paleoenvironmental Reconstruction and Environmental Assesment. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, special issue.

Alonso Diago, M. A. 1990. El Plio-Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (zona occidental y area de Cúllar de Baza): estratigrafía, sedimentología y evolución paleogeográfica, tafonomía de yacimientos de vertebrados. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Spain (inédita).

Alonso Diago, M.A., Hoyos, M. and Alberdi, M.T., en prensa a. Tafonomía y ambiente sedimentario de los yacimientos de vertebrados Plio-Pleistocenos de Huélago y Huéscar (Granada). *Estudios Geológicos.*

Alonso Diago, M.A., Hoyos, M. and Alberdi, M.T., en prensa b. Tafonomía del yacimiento Vertebrados de Cúllar de Baza (Granada). *Revista Española de Paleontología*

Behrensmeyer, A.K., 1975a. The Taphonomy and Paleoecology of Plio-Pleistocene Vertebrate Assemblages East of Lake Rudolf, Kenya. *Bull. Mus. Comp. Zool.*, 146 (10): 473-578.

Behrensmeyer, A.K., 1975b. Fossil assemblages in relation to sedimentary environments in the East Rudolf succession. *In: Earliest man and environment in the Lake Rudolf Basin. Stratigraphy, paleoecology and evolution.* Univ. Chicago Press, pp. 383 - 401.

Biocenosis y tanatocenosis de foraminíferos de los fondos de las Islas Columbretes (Castellón)

C. Alberola & J. Usera

Departamento de Geología. Universitat de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100. Burjasot. Valencia

Las Islas Columbretes se encuentran frente a la costa de Castellón, a unas 30 millas hacia el Este y están formadas por un conjunto de 4 grupos de islotes:

El grupo de la Columbrete Grande situado más al Norte y al este del archipielago; el grupo de la Ferrera al Sudoeste; el grupo de la Horadada al Sur de la anterior y el grupo del Bergantín, el más al Sur del archipielago.

Todas las islas son de origen volcánico y representan los restos de edificios volcánicos emergidos y destruidos por la erosión marina. Están compuestos por rocas básicas formadas en cuatro episodios volcánicos, tres hidromagmáticos y uno piroclástico (Aparicio *et al.*1994). La litología está formada por una sucesión de niveles costituidos por tobas con cantos de basalto, traquita y fonolita.

Se han estudiado 49 muestras de los fondos de las Islas Columbretes, entre los 35 y los 80 metros de profundidad, pertenecientes a los dragados realizados en la campaña Columbretes 1978.

La mayor parte de estas 33 pertenecen a fondos de tipo detrítico costero-Maërl"; el resto de las muestras están repartidas de la siguiente forma: 2 de Coralígeno en concrecionamientos secundarios de sustratos sueltos, 3 de Coralígeno en afloramientos de sustratos duros, 2 en fondos de arenas gruesas con *Branchiostoma*, 4 en detríticos enfangados, 1 en pradera de *Cymodocea*, 1 en afloramientos rocosos en facies de *Dyctiotales*, 1 en detrítico de plataforma sedimentaria, 1 en detrítico costero-Maërl con nódulos de *Lithothamnium valens* y 1 en detrítico costero-Maërl en concrecionamientos secundarios de sustratos sueltos.

Del volumen extraido por una draga tipo Van Veen, se han tomado 3 cm^3 para el estudio de los foraminíferos.

Para poder diferenciar entre individuos vivos y caparazones vacios en el momento de la recolección, se han sometido las muestras a la tinción con Rosa de Bengala durante 10 minutos, método (Walton 1952). A continuación se han lavado y tamizado utilizando un tamiz de diámetro de malla de 0.125 mm.

Del contaje de los individuos obtenidos de los $3cm^3$, se han obtenido 149.772 ejemplares pertenecientes a la tanatocenosis y repartidos entre los siguientes subordenes Textulariina con 25 especies, Spirillinnina con 4 especies, Carterinina con 1 especie, Miliolina con 50 especies, Lagenina con 44 especies y Rotaliina con 72 especies.

El número de individuos vivos ha sido de 1.641, todos pertenecientes a la comunidad bentónica.

Se han obtenido 25.942 individuos planctónicos pertenecientes a la tanatocenosis, repartidos entre 14 especies del suborden Globigerinina.

El tratamiento matemático aplicado se ha basado en el cálculo de los índices de riqueza (Margalef, 1958), diversidad (Shannon Wiener,1949) y equitabilidad (Peet, 1974) y el α de Fisher (Corbet &. Williams, 1943), para determinar la distribución de la abundancia de especies en los distintos fondos, la posible existencia de especies dominantes, así como establecer la homogeneidad o heterogeneidad de estos fondos.

Basándonos en el cáculo multifactorial hemos utilizado el análisis discriminante y el análisis Cluster para poder establecer agrupaciones entre las muestras y entre las especies, así como relaciones entre las especies de la biocenosis y de la tanatocenosis.

A continuación hemos calculado la relación entre organismos vivos y caparazones vacios como medida de la tasa de sedimentación (Walton, 1955), caracterizando así las zonas de alta sedimentación-acumulación de aquella otras de erosión más efectiva.

Entre las especies planctónicas las mejor representadas en los distintos fondos y más abundantes destacan:*Globigerina bulloides* (D'Orbigny), *Globorrotalia truncatulinoides* (D'Orbigny), *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny), *Neogloboquadrina incompta* (Cifelli), *Globorrotalia inflata* (D'Orbigny) y *Turborrotalita quinqueloba* (Natland).

Las especies más abundantes y mejor representadas tanto en la biocenosis como en la tanatocenosis son: *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob,), *Asterigerinata mamilla* (Williamson) y *Neoconorbina terquemi* (Rzehak).

Los fondos "Detríticos Costeros-Maërl" se caracterizan por ser en los que se han encontrado el mayor número de especies y de individuos vivos, caracterizando la asociación el grupo: *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob), *Rosalina globularis* (D'Orbigny), *Rosalina mediterranensis* ((D'Orbigny) y *Elphidium complanàtum* (D'Orbigny).

El coraligeno muestra una asociación encabezada por *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob), *Rosalina anomala* (Terquem), *Neoconorbina terquemi* (Rzehak) acompañada por *Elphidium crispum* (Linné) y *Elphidium macellum* (Fitchel & Moll).

Los índices de riqueza presentan para la biocenosis valores entre cero, para aquellas muestras en las que no aparecen individuos vivos, y 3.80 valor máximo, que presentan las muestras sin gran número de individuos pero si de especies. Se puede observar que las muestras con valor 1 son las mismas en la tanatocenosis y biocenosis: 14-1, 14-3, 17-5, 21-2, 21-3, 22-4. Solo habríaque añadir la muestra 18-5 para la tanatocenosis.

Los mayores valores que obtenemos de equitabilidad en la biocenosis corresponden a muestras pertenecientes a fondos de tipo Maërl a excepción de la 25-2 que corresponde a coralígeno. En la tanatocenosis también destaca la de coralígeno y Maërl además de detritico de plataforma sedimentaria.

El α de Fisher en la biocenosis sólo se ha podido calcular para los fondos que pasan de 100 individuos (Murray, 1973,1991). Para la tanatocenosis se han obtenido valores máximos de 9.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Institució Valenciana d'Estudis i Investigació de la Generalitat Valenciana y la Fundación Volkswagen.

Bibliografia

Aparicio, A., Araña, V., Garcia, R. y Grachev, A. 1994. The origin of the Columbretes Islands' basanitic and phonolitic magmas (Western Mediterranean). *Mineralogical Magazine,* **58 A**: 21-22.

Margalef, R. 1958. Information theory in Ecology. *General Systematics,* **3**: 36-71

Murray, J.W, 1973. *Distribution and Ecology of Benthic Foraminiferids.* Heineman Educational Books. 274 pp.

Murray, J.W. 1991. *Ecology and Paleoecology of Benthic Foraminifera.* Longman Scientific & Technical. 397 pp

Peet, R. K., 1974. The measurement of species diversity. *Annual Review of Ecology and Systematics,* **5**: 285-307.

Corbet & Williams, 1943. The relationship between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. *Journal of Animal Ecology,* **12**: 42-58

Shannon, C. E. & Wiener, W. 1949. *The matematical Theory of Communication.* University Illinois Press, Urbana, *IL.* 117 pp

Walton, W. R. 1952. Techiques for recognition of living Foraminifera. *Contributions Cushman Foundation for Foraminiferal Research,* **3.2**:56-60.

Walton, W. R. 1955. Ecology of living benthonic Foraminifera, Todos Santos Bay., Baja California. *Journal of Paleontology,* **29**: 952-206.

Origen y evolución de los apéndices craneales de tipo asta

B. Azanza

Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid, Spain y Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza

Naturaleza y diversidad de apéndices de tipo asta

Los apéndices de tipo asta presentes en los cérvidos y grupos afines son apéndices craneales bifurcados, ramificados o palmeados que se desarrollan a partir de los tejidos osteogénicos del hueso frontal (origen apofisiario). Se componen de dos partes: el asta propiamente dicha y el pedículo del cual es producida. Estos dos componentes, aunque constituidos por tejidos similares (piel, hueso, vasos sanguíneos y nervios) son bastante diferentes en desarrollo. La peculiaridad más llamativa de las astas de los cérvidos actuales es su capacidad de ser expulsadas y regeneradas completamente en un ciclo anual controlado fotoperiódicamente por andrógenos, mientras que el pedículo es permanente.

El asta regenerada se caracteriza por presentar un tosco anillo aperlado que rodea su base y que recibe el nombre de *roseta*. Los apéndices de los cérvidos del Mioceno inferior y medio carecen de roseta claramente formada y por ello la caducidad de la parte distal ha sido ampliamente discutida. Para ellos, Bubenik (1990) propone el término de "protoasta".

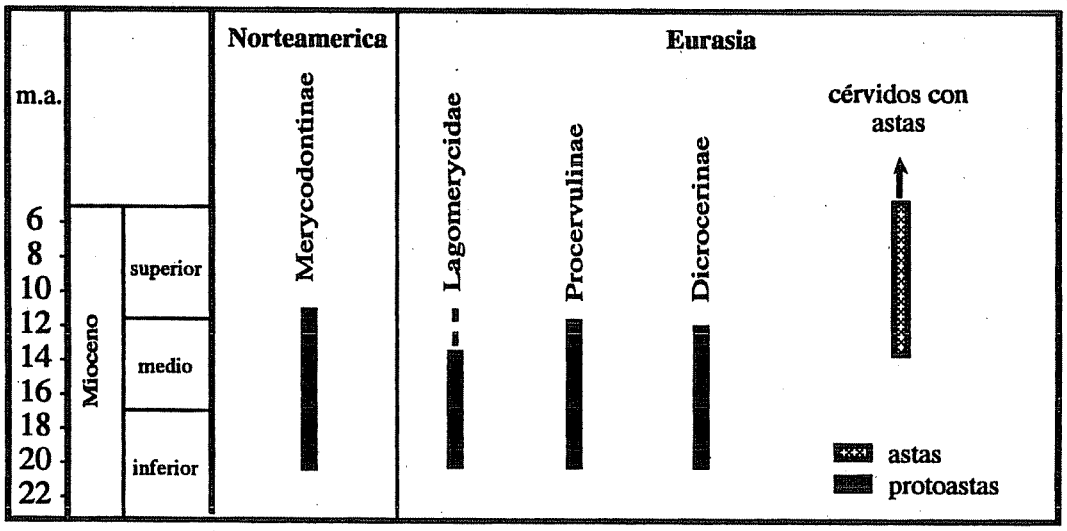
Pese a la ausencia de una verdadera roseta, se propusieron para *Dicrocerus* (Stehlin, 1939), *Heteroprox* (Stehlin, 1928) y *Stephanocemas* (Colbert, 1936) secuencias ontogenéticas que implicaban el reemplazamiento del asta. Sin embargo, los apéndices de *Lagomeryx* y *Procervulus* fueron interpretados como estructuras perennes. La existencia de ejemplares de desmogue caracterizados por una superficie basal cóncava y rugosa por la presencia de numerosas espículas remanentes de la disolución osteoclástica, prueba que la caducidad de su parte distal era posible, al menos, ocasionalmente (Ginsburg, 1985; Azanza 1993, Azanza y Ginsburg, 1997). Los ejemplares de desmogue de protoastas de lagomerycidos y procervulinos no están completamente mineralizados, así pues su desprendimiento se producía antes de que finalizase el periodo de crecimiento (Azanza 1993, Azanza y Ginsburg, 1997). Además, la mineralización, a la inversa que en las astas, se propaga de manera centrífuga, es decir que es más acentuada en el centro que en la periferia, permitiendo el depósito de nuevas lamelas óseas en la periferia (Azanza y Ginsburg, 1997).

Nuestras investigaciones sobre las protoastas de *Dicrocerus elegans* de Sansan (Mioceno medio) confirman que la mineralización de las astas progresa centrífugamente pero los ejemplares de desmogue están completamente mineralizados (Azanza 1993). Algunos de los ejemplares muestran las puntas pulidas, en ocasiones rotas y con la superficie de rotura igualmente pulida. Ello indica que estos ejemplares estuvieron desprovistos de piel mientras fueron utilizados por el animal. En nuestra opinión estos datos evidencian que su ciclo sería similar al de las astas los ciervos actuales.

La presencia de apéndices de origen apofisiario caducos ha sido puesta de manifiesto también en los merycodóntidos americanos, relacionados tradicionalmente con los actuales antilocápridos. Curiosamente no se han descrito o figurado ningún elemento distal de desmogue sino sólo pedículos (Bubenik, 1990). Las semejanzas morfológicas con los apéndices de los lagomerycidos son notables sin embargo estos apéndices se caracterizan por presentar una o varias pseudorosetas.

Origen: adaptación versus exaptación

De acuerdo con lo que acabamos de exponer, los apéndices que venimos denominando protoastas no constituyen un conjunto homogéneo, tanto por su microestructura como por los procesos fisiológicos que pueden ser reconocidos, distinguiéndose cuatro tipos: merycodontido, lagomerycido, procervulino y dicrocerino. Todos ellos, el primero en Norteamerica y los restantes en Eurasia, aparecieron al final del Mioceno inferior, coincidiendiendo con la misma época en la que se produjo la aparición de los apéndices craneales en las distintas líneas de rumiantes (Morales *et al.*, 1993). En este contexto parece posible que su evolución haya sido independiente. De hecho, esto parece estar bastante claro para los apéndices de los merycondóntidos y lagomerycidos (Azanza y Ginsburg, 1997). Estos datos sugieren que, si bien las diferentes líneas de rumiantes desarrollaron los apéndices craneales independientemente, debió existir algún factor de tipo exógeno que provocase su desarrollo. Consecuentemente, el origen de los apéndices de tipo asta no debe desligarse de la aparición de otros apéndices craneales.



La interpretación más habitual del origen de las protoastas, al igual que el de otros apéndices craneales, es que son adaptaciones, es decir, que se trata de estructuras contruidas para su uso habitual como armas, siendo los factores endógenos (etológicos) los principales responsables de su aparición. Según Janis, los rumiantes a partir de los 18 kg desarrollaron protuberancias craneales como consecuencia de la interacción del peso corporal, dieta y el tipo de habitat al incrementarse las interacciones macho-macho dictadas por la defensa de los límites territoriales cuando el habitat local cambió de un ambiente subtropical cubierto a ambientes abiertos más estacionales.

Otros autores coinciden en pensar que los apéndices craneales son exaptaciones, sin embargo aluden a diversos mecanismos para explicar su origen. Así, Bubenik (1990) se pronuncia por que el vector epigenético del desarrollo de las protoastas fue primariamente su función como dispersor de olores. Según Morales *et al.* (1993) su primera función no fue como armas sino como mecanismos que solucionaran el exceso estacional de tejido óseo, dado que por su sistema digestivo y estrategias alimenticias, las diferencias de peso corporal que sufre un mismo individuo en las estaciones con abundantes y escasos recursos alimenticios son tan grandes que llegan a romper la relación isométrica entre la masa corporal y el peso del esqueleto. El cambio climático que tuvo lugar entre el Mioceno inferior y medio (18-20 m.a.), en particular la instauración de una estacionalidad marcada, fue por tanto el principal factor impulsor del desarrollo de apéndices craneales en los rumiantes.

Evolución de la caducidad de las astas

La caducidad de los apéndices de los primeros cérvidos ha sido amplamente discutida. Como hemos visto, las protoastas eran caducas aunque ocasionalmente. La regulación del ciclo del asta fue adquirida por los ciervos más evolucionados. Se han elaborado varias hipótesis que explican el ciclo anual del asta como una consecuencia biomecánica, etológica, climática o fisiológica. Los datos que hemos aportado apuntan que la caducidad, aunque posible en las formas del Mioceno inferior, no es estable y regular más que a partir del Mioceno medio. Los cérvidos con verdaderas astas aparecieron precisamente al final del Mioceno medio. La separación entre astas y protoastas no es tan neta. Así, en los ciervos actuales problemas hormonales resultantes de la castración conllevan modificaciones de la microestructura y de los procesos fisiológicos de las astas que recuerdan, precisamente, a los de las protoastas (Bubenik, 1990; Bubenik *et al.*, 1990). Un aumento de la estacionalidad durante el Mioceno

medio (15.6-12.5 m.a.) coincidiendo con un enfriamiento global (Janis, 1990; Kennett, 1995), pudo haber inducido los cambios hormonales que conllevaron la evolución de las astas (Azanza, 1993).

Evolución del dimorfismo sexual

Los apéndices craneales son considerados como caracteres sexuales masculinos. Sin embargo su presencia en las hembras de los rumiantes actuales es más frecuente que su ausencia. Sólo en los cérvidos las astas estan presentes mayoritariamente en los machos, siendo su presencia en las hembras una excepción. La presencia de apéndices craneales en las hembras suele considerarse como un caracter secundario adquirido separadamente por diferentes líneas, aduciendo que los datos paleontológicos indican que los apéndices craneales se desarrollaron primero en los machos. Sin embargo, esta premisa no está comprobada paleontológicamente, ya que los datos disponibles sobre los primeros rumiantes distan mucho de conocerse satisfactoriamente.

En lo que se refiere al registro fósil de ciervos, datos sobre la presencia o ausencia de astas en las hembras se conocen sólo en dos especies: en *Procervulus dichotomus* sólo se observan esbozos del pedículo y en *Dicrocerus elegans* están presentes (Ginsburg y Azanza, 1991). Por otra parte, en los embriones de algunas de las especies actuales se observan esbozos de pedículos en ambos sexos (G.A. Bubenik, 1983). Además, el desarrollo de astas en las hembras puede ser inducido experimentalmente suministrando andrógenos, ello demuestra que las hembras poseen la capacidad de desarrollar astas. Todos estos datos sugieren que la capacidad de desarrollar astas fue adquirida inicialmente por ambos sexos, siendo inhibida precozmente, al menos, en *Procervulus*.

Referencias

Azanza, B., 1993, Sur la nature des appendices frontaux des cervidés (Artiodactyla, Mammalia) du Miocène inférieur et moyen. Remarques sur leur systematique et leur phylogenie. *C. R. Acad. Sci. de Paris*, s. II, 316: 1163-1169.

Azanza, B. & Ginsburg, L., 1987, A revision of the large lagomerycid artiodactyls of Europa. *Palaeontology*, 40: 461-485.

Bubenik, A. B., 1990, Epigenetical, morphological, physiological, and behavioral aspects of evolution of horns, pronghorns, and antlers. *In: Horns, pronghorns and antlers* G. A. Bubenik & A. B. Bubenik (eds.), Springer-Verlag, New York, p. 3-113.

Bubenik, A. B., G. A. Bubenik & D. G. Larsen, 1990,Velericorn antlers on a mature male moose (*Alces a. gigas*). *Alces*, 26:115-128.

Bubenik, G.A., 1983, The endocrine regulation of the antler cycle. *In: Antler Development in Cervidae*, R. BROWN (ed.). Caesar Kleberg Wild. Manag. Inst., Kingsville Texas., pp. 73-107.

Colbert, E. H. Tertiary deer discovered by the American Museum asiatic expeditions. *Am. Mus. Novitates*, 854, 1936, p. 1-21.

Ginsburg, L., 1985, Essai de phylogénie des Eupecora (Ruminantia, Artyodactyla, Mammalia). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, série II, p. 1255-1257.

Ginsburg, L. & Azanza, B., 1991, Présence de bois chez les femelles du cervidé miocène *Dicrocerus elegans* et remarques sur le problème de l'origine du dimorfisme sexuel sur les appendices frontaux des cervidés. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences de Paris*, s. II, 313: 121-126.

Janis, C.M., 1990, Correlation of reproductive and digestive strategies in the evolution of cranial appendages. *In: Horns, pronghorns and antlers* G. A. Bubenik & A. B. Bubenik (eds.), Springer-Verlag, New York, p. 114-133.

Kennett, J.P., 1995. A review of polar climatic evolution during the Neogene, based on the marine sediment record. *In: Paleoclimate and evolution with emphasis on human origins.* Vrba, E.S., Denton, G.H., Partridge, T.C. & Burckle, L.H. (eds.). Yale Univ. Press., pp. 49-64.

Morales, J., Pickford, M. & Soria, D., 1992. Pachyostosis in a lower Miocene Giraffoid from Spain, *Lorancameryx pachyostoticus* nov. gen. nov. sp. and its bearing on the evolution of bony appendages in artiodactyls. *Geobios*, 26(4): 207-230.

Stehlin, H. G., 1939, *Dicroceros elegans* LARTET und sein Geweihwechsel. *Eclogae geol. Helvet.*, 32, (2): 162-179.

Stehlin, H. G., 1928, Bemerkungen über die Hirsche von Steinheim am Aalbuch. *Eclogae geol. Helvet.*, 21: 245-256.

Caracterización e interpretación paleohidrológica de las asociaciones de diatomeas lacustres de la Fm. Quillagua (Mioceno Superior del Norte de Chile)

R. Bao[1], A. Sáez[2], S. Servant-Vildary[3] & Ll. Cabrera[2]

[1] Área de Xeoloxía, Facultade de Ciencias, Universidade da Coruña, Campus da Zapateira s/n, 15071 A Coruña. (email: xerobert@udc.es)

[2] Grup de Geodinàmica i Analisi de Conques, Departament de Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona

[3] Antenne Orstom, Museum National d'Histoire Naturelle, Laboratoire de Geologie, 43 rue Buffon, 75005 Paris

Contexto geológico

La cuenca cenozoica de Quillagua-Llamara se localiza entre los 21°00' y 22°30' S en los Andes Centrales del Norte de Chile. Sus depósitos aluviales, lacustres y volcanoclásticos forman parte del relleno sedimentario de un gran surco sedimentario formado en un contexto ante-arco (Valle Longitudinal). La cuenca es elongada en sentido N-S y limitada por sistemas de fallas de la Cordillera de la Costa al W y de la Precordillera al E. El relleno cenozoico de la cuenca incluye tres unidades aluvio-lacustres endorreicas separadas por unidades aluviales o episodios erosivos (Sáez *et al.* en prensa). La segunda de esas unidades es diatomítica, corresponde a la Fm. Quillagua y un nivel volcanoclástico en su base ha sido datado radiométricamente en 5,8 ± 0,4 Ma (Mioceno superior).

La Fm. Quillagua tiene una potencia máxima medida de 65 m, faltando por erosión unas decenas de metros más. Se extiende en una franja N-S de 100 km de largo y unos 35 km de ancho siguiendo el curso medio del río Loa. La unidad está compuesta por una alternancia de tramos lacustres y aluviales que intercalan niveles volcanoclásticos de flujos ignimbríticos dominantemente riolíticos. Estos depósitos se organizan en secuencias decimétricas a métricas correspondientes a ciclos de profundización-somerización los más completos de los cuales incluyen: a) facies arenoso-conglomeráticas de origen fluvial y aluvial, b) facies arenoso-margosas de margen lacustre, c) facies de margas diatomíticas y diatomitas puras de subambiente lacustres más internos, más profundos y preservados del influjo detrítico y d) facies margoso-travertínicas de margen lacustre (Jensen, 1992; Cabrera et al, 1995; Sáez *et al.* in press).

El sistema lacustre de la Fm. Quillagua se alimentó, principalmente, de aguas y partículas a través de un importante sistema fluvial procedente del Sur que drenaba extensas áreas de la Precordillera andina y, secundariamente, por los aportes de los sistemas de abanicos aluviales adosados a los márgenes oriental (Precordillera) y occidental (Cordillera de la Costa) de la cuenca. El buen desarrollo de facies diatomíticas lacustres miocenas en la cuenca se relaciona con el abundante suministro de sílice disuelto en las aguas. Ello debido a la abundancia en las

áreas fuente de afloramientos de rocas volcánicas riolíticas (cenozoicas), plutónicas, intrusivas y pizarrosas (pre-cenozoicas) y también a la intensa actividad hidrotermal desarrollada en los Andes centrales durante el Mioceno.

Los tramos aluviales de la Fm. Quillagua muestran facies distintas según la posición de la sucesión considerada. En el perfil de *Quebrada Temblor*, situado en el margen sur del sistema lacustre, los tramos aluviales son groseros mostrando facies de relleno de canal fluvial y de lóbulo deltaico alimentados desde el sur. En el perfil de *Cerro Mogote*, situado en partes más internas del sistema lacustre y alejadas del influjo detrítico (unos 40 km al Norte de Qda. Temblor), los depósitos aluviales proceden del norte, son de granulometría fina y corresponden a las partes distales de pequeños abanicos adosados a la Cordillera de la Costa.

Análisis de las diatomeas

Sección de Quebrada Temblor

En esta sección se han determinado 142 táxones. La conservación de los frústulos es dispar, yendo de la total ausencia en las facies volcanoclásticas, pobre conservación en lo travertinos y máxima en las margas y diatomitas. Todos los niveles muestreados presentan una mezcla de diatomeas de ecologías muy diferentes. Este hecho, común en los sistemas lacustres de regiones áridas y semiáridas antiguos, representa la yuxtaposición espacial de habitats por retrabajamiento sedimentario y/o las fuertes fluctuaciones ambientales de corto plazo que hacen representar en un único nivel diferentes etapas de la evolución lacustre (Gasse *et al.*, 1997).

Las diatomeas oligosalinas, mesosalinas y eusalinas comprenden aproximadamente el 45% de los táxones encontrados y las diatomeas de agua dulce un 30%. En el conjunto de todo el perfil, las asociaciones muestran una dominancia de diatomeas bentónicas, estando formado el componente planctónico esencialmente por diatomeas planctónicas facultativas. Las abundancias relativas de los grupos de diatomeas según sus espectros de salinidad, pH y modo de vida sugieren la general persistencia a lo largo de la sección de aguas oligosalinas y alcalinas en un medio palustre muy somero. En detalle, a escala de las secuencias fluvio-lacustres, las asociaciones de diatomeas documentan significativos cambios en los aportes de agua dulce, profundidad del sistema lacustre y desarrollo de aguas libres a lo largo de la sección. Ello ha llevado a diferenciar cinco etapas en la evolución del sistema aluvio-lacustre de la Fm. Quillagua. Las episodios de abundancia máxima de diatomeas de carácter salino coinciden con los episodios palustres de condiciones más someras. Ello sugiere el desarrollo de fases de concentración salina en relación con descensos en el nivel del agua.

Los episodios palustres de concentración salina están representados por especies como *Cocconeis placentula* o *Denticula kuetzingii*, mientras las etapas de influencia de aguas dulces de carácter oligotrófico se caracterizan por altas abundancias de *Diatoma vulgare* y *Fragilaria leptostauron* var. *dubia*. Las facies más marginales, sometidas a fenómenos de desecación intermitentes están caracterizadas por la alta representación de diatomeas aerofílicas como *Achnanthes lanceolata*, *Navicula gallica* o *Nitzschia amphibia*.

Sección de Cerro Mogote

El estudio preliminar de las asociaciones de diatomeas de esta sección ha permitido la identificación de 112 táxones correspondientes en un 46% a diatomeas oligosalinas, mesosalinas y eusalinas y un 20% a diatomeas dulceacuícolas. La conservación de los frústulos es excelente en la práctica totalidad de los niveles analizados. Las escasas situaciones de pobre conservación se asocian en la secuencia a condiciones de alta alcalinidad y fenómenos de desecación intermitente.

La asociaciones muestran una baja diversidad por la dominancia de *Fragilaria construens* f. *subsalina* que supone en algunos casos hasta el 95% del total de diatomeas en la muestra. El carácter planctónico facultativo de esta especie y la práctica ausencia de diatomeas euplanctónicas plantean el amplio desarrollo de láminas de agua someras frente a las condiciones más típicamente palustres de margen lacustre reconstruidas para la sección Qda. Temblor. La diferente contribución relativa de los grupos de diatomeas realizados según su espectro salino y de pH apuntan al desarrollo de cuerpos de agua oligohalinos y alcalinos.

La baja diversidad y abundancia de diatomeas del género *Fragilaria* apuntan a una alta inestabilidad ambiental que ha permitido distinguir hasta nueve fases en la evolución de los episodios lacustres registrados. Todas ellas se engloban a su vez en dos macro-estadíos de características hidrológicas bien diferenciadas. El primer macro-estadío, en la base de la sucesión, muestra la falta de correspondencia entre los incrementos en el componente dulceacuícola y el incremento en el índice de diatomeas planctónicas/perifíticas, sugiriendo que los cambios en el balance de sales no están gobernados por factores climáticos sino por factores hidrológicos locales (Gasse *et al.*, 1997). El segundo macro-estadío refleja, por el contrario, una correspondencia directa entre los episodios de aportes de agua dulce y aumentos en el nivel de base.

Conclusiones generales

De la comparación de las asociaciones de diatomeas presentes en ambos perfiles, representativos de posiciones distintas dentro del sistema lacustre de la Fm. Quillagua, se concluye: a) que en Qda. Temblor, las biofacies se corresponden con su posición marginal dentro del sistema lacustre caracterizado por importantes llegadas de material terrígeno, intenso desarrollo de vegetación litoral, marcadas variaciones en los aportes de aguas dulces y por la ocurrencia de desecaciones intermitentes. b) que en Cerro Mogote, la dominancia de diatomeas planctónicas facultativas y la general menor abundancia de diatomeas aerofílicas se corresponde con el desarrollo de ambientes lacustres más internos, aunque siempre de carácter muy somero como indica la práctica ausencia de diatomeas euplanctónicas.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto PB94-0901 financiado por la DGICYT

Bibliografía

Cabrera, L., Chong, G., Jensen, A., Pueyo, J.J., Sáez, A., y Wilke, H.G. (1995). *Cenozoic and Quaternary lacustrine systems in Northern Chile (Central Andes, Arc and Fore -Arc zones).* Excursion Guidebook on Recent and Ancient Lacustrine Systems in Convergent Margins. GLOPALS-IAS Meeting. A. Sáez Ed. 77 pp.

Gasse, F., Barker, P., Gell, P. A., Fritz, S. C., y Chalié, F. (1997). Diatom-inferred salinity in paleolakes: an indirect tracer of climate change. *Quat. Sci. Rev.*, **16**, 547-563.

Jensen, A. (1992). *Las cuencas aluvio-lacustres oligoceno-neógenas de la region de ante-arco de Chile Septentrional, entre los 19° y 23 ° sur.* Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 217 pp.

Sáez, A., Jensen, A., Cabrera, L., y Chong, G. (en prensa). Fluvio-lacustrine sedimentation in cenozoic Quillagua-Llamara basin. Andean Fore-Arc (Northern Chile). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*

Sáez, A., Jensen, A., Cabrera, L., y Chong, G. (1995). Facies assemblages and sequence arrangement in the Late Miocene Quillagua Fm (N Chile). *Recent and Ancient Lacustrine System in Convergent Margins, Abstracts*, pp. 12-13.

Caracterización paleobotánica del afloramiento mioceno de Izarra (Álava, España)

E. Barrón

Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-Aveiro (Portugal).

El afloramiento de Izarra fue descubierto en 1977 como consecuencia de los trabajos que la "Compañía General de Sondeos S.A."realizó para el ITGE en la confección de varias hojas geológicas del plan MAGNA en la Cuenca Cantábrica. La zona de estudio se encuentra en la provincia de Álava y está incluida en la hoja de Orduña: 111 (21-07). Se encuentra situada a unos 2,5 km al E de Izarra y apareció como consecuencia de las obras de desmonte del ramal de la autopista A-68, comprendida entre Bilbao y Miranda de Ebro. Los sedimentos de la cuenca de Izarra se encuentran sobre materiales cretácicos con edad comprendida entre el Albiense y el Maastrichtiense, donde se emplazan las rocas salinas del Keuper que constituyen el diapiro de Murguía.

Los restos fósiles siempre se encuentran sobre o en el interior de concreciones calcáreas. Éstas son del tipo "parallel laminae", siendo semejantes a las halladas en el Cámbrico Superior del S de Gales (Raiswell, 1970). La etiología del yacimientode Izarra, en principio, hay que atribuirla a una acción bacteriana, ya que en el fondo del sistema palustre que existió en la zona se desarrollaron amplios lechos bacterianos del mismo modo que en el Cretácico de la Formación Santana (Brasil) (Martill, 1988). Finalmente, un proceso químico que induce la precipitación del carbonato cálcico por la descomposición de la materia orgánica del lecho del sistema acuático, produce las concreciones en una etapa fosildiagenética. Debemos apuntar que no todas las concreciones presentan fósiles macroscópicos, no obstante es evidente que fueron producidos a causa de la acción bacteriana y la descomposición de la materia orgánica que se acumulaba en el fondo de los lagos y pantanos de la zona, ya que las concreciones presentan a menudo restos de carbón y metano.

El afloramiento de Izarra fue dado a conocer a la comunidad científica por Fernández Marrón *et al.* (1979). En este trabajo se describen una reducida colección de restos vegetales que, según los autores, permiten datar el afloramiento como Oligoceno inferior (Estampiense). Recientemente se ha publicado un análisis acerca del contenido esporopolínico que presentan los sedimentos de la localidad que estamos estudiando (Fernández Marrón, 1996). En las concreciones estudiadas no sólo aparecen restos vegetales, sino insectos que han dado lugar a interesantes estudios paleoentomológicos (Arillo, 1994; Arillo *et al.*1996).

Si atendemos al conjunto de la megaflora estudiada, se han identificado 31 taxones asignables a las divisiones Pteridophyta, Pinophyta y Magnoliophyta. Los representantes de esta última división son los más abundantes. Sin embargo, seguramente este elevado porcentaje numérico no se ajusta a la realidad de los ecosistemas de la zona, a causa de un problema de índole tafonómico. En el conjunto de las Magnoliophyta, debemos destacar a la famila Lauraceae, y en particular al paragénero *Daphnogene* Unger, como el taxón numericamente más abundante. La problematica de los restos asignables a *Daphnogene* fue puesta de manifiesto por Barrón (1996), quien determina dos paraespecies que deben ser relacionadas con dos tipos morfológicos foliares de un mismo taxón.

Tras el estudio de los macroscópicos del afloramiento de Izarra, se deduce la presencia de las siguientes comunidades: i) Comunidad de plantas hidrófitas que vivían en el medio acuático

o en sus proximidades, en donde se encontraron los géneros: *Salvinia*, *Lygodium*, *Nymphaea* y especies de Commelinidae; ii) Comunidad arbórea y arbustiva ripícola, en donde se hallaban la mayor parte de las angiospermas colectadas y cuyo taxón dominante debió ser *Daphnogene*. Estas comunidades estaban formadas, además de por el género ya citado, por especies de Taxodiaceae, Cupressaceae, Myricaceae, Lauraceae, Salicaceae, Sterculiaceae, Juglandaceae, Rhamnaceae y Ebenaceae; y iii) Comunidad arbustiva con árboles dispersos, no influenciada por las aguas del sistema palustre, adaptada a condiciones de sequía. Aquí habitaron Pinaceae, Myrsiniaceae, Celastraceae, Fagaceae y Fabaceae (esta comunidad es la que se encuentra representada en menor proporción en el afloramiento debido a problemas de transporte de los restos hacia el lago). A partir de la megaflora se pueden inferir unas condiciones medioambientales de tipo subtropical seco que presentaban un período cálido y seco durante el cual algunas plantas perdían su foliación.

Con respecto a los microfósiles, hemos realizado un estudio palinológico que nos ratifica la existencia de las tres comunidades inferidas a partir de la megaflora, y que, del mismo modo, nos señala la existencia de condiciones ambientales cálidas y secas que se ponen de manifiesto por la aparición de elementos megatérmicos como son Sapotaceae, Anacardiaceae y Clethraceae-Cyrillaceae, y de familias indicadoras condiciones de sequía como son Plumbaginaceae, Polygonaceae, Chenopodiaceae-Amaranthaceae y Asteraceae. Esto no está de acuerdo con lo enunciado por Fernández Marrón (1996), ya que esta autora habla de una vegetación propia de bosques de montaña y dominancia de elementos microtérmicos que indicarían un clima de tipo templado.

Las conclusiones de tipo paleoclimático que se han expuesto coinciden con lo que señala el contenido paleobotánico de otros yacimientos de la Península Ibérica correspondientes al Mioceno Inferior y Medio (Barrón *et al.*, 1996)

Los materiales de Izarra fueron atribuidos al Neógeno por consideraciones tectónicas, al encontrarse regionalmente los sedimentos del Paleógeno conjuntamente plegados con el Mesozoico y en discordancia progresiva sobre el mismo, mientras que en el cercano diapiro de Murguía los materiales del Terciario reposan en discordancia angular fosilizando en relieve (Fernández Marrón *et al.*, 1979). Tras el primer estudio de la flora de Izarra, Fernández Marrón *et al.* (op. cit.), propusieron una edad estampiense (Oligoceno inferior) debido a la presencia de las especies: *Laurus protodaphne* Sap., *Drepanocladus punctulatus* Sap. y *Pistacia reddita* Sap., que fueron determinadas a partir de ejemplares incompletos y muy deteriorados (Fernández Marrón *et al.*, op. cit, figs. 2 y 10), por lo que no creemos que su atribución específica sea correcta ni, por lo tanto, tampoco la datación estratigráfica del afloramiento que proponen estos autores.

La mayor parte de las especies determinadas a partir de la megaflora son de tipo paleotropical, en el sentido dado por Mai (1989), y se describieron por primera vez en el Sarmatiense (Mioceno Medio) de Oehningen (Suiza) (Heer, 1855-1859; Hantke, 1954, 1965). La flora de Izarra no tiene ninguna correspondencia con las del Oligoceno de España, Francia y Hungría. Por esta razón, pensamos que la asignación de edad neógena realizada mediante las consideraciones tectónicas fue acertada, ya que la megaflora ratifica esta edad. Además, consideramos la flora de Izarra como posiblemente del Mioceno Medio, al compararla con la flora suiza. El estudio palinológico realizado por nosotros no niega esta atribución, ya que en él no han aparecido elementos típicos del Paleógeno, y algunos de los género hallados, como *Armeria*, hasta el momento sólo se han encontrado a partir del Mioceno (Muller, 1981).

Bibliografía

Arillo, A. 1994. Nota sobre una larva de Odonato del Oligoceno de Izarra (Álava) en la colección del Museao Geominero (Odonata, Anisoptera, Libellulidae). *Boletín Geológico y Minero*, **105**, 325-328.

Arillo, A. Nel, A. & Ortuño, V. 1996. Two fossil bees from the Oligocene of Izarra (Álava, North of Spain) (Hymenoptera, Apoidea). *Bulletin de la Societé Entomologique de France*, **101**, 59-64.

Barrón, E. 1996. El paragénero Daphnogene Unger (Lauraceae) en el Oligoceno de Izarra (Álava). *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, **10/11**, 45-52

Barrón, E., Rivas Carballo, M.R. y Valle, M.F. 1996. Síntesis bibliográfica de la vegetación y clima de la Península Ibérica durante el Neógeno. *Revista Española de Paleontología*, **Nº Extraordinario**, 225-236.

Fernández Marrón, T. 1996. Asociación esporopolínica del Oligoceno de Izarra (Álava). *Revista Española de Micropaleontología*, **28**, 93-100.

Fernández Marrón, T., Olivé, A., Del Olmo, P. y Portero, J.M. 1979. La flora terciaria del yacimiento de Izarra (Álava) y sus implicaciones cronoestratigráficas. *Boletín Geológico y Minero*, **90**, 6-12.

Hantke, R. 1954. Die fossile Flora der obermiozän Oehningen-Fundstelle Schrotozburg (Schienenberg, Süd-Baden). *Denk, Schweiz. Natur Gesel Zürich*, **80**, 1-118.

Hantke, R. 1965. Die fossilen Eiden und Ahorne aus den Molasse der Schweiz und von Oehningen (Süd-Baden). Eine Revision der von Oswald Heer diesem Gattungen. Zugeordneten reste. *Neuj. natur. Gesel., Zürich*, **167**, 1-140.

Heer, O. 1855-1859. *Flora tertiaria helveticae. Die Tertiäre flora der Schweiz.* Vol. I (1855): *Cryptogamen, Gymnospermen und Monocotyledonen*, 117 p.; Vol II (1856): *Die apetalen Dicotyledonen*, 110 p.; Vol III (1859): *Die gamopetalen und polypetalen Dicotyledonen. Anhang. Allgemeiner Theil.* 200 p.; Vol. IV (1859): *Allgemeiner Theil.* 377 pp. Atlas - Taf. I-CLIV. Wurster & Comp., Winterthur.

Mai, D.H.v. 1989. Palaeofloristic changes in Europe and the confirmation of the Arctotertiary-Palaeotropical geofloral concepts. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **68**, 29-36.

Martill, D.M. 1988. Preservation of fish in the Cretaceous Santana Formation of Brazil. *Palaeontology*, **31**, 1-18.

Muller, J. 1981. Fossil pollen records of extant angiosperms. *Botanical Review*, **47**, 1-142.

Raiswell, R. 1971. The growth of Cambrian and Liassic concretions. *Sedimentology*, **17**, 147-171.

Estudio paleobotánico de la cuenca miocena inferior de Rubielos de Mora (Teruel, España)

E. Barrón

Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-Aveiro (Portugal)

La cuenca terciaria de Rubielos de Mora está situada en el sector sureste de la Cordillera Ibérica, en el dominio tectónico conocido como "Zona de Enlace". Durante el Mioceno Inferior-Medio esta cuenca estuvo configurada como una fosa tectónica de tipo semigraben (Anadón, 1983).

Entre los depósitos que constituyen el relleno de esta cuenca Anadón *et al.* (1988) subdividen los que presentan una edad Mioceno Inferior-Medio en tres unidades (Unidad Inferior, Media y Superior), que afloran de manera solapante desde el margen norte hacia el margen sur. De todas las unidades estratigráficas reconocidas en la cuenca, sólamente la Unidad Superior contiene restos paleontológicos que permiten dar una atribución de edad. Todos los yacimientos estudiados están emplazados en los depósitos de la Unidad Superior, normalmente en facies de limolitas laminadas (Montoya *et al.*, 1996); y fueron atribuidos al Aragoniense

inferior (zona MN4) (López-Martínez, 1989; De Bruijn *et al.*, 1992), tras el estudio de restos de micromamíferos.

La primera cita acerca de los fósiles vegetales de la cuenca se debe a Hernández-Sampelayo y Cincúnegui (1926), los cuales mencionan hojas y semillas que se asemejan a las hallados en la cuenca de Ribesalbes-Alcora (Castellón). Estos autores citaron la presencia en la cuenca de los géneros *Salix*, *Corylus* y *Ostrya*.

Recientemente, Fernández Marrón y Álvarez Ramis (1988) realizaron un estudio previo sobre la flora de la cuenca, y Álvarez Ramis y Fernández Marrón (1994) llevaron a cabo un estudio paleobotánico en el que relacionaron los palinomorfos con los macrorrestos. Como resultado concluyeron que en la zona se desarrolló un bosque mixto formado por Aceraceae, Myricaceae, Betulaceae, Ulmaceae, Juglandaceae y Pinaceae.

En la actualidad estamos realizando un estudio integral paleobotánico de la cuenca, en él se incluye uno palinológico de todos los cortes y otro megaflorístico.

El estudio megaflorístico pone de manifiesto unas asociaciones registradas sesgadas, debido a problemas de tafonómicos de transporte. Fundamentalmente los taxones que se encuentran representados son propios de riberas (Taxodiaceae, Ulmaceae, Juglandaceae, Salicaceae y Myricaceae); no existiendo una abundante representación de las plantas que se desarrollaron en lugares libres de la influencia lacustre que fueron de tipo arbustivo y estuvieron adaptadas a condiciones de sequía.

Por otra parte, se está realizando un estudio palinológico de las distintas series estratigráficas de la cuenca. Como primer resultado, se han encontrado niveles suficientemente representativos según lo expresado por Jonker (1951) y Green & Dolman (1988), en los cortes de Barranco Casas, Aguarroya, Alto de la Venta, Río Rubielos y el Porpol.

Los materiales preparados son en su mayor parte limolitas y lignitos y han sido tratados usando las técnicas palinológicas clásicas descritas por Phipps & Playford (1984).

Hasta el momento se han identificado 27 taxones relacionables con distintos géneros de pteridófitos, gimnospermas y angiospermas.

Existen un buen número de niveles en los que la riqueza polínica es extraordinariamente alta, observándose los muy altos pocentajes numéricos de *Pinus*, *Carya*, y del tipo polínico *Ulmus-Zelkova*, lo que es debido a una sobrerrepresentación, en el sentido dado por Barrón (1996), al ser estos taxones anemófilos y presentar una muy elevada producción de polen. Además en el caso de *Carya* y *Ulmus-Zelkova*, se trataba de plantas ripícolas que habitaban en zonas pantanosas.

Hemos encontrado también en varios niveles de los cortes de Alto de la Venta y Barranco Casas que casi todos los palinomorfos que aparecen de una forma extraordinariamente abundante y casi exclusiva son formas del género *Pinus*. Esto podría ser debido a una destrucción de los otros tipos polínicos como resultado de la acción química de los sedimentos sobre ellos en la fase fosildiagenética. Los granos de polen de *Pinus*, en este caso, sean más resistentes que los del resto de plantas que existieron en la zona.

Si no se tiene en cuenta la presencia de los taxones sobrerrepresentados, en los diagramas polínicos, observamos que en los alrededores de la cuenca de Rubielos de Mora existió una vegetación de tipo subtropical o templado-cálida, adaptada a un clima con un acentuado periodo de sequía. En las zonas en donde no existía una influencia palustre se desarrollaron bosquetes aislados de quercíneas y *Pinus*; matorrales en donde se integraban Ephedraceae, Ericaceae,

Rosaceae, Betulaceae, Buxaceae y Aquifoliaceae; y praderas de gramíneas. En los alrededores de los pantanos debió crecer una vegetación arbórea en donde vivían, además de Juglandaceae y Ulmaceae, distintos tipos de Aceraceae, Salicaceae, Myricaceae y Clethraceae-Cyrillaceae, lo que estaría de acuerdo con los datos obtenidos a partir de la megaflora. La vegetación anfibia y acuática se encuentra principalmente representada por el tipo Sparganiaceae-Typhaceae y el género *Potamogeton*.

Es posible que las zonas palustres de la región se vieran sujetas a oscilaciones en los niveles de sus aguas. Así, en algunos niveles del corte de Barranco Casa, hay que destacar que el taxón mayormente sobrerrepresentado es *Carya*, juglandácea anfibia típica de zonas pantanosas; mientras que en otros es el tipo *Ulmus-Zelkova*, propio de árboles ripícolas que habitualmente no se desarrollan en zonas permanentemente inundadas. La alternancia de estos niveles diferencialmente sobrerrepresentados por un tipo u otro de polen podría indicar que las zonas pantanosas tuvieron un mayor desarrollo en unos momentos determinados, desecándose parcialmente dando lugar a zonas con un alto grado de humedad freática pero sin lámina de agua superficial.

Bibiografía

Álvarez Ramis, C. y Fernández Marrón, T. 1994. Conexiones establecidas entre los palinomorfos y los macrorestos vegetales del Mioceno medio de Rubielos de Mora (Teruel). *In: Polen y esporas: contribución a su conocimiento*. VIII Simposio de Palinología (A.P.L.E.)(Ed. Irene La-Serna), Tenerife, 323-331.

Anadón, P. 1983. Características generales de diversas cuencas lacustres terciarias con pizarras bituminosas del NE de la Península Ibérica. *Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología*, Menorca, **1**, 9-12.

Anadón, P., Cabrera, L. and Julià, R. 1988. Anoxic-oxic cyclical lacustrine sedimentation in Miocene Rubielos de Mora Basin, Spain. *In: Lacustrine Petroleum Source Rocks*. (Eds. A.J. Fleet, K. Kelts & M. R. Talbot). Geological Society London Special Publication, **40**, 353-367.

Barrón, E. 1996. Sesgos en la distribución de palinomorfos en el registro fósil. Ejemplos del lago mioceno de la Cerdaña (España) *Comunicación de la II Reunión de Tafonomía y fosilización*, p. 47-56.

De Bruijn, H.,Daams, R., Daxner-Höck, G., Fahlbusch, V., Ginsburg, L. Mein, P. and Morales, J. 1992. Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisensburg 1990. *Newsletters in Stratigraphy*, **26**, 65-118.

Fernández Marrón, T. et Álvarez Ramis, C. 1988. Note preliminaire sur l'étude paléobotanique du gisement de Rubielos de Mora (Teruel, Espagne). *Résumenes Seminaire de Paléobotanique. Organisation Francaise de Paléobotanique*, Lille, p. 7.

Green, D. G. & Dolman, G. S. 1988. Fine resolution pollen analysis *Journal of Biogeography*, **15**,685-701.

Hernández-Sampelayo, P. y Cincúnegui, M. 1926. Cuenca de esquistos bituminosos de Ribesalbes (Castellón). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **6**, 3ª ser., 3-86.

Jonker, F. P. 1951. A plea for the standarization of pollen diagrams *Taxon*, **1**,89-91.

López Martínez, N. 1989. Revisión sistemática y bioestratigráfica de los Lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **3**, 1-350.

Montoya, P., Peñalver, E., Ruiz-Sánchez, F.J., Santiesteban, C. de, Alcalá, L., Belinchón, M. y Lacomba, J.I. 1996. Los yacimientos paleontológicos de la cuenca terciaria de Rubielos de Mora (Aragón). *Revista Española de Paleontología*, **Nº Extraordinario**, 215-224.

Phipps, D. & Playford, G. 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments *Papers of the Department of Geology of the University of Queensland*, **11**, 1-23.

Bioestratigrafía y Paleoecología de bivalvos del Oxfordiense en el área de Calanda (Cordillera Ibérica, Teruel)

J. Bello[1], G. Delvene[1], I. Pérez-Urresti[1] & J. Ramajo[2]

[1] Area de Paleontología, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

[2] Area de Estratigrafía, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

Introducción

La sección estudiada se encuentra en la parte nororiental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, al sur de la localidad de Calanda, en la provincia de Teruel. El perfil estratigráfico denominado Ca. 3 se sitúa en un talud de la antigua carretera a Foz-Calanda. Los materiales estudiados pertenecen a la Formación Yátova, se trata de calizas bioclásticas con esponjas de edad Oxfordiense Medio y Superior.

Este corte ha sido objeto de estudio en varios trabajos generales anteriores sobre bioestratigrafía del Oxfordiense de Meléndez,G. (1984-89), Cariou *et al.* (1985), Fontana,B. (1990), y Meléndez G. & Fontana B. (1993). En este trabajo se pretende abordar la revisión bioestratigrafica y los aspectos paleoecológicos relacionados con el ambiente sedimentario.

Estratigrafía

La serie estudiada está formada por 8 metros de materiales calizos, pertenecientes a la Formación Yátova (Gómez y Goy, 1981 y Aurell, 1990). (Ver **Fig. 1**). La serie se inicia con un tramo de 7 metros de calizas con esponjas que presentan intercalaciones de margas, las calizas poseen estratificación tabular y potencia variable de 10 a 50 cm. Existe un segundo tramo, de aproximadamente un metro de espesor, de calizas margosas con intercalaciones de margas de color rojo oscuro, que lo hace destacar sobre el resto de la columna. La serie termina bruscamente con unos niveles de brechas calcáreas con fósiles de edades diversas (Calloviense, Oxfordiense y Kimmeridgiense) originadas por efecto de una falla próxima. En cuanto a su interpretación, esta serie se inicia como una secuencia condensada depositada en unas condiciones de plataforma media a distal, por debajo del nivel de base del oleaje que progresivamente va mostrando un incremento de la energía. Los rasgos que indican dicho incremento son la disminución y desaparición de las esponjas, el cambio en la posición de las mismas (pasan de encontrarse en "posición de vida" en la parte inferior, a estar volcadas y rotas en la parte superior); el aumento relativo de los detríticos (calizas y margas en la parte inferior que pasan a calizas margosas y margas en el tramo superior); la disminución del número de ammonoideos; el aumento del empaquetamiento de las facies (varía desde facies *mudstone* a *wackestone* con esponjas a *packstone* de bioclastos con escasas esponjas).

El medio sufriría una somerización pasando progresivamente a condiciones de llanura submareal somera. El tránsito a un medio más somero se situaría en torno al límite Bifurcatus-Bimammatum, coincidiendo con los datos conocidos del estudio de áreas más proximales de la cuenca (Ricla, Tosos) Aurell (1990), Bello (1995), Pérez-Urresti (1995). Esta somerización, a diferencia de áreas más proximales, tiene lugar en un medio con baja tasa de sedimentación y bien comunicado con mar abierto.

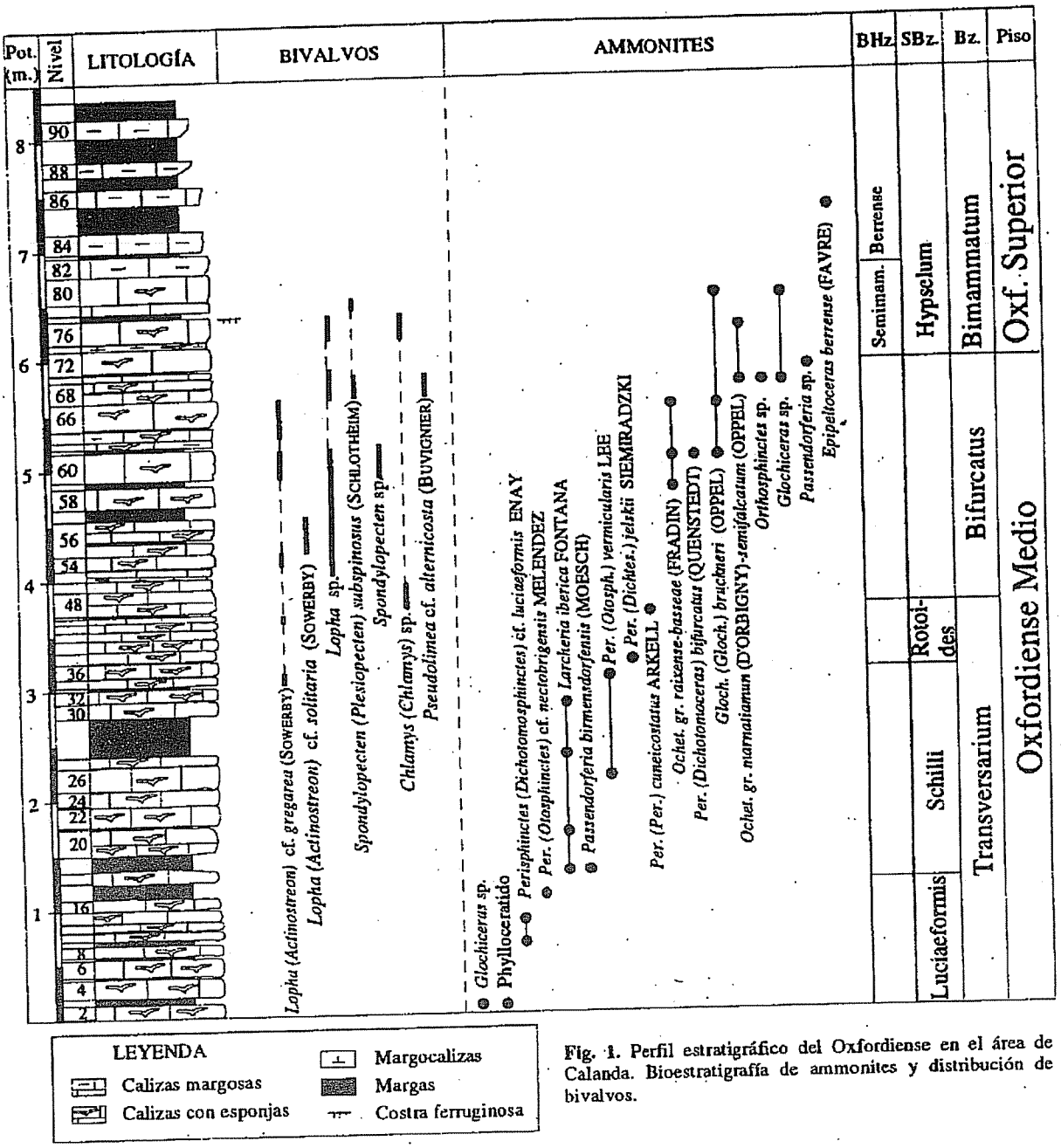


Fig. 1. Perfil estratigráfico del Oxfordiense en el área de Calanda. Bioestratigrafía de ammonites y distribución de bivalvos.

Paleontología

El intervalo estratigráfico presente en el afloramiento abarca desde la Biozona Luciaeformis del Oxfordiense Medio en la base de la caliza de esponjas, hasta el horizonte Berrense de la Subbiozona Hypselum, Biozona Bimammatum. Los niveles 2 a 18 están caracterizados por la presencia de ammonites de la Biozona Schilli: *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) luciaeformis* ENAY, *Perisphinctes (Otosphinctes)* cf. *nectobrigensis* MELÉNDEZ, *Larcheria schilli* (OPPEL), *Trimarginites* cf. *aerolicus* (OPPEL), *Ochetoceras, Glochiceras* y Phylloceratidos, y en los niveles 18 a 34 se registra *Larcheria iberica* FONTANA y

Perisphinctes (Otosphinctes) vermicularis LEE. Sobre estos niveles, del 36 al 46, se ha recogido *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) jelskii* (SIEMIRADZKI) y *Perisphinctes (Perisphinctes) cuneicostatus* ARKELL en la parte inferior, y en la parte superior *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) wartae* ARKELL. La Biozona Bifurcatus comienza posiblemente en el nivel 48, registrándose hasta el nivel 60 *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatus* (QUENSTEDT), además de *Ochetoceras* gr. *raixense-basseae* FRADIN y *Glochiceras bruckneri* (OPPEL). En la base de estos niveles se recoge *Perisphinctes (Dichotomoceras) stenocycloides* SIEMIRADZKI, caracterizando el horizonte basal de esta biozona (Horizonte Bifurcatoides). En el nivel 68 se ha registrado el primer representante del género *Orthosphinctes,* marcando el comienzo de la Biozona Bimammatum. En estos niveles se encuentran, asimismo, *Passendorferia* sp. y frecuentes Oppelidos (*Ochetoceras* gr. *marantianum* (D'ORBIGNY)-*semifalcatum* (OPPEL), *Glochiceras (Glochiceras) bruckneri* (OPPEL), *Glochiceras (Coryceras)* cf. *modestiforme* (OPPEL)). En el nivel 85 se ha registrado *Epipeltoceras berrense* (FAVRE), caracterizando el último tramo, sin esponjas, como perteneciente al Biohorizonte Berrense.

Los bivalvos estudiados pertenecen a las siguientes familias:

- Gryphaeidae, subfamilia Lophinae: *Lopha (Actinostreon)* cf. *gregarea*; *Lopha (Actinostreon)* cf.*solitaria; Lopha* sp.

- Pectinidae: *Chlamys (Chlamys)* sp.; *Spondylopecten (Plesiopecten)* cf. *spinosus*; *Spondylopecten* sp.

- Limidae: *Pseudolimea* cf. *alternicosta.*

Los más abundantes son los representantes del género *Lopha,* especialmente de los niveles 52 al 68 (Biozona Bifurcatus).

Aspectos paleoecológicos

En lo que se refiere al mecanismo de alimentación, los bivalvos estudiados pertenecen a la categoría de suspensívoros. En cuanto a la posición en vida, son todos epifaunales y su relación con el sustrato, es cementado en el caso de *Lopha* y *Spondylopecten;* y bisado en *Chlamys* y *Pseudolimea* (Duff, 1975). Estos dos últimos son capaces de "nadar" como mecanismo de defensa en caso de ser atacados por otros organismos.

Los niveles en los que se han encontrado los cementadores (Biozona Bifurcatus, especialmente) coincide con un gran desarrollo de espongiarios. Esto haría pensar que este ambiente bien oxigenado y relativamente tranquilo, fue favorable para el crecimiento de bivalvos cementadores como *Lopha* y *Spondylopecten.* La forma arqueada de la concha y la comisura en zig-zag hace de *Lopha* un organismo bien adaptado a las condiciones ambientales, pero al ser cementador y tener un modo de vida pasivo, requiere un medio oxigenado y tranquilo. *Spondylopecten* vivía cementado por la valva derecha, al contrario que los ostreidos, y se adaptaba a un medio biohermal, similar al que crearían los espongiarios en este contexto. En la mayor parte de los casos, se han encontrado valvas aisladas y no ejemplares completos. Además de este hecho, la existencia de espongiarios volcados, hace pensar que después de momentos tranquilos había situaciones más energéticas (causadas por tormentas, por ejemplo), y por ello hoy encontramos el material tan fragmentado. El resto de epifaunales, los bisados, *Chlamys* y *Pseudolimea,* son mucho menos abundantes.

En conclusión, puede decirse que el el modo de vida de los bivalvos estudiados, está en consonancia con una plataforma submareal somera (Aurell, 1990), con algunos momentos más energéticos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido desarrollado durante el disfrute de las Becas de Investigación de la Diputación General de Aragón (CONSI+D) y del Instituto de Estudio Turolenses; y forma parte de un proyecto subvencionado por el Instituto de Estudios Masinos (Mas de las Matas, Teruel).

Bibliografía

Aurell, M. (1990). "El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca". Tesis Doctoral. Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza, 389 p.

Bello, J. (1995). "Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea) del Oxfordiense Medio (Biozona Bifurcatus) al Sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica Nororiental). Estudio Paleontológico de la Familia Perisphinctidae STEINMANN (Ammonoidea)". Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 138 p.

Duff, K. L. (1975). "Paleoecology of a bituminous shale-the Lower Oxford Clay of central England-". Palaeontology, 18, 3, pp: 443-482.

Fontana Elboj, 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.

Gómez, J. J. & Goy, A. (1981). "Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica". Cuadernos de Geología Ibérica., 10, pp: 83-94.

Meléndez, G. (1983).- La fauna de ammonites del Oxfordiense de la Cordillera Ibérica y su posición paleobiogeográfica. X Congr. Nal. Sedimentología, Mahon, Sept. 1983, pp. 6.10- 6.13.

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.& Fontana, B. (1993).- Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. Acta Geol. Polonica, vol. 43, nº 3 -4, pp. 193 - 211.

Pérez Urresti, I. (1995). "Estudio biestratigráfico y paleontológico basado en ammonoideos del Oxfordiense Superior en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica". Tesis Licenciatura. Univ. Zaragoza, 102 pp.

Selachian Biostratigraphy of the Salamanca Formation (Palaeogene, Patagonia, Argentina): Preliminary Report

E. Bernárdez Rodríguez

Dpto. Geología, Univ. Oviedo, 33005 Oviedo.

The Salamanca Formation was formally defined by Lesta & Ferrello(1) for the local age "Salmancaneen" proposed by Ihering(2) to designate sediments cropping out northwards of Pico Salamanca in the coastal area of the San Jorge gulf (Chubut province, Republica Argentina). Ferruglio(3) divide the "Salamanquense" into four members on the basis of data from Oil boreholes in the Comodoro Rivadabia area; from basis to top they are: the "Lignitifero", the "Glauconitico", the "Fragmentosa" and the "Banco Verde". Upwards some 10-15 m of black clays constitutes the "Banco Negro", said to be part of the overlaying Rio Chico Formation, and in which the oldest argentinean Tertiary mammal faunas have been found (Tiupampean mammal age). Following Andreis *et al.*(4) here the "Banco Negro" is included in the Salamanca Formation. On the other hand these authors have claimed that the Ferruglio's members are not identifiable in the stratotypic area and thus proposed the division of the Formation into two Members, the Hansen Mb and the Bahia Bustamante Mb. This last member does not match the traditional use of the Salamanca Fm, and perhaps it could be better correlated with the Roca Fm or even may require a new formational name. Contrarily to the Andreis *et al.* affirmation Ferruglio's members (excepting the "Lignitifero" which never crops out at surface), are perfectly identifiable in the stratotypic section of the Hansen Mb, which comprises the entire Salamanca Fm. in its traditional use.

The age of the Salamanca Formation was strongly disputed until recently, with age assignations varying from Cenomanian(5)to Ypresian(6). Mendez(7) found the planktonic foraminifera *Subotina triloculinoides* some 8.5 m below the basis of the Banco Negro Mb supporting a middle to upper Danian age. Bertels(8) found *Globorotalia (Turborotalia) compressa* some 135 m. below the basis of the "Banco Negro", near the basis of the "Fragmentosa Member", defining thus a mid Danian age (P1b zone of Bergreen et al(9)). On the basis of these works a Danian age for the Salamanca Formation has been widely accepted, excepting by Legarreta et al(10), who attributed to the Salamanca formation an Maastrichtian-Danian age on the basis of the presence of NC21 nannoplakton in an undocumented borehole; as the materials from this borehole have not been proved to belong to the Salamanca Fm, (and more probably belong to the Maastrichtian-lower Danian Roca Fm) this age assignation is not supported here. Available radioisotope dates for the Salamanca Fm in the last years have been summarized in Marshall et al(11). In the Rio Chico area basalt flows capping the Bajo Real Fm, (and underlying the Salamanca Fm, which erodes it) have been dated as 64.2 ± 0.8 and 62.3±0.4 Ma, providing thus a maximal age for the basis of the Formation of 62.7 Ma, which according to Bergreen *et al.*(9)belongs to the P1b zone.

Field work in the stratotypic area of the Salamanca Fm has been carried out during 1995. Thirteen detailed stratigraphic sections have been done along an approximately NE-SE profile over some 35 km long. Local sections have been correlated by means of visual correlation aided

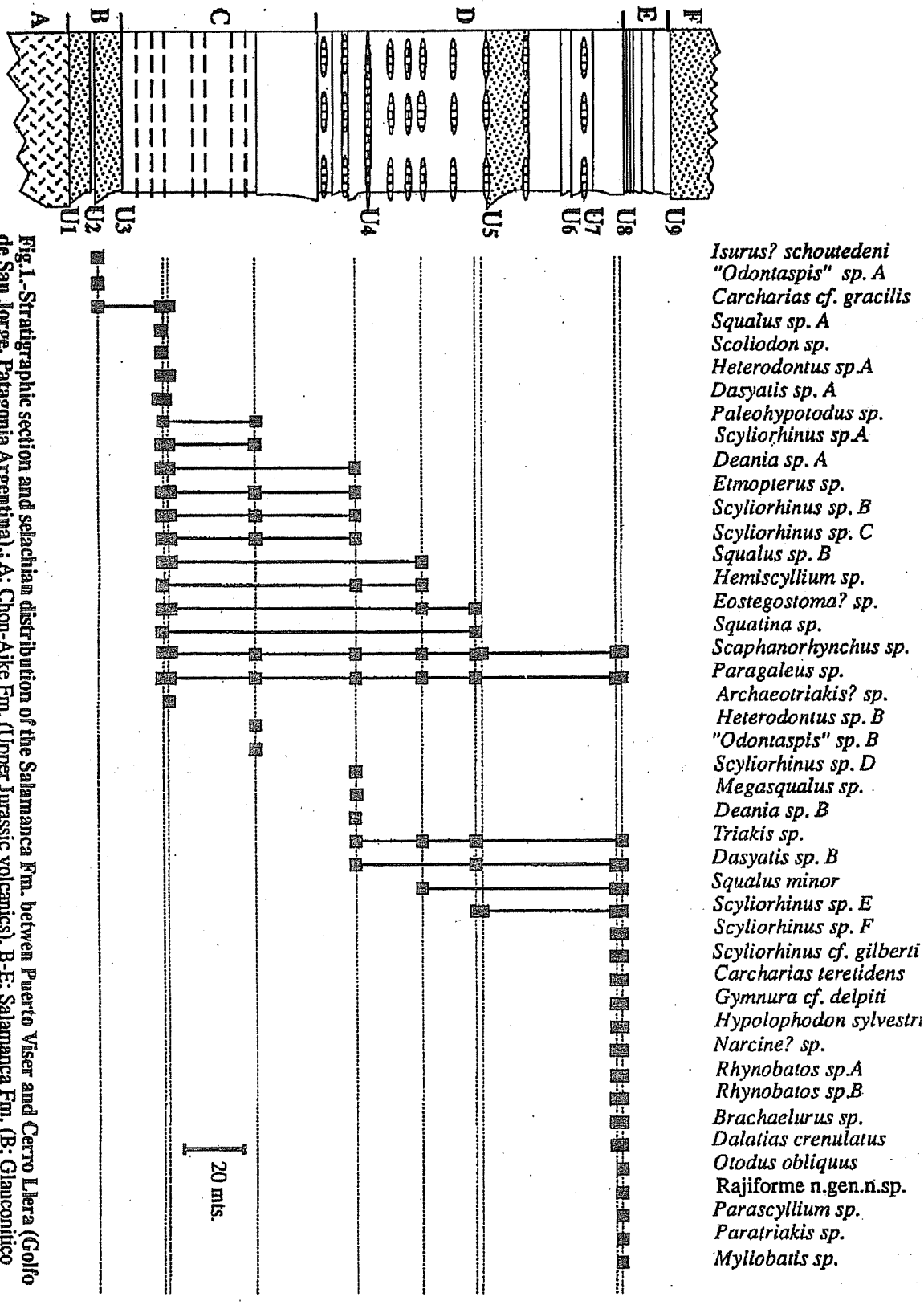


Fig.1.-Stratigraphic section and selachian distribution of the Salamanca Fm. between Puerto Visser and Cerro Llera (Golfo de San Jorge, Patagonia Argentina).; A: Chon-Aike Fm. (Upper Jurassic volcanics), B-E: Salamanca Fm. (B: Glauconitico Mb., C: Fragmentosa Mb., D: Banco Verde Mb., E: Banco Negro Mb.), F: Rio Chico Fm.; U1-U9: Unconformities.

with key events such as unconformity surfaces, tempestitic and bentonite layers, allowing the plot of a synthetic column of 230 m thick. In this section 9 unconformity surfaces (including basal and top) have been identified. These unconformities are sequence boundaries which at

least in some cases (U_2; U_5 and U_7 with certainty) are related to extensional tectonics, fossilizing growing faults and rollover structures. Ten levels have been sampled for Selachians by means of trying some 800 Kg of sediments. These samples have yielded a very diversified selachian fauna, with more than 40 species, whose study is in progress (Fig 1). Some of the presently identified species coming from the uppermost part of the Banco Verde Mb, immediately below the U_8 unconformity and 2 m down, are of special biostratigraphical interest. *Otodus obliquus* (Fig 2c) is a well-known species from Europe (Thanetian-Lutetian,(12,13)), Central Asia (Upper Paleocene-Lower Eocene,(14,15)) Australia (Upper Paleocene- Eocene,(16)) Central Africa (Paleocene- Eocene,(17)) and Northern Africa (Thanetian-Ypresian,(18)); Ward & Wiest(19) quoted a Danian-Ypresian distribution in USA, but in absence of figuration, the Danian occurrence of this species must be considered with caption. *Carcharias teretidens* (Fig 2a-b) is known from the Thanetian and basal Ypresian of England (20,21), the Upper Thanetian of the Paris Basin (12,22) and the Thanetian of USA (23). *Hypolophodon sylvestris* (Fig 2e-f) is known in the Thanetian-Eocene of England (13), the Lower Eocene of Belgium and the Paris Basin (24), and has been cited under the name *Platyrhina dockeryi* from the Ypresian of USA(23). *Scyliorhinus gilberti* has a Thanetian-Bartonian distribution, being known from England, Belgium, Holland, Paris Basin and USA (22).*Squalus minor* (Fig 2d) is know from Belgium (being rare in the Danian and very common in the Thanetian after Herman(25)), from the Thanetian in Paris Basin (22) and from the Thanetian of Kazajstan(14).*Dalatias crenulatus* (Fig 2h) and *Gymnura delpiti* (Fig 2g) where only know until now from the Thanetian of Morocco (18,26). This association indicates an Upper Paleocene age for the uppermost part of the "Banco Verde" and thus it would imply that the "Tiupampean" mammal fauna enclosed in the "Banco Negro" Mb would be younger than previously supposed.

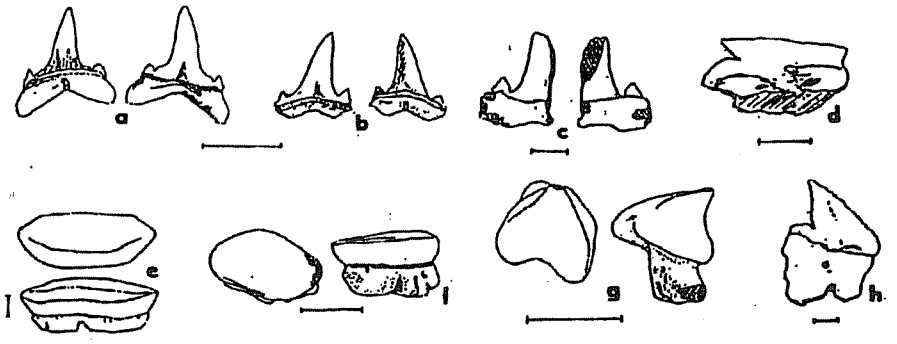


Fig 2: Scale bar a-c = 1 cm, d-h = 1 mm

References

1. Lesta, P. & Ferello, R. in *Geología Regional Argentina* (Leanza, A.F.ed) 601-654 (Acad. Cienc. Cordoba, 1972).

2. Ihering. *An Soc Cient Argentina* **2**, 193-231 (1903).

3. Ferruglio, E. *Descripción geologica de la Patagonia* (YPF, 1949).

4. Andreis, R.R., Mazzoni, M.M. & Spalletti, L.A. *Rev. Asociación Geológica Argentina* **30**, 85-103 (1975).

5. Ameghino, F. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires* **3**, 7-290 (1906).

6. Stenzel, H.B. *GSA Bulletin* **56**, 1202 (1945).

7. Mendez, I.A. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **21**, 127-157 (1966).

8. Bertels, A. *Revista Española de Micropaleontología* **7**, 429-450 (1975).
9. Bergreen, W.A.*et al. In: Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (SEPM, 1995).
10. Legarreta, L., Uliana, M.A. & Torres, M.A. *II Simposio sobre el Terciario de Chile* **1** 135-176 (1990).
11. Marshall, L.G., Hoffstetter, R. & Pascual, R. *Paleovertebrata* **Extraordinaire 1983**, 1-93 (1983).
12. Dutheil, D.B. *Tertiary Research* **13**, 27-36 (1991).
13. Ward, D.J. *Tertiry Research* **3**, 13-19 (1980).
14. Glikman, L.S. *Akuli Paleogena i ij satratigrafichescoi raspostranenie* 1-229 (Akad.Nauk., 1964).
15. Glikman, L.S. *Evolutsia Melobij i Kainozoiskij lamnoidij Akul* 1-247 (Ed.Nauka, 1980).
16. Kemp. in *Vertebrate Palaeontology of Australasia* (eds. Vickers-Rich, P.*et al.*) 497-568 Victoria, 1991).
17. Dartevelle, E. & Casier, E. *Annales du Musee du Congo Belge* **2**, 257-568, (1959).
18. Arambourg, C. *Notes et Comunications du Service Geologique du Marroc,* 1-372. (1952).
19. Ward, D.J. & Wiest, R.L.J. *Tertiary Res.* **12**, 81-88 (1990).
20. White, E.I. *From the Thanet Sands to the Basement Bed of the London Clay* 1-121 (British Mus. Nat. Hist., 1931).
21. Casier, E. *Memoires du Musee d'Histoire Naturelle de la Belgique* 1-257, 6 pl. (1946).
22. Baut, J.P. & Genault, B. *Belgian Geological Survey Professional Paper* **278**, 185-260 (1995).
23. Case, G.R. *Palaeontographica. Abteilung A. Palaozoologie* **230**, 1-97 (1994).
24. Cappetta, H. *Chondrichthyes. II Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii* 1-193 1987).
25. Herman, J. *Ter.Res.* **4**, 1-6 (1982c).
26.Cappetta, H. *Geobios* **17**, 631-635 (1984).

Los Lingúlidos del Triásico español: nuevas aportaciones

J. M. Brito[1], C.C. Emig[2], A. Márquez-Aliaga[1] & V. Martínez[1]

[1] Departamento de Geología, Universitat de València, Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, Valencia, España.

[2] Centre d'Océanologie, CNRS UMR, 6540 Station Marine d'Endoume, Rue de la Batterie-des-Lions, F-13007 Marseille, Francia.

Durante el Triásico la Península Ibérica se situa en la parte mas occidental de la Cuenca del Tethys. Varias subcuencas abiertas hacia el este permitieron el depósito de facies carbonatadas en sucesivas transgresiones marinas del Triásico Medio (Muschelkalk) y del Triásico Superior.

Litológicamente, en el Triásico se distinguen tres intervalos carbonatados: 1.- Muschelkalk inferior (Anisiense), 2.- Muschelkalk superior (Ladiniense) y 3.- Formación Dolomías de Imón (Noriense). Estos intervalos están separados por depósitos siliciclasticos y evaporíticos como el Keuper (Carniense- Noriense). Se trata de un Triásico de tipo germánico que alterna facies marinas y continentales.

Los sedimentos del Triásico Medio (Muschelkalk *s.l.)* de las Cordilleras Costero Catalana, Ibérica y parte de la Bética (Prebético y Subbético) tienen facies similares que, de base a techo, son: 1.- Unidad Carbonatada Inferior de calizas bioclásticas y margas con una potencia variable entre 70 y 120 m. 2.- Tramo Intermedio de carácter siliciclástico y evaporítico y 3.- Unidad Carbonatada Superior de calizas bioclasticas y margas; estas últimas se hacen más frecuentes hacia el techo. La potencia de esta última Unidad oscila entre 100 y 140 m y su tendencia es claramente regresiva. Concretamente, en sus últimos metros se sitúan las capas con "*Lingula*" que se estudian en este trabajo.

Son muchos los autores que han citado braquiópodos inarticulados del Triásico español registrados en la "parte alta del Muschelkalk en su transito al Keuper" y pocos los que describen distintas especies: *Lingula* cf. *tenuissima* BRONN en el Muschelkalk de Pauls (Barcelona) Almera (1899); *L. polariformis* sp. nov. aff. *polaris* LUNDGREN en Monterde (Zaragoza) Wurm (1911);) *L. tenuissima* var. *zenkeri* ALBERTI en Villora (Valencia) Schmidt (1935); *L. tenuissima* en Begues (Barcelona) Virgili (1958) y *L. tenuissima* en Henarejos (Cuenca) y Jalance (Valencia) Márquez-Aliaga (1976, 1985). El hallazgo de varios yacimientos con Lingúlidos, en distintas series estratigráficas interpretadas con gran precisión, de algunas localidades de las provincias de Guadalajara, Teruel y Valencia, nos está permitiendo abordar, por primera vez, el estudio de los braquiópodos triásicos de la Cordillera Ibérica desde una perspectiva tafonómica y paleobiológica.

El estudio tafonómico se ha realizado en Henarejos (Cuenca) y en Jalance (Valencia). En este yacimiento, se obtuvieron más de un millar de ejemplares, generalmente mal conservados, de tres niveles principales. Las observaciones tafonómicas realizadas en el campo, tras una cuidadosa obtención de los fósiles en las delgadas capas calcáreas centimétricas intercaladas entre las margas y tras la orientación previa de las conchas en las mismas, nos permiten considerar que se trata de elementos acumulados de poblaciones autóctonas. En el resto de los yacimientos el registro es mucho más escaso y, en ocasiones, como en Henarejos, se trata de elementos resedimentados en donde las conchas de braquiópodos se registran en un nivel de "hardground" junto con bivalvos y cefalópodos del Ladiniense. Para el estudio fosildiagenético se han utilizado seis especímenes completos procedentes de ambas localidades. En cada ejemplar se han realizado de cinco a nueve sondas, mediante el método EDAX bajo microscopía electrónica, en transectos longitudinales y transversales de las conchas y con el objeto de determinar los elementos químicos constituyentes de las mismas que se promedian y cuantifican estadísticamente:

Composición Química %	O	Ca	P	F	Si	S	Al	K	Na
Jalance	29	23	11	11	9	9	4	1	3
Henarejos	27	19	14	20	11	14	3	2	1

Desde el punto de vista sistemático, se sabe que las características externas de la conchas de los lingúlidos no son útiles en la clasificación taxonómica, que se basa en la distribución de las huellas de los musculos aductores en el interior de las mismas. Este aspecto ha podido ser observado en diez ejemplares de Jalance y permite su atribución a *Lingularia smirnovae* BIERNAT & EMIG, 1993. Por tanto, desechamos la clásica y frecuente atribución al género *Lingula* para los braquiópodos inarticulados del Triásico español que, ante la falta de datos y debido a la escasez del registro, veníamos utilizando hasta el presente.

Por último, la presencia de capas con *Lingularia,* que carecen de valor bioestratigráfico debido al amplio rango cronoestratigráfico de la mayoría de sus especies, nos permite, sin embargo, una correlación de carácter eco-zonal entre las distintas series estratigráficas en donde se registran. De hecho, su presencia se corresponde con ambientes marinos de aguas muy someras, cálidas y de salinidad muy variable, en medios de carácter infralitoral y posiblemente supratidal de muy baja energía. Así, estas capas, los mal llamados "niveles guía", se pueden considerar como indicadores paleoambientales. Su presencia es muy frecuente en los tramos terminales del Muschelkak (Ladiniense Superior) de la Cordillera Ibérica.

Agradecimientos

Trabajo subvencionado por los proyectos IVEI CP/096 y PB95-0084

Bibliografía

Almera, J. 1899. Observations sur le Trias de la province de Barcelona. *Bulletin de. Societe Geologique de France*. **27** (35): 787-88.

Biernat, G. & Emig, C. C. 1993. Anatomical distinctions of the Mezsozoic lingulide brachiopods. *Acta Palaeontologica Polonica*. **38**.1/2:1-20

Márquez-Aliaga, A. 1976. *Estudio paleontológico del Triásico medio en el sector meridional de la Cordillera Ibérica*. Tesina de Licenciatura (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Márquez-Aliaga, A. 1985. Bivalvos del Triásico Medio del Sector Meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalánides (Tesis doctoral). *Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid*: **40**:1-429.

Schmidt, M. 1935. Fossilien der spanischen Trias. *Abhandlungen. der Heidelberger Akademie der Wissenschanften*. **22**:1-140.

Virgili, C. 1958. El Triásico de los Catalánides. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España* **69**:856 pp.

Wurm, A. 1911. Untersuchungen über den Geologischen Bau und die Trias von Aragonien. *Zeitschrift Deutsche geologische Gesellschaft*: **43**:37-175.

Revisión de las especies del género *Praealveolina*

A. Calonge[1], E. Caus[2] & M. Aguilar[2]

[1] Dpto. Geología. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares (Madrid)

[2] Dpto. Geología. Universidad Autónoma de Barcelona. 08193 Bellaterra (Barcelona)

Durante el Cenomaniense s.l. los distintos géneros de la familia *Alveolinidae* colonizaron las plataformas carbonatadas poco profundas que se desarrollaron a ambos márgenes del Tethys. Sin embargo, las referencias bibliográficas contienen una documentación dispersa, descripciones ambiguas y escasa figuración. Además, en muchos casos, la distribución estratigráfica y paleoambiental, así como las relaciones filogenéticas entre los diferentes géneros y sus especies es desconocida.

Por ello, y ante la importancia que presentan como marcadores bioestratigráficos para este intervalo de tiempo, en este trabajo nos hemos planteado la revisión de las descripciones originales de las especies del género *Praealveolina* (Reichel 1936 - 37) en base a los caracteres biométricos utilizados en la definición de las especies de tal modo que facilite su identificación:

1. Tamaño de la concha adulta,

2. Tamaño (diámetro de la megalosfera) y forma del embrión,

3. Características del crecimiento espiral en ambas direcciones, axial y ecuatorial, tales como el índice de alargamiento (diámetro axial/diámetro ecuatorial) o el número de vueltas de espira,

4. Número de camarillas por cámara,

5. Presencia y desarrollo de elementos estructurales suplementarios en la región polar ("cellars").

El estudio se ha realizado con el material (holotipos y láminas delgadas como material suplementario) depositados en el Geologisch - Paläontologische Institut de Basilea (Suiza).

Del análisis de los datos obtenidos se constata que:

1. Los elementos estructurales y biométricos de *Praealveolina iberica iberica* y *P. iberica pennensis* son muy similares, diferenciándose únicamente por el tamaño del embrión y más escasamente por un pequeño incremento de tamaño y mayor complejidad estructural en los polos.

2. *P. cretacea cretacea* y *P. cretacea lata* son fácilmente reconocibles por la forma subcilíndrica de la concha adulta y la presencia de dos filas de aberturas y dos "suelos" en el plano ecuatorial de la cámara; *P. cretacea lata* se diferencia de *P. cretacea cretacea* por el tamaño mucho mayor de la forma macroesférica (la forma microesférica es desconocida).

3. Las secciones analizadas de *P. cretacea brevis* presentan una gran variabilidad, tanto en la forma y tamaño de la concha adulta como en el tamaño de la megalosfera, pero siempre es menor y menos compleja que *P. cretacea cretacea* y nunca subcilíndrica.

4. *P. cretacea debilis* es similar a *P. cretacea brevis* pero muestra una espira en el plano ecuatorial muy cerrada; sin embargo, el material depositado por Reichel es escaso y mal conservado para poder obtener ninguna conclusión respecto a la validez de esta especie.

5. *P cretacea tenuis* se diferencia de las otras especies y/o subespecies por su forma fusiforme y por presentar mayor índice de alargamiento.

6. *P. simplex* difiere de todas las demás especies del género *Praealveolina* por la ausencia de camarillas secundarias en ambas generaciones, y por presentar cámaras divididas en camarillas que en sección axial son subtriangulares. También es relevante el tamaño reducido del canal preseptal.

Bibliografía

Reichel, M. (1936 - 37). Etude sur les Alvéolines. *Mém. Soc. Paléont. Suisse,* **57**, (4): 93 pág. Basel.

Reichel, M. (1936 - 37). Etude sur les Alvéolines. *Mém. Soc. Paléont. Suisse,* **59**, (3): 95 - 147. Basel.

Leptotheridium sp., primer Artiodáctilo del yacimiento eocénico de Caenes (Cuenca del Duero, provincia de Salamanca, Castilla y León, España)

M.A. Cuesta Ruíz-Colmenares

Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca

El yacimiento de Vertebrados de Caenes (provincia de Salamanca) está situado en los llamados "Escarpes del Tormes" cuyo conjunto forma parte del sector suroccidental del Paleógeno de la Cuenca del Duero (Castilla y León, España). En esta zona se conocen una serie de yacimientos que han liberado Vertebrados fósiles cuya información geológica y estratigráfica está recogida en Gil (1992) y Jiménez (1992). Basándonos en Antunes *et al.* (1997) y Gil (1992) la fauna de Caenes incluye, además de Artiodactyla:

MAMMALIA
Creodonta indet.
Primata
Microparamys sp.

Perissodactyla
Paranchilophus sp.
Plagiolophus mazateronensis
Franzenium durense
Lophiodontidae indet.

REPTILIA
Chelonia
Neochelys sp.
Trionyx sp.
Crocodylia
Diplocynodon sp.
Iberosuchus sp.

Esta fauna, fundamentalmente a partir del estudio de los Perisodáctilos (Cuesta, 1991, 1992, 1993a, 1994a, b y c), ha sido situada en el Rhenaniense superior (MP 15-16), época en la que ha quedado patente una clara individualidad de los mamíferos de la Cuenca del Duero y algunas otras zonas ibéricas con relación al resto de Europa.

Los Artiodáctilos son poco conocidos en el Paleógeno de la Cuenca del Duero. Miquel (1906) citó en San Morales (Salamanca) *Xiphodon gracile* y un Suido indeterminado, habiéndose perdido el material correspondiente. Más recientemente Peláez-Campomanes *et al.* (1989) señalan cf.Dichobunidade indet. en Santa Clara (Zamora) y Cuesta (1993b) cf.*Dacrytherium*, cf.*Leptotheridium*, cf.*Dichodon* y Anoplotheriinae indet. en Mazaterón (subcuenca de Almazán, Soria).

En Caenes el material de Artiodáctilos es por el momento escaso, y además de algunos elementos postcraneales cuyo estudio no abordamos aquí, se cifra en:

- hemimandíbula derecha (Nº 8.432) con M/3 parcialmente usado y alvéolos de M/2-P/2 y del canino; longitud M/3=8.9 mm; longitud M/2-P/2=aprox.28 mm; longitud M/3-M/1=aprox.20 mm.

- M/3 derecho (Nº 3.126) con poco grado de desgaste; longitud=8.2 mm; anchura=3.5 mm.

La numeración corresponde al catálogo de la Universidad de Salamanca, Sala de las Tortugas.

Se trata de un pequeño Artiodáctilo bunoselenodonto, cuya morfología dentaria corresponde a la familia Dacrytheriidae, según la sistemática de Sudre (1978). De los géneros incluidos en esta familia se diferencia claramente de *Catodontherium* y *Dacrytherium* por una talla menor, a parte de una serie de detalles morfológicos; por otra parte las diferencias son evidentes con el género *Tapirulus*, que tiene unos molares de tipo tapiroide muy característicos. Por el contrario, tanto por las dimensiones como por los caracteres morfológicos de los M/3 y la hemimandíbula, se asemeja a *Leptotheridium*, Dacrytheriidae de pequeña talla presente en yacimientos de Europa Occidental en el Eoceno medio y superior, entre MP-14 y 17 (caracteres diagnósticos en Sthelin, 1910 y Depéret, 1917). La construcción bunoselenodonta de los dos M/3 se corresponde con *Leptotheridium*; los molares inferiores del género *Xiphodon* (Xiphodontidae, Artiodactyla) tienen una talla semejante y a primera vista podrían confundirse con los de *Leptotheridium*, pero se diferencian por ser más selenodontos, los cónidos internos no son redondeados sino aplanados transversalmente y los valles están completamente cerrados, lo cual no se observa en el material de Caenes. Dentro del género se han descrito tres formas de

talla ligeramente creciente: *Leptotheridium traguloides*, *Leptotheridium* cf.*traguloides* y *L. lugeoni*, respectivamente de MP-14, MP-16 y MP-17 (Stehlin, 1910; Depéret, 1917; Sudre, 1978 y 1988). Las dimensiones de *Leptotheridium* sp. de Caenes están dentro de los límites de variación de *Leptotheridium* cf.*traguloides* (ver Sudre, 1988) y es sólo ligeramente mayor que *L. traguloides* de Egerkingen (ver Sthelin, 1910), lo cual está de acuerdo con la posición estratigráfica de Caenes en el Rhenaniense superior. El segmento M/3-M/1 de la mandíbula es ligeramente menor que en *L. lugeoni* de Euzet (ver Depéret, 1917), diferenciándose además por los diastemas situados delante y detrás de P/2, más breves en la pieza de Caenes.

La escasez de material unido a la dificultad de separación de las tres formas consideradas en el género a partir de los M/3 exclusivamente, nos impide una mayor precisión que la genérica; además hay que tener en cuenta el carácter endémico que se observa en otros grupos de mamíferos de la Cuenca del Duero en el Rhenaniense superior, y que prodría darse también en este caso. Cf.*Leptotheridium* de Mazaterón, representado exclusivamente por un molar superior (Cuesta, 1993b), está probablemente relacionado con *Leptotheridium* de Caenes, teniendo en cuenta las estrechas similitudes entre las faunas de ambos yacimientos.

Aparte de ellos en España sólamente en el Eoceno catalán ha sido citado o descrito el género, con la especie *L. lugeoni* presente en los yacimientos de Sossís y Roc de Santa (ver Casanovas, 1975).

Bibliografía

Antunes, M.T.; Casanovas, M.L.; Cuesta, M.A.; Checa, L.; Santafé, J.V. & Agustí, J. 1997. Eocene Mammals from Iberian Peninsula. *BiochroM'97* (en prensa).

Casanovas-Cladellas, M.L. 1975. Estratigrafía y Paleontología del yacimiento ludiense de Roc de Santa (Area del Noguera-Pallaresa). *Paleontologia i Evolució*, **10**: 158 pp.

Cuesta, M.A. 1991. *Perisodáctilos del Eoceno de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral, Fac.Biología, Univ.Salamanca, 2 vols.: texto 1-322 (inédita).

Cuesta, M.A. 1992: Perisodáctilos del Paleógeno de Castilla y León. *In: Vertebrados fósiles de Castilla y León*, JIMENEZ, E. coord., Museo de Salamanca: 111-120.

Cuesta, M.A. 1993a: Los Palaeotheriidae (Perissodactyla, Mammalia) del Eoceno de la Cuenca del Duero (Castilla y León, España). *Est.Geol.*, **49**: 87-109.

Cuesta, M.A. 1993b. Cuatro formas de Artiodactyla (Mammalia) del yacimiento eoceno de Mazaterón (Cuenca del Duero, Soria, España). *Treb.Mus.Geol. Barcelona*, **3**: 81-90.

Cuesta, M.A. 1994a: Los Lophiodontidae (Perissodactyla, Mammalia) del Eoceno de la Cuenca del Duero (Castilla y León, España). *Stvdia Geol.Salmanticensia*, **29**: 23-65.

Cuesta, M.A. 1994b: Los Plagiolophinae (Remy, 1976) nuevo rango (Perissodactyla, Mammalia) del Eoceno de la Cuenca del Duero (Castilla y León, España). *Est.Geol.*, **50**: 253-279.

Cuesta, M.A. 1994c: Los Pachynolophinae (Equoidea, Perissodactyla, Mammalia) del Eoceno de la Cuenca del Duero (Castilla y León, España). *Stvdia Geol.Salmanticensia*, **30**: 21-63.

Deperet, CH. 1917. Monographie de la faune de mammifères fossiles du Ludien inférieur d'Euzèt-les-Bains (Gard). *Ann.Univ.Lyon (Scien., Médéc.)*, **40**: 274 pp.

Gil, S. 1992: Yacimientos de Vertebrados paleógenos de Castilla y León. *In: Vertebrados fósiles de Castilla y León*, Jimenez, E. coord., Museo de Salamanca: 27-37.

Jimenez, E. 1992. Las dataciones del Paleógeno de Castilla y León. *In: Vertebrados fósiles de Castilla y León*, Jimenez, E. coord., Museo de Salamanca: 39-42.

Miquel, M. 1906. Restos fósiles de Vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca). *Bol.R.Soc. Esp.Hist.Nat.*, **6**: 352-357.

Peláez-Campomanes, P., De La Peña, A. & López, N. 1989. Primeras faunas de micromamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvdia.Geol. Salmanticensia, vol.esp.* **5**: 135-157.

Stehlin, H.G. 1910. Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens. Critischer Catalog der Materialen. *Abh.Schweiz.Pal.Ges.*, **36**: 839-1.164.

Sudre, J. 1978. Les Artiodactyles de l'Eocène moyen et supérieur d'Europe occidentale (systématique et évolution). *Mém.Trav.E.P.H.E., Inst. Montpellier*, **7**: 229pp.

Sudre, J. 1988. Le gisement du Bretou (Phosphorites du Quercy, Tarn-et-Garonne, France) et sa faune de Vertébrés de l'Eocène supérieur. VII. Artiodactyles. *Palaeontographica Abt.A.* **205**: 129-154.

Yacimientos de mamíferos del Eoceno de la cuenca del Duero (España)

M.A. Cuesta Ruíz-Colmenares

Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca

Los terrenos paleógenos continentales de la Cuenca de Duero (Castilla y León, España) constituyen varios afloramientos más o menos independientes entre sí, de los que han proporcionado fósiles de Mamíferos del Eoceno el sector suroccidental (Salamanca y Zamora) y la subcuenca de Almazán (Soria). La posición estratigráfica de los distintos yacimientos es la siguiente:

- Rhenaniense medio (MP 13-14): Corrales, Casaseca, Santa Clara, Jambrina y El Viso-Sanzoles.

- Rhenaniense superior (MP 15-16): Caenes, San Morales, Mazaterón, Miñana, Deza I, Fuentesáuco y Babilafuente.

- Headoniense inferior (MP 17): Deza II.

- Headoniense superior-Oligoceno inferior: Molino del Pico.

Las faunas hasta ahora conocidas se caracterizan en general por la abundancia de Perisodáctilos, junto con otros grupos como Roedores, Artiodáctilos, Primates, Lipotiflos, Anagálidos, Marsupiales y Creodontos. En los mamíferos del Rhenaniense superior es patente una clara individualidad o endemismo con respecto al resto de Europa occidental, incluyendo la zona subpirenaica, pues existen una serie de géneros y especies, especialmente en lo que se refiere a Perisodáctilos, Roedores y Primates, desconocidas en el resto de regiones, a excepción de ciertos yacimientos ibéricos occidentales (Llamaquique, Huérmeces del Cerro y Portugal).

Estudio paleoecológico de las asociaciones de bivalvos del Calloviense y Oxfordiense en las localidades de Ariño y Oliete

G. Delvene Ibarrola

Departamento Ciencias de la Tierra (Área de Paleontología). Universidad de Zaragoza

Introducción

El objetivo de este trabajo es dar a conocer las asociaciones de bivalvos de edad Calloviense y Oxfordiense Medio y Superior en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica así como sus implicaciones paleoecológicas en el contexto de la reconstrucción de la plataforma carbonatada jurásica.

El área estudiada se sitúa en el sector nororiental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Más concretamente en las localidades de Ariño y Oliete, pertenecientes a la provincia de Teruel. Los perfiles estudiados son: Barranco de las Estacas (BE) y Ventas de San Pedro (Ar

1), en Ariño y Oliete respectivamente. Ambos se localizan en barrancos tributarios de las márgenes izquierda y derecha del río Martín.

Estratigrafía-Paleontología

El intervalo litoestratigráfico estudiado abarca desde los niveles superiores de la "parte media informal" y la capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío de la Fm. Chelva (Gómez y Goy, 1981b; Aurell,1990) hasta el techo de la Fm.Calizas con Esponjas de Yátova (Aurell,1990).

La estratigrafía y la paleontología de ammonites han sido ampliamente estudiadas por varios autores recientemente (Bello, 1995; Pérez-Urresti, 1995) y la taxonomía de bivalvos se ha tratado en Delvene & Meléndez, 1996.

Los niveles de la Fm. Chelva están formados por calizas bioclásticas tableadas de color ocre (Meléndez *et al.*, 1997). Las familias estudiadas han sido:

Pholadomyidae: *Pholadomya (Bucardiomya) protei*, *Pleuromya uniformis*; Arcticidae: *Anisocardia* cf. *isocardioides*; Mactromyidae: *Mactromya aceste*; Inoceramyidae: *Parainoceramus* cf. *subtilis*; Pectinidae: *Chlamys (Radulopecten)* sp. ; Limidae: *Limatula* sp., *Plagiostoma* cf. *highworthensis.*

Los niveles de la Fm. Yátova son calizas biomicríticas dispuestas en bancos regulares con abundante contenido fosilífero predominando los espongiarios. Los bivalvos están representados por las familias siguientes:

Pholadomyidae: *Pholadomya (Bucardiomya) protei*; *Pleuromya uniformis*; Arcticidae: *Anisocardia* cf. *isocardioides*; Mytilidae: *Modiolus (Modiolus) bipartitus* ; Entoliidae: *Entolium demissum* (Phillips), *Somapecten* sp.; Pectinidae: *C. (Radulopecten) scarburgensis, C. (Radulopecten) fibrosus, C. (Radulopecten) inequicostata, C. (Radulopecten)* sp., *Eopecten* sp., *Spondylopecten* sp. ; Limidae: *Limatula* sp., *Plagiostoma* cf. *highworthensis*, *Plagiostoma* sp., *Ctenostreon* cf. *proboscideum*; Terquemiidae: *Placunopsis* sp.; Ostreacea: *Nanogyra nana*, *Lopha (Actinostreon)* cf. *gregarea*, *Lopha (Actinostreon)* cf. *solitaria*, *Lopha (Actinostreon)* sp.

Los bivalvos pueden agruparse según su comportamiento y relaciones con el sustrato de la siguiente forma (Duff, 1975):

1) Los bivalvos suspensívoros epifaunales están representados por Pteriacea (*Parainoceramus*), Mytilacea (*Modiolus*), Pectinacea (*Entolium, Chlamys, Spondylopecten, Eopecten, Placunopsis),* Limacea (*Limatula, Plagiostoma, Ctenostreon*) y Ostreacea (*Lopha, Nanogyra*).

2) Los bivalvos suspensívoros infaunales están representados por:

a) Los provistos de sifones: Articacea (*Anisocardia*), en la que los sifones son cortos y Pholadomyacea (*Pholadomya, Pleuromya*), en las que los sifones son largos.

b) Los provistos de tubos recubiertos de mucosa: Lucinacea (*Mactromya*).

Implicaciones paleoecológicas

El intervalo litoestratigráfico estudiado (Aurell, 1990) representa una plataforma carbonatada submareal con cierto nivel de agitación. Para contribuir a precisar las condiciones durante el Calloviense y Oxfordiense Medio y Superior en las regiones de Ariño y Oliete, se han estudiado las relaciones con el sustrato de los bivalvos de varios niveles fosilíferos en los que se encuentran bien representados especialmente. Se han calculado los porcentajes según su modo

de vida y se han obtenido los resultados siguientes (Ver **Figs. 1** y **2**). La mayoría de los bivalvos infaunales se han encontrado en posición de vida ("posición de producción" según Fernández López, 1984), lo que no ocurre en el caso de los epifaunales. El hecho de encontrar éstos junto con los infaunales indica que no experimentaron un transporte largo.

En el nivel 15 de Barranco de las Estacas de Ariño (Calloviense) predominan los bivalvos infaunales (someros y profundos) y coexisten con los epifaunales; ello concuerda con un medio submareal somero y la excavación profunda de uno de los tipos de los infaunales correspondería con momentos más energéticos (Delvene, 1997). Dentro de los epifaunales se distinguen dos grupos (Duff,1975), los *Ostreacea* que vivían en aguas someras, cementándose a sustratos endurecidos, cerca de la línea de costa; y los colgantes tales como *Parainoceramus* que vivían fijados mediante el biso a los crinoides o algas que no han dejado registro fósil.

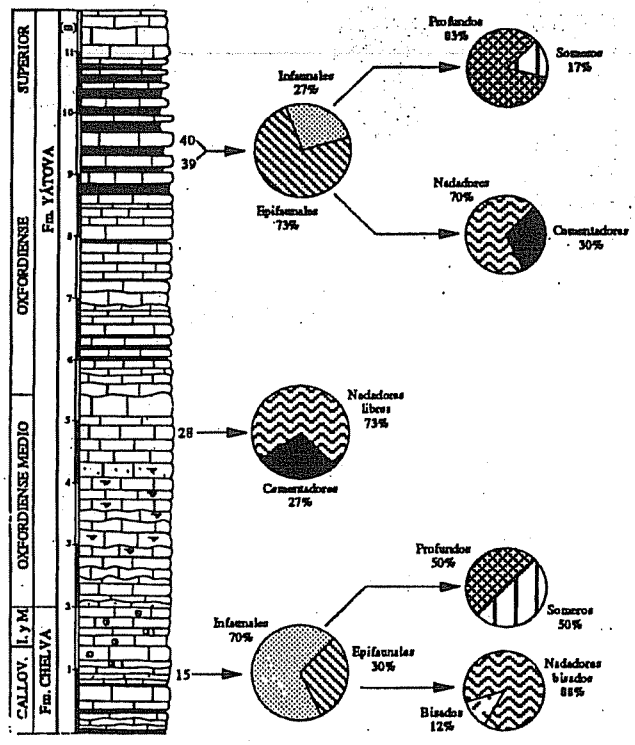


Fig. 1. Proporción de los bivalvos infaunales y epifaunales en los niveles 15, 28 y 39-40 del afloramiento Barranco de las Estacas en Ariño

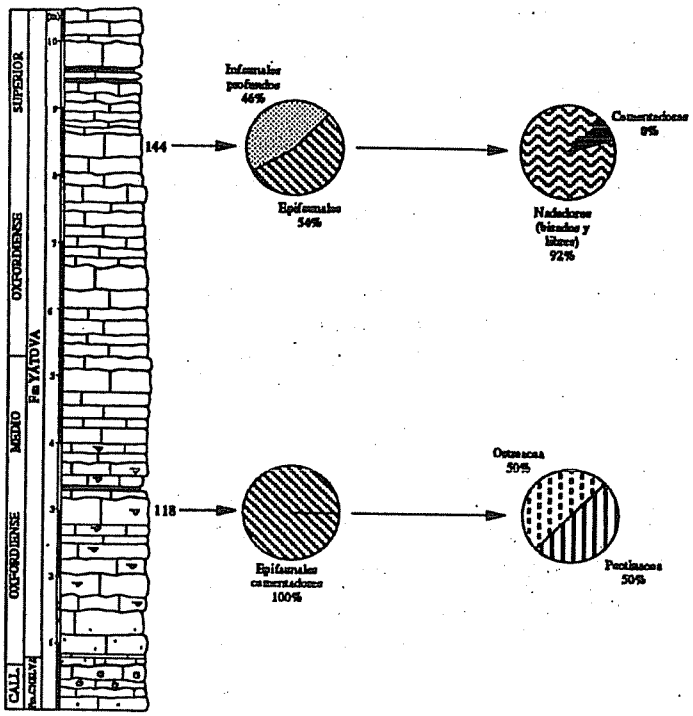


Fig.2. Proporción de los bivalvos infaunales y epifaunales en los niveles 118 y 144 del afloramientoVentas de San Pedro en Oliete de las Estacas en Ariño.

En los niveles 28 de BE y 118 de Ar1 (Oxfordiense Medio), el predominio es de los epifaunales siendo los cementantes los más abundantes en Ar1(Oliete) y los bisados con capacidad natatoria en BE (Ariño). El hecho de que los epifaunales estén en mayor proporción está en consonancia con un medio tranquilo todavía dentro del ambiente submareal. El crecimiento de las esponjas, sin llegar a formar biohermos, se produce en estas condiciones ya que para su desarrollo, el medio debía ser limpio, tranquilo y oxigenado. El ambiente creado por el "efecto pantalla" de las esponjas fue propicio a su vez para el desarrollo de organismos como *Spondylopecten*, *Nanogyra* y *Placunopsis*, todos ellos cementantes.

Por último, en los niveles 39-40 de BE y 144 de Ar1 (Oxfordiense Superior), los bivalvos epifaunales están en mayor número que los infaunales, pero éstos se encuentran en una proporción considerable, y dentro de ellos son los profundos (*Pholadomya, Pleuromya*) los que predominan. En este ambiente las esponjas no se desarrollaron. Todo ello encaja con momentos más energéticos dentro del mismo ambiente submareal.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado mediante la Beca de la Diputación General de Aragón (CONSI+D).

Bibliografía

Aurell, M. (1990). "El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca". Tesis Doctoral. Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza, 389 p.

Bello, J. (1995). "Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea) del Oxfordiense Medio (Biozona Bifurcatus) al Sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica Nororiental). Estudio Paleontológico de la Familia Perisphinctidae STEINMANN (Ammonoidea)". Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 138 p.

Delvene, G. & Meléndez, G. (1996). "Las sucesiones de bivalvos en el Calloviense-Oxfordiense de la Cordillera Ibérica Nororiental (sector de Moneva-Ariño)". XII Jornadas de Paleontología. T. Palacios y R. Gozalo (eds.), Badajoz, pp: 35-37.

Delvene, G. (1997). "Estudio taxonómico e implicaciones paleoecológicas de las asociaciones de bivalvos del Calloviense y Oxfordiense Medio y Superior en la Cordillera Ibérica Nororiental". Tesis de Licenciatura. Univ. Zaragoza, 144 p.

Duff, K. L. (1975). "Paleoecology of a bituminous shale-the Lower Oxford Clay of central England-". Palaeontology, 18, 3, pp: 443-482.

Fernandez López, S. (1984). "Nuevas perspectivas de la tafonomía evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas". Estudios Geológicos., 40, pp: 215-224.

Gómez, J. J. & Goy, A. (1981b). "Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jur‡sico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica". Cuadernos de Geología Ibérica., 10, pp: 83-94.

Meléndez, G., Bello, J., Delvene, G. & Pérez Urresti, I.(1997). "El Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en Ventas de San Pedro. Reconstrucción paleogeográfica y análisis tafonómico". Cuadernos de Geología Ibérica (*In litt.*)

Perez Urresti, I. (1994). "Estudio biestratigráfico y paleontológico basado en ammonoideos del Oxfordiense Superior en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica". Tesis Licenciatura. Univ. Zaragoza, 102 pp.

Primeros datos sobre la paleoecología y bioestratigrafía en la Formación Sot de Chera (Ricla, Zaragoza)

G. Delvene Ibarrola[1], J. Ramajo Cordero[2] & I. Pérez-Urresti[1]

[1] Área de Paleontología, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza

[2] Área de Estratigrafía, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza

Introducción

La zona que se va a tratar se sitúa en el margen noroccidental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la localidad de Ricla, al suroeste de Zaragoza. Los materiales estudiados pertenecen a la formación Sot de Chera, que en esta región está representada por margas con intercalaciones de calizas limosas a arenosas de color gris oscuro a negro en niveles tabulares. El contenido fósil es abundante, destacándo bivalvos, braquiópodos, y en menor abundancia, gastrópodos, belemnites, ammonites y escafópodos.

En este trabajo se pretende abordar fundamentalmente el estudio paleoecológico mediante el estudio de la morfología de la concha de los bivalvos y su relación con el sustrato. Del mismo modo se aportan nuevos datos sobre la bioestratigrafía de esta formación.

Estratigrafía

La serie estudiada está constituida por materiales de la formación Sot de Chera (Gómez y Goy, 1981b). El primer tramo abarca las primeras decenas de metros de la serie y está constituida por una alternancia de margas con niveles de calizas margosas que pasan hacia la parte superior a margas con intercalaciones de calizas arenosas y por último a una alternancia de margas y margocalizas con calizas arenosas. (Ver **Fig.1**). Estos materiales son interpretados por Aurell (1990) como pertenencientes en su parte inferior a un medio de prodelta y hacia la parte superior pasa a un medio submareal somero y bien comunicado con ocasionales aportes siliciclásticos que indican una mayor energía del medio.

Paleontología

Los primeros niveles de la Formación sot de Chera (niv. 82-100) presentan un abundante contenido de ammonites característico de la Subbiozona Hauffianum, destacando por su abundancia en todo el intervalo la especie *Orthosphinctes tiziani* (OPPEL) de la subfamilia Ataxioceratinae. También es frecuente el registro de Oppelidos (*Glochiceras (Coryceras) modestiforme* (OPPEL), *Glochiceras (Lingulaticeras), Ochetoceras* gr. *marantianum* (DÓRBIGNY)-*semifalcatum* (OPPEL) y representantes del género *Taramelliceras*. El límite inferior de esta biozona se sitúa a techo del nivel 80, coincidiendo con un cambio litológico (de calizas limosas en bancos potentes a margas con intercalaciones de calizas margosas) y el último registro de *Epipeltoceras bimammatum* (QUENSTEDT) y *Orthosphinctes alternans* (ENAY). El límite superior de la Subbiozona Hauffianum no está todavía bien determinado debido al escaso contenido de ammonites entre los niveles 100 y 140. De todos modos se ha registrado un *Subnebrodites planula* (QUENSTEDT) rodado en el nivel 116, lo que indica al menos la existencia de la Subbiozona Planula. Entre los niveles 140-176 es frecuente el registro de *Orthosphinctes* de morfologías próximas a *freybergi* (GEYER), de costulación más simple que el holotipo (predominio de costillas bifurcadas y escasas trifurcaciones e intercalares), y característico de la Subbiozona Galar.

El estudio de los bivalvos se ha centrado entre los niveles 172 al 201 debido a su mayor abundancia y a su interés paleoecológico. Respecto a la taxonomía de los mismos se han identificado las especies *Nicaniella (Trautscholdia)* cf. *carinata* (Phillips), *Grammatodon (Cosmetodon)* cf. *elongatum* (J. de C. Sowerby), *Gervillella* cf.*aviculoides* (Sowerby), *Nanogyra nana* (J. Sowerby), *Liostrea* cf. *virguloides* (Lewinski)pertenecientes a las familias Astartidae, Parallellodontidae, Bakevelliidae, Gryphaeidae y Ostreidae, respectivamente. Las especies más abundantes son *Nicaniella (Trautscholdia)* cf. *carinata* (Phillips) y *Nanogyra nana* (J. Sowerby), que se distribuyen en todos los niveles desde el 172 al 201.

Consideraciones paleoecológicas

El modo de vida de los bivalvos estudiados y su relación con el sustrato se resume de la siguiente manera (Duff, 1975):

- Infaunales, móviles y no sifonados: *Grammatodon, Nicaniella.*

- Epifaunales bisados: *Gervillella.*

- Epifaunales cementadores: *Nanogyra, Liostrea.*

En cuanto al tipo de alimentación, son todos suspensívoros.

Los ejemplares de *Gervillella* se encuentran en los niveles, más competentes, de caliza limosa. Los representantes de este género vivirían cerca del fondo marino, unidos mediante un biso a un sustrato duro o plantas que no dejaron su registro fósil, necesitando un medio bien oxigenado con suministro de materia orgánica para su alimentación. *Nicaniella (Trautscholdia)* es abundante en todos los niveles, especialmente en el 182. Penetran en el sedimento utilizando su fuerte pie. La forma redondeada de la concha y su alta convexidad, además de su ornamentación bien desarrollada, limitarían la profundidad de excavación en el sedimento (Pugacezewska, 1986). *Nanogyra* es la especie más abundante, especialmente en los niveles margosos y está muy bien representada en el nivel 187. Tanto ésta como *Liostrea* se cementan mediante la valva izquierda. La valva superior plana (derecha), se dispone a modo de opérculo. La forma arqueada de la concha y el margen anterior amplio aseguran oxígeno y suministro de comida suficientes.

La abundancia de estos epifaunales cementadores y la presencia de ejemplares completos hce pensar que el sustrato donde colonizaron no debía estar muy lejos. Las aguas que habitaron debieron ser someras. La presencia de conchas de todos los tamaños (de todos los estadios de crecimiento, por tanto) de *Nicaniella* y *Nanogyra* indica que las condiciones ambientales fueron favorables para estos organismos.

En conclusión, el hecho de que predominen los bivalvos epifaunales y la existencia de bivalvos infaunales someros está en consonancia con un modelo de plataforma submareal (Aurell, 1990), con poca energía, pero con algunos momentos en que se sucedían corrientes de agua que oxigenaban el medio, condición necesaria para la subsistencia y el buen desarrollo de los organismos mencionados.

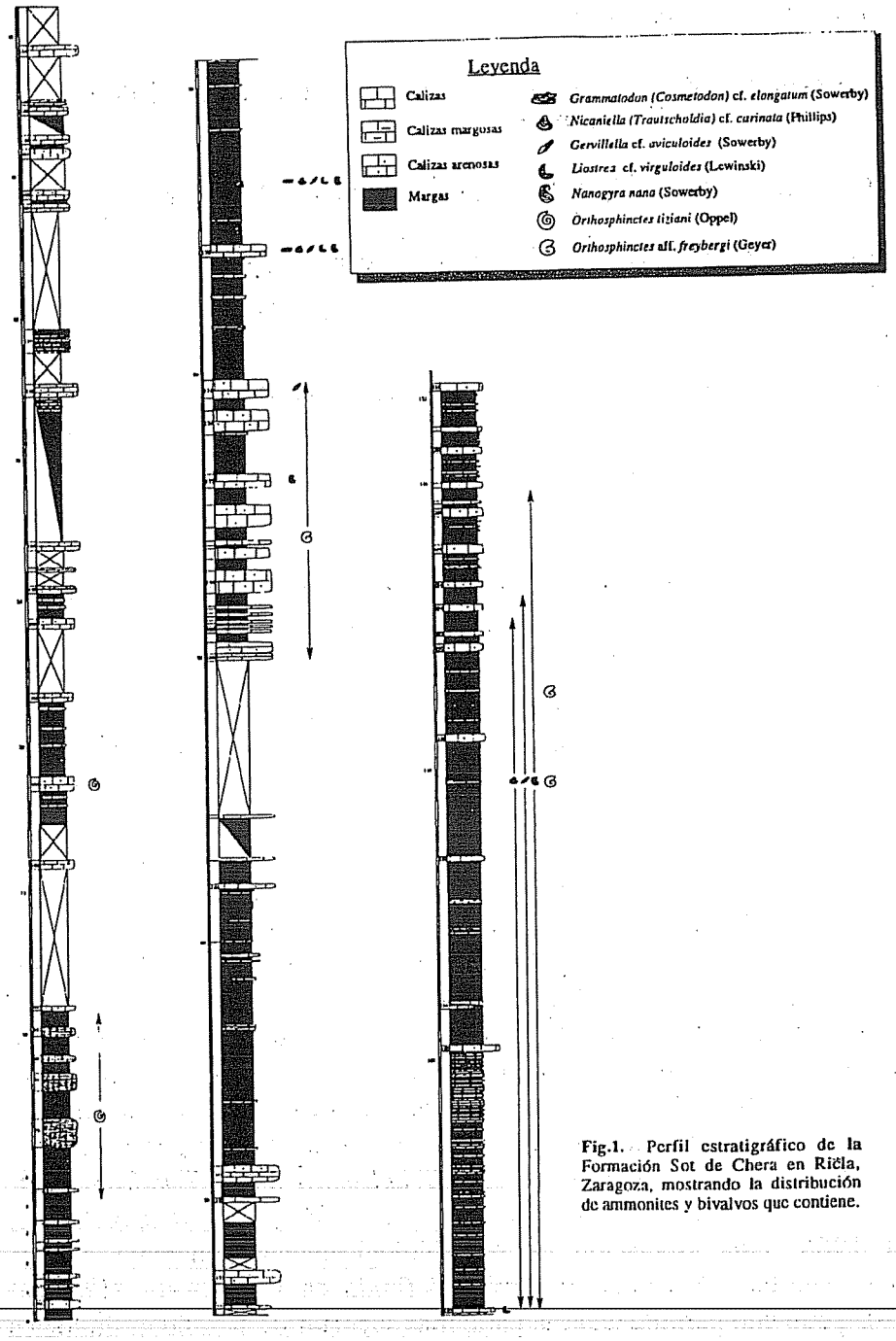


Fig.1. Perfil estratigráfico de la Formación Sot de Chera en Riela, Zaragoza, mostrando la distribución de ammonites y bivalvos que contiene.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido desarrollado durante las Becas de Investigación de la Diputación General de Aragón (CONSI+D) y del Instituto de Estudios Turolenses.

Bibliografía

Aurell, M. (1990). "El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca". Tesis Doctoral. Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza, 389 p.

Duff, K. L. (1975). "Paleoecology of a bituminous shale-the Lower Oxford Clay of central England-". Palaeontology, 18, 3, pp: 443-482.

Gómez, J. J. & Goy, A. (1981b). "Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jur‡sico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica". Cuadernos de Geología Ibérica., 10, pp: 83-94.

Pugaczewska, H. (1986). "Bivalvia of the polish middle jurassic and remarks on their paleoecology". Acta Paleontologica Polonica, vol. 31, Nº 1-2, pp: 27-83.

Hallazgo de una microflora del Anisiense inferior en Morata de Jalón (Zaragoza)

J. B. Díez[1,2], L. Grauvogel-Stamm[3,4], R. Rauscher[4], J. Broutin[2] & J. Ferrer[1]

[1] Área de Paleontología. Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. España.

[2] Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 12 rue Cuvier. 75005 Paris. Francia.

[3] Laboratoire de Paléontologie et de Sédimentologie, Institut de Géologie, Université Louis Pasteur, 67084 Strasbourg. Francia.

[4] Institut de l'Evolution, URA 327 du CNRS, Montpellier. Francia.

Introducción

El nivel estudiado se encuentra en el término de la comarca de Morata de Jalón (Zaragoza), en las facies Buntsandstein aflorantes entre el río Grío y la autovía Zaragoza-Madrid.

Los materiales triásicos de los que tratamos se sitúan en la parte más septentrional de la banda de afloramientos de esta edad que se disponen linealmente, de Norte a Sur, desde las inmediaciones del Moncayo hasta este punto, componiendo parte de la Rama Aragonesa u Oriental de la Cordillera Ibérica. Estos materiales, aunque conocidos desde hace mucho tiempo (Ezquerra del Bayo, 1853; Martin Donayre, 1873; Palacios, 1893; Lotze, 1929) no han sido estudiados tanto como los de la Rama Castellana u Occidental. Solo en la década de los 80, trabajos a escala regional (Arribas, 1984,1985; Arribas & Soriano, 1984; Arribas & De la Peña, 1984), han contribuído al conocimiento estratigráfico, sedimentológico y petrológico con unidades litológicas informales, a la espera de las necesarias dataciones paleontológicas. La primera de ellas fue llevada a cabo por Diez *et al.* (1996) en la población de Rodanas, situada a unos 20 kms al Norte del área de este estudio, en la cual se encontró un completo registro del denominado "Complejo Voltzia-Albertia", claramente atribuible al Anisiense. Sin embargo el cortejo palinológico encontrado era muy escaso y mal conservado, estando compuesto por los siguientes taxones: *Verrucosisporites* sp., *Alisporites* sp., *Triadispora* spp., *Triadispora* cf. *crassa* KLAUS 1964, *Voltziaceaesporites heteromorpha* KLAUS 1964 y *Chordasporites* cf. *voltziaformis* VISSCHER 1966. Esta asociación es paleobiologicamente coherente con la macroflora encontrada y es similar a la paleoflora clásica definida en los Vosgos (Francia) (Grauvogel-Stamm, 1978). Todo ello permite datar la parte más superior de la unidad litológica

informal denominada por Arribas (1984) como " Areniscas de Tierga" y la unidad "Lutitas y areniscas de Calcena" como de edad Anisiense.

Arribas (1986) plantea en su tesis doctoral que el Trías del borde Norte de la Rama Aragonesa muestra las características facies germánicas, presentes en toda la Cordillera Ibérica, apoyándose en la definición de los litotipos definidos por Virgili (1977): Trías Ibérico (caracterizado por un nivel dolomítico) y Trías Mediterráneo (con dos niveles carbonatados). Según las observaciones realizadas sobre el terreno nos encontraríamos en una zona de transición entre ambos (Arribas, 1985; Arribas Y De la Peña, 1984). Dentro de este último, Arribas (1984) define, según la naturaleza de los materiales, dos grupos: "Detrítico" para las unidades inferiores y "Carbonatado" para las superiores, subdividiendo éstos en unidades litoestratigráficas informales. Estas mismas unidades son las que nosotros utilizamos, por haber confrontado su gran utilidad sobre el terreno.

El nivel estudiado en el presente trabajo se encuentra situado en la parte superior de la unidad "Lutitas y Areniscas de Calcena" (Arribas, 1984). La litología fundamental es la lutítica, quedando las areniscas subordinadas a pequeños niveles decimétricos. Las lutitas, arcillosas y aleuríticas rojas, presentan abundantes estructuras hidrodinámicas (como estratificación cruzada de pequeña escala *ripple* y laminación paralela). Asimismo, se aprecian a lo largo de toda la unidad estructuras de desecación (*mudcrack*), estando las lutitas muy bioturbadas. Las areniscas intercaladas (arcosas) son de grano fino a muy fino, con estratificación cruzada de pequeña escala, dando lugar a estratificación *flaser*, *linsen* y *wavy*, dependiendo del contenido del material pelítico. Nos encontramos por debajo de la unidad "Lutitas y Margas de Trasobares", que es el tránsito a las facies dolomíticas superiores.

Taxonomía

La asociación palinológica encontrada se compone de los siguientes taxones identificables:

Esporas (17,5%): *Retusotriletes* sp., *Calamospora tener* (LESCHIK) MÀDLER 1964, *Calamospora* sp., *Punctatisporites* sp., *Endosporites papillatus* JANSONIUS 1962, *Bhardwajispora labichensis* JANSONIUS 1962 y *Deltoidospora* sp.

Granos de polen (82,5%): *Triadispora epigona* KLAUS 1964, *Triadispora staplini* (JANSONIUS) KLAUS 1964, *Triadispora* sp., *Microcachrydites doubingeri* KLAUS 1964, *Microcachrydites* sp., *Alisporites* cf. *grauvogeli* KLAUS 1964, *Alisporites* sp., cf. *Vitreisporites* sp., *Platysaccus* sp., *Illinites kosankei* KLAUS 1964, *Illinites chitonoides* KLAUS 1964, *Illinites* sp. y *Hexasaccites muelleri* REINHARDT Y SCHMITZ 1965.

La muestra presenta un claro predominio de polenes bisacados, que llegan a suponer un 81% del total, aunque solo haya sido posible identificar el 31% de los mismos. A esta asociación se le puede asignar una edad Anisiense basándonos en la existencia de *Hexasaccites muelleri*, el cual es presentado como taxón guía para esta edad en Europa Central (Brugman, 1983, 1986; Visscher & Brugman, 1981; Doubinger & Bühmann, 1981), al igual que otras formas tipicamente anisienses como *Triadispora* y *Alisporites*. La presencia de *Illinites kosankei* nos permite asignar este nivel al Anisiense Inferior (Broutin *et al.*, 1988).

Discusión

La importancia de este nivel radica en que es la primera vez que se llega a datar el Anisiense inferior en la Cordillera Ibérica. Hasta el momento, diferentes autores habían encontrado otras asociaciones anisienses, sin mayores especificaciones, en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. de esta manera, Doubinger *et al.* (1978, 1990) encontraron estas

asociaciones en las Facies Röt de la sección "El Paraiso" en Talayuelas (Valencia), y Ramos (1979) en la Formación "Lutitas y areniscas de Rillo de Gallo" de Molina de Aragón (Guadalajara).

Existen otras dataciones para el Anisiense superior en el Sur de la Cordillera Ibérica por Visscher *et al.* (1982) en la base de la sección Cueva de Hierro (Cuenca), Boulouard & Viallard (1982) en la Sierra del Espadán (Castellón) y Ramos & Doubinger (1989) para la Formación Lutitas y Areniscas de Son Serralta" en la Sierra de la Tramontana (Mallorca).

Los afloramientos con niveles asignados al Anisiense inferior se han localizado principalmente en el Pirineo Oriental. Conocidos son los trabajos de Broutin *et al.* (1988) en la localidad de Baro (Lérida) en los niveles superiores del Buntsandstein de la extremidad occidental del manto del Cadí. también es conocido el posterior trabajo de Calvet *et al.* (1993) que en su estudio sobre el triásico Sudpirenaico y Pirineo Vasco Cantábrico, definen tres asociaciones en Igüerri, Sant Sebastia de Buseu y Bagà, posiblemente atribuibles al Anisiense inferior en el tramo de lutitas grises de transición Buntsandstein-Muschelkalk del área de Les Nogueres-Cadí, y otra asociación del Anisiense inferior-medio en la "Unidad de Lutitas" (Müller, 1969, 1973) aflorante en el Valle del Baztán. En las Catalanides Solé de Porta *et al.* (1987) han estudiado en los niveles del techo de las facies Buntsandstein del área de Prades una asociación posiblemente Anisiense inferior. En las Cordilleras Béticas, Simon & Visscher (1983) citan asociaciones similares en el miembro 2 de los materiales "permotriásicos" del Complejo Maláguide en la región de Veléz Rubio.

Lo anteriormente expuesto recalca la importancia de la determinación de este nivel que posibilitará el establecer la correlación entre las diferentes cuencas permotriásicas con facies Buntsandstein, las cuales presentan un marcado diacronismo.

Conclusiones

Se restringe la edad de la Formación "Lutitas y Areniscas de Calcena" al Anisiense inferior, dejando abierta la posibilidad de datar la base del "Grupo Carbonatado" (Arribas, 1984) como Anisiense superior, o Anisiense-Ladiniense.

Se puede establecer, por medio de esta asociación palinológica, una correlación con los materiales permotriásicos de los Sistemas Ibérico y Central, Dominio Sudpirenaico, Pirineo Vasco-Cantábrico y Catalanides y, por extensión, con el Sistema Bético, Macizo Central Francés e Isla de Cerdeña. Esto permitirá aportar nuevos datos a la reconstrucción paleogeográfica de este periodo de tiempo.

Actualmente se encuentran en fase de estudio nuevas muestra de micro- y macroflora de diferentes puntos del Sur de Francia, Cerdeña, Dominio Sudpirenaico y Cordillera Ibérica que completan el estudio de este marco paleogeográfico.

Agradecimientos

Este proyecto ha sido subvencionado por el proyecto DCYCIT. Nº: PB95-0081.

Bibliografía

Arribas, J., 1984. Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza). Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 354 pp. (No publicada).

Arribas, J., 1985. Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (zona Norte). Est. Geol., 41, 47-57.

Arribas, J. Y Soriano, J., 1984. La porosidad en las areniscas triásicas (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). Est. Geol., **40**, 341-353.

Arribas, J. Y De la Peña, J.A., 1984. Sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior del Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza). Pub. Geol., **20**, 131-139.

Broutin, J., Doubinger, J., Gisbert, J. Y Satta-Pasini, S. 1988. Première dattations palynologiques dans les faciès Buntsandstein des Pyrénées catalanes espagnoles. C. R. Acad. Sci. Paris, **306**, Série II, 159-163.

Boulouard, C. Y Viallard, P., 1982. Réduction ou lacune du Trias inferieur sur la bordure meditèrraneenne de la Chaîne Ibèrique: Arguments palynologiques. C. R. Acad. Sci. Paris, **295**, Série II, 803-808.

Brugman, W.A., 1983. Permian-Triassic Palynology. Edit. Lab. of Palaeobotany and Palynology, 121 pp.

Brugman, W.A., 1986. A Palynological Characterization of the Upper Scythian and Anisian of the Transdanubian Central Range (Hungary) and the Vincentinian Alps (Italy). Tesis doctoral Univ. de Utrch, 95pp. (No publicada).

Calvet, F., Sole de Porta, N. Y Salvany, J.M., 1993. Cronoestratigrafía (Palinologia) del Triasico sudpirenaico y Pirineo Vasco-Cantabrico. Acta Geol. Hisp. **28**, 4, 33-48.

Diez, J.B., Grauvogel-Stamm, L, Broutin, J., Ferrer, J., Gisbert, J. Y Liñán, E., 1996. Premiere Decouverte d'une paleoflore anisienne dans le facies "Buntsandstein" de la Branche aragonaise de la Cordillere Iberique (Espagne). C. R. Acad. Sci. Paris. **323**, série II a, 341-347

Doubinger, J., Adloff, M.C., Ramos, A., Sopeña, A. Y Hernando, S., 1978. Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. Palinologia, **1**, 27-33.

Doubinger, J. Y Bühmann, D., 1981. Röt bei Borken und bei Schlüchtern (Hessen, Deuschland) Palynologie und Tonmineralogie. Z. dt. geol. Ges. **132**, 421-449.

Doubinger, J., López-Gómez, J. Y Arche, A., 1990. Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the Southeastern Iberian ranges, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (ValenciaTeruel) region, Spain. Rev. Palaeob. Palyn., **66**, 25-45.

Ezquerra del Bayo, J., 1857. Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península. Sección V. Mem. Real Acad. Ciene. Exact., Fís.-Quím. y Nat. de Madrid, **4** (2), 351-394.

Grauvogel-Stamm, L., 1978. La flore du Grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord (France). Morphologie, anatomie, interprétations phylogénique et paléogéographique. Sci. Géol. Mém., **50**, 225 pp.

Jansonius, J., 1962. Palynology of Permian and Triassic sediments. Peace river Area, Western Canada. Palaeontographica, B, **122** (1-3), 1-47.

Klaus, W., 1964. Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schisten. Bohrungen. Erdöl Z., **4**, 119-132.

Lotze, F.,1929. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.- phys. Kl., n. F., **14**, (2). Traducción española por San Miguel de la camara (1954-55). Estratigrafía y tectónica de las Cadenas Paleozoicas Celtibéricas. Publ. Extr. Geol. Esp., **8**, 1-315.

Martin Donayre, F., 1873. Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. Mem. de la Com. Map. Geol. Esp. 128 pp.

Müller, D., 1969. Perm und Trias im Valle del Baztán (spanische westpyrenäen). Dissertation, Fak. Natur.-Geisteswiss. T. U. Clausthral-Zellerfeld, 128 pp.

Müller, D., 1973. Perm und Trias im Valle del Baztán. N.Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**, 30-43.

Palacios, P., 1893. Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza. Bol. Com. Geol. Esp., **19**.

Ramos, A., 1979. Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón.(Provincia de Guadalajara). Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, **6**, 313 pp.

Ramos, A. Y Doubinger, J. 1989 Découverte d'une microflore thuringienne dans le Buntsandatein de la Cordillère Ibérique (Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, **289** (D), 525-528.

Reinhardt P Y Schmitz, W., 1965. Zur Kenntnis der Sporae dispersae des mitteldeutschen Oberen Buntsandsteins. Freiberger Forschungshefte, **182**, Paläontologie, 19-36.

Simon, O.Y Visscher, H., 1983. El Pérmico de las Cordilleras Béticas. *In:* C. Martinez-Diaz (Coord.), Carbonífero y Pérmico de España, Actas X Congr. Int. Carbonífero, I.G.M.E., Madrid, 453-499.

Solé de Porta, N., Calvet, F. Y Torrentó, L., 1987. Analisis palinológico del Triásico de los Catalanides (NE España). Cuad. Geol. Ibér., **11**, 237-254.

Virgili, C., 1977. Consideraciones generales sobre el T

riásico y el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. Cuad. Geol. Ibér., **4**, 563-578.

Visscher, H., 1966. Palaeobotany orf the Mesophytic. III. Plant microfossils from the Upper Bunter of Hengelo, The netherlands. Acta bot. Neerl., **15**, 316-375.

Visscher, H., Brugman, W.A., 1981. Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. Rev. Palaeob. Palyn., **34**, (1), 115-128.

Visscher, H., Brugman, W.A. Y Lopez-Gomez, J., 1982 Nota sobre la presencia de una palinoflora Triásica en el supuesto Pérmico del anticlinorio de Cueva de Hierro (Serranía de Cuenca), España. Rev. Esp. Micropal., **14**, 315-322.

Primeiros Resultados Palinológicos na Bacia Carbonífera do Douro (NO de Portugal)

J. P. Fernandes, A. Pinto de Jesus, F. Teixeira & M. J. Lemos de Sousa

Centro de Geologia da Universidade do Porto (JNICT); Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências do Porto. Praça de Gomes Teixeira, 4050 Porto. Portugal.

Abstract

A palinomorph association is reported for the first time in the Douro Basin. A late Stephanian age is proposed, which is in good agreement with the Stephanian C age established by the megaflora. The modifications in the standard palynological preparation procedures, utilized for this high coalified material, are also described.

Enquadramento geológico

A Bacia Carbonífera do Douro (BCD) situa-se no NO de Portugal, alongando-se desde São Pedro de Fins até Janarde (Fig.1.A), encontrando-se enquadrada na Zona Centro-Ibérica (ZCI). A tecto (NE) está delimitada pelo cavalgamento do Paleozóico Inferior sobre os sedimentos do Carbonífero (Medeiros *et al.* 1980). A muro (SO), o contacto com o Complexo Xisto-grauváquico faz-se por descontinuidade com inconformidade. A BCD encontra-se datada do Estefaniano C inferior com base em fósseis tanto vegetais (Wagner e Sousa 1983) como animais (Eagar 1983).

Os carvões da BCD correspondem a metantracites, aumentando a incarbonização de NO para SE e do tecto para o muro da série (Sousa 1973).

Apresentando características intramontanhosas (Wagner 1983) o registo sedimentar da BCD (Fig.1.B) leva a admitir, predominantemente, uma sedimentação fluvio-lacustre cuja génese e evolução dos meios e produtos sedimentares teve um controlo tectónico (Pinto de Jesus 1987). A presença de uma descontinuidade intraformacional levou os autores a procurar uma melhor precisão no que respeita à idade da bacia recorrendo à Palinologia.

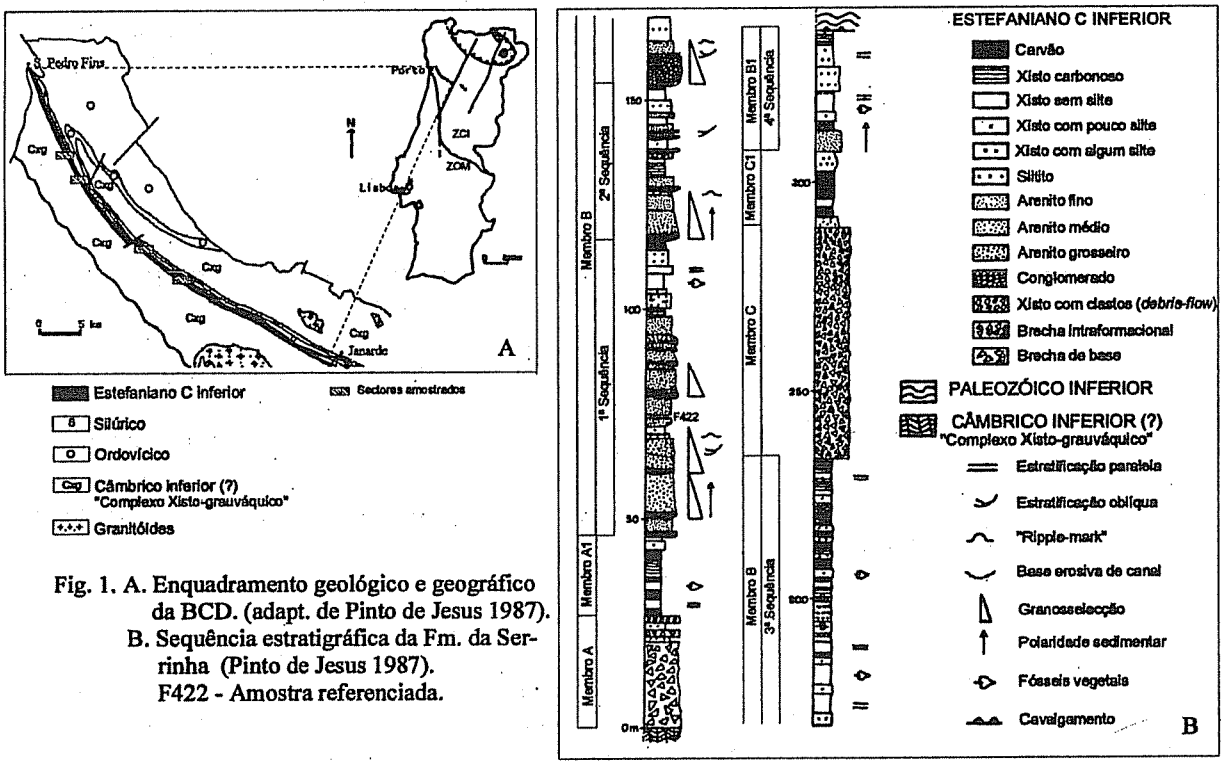


Fig. 1. A. Enquadramento geológico e geográfico da BCD. (adapt. de Pinto de Jesus 1987). B. Sequência estratigráfica da Fm. da Serrinha (Pinto de Jesus 1987). F422 - Amostra referenciada.

Material e Métodos

Foram desmineralizadas, por maceração em HF (precedida e finalizada por ataques com HCl), catorze amostras de afloramento de xistos do Carbonífero, de diferentes locais da BCD. Os resíduos orgânicos opacos obtidos foram, em seguida, oxidados durante 12 a 13 horas pela mistura de Schulze forte (HNO_3 fumante + $KClO_3$), a fim de tornar translúcidos os palinomorfos presentes por tempo suficiente para permitir a sua observação, reprodução fotográfica e identificação ao microscópio.

Apenas uma das amostras estudadas (F422) forneceu uma associação de palinomorfos identificáveis.

Dado que o material em estudo se tornava novamente opaco em cerca de uma hora, o procedimento laboratorial teve de ser adaptado, oxidando-se sucessivamente quantidades ínfimas do resíduo, que foram montadas em gota de água, observadas e fotografadas imediatamente após cada oxidação.

Após reverter a opaco, o material pôde ser de novo clareado, por oxidação durante uma hora pela mistura de Schulze fraca (HNO_3 65% + $KClO_3$). No entanto, o processo fragiliza acentuadamente os palinomorfos, observando-se que a esmagadora maioria se encontra completamente fragmentada após esta reoxidação, o que inviabiliza a sua identificação.

Na amostra que forneceu o resultado palinológico acima referido foi ainda medido o poder reflector aleatório (R_r) em partículas de vitrinite.

Resultados

No material observado são frequentes fragmentos de sacos de pólenes de Gimnospérmicas primitivas, bem como de diversos tecidos vegetais.

No que respeita aos esporomorfos, particularmente nos de maiores dimensões, a preservação é francamente má, sendo raros os exemplares completos ou em que se pudesse observar, com clareza, todo o pormenor morfológico, desiderato aliás já de si difícil, dada a necessidade da observação do material em água, tal como acima referido.

Foi possível identificar a presença de *Angulisporites splendidus*, *Calamospora* sp., *Candidispora* sp., *Cheiledonites* sp., *Columinisporites* sp., Disaccites sp., *Florinites* sp., *Knoxisporites* sp., *Laevigatosporites perminutus*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Laevigatosporites* spp., *Lycospora* sp., *Lunbladispora gigantea*, *Polymorphisporites* spp., *Potonieisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Punctatosporites punctatus*, *Punctatosporites* spp., *Raistrickia* sp., *Spinosporites* sp., *Thymospora thiessenii*, *Thymospora pseudothiessenii*, *Torispora* sp., *Verrucosisporites* sp., *Vittatina* sp. *Westphalensisporites irregularis* e *Wilsonites* sp.

O valor médio do poder reflector aleatório (R_r) da vitrinite encontrado foi de 4,56% (desvio padrão 0,588, para 250 medições). A análise petrográfica evidenciou aspectos de fissuração e de variação do poder reflector da vitrinite dentro do mesmo grão típicos de oxidação natural em afloramento.

Discussão

A associação de esporomorfos, algo limitada, e dominada por esporos monoletes de pequenas dimensões é, seguramente, resultado da preservação diferencial destes, dado serem muito abundantes os fragmentos de esporos e pólenes de maior tamanho.

A associação encontrada sugere uma idade correspondendo à Zona NBM (Estefaniano Superior *s.l.*) da zonação proposta por Clayton *et al.* (1977) para a Europa Ocidental, em boa concordância, portanto, com a idade Estefaniano C inferior, antes referida, obtida a partir do estudo da megaflora.

As metantracites da BCD correspondem aos carvões de maior grau de incarbonização conhecido entre os carvões norte-atlânticos. Os valores médios do poder reflector aleatório (R_r) da vitrinite que lhes correspondem são da ordem dos 6%, oscilando entre 5,16 e 7,30 % (Sousa 1978a). No entanto, a oxidação natural, em afloramento, origina uma acentuada baixa de R_r, podendo chegar a valores inferiores a 2% (Sousa 1978b).

Não sendo verosímel que as partículas orgânicas observadas tenham seguido lei de incarbonização distinta da dos carvões da BCD, forçoso se torna interpretar os valores de R_r das nossas amostras como resultando de oxidação em afloramento, facto que a evidência petrográfica corrobora, devendo corresponder pois, para o material não alterado, a valores ainda mais elevados, da ordem dos encontrados na generalidade dos carvões da BCD.

A recuperação de palinomorfos a partir de materiais exibindo grau de incarbonização tão elevado é, geralmente, tida como inviável, correspondendo os resultados obtidos, seguramente, a uma das situações mais extremas.

Como comentário final diga-se que em consequência dos níveis de metamorfismo e deformação geralmente encontrados, são escassos os trabalhos de índole palinológica na ZCI. No entanto, os resultados acima expostos mostram que é possível encontrar áreas onde tais trabalhos podem ser prosseguidos com êxito. Mesmo aceitando como prováveis limitações na qualidade dos resultados a obter, eles serão inestimáveis para um melhor conhecimento e subdivisão estratigráfica da ZCI, na qual o Paleozóico ou o Precâmbrico Superior são ainda tantas vezes descritos, com propriedade, como "indiferenciados".

Referências

Clayton, G., Coquel, R., Doubinger, J., Gueinn, K. J., Loboziak, S., Owens, B. and Streel, M., 1977. Carboniferous Miospores of Western Europe: Ilustration and Zonation. Meded. Rijks Geol. Dienst, 29: 71 pp.

Eagar, R. M. C., 1983. The Non-Marine Bivalve Fauna of the Stephanian C of North Portugal. *In:* M. J. L. Sousa & J. T. Oliveira (Eds.), The Carboniferous of Portugal. Mem. Serv. Geol. Portg., 29: 179-185.

Medeiros, A. C., Pereira, E. e Moreira, A., 1980. Carta Geológica de Portugal, escala 1:50 000. Notícia explicativa da Folha 9-D (Penafiel). 46 p. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

Pinto de Jesus, A., 1987. Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal). Stratigraphie et contrôle tectonique de la genèse et de l'évolution. Ann. Soc. Geol. Nord, 106: 209-217.

Sousa, M. J. L., 1973. Contribuição para o Conhecimento da Bacia Carbonífera do Douro. (Texto, 427 p., Atlas), Porto (Tese).

Sousa, M. J. L., 1978a. O Grau de Incarbonização (Rang) dos Carvões Durienses e as Consequências Genéticas, Geológicas e Estruturais que Resultam do seu Conhecimento. Comun. Serv. Geol. Portg., 63: 179-365.

Sousa, M. J. L., 1978b. Primeira Contribuição Para o Estudo da Oxidação Natural em Afloramento das Perantracites da Bacia Carbonífera do Douro (NO de Portugal). Publ. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Porto, 89. 33 p.

Wagner, R.H. 1983. The Palaeogeographical and Age Relationships of the Portuguese Carboniferous Floras with those of other parts of the Western Iberian Peninsula. *In:* M. J. L. Sousa & J. T. Oliveira (Eds.), The Carboniferous of Portugal. Mem. Serv. Geol. Portg., 29: 153-177.

Wagner, R.H. e Sousa, M. J. L., 1983. The Carboniferous Megafloras of Portugal - A Revision of Identification and Discussion of Stratigraphic Ages. *In:* M. J. L. Sousa & J. T. Oliveira (Eds.), The Carboniferous of Portugal. Mem. Serv. Geol. Portg., 29: 127-152.

Presencia del coral tabulado *Parastriatopora gigantea* en el Devónico Inferior de Argentina

E. Fernández-Martínez[1], Mª J. Salas[2], Z. Herrera[2], S. García-López[3] & Y. Plusquellec[4]

[1] Departamento de Ingeniería Minera. Universidad de León. 24071 León. España.

[2] CONICET. Argentina.

[3] Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo. España.

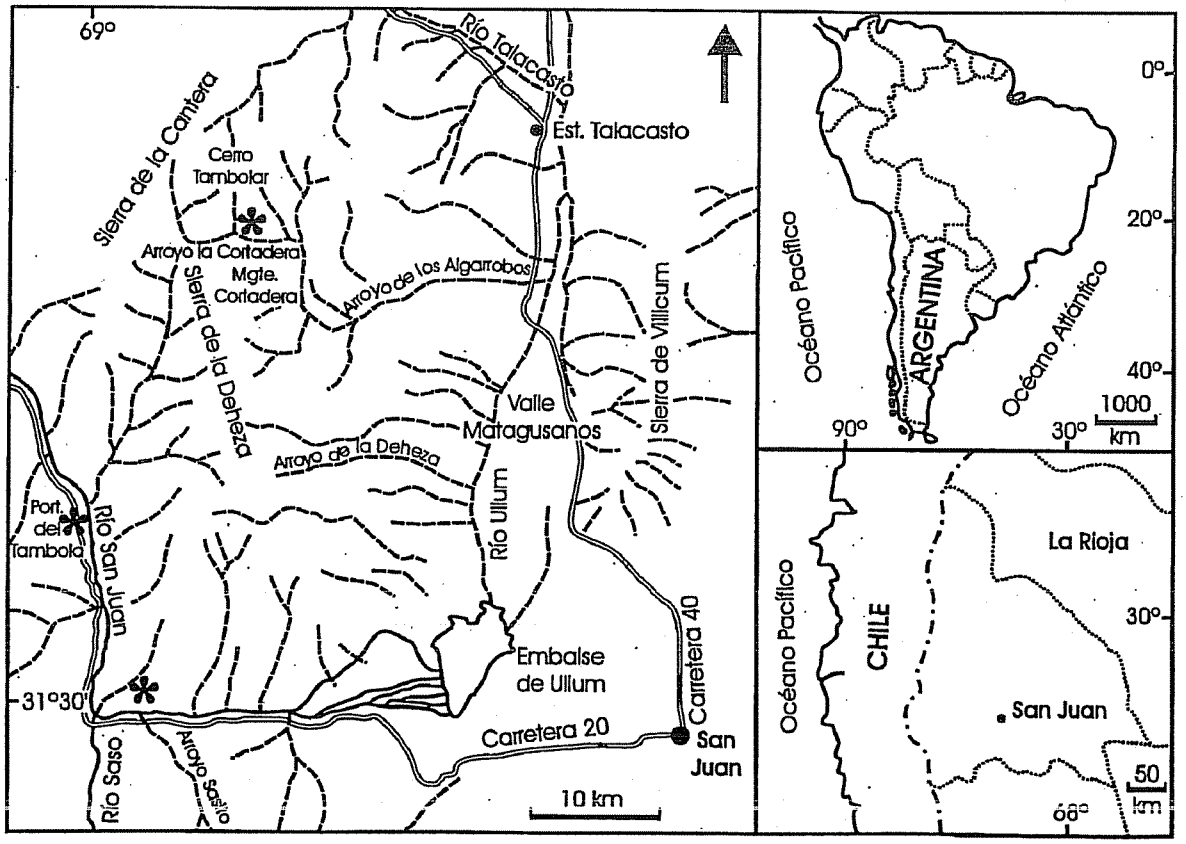
[4] Laboratoire de Paléontologie et Sratigraphie du Paléozoïque. Université de Bretagne Occidentale. 29287 Brest. Francia.

En 1995, dos de las autoras de este trabajo (S. García-López y E. Fernández-Martínez) publicaron un artículo en el que se daba a conocer la presencia de corales tabulados del género *Parastriatopora* en el Devónico Inferior de Argentina. Trabajos posteriores han permitido recolectar nuevos ejemplares de tabulados procedentes de otras localidades de la misma región (fig. 1). Un estudio detallado del nuevo material ha permitido asignar parte del mismo a *Parastriatopora gigantea*, una especie también conocida en el Devónico Inferior de Bolivia y Perú. Adicionalmente, nuevas investigaciones bioestratigráficas han permitido asignar una edad Lochkoviense temprana a los niveles de procedencia del material estudiado. La amplia distribución geográfica de *Parastriatopora gigantea* así como la datación precisa de los niveles donde aparece, ha permitido corroborar y acotar el modelo paleobiogeográfico vigente para el Devónico Inferior del Dominio Malvinokafre.

Marco geológico y estratigráfico

Los corales estudiados proceden de la Precordillera argentina, un segmento de los Andes centrales caracterizado por la presencia de una potente sucesión de rocas sedimentarias marinas, tanto carbonatadas como siliciclásticas y cuya edad abarca todo el Paleozoico. Los materiales donde fueron recogidos los corales objeto de estudio, pertenecen a la Fm. Talacasto. Esta formación está constituida por fangolitas limo-arcillosas, frecuentemente muy bioturbadas y con abundantes concreciones y niveles calcáreos, los cuales disminuyen hacia el techo a medida que aumenta la granulometría del material siliciclástico. Según Astini (1991) las rocas que constituyen la Fm. Talacasto fueron depositadas en una plataforma de siliciclásticos finos vinculada a la desembocadura de grandes ríos. La edad de esta formación no se encuentra fijada con precisión. Así, Herrera (1993, 1995) de acuerdo a las faunas de braquiópodos asigna a la base de la formación en el sector sur de la cuenca, una edad Lochkoviense inferior no basal a Praguiense, mientras que en las secciones septentrionales alcanzaría el Emsiense tardío. Por su parte, el estudio de palinomorfos (Racheboeuf *et al.*, en preparación) indica que en su sección tipo (Quebrada del Río Talacasto), los niveles basales de la formación son Pridoliense sup.-Lochkoviense inf. mientras que el techo coincide con el límite Praguiense-Emsiense.

Los ejemplares estudiados en este trabajo proceden de tres secciones, Quebrada de Los Algarrobos, El Tambolar y Portezuelo del Tambolar, situadas en el sector sur la cuenca. En estas localidades las formas estudiadas son muy abundantes, encontrándose en niveles carbonatados de hasta 20 cm de espesor intercalados en las fangolitas de la base de la secuencia. Recientemente se ha confirmado la edad Lochkoviense temprana de estos tramos.



Sistemática

El material estudiado está constituido por 46 fragmentos de ramas, en su mayoría totalmente extraídas de la matriz. Las ramas jóvenes son delgadas y de sección ovalada, mientras que las formas maduras son circulares y de mayor grosor. El diámetro máximo de las ramas oscila entre 0.9 y 1,8 cm, variando el diámetro mínimo entre 0,7 y 1,6 cm. Cada rama está constituida por cálices poco profundos, que desembocan perpendicularmente a la superficie. Su contorno suele ser poligonal, de 4 a 7 lados, pero en ramas jóvenes y patológicas aparecen cálices alargados longitudinalmente e irregulares. Cada cáliz está separado de los adyacentes por una plataforma calicinal constituida por dos zonas: una pared central alta y delgada y dos regiones engrosadas que se dirigen en pendiente hacia el centro del cáliz y que aparecen ornamentadas por 10-12 crestas centrípetas separadas por surcos finos y profundos. Frecuentemente, la erosión pone de relieve estas segundas y muy especialmente, el sistema cresta/surco por lo que, en muchos ejemplares, la plataforma calicinal aparece constituida por un muro ancho (incluso > 1 mm) y de aspecto crenulado.

Todos los ejemplares estudiados muestran una neta diferenciación entre la zona axial y el reborde periférico. La zona axial está ocupada por entre 7 y 14 secciones transversales de coralitas delimitadas por una pared fina. El tamaño de estas coralitas varía en función del número de lados. Las coralitas jóvenes (4-5 lados) tienen diámetros que oscilan entre 0,9 y 1,3 mm. Las coralitas más adultas (6-7 lados) miden entre 1,5 y 1,9 mm, mientras que las formas de sección redondeada pueden alcanzar los 2,9 mm de diámetro. Las coralitas están ocasionalmente unidas mediante poros murales que pueden aparecer cerrados por un diafragma lateral. La doble pared que delimita las coralitas tiene un grosor entre 0,08 y 0,012 mm, aumentando hacia la periferia.

La generación de nuevas coralitas se produce por brote lateral asociado a un gran poro basal. En sección longitudinal se aprecia claramente una variación en el espaciamiento y disposición de las tábulas. Así, en las regiones iniciales de las coralitas, las tábulas aparecen bastante espaciadas y suelen ser horizontales aunque en ocasiones se encuentran inclinadas hacia el exterior de la rama. Mientras tanto, en las zonas más periféricas y próximas a la curvatura de las coralitas, las tábulas se encuentran más juntas y aparecen fuertemente inclinadas hacia el exterior. No han sido observadas evidencias de aparato septal.

El reborde periférico de todas las muestras estudiadas es continuo, de gran tamaño, generalmente simétrico y muy compacto. Su desarrollo está ocasionado por la brusca horizontalización de las coralitas y, muy especialmente, por el intenso engrosamiento que experimentan tanto la pared como las tábulas.

Estudios microestructurales todavía en curso indican que la pared de los ejemplares estudiados está formada por tres zonas: 1) una lámina media granular que se transforma en fibrosa hacia la periferia; 2) una capa de fibroides que se sitúa entre la lámina media y la pared y 3) un estereoplasma formado por microlamelas de gran tamaño.

Tanto los rasgos morfológicos generales de los ejemplares como la microestructura (a pesar en este último caso, de ciertas particularidades) permiten asignar el material estudiado al género *Parastriatopora*. De entre todas las especies atribuidas a este género, nuestro material se aproxima especialmente a *Parastriatopora gigantea*, una especie creada por Knod en 1908 para formas procedentes del miembro inferior de la Formación Belén ("Conularienschisten") en Yaco (Bolivia), de edad todavía no precisada y comprendida entre el Praguiense y el Eifeliense. Así

mismo, esta especie ha sido citada (aunque no descrita) por Douglas (1920) en dos localidades de Perú y de edad similar al yacimiento boliviano.

Implicaciones paleobiogeográficas

La presencia de elementos coralinos en el Dominio Malvinocafre ha sido tradicionalmente considerada como anecdótica, hecho que estaba de acuerdo con su ubicación en altas latitudes del hemisferio sur. No obstante, recientes trabajos de campo han permitido reconocer varios datos que sugieren un cierto aumento en la temperatura de las aguas, especialmente durante el Devónico Inferior. Entre ellos, el desarrollo de niveles carbonatados de cierta entidad, la abundancia de corales coloniales en dichos niveles y la moderada diversidad genérica en estas faunas. Todo ello sugiere la existencia de una corriente cálida, probablemente relacionada con los pulsos carbonatados que se advierten en latitudes más bajas, pero la procedencia, extensión y edad de dicha corriente se encuentran todavía sin fijar.

Díaz Martínez *et al.* (1993) proponen un mapa paleogeográfico para el Emsiense con una corriente que procede del norte de Africa y que alcanza las cuencas amazónicas, especialmente Brasil, Perú y Bolivia La presencia de *Parastriatopora gigantea* en el Lochkoviense de Argentina permite realizar algunas precisiones a este modelo. En primer lugar, confirma el origen norteafricano de la corriente ya que *Parastriatopora* es un género común en esta región de Gondwana durante el Devónico Inferior, mientras que se encuentra ausente en otro posible centro de dispersión, el noreste de América. En segundo lugar, la edad de las formas argentinas es Lochkoviense basal, lo que implica que la corriente citada era ya activa en estos momentos y que alcanzaba latitudes más altas de las hasta ahora consideradas. Nuevos datos sistemáticos y bioestratigráficos son necesarios para acotar con mayor precisión este modelo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto de la Dirección General de Enseñanza Superior del Ministerio de Educación DGE-PB95-1047 en relación con el PICG nº 421, "North Gondwana Mid-Palaeozoic Bioevent/Biogeography patterns in relation to crustal dynamics"

Bibliografía

Astini, R.A., 1991. Sedimentología de la Formación Talacasto: plataforma fangosa del Devónico precordillerano, Provincia de San Juan. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XLVI(3-4): 277-294.

Diaz MartÕnez, E.; Isaacson, P.E. y Sablock, P.E. 1993. Late Paleozoic latitudinal shift of Gondwana: stratigraphic/sedimentologic and biogeographic evidence evidence from Bolivia. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon*, 125:119-138.

García-López, S y Fernández-Martínez, E. 1995. The genus *Parastriatopora* Sokolov, 1949 (Tabulata) in the Lower Devonian of Argentina: Palaeobiogeographic implications. *Geobios*, 28, 2: 175-183.

Herrera, Z.A., 1993. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera argentina) en base a su fauna de braquiópodos. *XII Congr. Geol. Arg y II Congr. Expl. Hidr.*, II: 289-295.

Herrera, Z.A., (en prensa) Devonian chonetoideand brachiopods from the Argentine Precordillera. *Docum. Lab. Geol. Lyon*

Conodontos de los sinclinales de Almadén y Guadalmez (Devónico-Carbonífero inferior), Zona Centroibérica meridional, España

S. García-López[1], J. Sanz-López[2] & M.V. Pardo Alonso[3]

[1] Facultad Geología, Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo.

[2] Facultad de Ciencias da Educación, Universidade da Coruña, 15011 A Coruña.

[3] Departamento de Geología, Universitat de Valencia. Dr. Moliner 50. 46100 Burjassot, Valencia.

El material estudiado procede de diferentes niveles que afloran en los sinclinales de Almadén y Guadalmez, donde se conservan las sucesiones devónicas más completas descritas en la Zona Centroibérica (ZCI) meridional. La división estratigráfica de estas sucesiones no está todavía establecida de modo formal, si bien uno de nosotros (M.V.P.A.) ha realizado un análisis integral de la región, estableciendo una litoestratigrafía generalizada cuyo esquema se encuentra en Pardo Alonso y García-Alcalde (1996). Las unidades indicadas por estos autores son las que utilizaremos en el presente trabajo, a las que se añade una nueva, las lutitas y areniscas de Marcela, de momento también con carácter informal. Esta denominación corresponde a la serie detrítica del Carbonífero que aflora en el núcleo del sinclinal de Guadalmez.

Los conodontos devónicos y carboníferos de la región han sido pocos estudiados y no fueron citados hasta el trabajo de Vergés (1983) sobre el núcleo del sinclinal de Almadén, mientras que los listados más extensos con material de los sinclinales de Almadén y Guadalmez se encuentran en García-Alcalde *et al.* (1984) y Pardo y García-Alcalde (1984). Tanto en el trabajo de Vergés (1983) como en los dos posteriores, las determinaciones se debieron a uno de nosotros (S.G.-L.) y las asociaciones obtenidas permitieron precisar la edad de los niveles más altos del Devónico en el sinclinal de Almadén, y también caracterizar el Fameniense Superior y el límite Devónico-Carbonífero en el de Guadalmez. El presente trabajo es una revisión de estas determinaciones y su estudio más completo, con el añadido de nuevo material procedente de muestreos recientes.

En las sucesiones estudiadas, los niveles de caliza (*sensu stricto*) se localizan en dos unidades litoestratigráficas: el Mb. Molino de la Dehesa (Praguiense/Emsiense) de la Fm. Herrera y la Fm. Casa de la Vega (Fameniense/Viseense). Otras tres unidades frasnienses, Fm. Abulagar, Fm. Valmayor y el Complejo Vulcano-sedimentario, aunque constituídas mayoritariamente por sedimentos detríticos y vulcano-sedimentarios, contienen localmente niveles lenticulares de areniscas carbonatadas bioclásticas y calizas bioclásticas muy arenosas, que también han sido tratadas para la extracción de conodontos. En todas las unidades citadas se han obtenido conodontos, aunque no todas las muestras procesadas han dado resultados positivos. Los valores de CAI obtenidos indican condiciones de diagénesis.

Sinclinal de Almadén.

Se han encontrado conodontos en el Mb. Molino de la Dehesa de la Fm. Herrera, en los tramos basales de la Fm. Abulagar y dentro del Complejo Vulcano-Sedimentario. El Mb. Molino de la Dehesa de la Fm. Herrera está constituido por calizas bioclásticas, margosas unas veces, arenosas otras, con abundantes braquiópodos, y en menor medida briozoos, crinoideos y otra macrofauna bentónica. En la base se han encontrado *Icriodus* cf. *fusiformis* y *Caudicriodus celtibericus*, y una capa suprayacente contiene *Ozarkodina steinhornensis*

steinhornensis. Esta fauna podría corresponder al techo de la Zona de *Polygnathus inversus*/P. *laticostatus* de Bultynck (1989) del Emsiense Superior.

Los tramos basales de la Formación Abulagar están constituidos por calizas arenosas bioclásticas, de tonos oscuros, con fragmentos de limolitas violáceas y grises. En ellos se han encontrado únicamente pequeños ejemplares de *Icriodus subterminus*. Este hallazgo no permite ninguna precisión bioestratigráfica y corresponde a un horizonte comprendido entre el Givetiense superior y la parte media del Frasniense.

El Complejo Vulcano-Sedimentario está integrado por rocas casi exlusivamente volcánicas, con algunas rocas siliciclásticas y carbonatadas de extensión lateral escasa. Hacia su tercio medio, dos niveles calcáreos han proporcionado *Ancyroides* cf. *asymmetricus* y *Polygnathus* cf. *evidens*. El intervalo comprendido entre ambos niveles puede corresponder a un horizonte u horizontes desde la Zona de *Palmatolepis rhenana* Superior hasta la parte más alta de la Zona de *Palmatolepis linguiformis* del Frasniense superior (Ziegler y Sandberg, 1990).

Sinclinal de Guadalmez.

Los conodontos proceden de la mitad inferior de la Fm. Casa de la Vega en el corte del Pantano de Mendoza y otros se han obtenido en muestras de diferentes localidades de la Fm. Valmayor, del tránsito entre la Fm. Guadalmez y la Fm. Casa de la Vega, y de la parte inferior a media de esta última unidad.

La Fm. Casa de la Vega es una unidad constituida principalmente por calizas nodulosas, bioclásticas en la parte basal (calizas con cefalópodos) y micríticas en el resto, con frecuentes intercalaciones pelíticas. La base de esta unidad como el techo de la Fm. Guadalmez, contiene conodontos que son correlacionados con la Zona de *Palmatolepis crepida* Media de Ziegler (1962), Fameniense inferior. Un poco más arriba se han encontrado asociaciones correlativas con las Zona de *Palmatolepis rhomboidea* de Sandberg y Ziegler (1973). Mientras que unos 5 m por encima, los conodontos son atribuidos a un horizonte del intervalo comprendido entre la Zona de *Palmatolepis expansa* Superior y la Zona de *Siphonodella. praesulcata* Media del Fameniense superior alto (Ziegler y Sandberg, 1984). Por lo tanto, las zonas entre *Palmatolepis marginifera* hasta *P. expansa*, Fameniense medio a superior (Ziegler y Sandberg, 1984) deberían estar representadas en pocos metros de la sucesión, hecho que puede interpretarse como una condensación de la sedimentación.

Hacia la parte media de la Fm. Casa de la Vega, una capa de calizas nodulosas probablemente corresponde a la Zona de *Scaliognathus anchoralis-Doliognathus latus* del Turnesiense superior. Aparentemente las zonas de conodontos comprendidas entre la Zona de *Siphonodella praesulcata* Superior del Fameniense terminal y la Zona de *Gnathodus typicus* del Turnesiense deberían estar representadas en 2 m de lutitas. Aunque no hay evidencias faunísticas, este tramo parece representar una condensación y/o falta de registro estratigráfico en torno al límite Devónico-Carbonífero.

Comentarios sobre la sucesión de biofacies de conodontos.

Las asociaciones de conodontos obtenidas para el Devónico pre-Fameniense son pobres en fauna y tienen una diversidad baja. Los escasos elementos de *Icriodus* y *Polygnathus* proceden de niveles carbonatados ocasionales dentro de una sedimentación de plataforma siliciclástica. Más significativas son las muestras del Fameniense inferior en el tramo basal de la Fm. Casa de la Vega, donde hemos encontrado una predominancia de elementos de *Icriodus* y

Polygnathus sobre los poco frecuentes elementos de *Palmatolepis*, *Ancyrognathus* y *Mehlina*. Las asociaciones corresponden a la biofacies de polygnátidos-icriódidos de Sandberg y Dreesen (1984) que ha sido descrita alrededor de bioacumulaciones o en zonas retrabajadas por la acción de tempestades, extendiéndose a ambientes submareales someros, donde puede mezclarse con la biofacies de palmatolépidos-polygnáthidos de Sandberg y Dreesen (1984). En esta última biofacies se incluye nuestra asociación que hemos atribuido a la Zona de *P. rhomboidea*, biofacies localizada en una posición más distante de la costa. La asociación del Fameniense superior parece denotar una mayor profundidad del medio, ya que se reconoce una biofacies de palmatolépidos-bispatódidos, considerada de plataforma externa a cuenca (Sandberg y Ziegler, 1979). Mientras, las muestras del Carbonífero tan sólo han proporcionado elementos de *Gnathodus*, género interpretado como necto-bentónico con una amplia distribución, desde el límite entre las zonas disaeróbica y aeróbica hasta áreas de plataforma carbonatada bien oxigenada.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos de la Dirección General de Enseñanza Superior del Ministerio de Educación DGE-PB95-1047 y DGE-PB94-1324, en relación con el PICG nº 421 "North Gondwana Mid-Palaeozoic Bioevent/Biogeography patterns in relation to crustal dynamics".

Bibliografía

Bultynck, P. 1989. Conodonts from the La Grange Limestone (Emsian), Armorican Massif, North-Western France. *Couier Forschungsinstitut Senckenberg*, **117**, 173-203.

García-Alcalde, J.L., Arbizu, M.A., Pardo Alonso, M.V. y García López, S. 1984. El límite Devónico-Carbonífero en el área de Guadalmez-Santa Eufemia (Provs. de Ciudad Real y Córdoba Sierra Morena, España. *I Congreso Español de Geología*, Segovia, **1**, 421-430.

Pardo Alonso, M.V. y García-Alcalde, J.L. 1984. Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **14**, 79-120.

Pardo Alonso, M.V. y García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico de la Zona Centroibérica. *Revista Española de Paleontología*, **Nº extraordinario**, 72-81.

Sanberg, Ch.A. y Dreesen, R. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. *Geological Society of America*, Special paper, **196**, 143-179.

Sandberg, Ch.A. y Ziegler, W. 1973. Refinement of standard Upper Devonian conodont zonation based on sections in Nevada and West Germany. *Geologica et Palaeontologica*, **7**, 97-122.

Sandberg, Ch.A. y Ziegler, W. 1979. Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian *styriacus*-Zone, United States and Germany. *Geologica et Palaeontologica*, **13**, 173-212.

Vergés, J. 1983. Estudio del Complejo volcáno-sedimentario del Devónico y de la estructura de la terminación oriental del sinclinal de Almadén (Ciudad Real). *Geología de España*, tomo **II**, 215-229.

Ziegler, W. 1962. Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **38**, 166 pp.

Ziegler, W. y Sandberg, C.A. 1984. *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *Geological Society of America. Spec. Pap.*, **196**, 179-194.

Ziegler, W. y Sandberg, C.A. 1990. The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**, 1-115.

Aplicación del estudio de las poblaciones de foraminíferos fósiles a la evolución de la albufera cuaternaria de Oliva-Pego

A. García-Forner & J. Usera Mata

Dpto. de Geología, Universitat de Valencia, Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, Valencia.

En la actualidad, la presencia de foraminíferos en diversos ambientes, tanto marinos como no marinos, es un hecho constatado (Phleger, 1960; Murray 1971, 1973, 1991; Boltowskoy y Wright, 1976; Cann & De Decker, 1981; Resig, 1974; Scott y Medioli, 1980; Arnal, 1961; Usera *et al.*, 1990c). No obstante, el número de especies que viven en los diferentes medios no es el mismo; factores geográficos, edáficos y en general aquellos de tipo físico-químico ligados a las características del agua donde viven, parecen controlar tanto el número de taxones como el de indivíduos (Murray, 1973, 1991; Boltowskoy y Wright, 1976).

Durante el Holoceno y en ocasiones el Pleistoceno, se establecen en la costa oriental de la Península Ibérica numerosas albuferas, gracias al régimen de corrientes litorales, aportes de sedimentos fluviales y morfología costera. Este tipo de ambiente es aprovechado por algunas especies de foraminíferos, entre otros organismos, la mayoría de los cuales, son especies eurihalinas y euritérmicas en la actualidad.

Por otra parte, el Golfo de Valencia se caracteriza por la frecuente presencia de albuferas, marjales y marismas (Rosselló, 1979, 1993; Viñals *et al.*, 1989; Fumanal *et al.*, 1991, 1993; Mateu y Viñals 1990; etc..) en alguna de las cuales ha sido estudiada la fauna de foraminíferos cuaternarios (Colom, 1959; Collado y Robles, 1983; Dupré *et al.*, 1988; Usera *et al.* 1990 a y b; García-Forner *et al.*, 1993).

La marjal de Oliva-Pego, se encuentra situada en el extremo meridional del Golfo de Valencia, participando de las características estructurales y tectónicas del mismo. Los fenómenos de subsidencia han sido un factor de control de la sedimentación cuaternaria, propiciando el desarrollo de potentes espesores de depósitos lagunares, de restinga y marinos (Viñals, 1996).

El material estudiado procede de cuatro sondeos relaizados en esta marjal. Los testigos se obtuvieron mediante sondeo mecánico a presión o rotación en maniobras sucesivas de 3 m. máximo. Se obtuvieron un total de 258 muestras de las cuales se estudiaron exhaustivamente 63 de ellas, por su contenido en foraminíferos del cuaternario

Para tratar de reconstruir la dinámica ecológica de los foraminíferos en esta cuenca se han aplicado una serie de índices de Diversidad Ecológica, cuyos resultados e interpretacón en cada uno de los sondeos estudiados nos llevará a una correlación entre los diferentes niveles en las distintas columnas estratigráficas.

El estudio del Índice de Diversidad de Shannon da como resultado:

Los valores de este índice son en general bajos, no superando el valor de uno en la mayoría de las muestras; está muy ligado al número de especies siguiendo una dinámica paralela a estas. Los mínimos observados en todos los sondeos (P1-47, P1-13bis, P3-40, P5-44) están todos ellos ligados a momentos donde la marjal funciona con aguas salobres y donde el aporte de información procedente del mar o áreas adyacentes es mínima. Los máximos, por el

contrario, señalan un aporte de material adémico, lo que implica niveles de mayor energía o acercamiento del mar.

El estudio de la Equitabilidad se hace siempre como complemento del indice de Diversidad de Shannon, y da idea de los niveles de dominancia de alguna especie respecto de las demás.

En la cuenca de Pego, el índice de equitabilidad, en general, toma valores intermedios en la mayoria de las muestras. En las muestras P1-47, P3-40, P5-50, P7-techo, los valores de la equitabilidad son minimos. Esto indica que al menos una de las especies es dominante sobre el resto. En las facies que estamos estudiando este proceso se da al menos en las muestras arriba mencionadas cuando la marjal se encuentra aislada y en unas condiciones optimas para que las comunidades de foraminiferos propias de aguas salobres se desarrollan siendo una de las especies la más favorecida. Hay que hacer notar que en general estas disminuciones en los valores de equitabilidad van acompañados de sus correspondientes mínimos del índice de diversidad.

La comparación de los diferentes índices de diversidad y de riqueza utilizados, la abundancia de especies y la dominancia de alguna de ellas a lo largo de la evolución de la albufera, nos ha llevado a las siguientes conclusiones.

1.- Durante los momento de regresión, habrá una aumento en el aporte de material sedimentario fluvial a la cuenca, esto tiene como consecuencia un enriquecimiento del medio en formas reelaboradas, aumentando por tanto la diversidad. De la misma manera, la diversidad tafónica puede aumentar en un proceso trasgresivo, en una cuenca parálica, a partir de las formas resedimentadas introducidas en los lóbulos de Wash-over, en momentos de temporal.

2.- La evolución de la Albufera Cuaternaria de Oliva-Pego condiciona el desarrollo de las paleobiocenosis en los diferentes puntos de la misma. El proceso tafonómico actua al mismo tiempo, introduciendo mayor o menor información procedente del mar abierto a partir de entidades resedimentadas que alteran los parámetros paleoecológicos, pero que pueden ser utilizados como elemento de control de la dinámica de la propia cuenca.

3.- Los diferentes métodos estadísticos utilizados se muestran muy sensibles cuando las condiciones ambientales cambian, tanto en los momentos de somerización de la albufera, como en los casos de rotura de restinga. El seguimiento de estos valores no nos dá directamente la dinámica, ya que el proceso tafonómico actúa tanto sobre las entidades démicas como adémicas. No obstante, comparando sus valores con los de los medios actuales, permite discriminar el grado de acercamiento a la antigua paleobiocenosis.

4.- Las especies que estos métodos estadísticos han permitido diferenciar como entidades conservadas endémicas son: *Ammonia beccarii, Elphidium excavatum, Haynesina germanica Trichohyalus aguayoi* y *Triloculina rotunda.* En este grupo de especies euritérmicas y eurihalinas en mayor o menor grado, son coincidentes en muchos casos las variaciones de sus porcentajes con los cambios en los valores de índices y otros parámetros.

5.- Por último, el conjunto de los parámetros utilizados permite correlacionar las columnas de los diferentes sondeos sobre todo durante el Pleistoceno (antes de la transgresión Flandriense), que es cuando la marjal tuvo diversas fluctuaciones en función de la dinámica general de la cuenca.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Generalitat Valenciana: I.V.E.I. (Institut Valencià d'Estudis i Investigacions); y por el Proyecto de la DGICYT nº PB 91-0644.

Bibliografía

Arnal, E. 1961. Limnology, Sedimentation, and Microorganisms of the Salton Sea, California *Geological Society of American Bulletin*. 72: 427-478.

Boltovskoy, E. & Wright, R. 1976. *Recent Foraminifera*. Dr. W. Junk b. v. - Publishers - The Hague. 515 pp.

Cann, J. H. and De Deckker, P. 1981. Fossil Quaternary and living foraminifera from athalassic (non-marine) saline lakes, Southern Australia *Journal of Paleontology*. 55: 660-670.

Colom, G. 1959. Notas micropaleontológicas y ecológicas sobre algunas formaciones continentales españolas *Estudios Geológicos. Homenaje al Prof. M.San Miguel de la Cámara*. 15: 93-106.

Collado, M.A. y Robles, F. 1983. Estudio de las asociaciones de moluscos de la Turbera de Torreblanca (Castellón) *Mediterranea. Serie Geología*. 1: 105-142.

Dupré, M., Fumanal, M.P., Sanjaume, E., Santisteban, C., Usera, J. and Viñals, M. 1988. Quaternary evolution of the Pego coastal lagoon (Southern Valencia, Spain) *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 68: 291-299.

Fumanal, M.P., Usera, J., Viñals, M.J., Mateu, kG. Y Belluomini, G. 1991. Evolucion cuaternaria de la bahia de Xábia (Alicante) *Actas de la VIII Reunion Nacional sobre Cuaternario*. Valencia

Fumanal, M.P., Usera, J., Viñals, M.J., Mateu, G., Belloumini, G., Manfra, L., Proszynska-Bordas, H. 1993. Evolución cuaternaria de la bahía de Xàbia (Alicante) *Estudios sobre Cuaternario, 1993*. 17-10.

García -Forner, A., Domingo, C., Faura, M. y Usera, J. 1993. Posibles estrategias poblacionales de algunas especies de foraminíferos bentónicos en cuencas atalásicas cuaternarias. *Estudios sobre Cuaternario, 1993*.

Mateu, G. et Viñals. 1990. Biofacies margino-litorales du Mediterranee Occidentale (Baleares, Valencia, Alicante y Murcia. Espagne). *In:* XXX Congrés C.I.E.S.M. Perpignan, 1990

Murray, J. W. 1971. Living foraminiferids of tidal marshes *Journal of Foraminiferal Research*. 1: 153-161.

Murray, J. W. 1973. *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids*. Heineman Educational Books, London. 274 pp.

Murray, J.W. 1991. *Ecology and Paleoecology of benthic Foraminifera*. Longman Sientific and Technical. 397 pp.

Phleger, F.B. 1960. *Ecology and distribution of recent foraminifera*. John Hopkins Press. 297 pp.

Resig, J.M. 1974. Recent foraminifera from a landlocked Hawaiian Lake *Journal of Foraminiferal Research*. 4: 69-76.

Rosselló, V. 1979. Els espais albuferencs del Pais Valencià *Acta Geológica Hispánica*. 14: 487-493.

Rosselló, V. 1993. Albuferas mediterraneas *Cuadernos de Geografía*. 53: 35-64.

Scott, D. B. and Medioli, F.S., 1980. Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia: Implications for sea level studies. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication*, 7. 58 pp.

Usera, J., Domingo, C y García-Forner, A. 1990a. *Dinámica poblacional de foraminíferos en un sondeo de la albufera cuaternaria de Javea (Alicante). In:* VI Jornadas de Paleontología, Granada octubre, 1990. p. 60.

Usera, J., Faura, M. y Arco, Y. 1990b. *Foraminíferos Cuaternarios de las fases de colmatación de la Albufera de Valencia. In:* VI Jornadas de Paleontología, Granada, octubre 1990. p.61.

Usera, J., Martínez -López, F., Pujante, A. y Faura, M. 1990c. Gasterópodos y foraminíferos del manantial de "Los Morenos", Requena (Valencia) *Iberus*. 9: 507-513.

Viñals, M.J. 1996. *El Marjal Oliva-Pego. Evolución Geomorfológica*. Generalitat Valenciana. Conselleria de Agricultura y Medio Ambiente. 351 pp.

Viñals, M. J., Mateu, G., Fumanal, M.P., Usera, J. y Favero, V. 1989. Aportación al conocimiento de las facies lagunares y litorales de la marjal de Oliva- Pego (Valencia) *Cuaternario y Geomorfología*.3 (1-2): 93-104.

Estudio morfométrico del caballo de Venta Micena (Orce, Granada) y su comparación con los équidos actuales y del Plio-Pleistoceno de Europa y África

S. Guerrero-Alba[1], P. Palmqvist[1], B. Martínez-Navarro[2] & A. Arribas[3]

[1] Departamento de Ecología y Geología (Área de Paleontología). Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. Campus Universitario de Teatinos. E-29071 Málaga. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es

[2] Orce Research Project. Venta Micena, 74. E-18858 Orce (Granada)

[3] Museo Geominero (ITGE). Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid

El yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada) se sitúa en el sector nororiental de la cuenca intrabética de Guadix-Baza, la cual fue endorreica durante casi todo el Plio-Pleistoceno. Los fósiles se localizan en el seno de una capa de sedimento micrítico sobre un paleorrelieve, indicativo de un descenso generalizado del nivel de las aguas en el paleolago de Orce. Desde un punto de vista tafonómico, los restos óseos presentan una escasa meteorización cortical y su acumulación se ha interpretado como debida a la acción de los hiénidos (Arribas & Palmqvist, 1997), que transportaban hasta sus cubiles los restos de las piezas abatidas selectivamente por otros carnívoros (Palmqvist *et al.*, 1996). El análisis sistemático de la asociación (Martínez-Navarro & Palmqvist, 1995) ha permitido poner de manifiesto una importante ruptura faunística en el límite Plio-Pleistoceno, con la llegada a Europa de especies procedentes de Asia y África.

El presente estudio tiene como objetivos comparar morfométricamente los restos cseos del caballo de Venta Micena con los de las especies modernas de équidos y los de las principales poblaciones fósiles, con vistas a su determinación y caracterización morfofuncional, para inferir las características del paleoambiente en el que se generó el yacimiento; paralelamente, se pretende realizar una comparación entre las especies actuales y fósiles, para deducir sus relaciones filogenéticas y las principales dispersiones paleobiogeográficas acontecidas a lo largo del Plio-Pleistoceno (Guerrero-Alba, 1997).

El material de comparación utilizado comprende, por un lado, los restos de *Equus* pertenecientes a la colección paleontológica de Venta Micena y, por otro, un amplio banco de datos osteométricos facilitados por la Dra. Vèra Eisenmann (Museo Nacional de Historia Natural, C.N.R.S., París) sobre los caballos salvajes modernos africanos (tipo cebra: *E. grevyi, E. zebra, E. burchelli* y *E. quagga;* tipo asno: *E. africanus* y *E. asinus*) y asiáticos (tipo hemión: *E. hemionus* y *E. kiang;* tipo caballo: *E. przewalskii*), así como diversas poblaciones fósiles (Fig. 1) provenientes principalmente de yacimientos plio-pleistocénicos europeos y localidades africanas. Los elementos considerados para el análisis son los terceros metacarpianos y metatarsianos, las primeras falanges anterior y posterior y las series completas de los premolares y molares de la hemimaxila y la hemimandíbula.

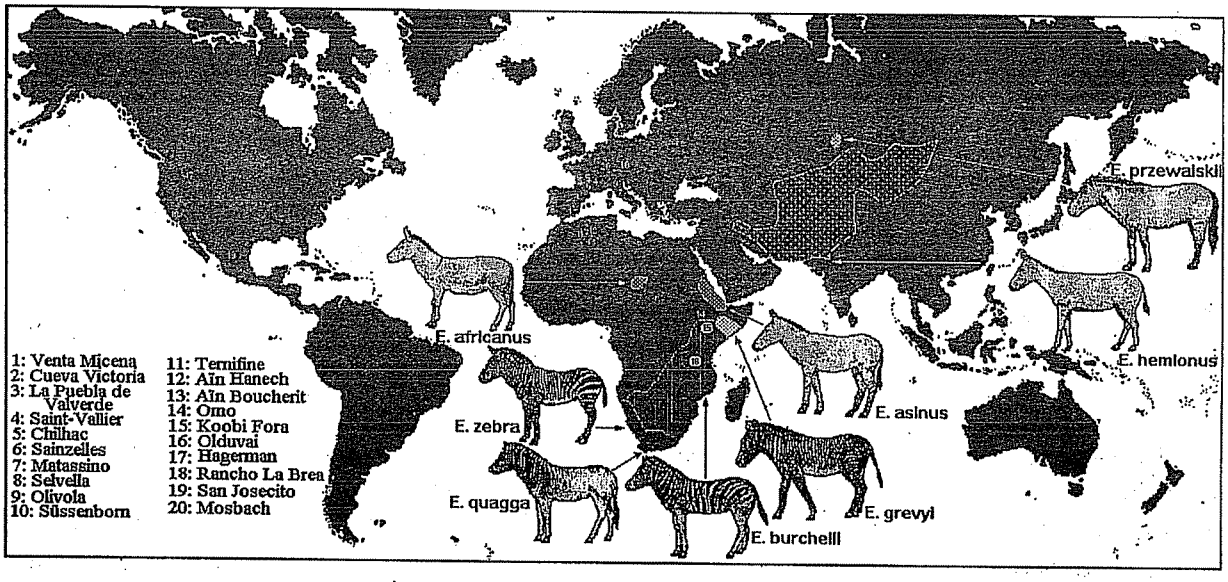


Fig. 1. Équidos actuales y poblaciones fósiles analizadas.

Los métodos utilizados para comparar las distintas poblaciones de caballos comprenden análisis estadísticos uni y multivariantes. Los primeros incluyen el cálculo de medias, desviaciones estándar y rango de valores para cada grupo; la media de cada variable en cada especie se compare con la de la población fósil de Venta Micena, tomando ésta como valor de referencia y representando las diferencias porcentuales a modo de diagramas de Simpson. Los análisis multidimensionales utilizados, que permiten evaluar globalmente las diferencias de forma y tamaño entre los ejemplares comparados, comprenden análisis de componentes principales, de grupos y discriminante mediante variables cancnicas, efectuados utilizando los programas NTSYS-pc y SPSS.

Los resultados obtenidos en el análisis morfométrico comparativo permiten extraer las siguientes conclusiones (Fig. 2):

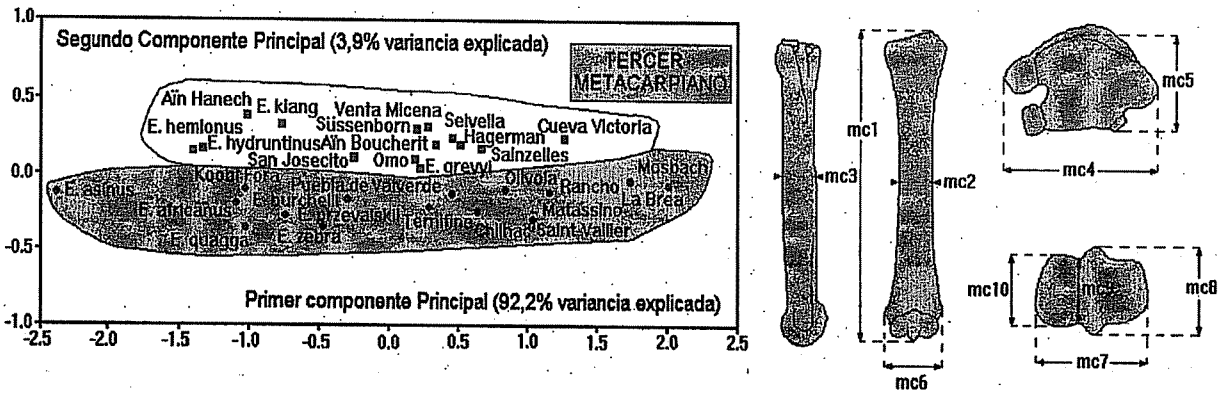


Fig. 2. Resultados del análisis de componentes principales sobre los metacarpianos.

El tercer metacarpiano del caballo de Venta Micena resulta muy similar en conjunto al de *E. grevyi,* especialmente en lo concerniente a su tamaño (sobre todo en los diámetros anteroposteriores, la anchura y la longitud). Al considerar a los hemiones su forma resulta también similar a la de *E. kiang,* como denotan los resultados del análisis discriminante (en el que un 57% de los restos de Venta Micena son asignados a *E. kiang* y un 41% a *E. grevyi*), a pesar de tener diámetros anteroposteriores menores. La diferencia con las demás cebras (de Burchell, de montaña y cuaga) se basa en que éstas poseen un tercer metacarpiano más corto y ancho, con diámetros transversos más desarrollados. En cuanto a las poblaciones fósiles, Venta

Micena presenta el tercer metacarpiano más esbelto que las formas típicas "stenonis" de Saint-Vallier, La Puebla de Valverde u Olivola, siendo similar al de *E. altidens* de Selvella y de Süssenborn (un 79% de los restos de Venta Micena son reclasificados por las funciones canónicas discriminantes como pertenecientes a esta especie). Resultados muy similares a éstos se obtienen al analizar los terceros metatarsianos.

Las primeras falanges anterior y posterior son igualmente muy parecidas a las de *E. grevyi,* tanto en su tamaño como en la forma; en cuanto a su robustez, resultan equiparables también a las de los hemiones. Las restantes cebras presentan unas falanges comparativamente más robustas, cortas y anchas. Respecto a las poblaciones fósiles analizadas, resultan más similares los équidos del norte de Africa, *E. mauritanicus* en lo concerniente al tamaño y *E. tabeti* para la forma. La población fósil de Venta Micena presenta unas primeras falanges más gráciles (esto es, con mayor longitud en relación a su anchura) que las de Saint-Vallier y La Puebla de Valverde.

Las series completa de premolares y molares de la maxila y la mandíbula de Venta Micena son más semejantes, sobre todo en cuanto al tamaño, a las de *E. grevyi.* Entre las poblaciones fósiles analizadas, las más parecidas son las europeas de Saint-Vallier, La Puebla de Valverde y Cueva Victoria, así como *E. numidicus* del norte de África.

Por la semejanza en el tamaño y la forma de los terceros metacarpianos y metarsianos, así como la similitud de tamaño entre los premolares y molares del caballo de Venta Micena y la actual cebra de Grevy, se podría considerar al primero como a un équido de talla elevada, con metapodios largos y esbeltos, bien adaptado a la carrera sobre superficies duras y despobladas de árboles, que habitaría un medio similar a las sabanas africanas modernas abiertas con escasas precipitaciones, alimentándose de gramíneas xeromorfas y plantas anuales propias de las sabanas secas. La semejanza de los restos de Venta Micena con las poblaciones fósiles africanas indica una estrecha relación con las especies *E. numidicus* de finales del Plioceno y *E. tabeti* del Pleistoceno inferior del norte de África, así como con *E. altidens* de inicios del Pleistoceno europeo. Por este motivo, se puede pensar que los restos de Venta Micena son equiparables a los del tipo *E. altidens* y podrían proceder de algún caballo africano similar a *E. numidicus* o a *E. tabeti,* que se dispersc hacia Europa a comienzos del Pleistoceno inferior (Fig. 3).

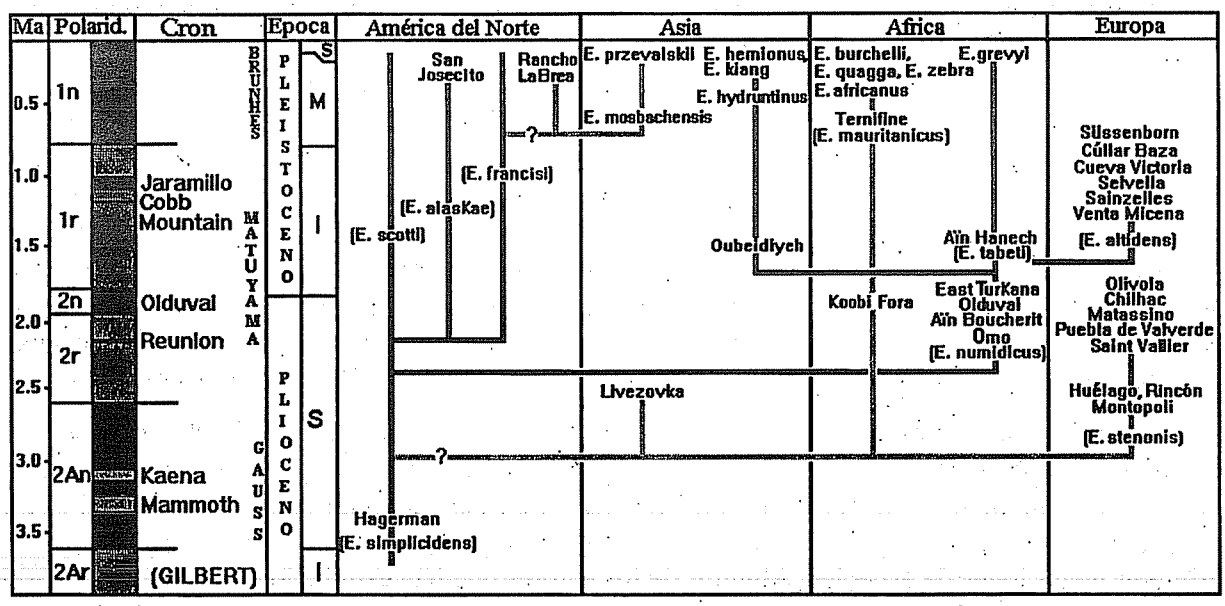


Fig. 3. Distribución espacio-temporal y posibles relaciones filogenéticas entre las especies de *Eqqus.*

Bibliografía

Arribas, A. & Palmqvist, P. 1997. Taphonomy and paleoecology of an assemblage of large mammals: hyaenid activity in the lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza basin, Granada, Spain). *Geobios*, **30,** in press.

Guerrero-Alba, S. 1997. *Estudio morfométrico del caballo de Venta Micena (Orce, Granada) y su comparación con los équidos actuales y del Plio-Pleistoceno de Europa y África.* Tesis Doctoral, Universidad de Málaga.

Martínez-Navarro, B. & Palmqvist, P. 1995. Presence of the African machairodont *Megantereon whitei* (Mammalia, Carnivora, Felidae) in the lower Pleistocene site of Venta Micena (Orce, Granada, Spain), with some considerations about the origin, dispersal and evolution of the genus. *Journal of Archaeological Science*, **22,** 569-582.

Palmqvist, P., Martínez-Navarro, B. & Arribas, A. 1996. Prey selection by terrestrial carnivores in a lower Pleistocene paleocommunity. *Paleobiology*, **22,** 514-534.

Los arvicólidos (Arvicolidae, Rodentia) del límite Pleistoceno Inferior-Medio en el relleno cárstico Trinchera Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, España)

C. Laplana[1, 2] & G. Cuenca-Bescós[2]

[1] Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). C/. José Gutiérrez Abascal, 2. 28.006, Madrid

[2] Area de Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza (Unidad Asociada al CSIC). 50.009, Zaragoza

En la Sierra de Atapuerca (Burgos) existe un complejo sistema de cavidades cársticas que se originó durante el Terciario y se rellenó de sedimentos durante el Cuaternario. En algunos de estos rellenos se han encontrado ricas asociaciones de macro y micromamíferos, que han permitido realizar algunas precisiones sobre su edad. El denominado Trinchera Dolina, que aflora en la trinchera de un antiguo ferrocarril minero abandonado, es uno de los más completos, ya que cuenta con una potencia de sedimentos de más de 18 m, con materiales que abarcan, aunque con interrupciones, desde el final del Pleistoceno Inferior hasta el final del Pleistoceno Medio. Este relleno ha sido dividido en 11 niveles estratigráficos, numerados del 1 al 11 de base a techo (Gil, Aguirre y Hoyos, 1987). Muchos de ellos cuentan con registro paleontológico. En el nivel 7, los estudios paleomagnéticos realizados han permitido reconocer una inversión de la polaridad magnética de los sedimentos, de inversa en los niveles inferiores a normal en los superiores (Parés y Pérez González, 1995). Esta inversión, a partir del registro paleontológico de los niveles adyacentes, ha sido identificada como la inversión Matuyama-Brunhes, suceso utilizado provisionalmente para establecer el límite Pleistoceno Inferior-Medio.

La utilización de un cambio de polaridad magnética como marcador del límite tiene sus ventajas, ya que es identificable por igual tanto en secuencias marinas como en continentales. Pero desde el punto de vista paleontológico resulta difícil dar un significado a este límite, al no coincidir *a priori* con ningún acontecimiento paleobiológico, como pueden ser extinciones o primeras apariciones de especies. Algunos de los autores que han estudiado el límite han evitado este problema considerando el límite como un intervalo, más o menos amplio, que incluye los yacimientos con una posición próxima al mismo, tanto por encima como por debajo, en

ausencia de un criterio que permita situarlos precisamente con respecto al límite (Aguirre, 1989; Sesé y Sevilla, 1996). Otros han considerado coincidente algún suceso paleobiológico con el límite (Agustí y Moyà-Solà, 1991), y algunos otros han considerado un límite definido por un suceso paleontológico próximo a la inversión Matuyama-Brunhes, aunque no coincida exactamente con ésta (Maul, 1990). Estas diferentes posiciones ante el límite son debidas a la escasez de yacimientos en los que se puedan calibrar entre sí las escalas magneto y bioestratigráfica.

Trinchera Dolina es uno de los yacimientos en donde es posible realizar esta calibración. Aunque el nivel 7 es muy pobre en registro paleontológico, los niveles 6 y 8, inmediatamente por debajo y por encima respectivamente del anterior, incluyen unas ricas asociaciones de micromamíferos que pemiten caracterizar con detalle el límite Pleistoceno Inferior-Medio desde el punto de vista paleontológico. En el nivel TD6 se ha encontrado una variada asociación de micromamíferos (figura 1).

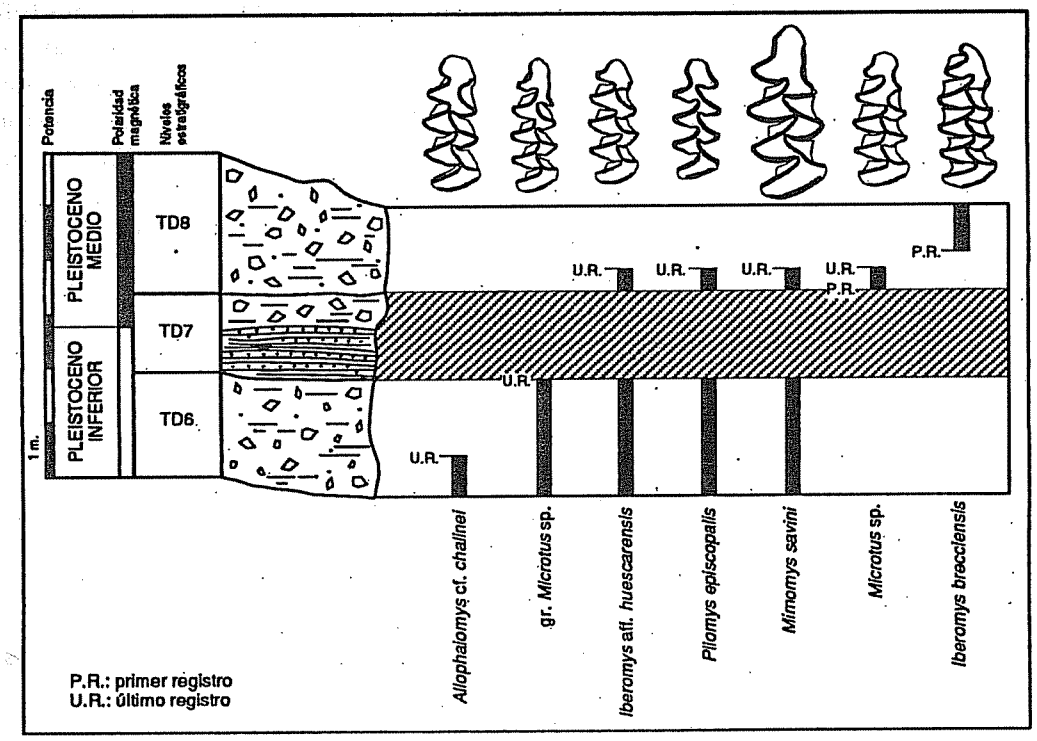


Fig. 1. Detalle de la distribución estratigráfica de los arvicólidos en los niveles adyacentes al límite Pleistoceno Inferior-Medio en el relleno cárstico Trinchera Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos)

Los arvicólidos están representados por las siguientes especies: *Mimomys savini*, *Pliomys episcopalis*, *Iberomys* aff. *huescarensis*, gr. *Microtus* sp. y *Allophaiomys* cf. *chalinei*. A lo largo de sus 2 m. de potencia se observan algunas variaciones en la composición de la asociación, tanto en lo referente a la presencia de especies (*A.* cf. *chalinei* está presente sólo en el tercio basal del nivel) como a su representación cuantitativa

El nivel TD8 incluye dos asociaciones de arvicólidos distintas que se suceden en la vertical. La primera, presente en la base del nivel, está compuesta por *Mimomys savini*, *Pliomys episcopalis*, *Iberomys* aff. *huescarensis* y *Microtus* sp. Esta asociación es muy similar

a la del nivel TD6, con tres especies en común, y difiere en la sustitución de la especie de *Microtus* presente en TD6 por otra distinta y no relacionada con la anterior. La segunda asociación está compuesta únicamente por *Iberomys brecciensis*, especie ya característica del Pleistoceno Medio del suroeste de Europa.

Comparando las asociaciones de TD6 y la basal de TD8 se observa que existe una continuidad en la mayor parte de las especies de arvicólidos, aunque algunas de ellas tienen una distribución restringida por encima o por debajo del límite. *A.* cf. *chalinei*, especie muy similar a *A. chalinei* de otros yacimientos peninsulares, aunque difiere de ella en algunos de los parámetros propuestos por van der Meulen (1973), se registra por última vez en Trinchera Dolina unos dos metros por debajo del límite. Los yacimientos donde esta especie ha sido identificada con anterioridad han sido asignados inicialmente al Pleistoceno Inferior, debido fundamentalmente a las características primitivas de esta especie. Sin embargo, prácticamente ninguno cuenta con elementos de datación alternativos que permitan contrastar su edad, como señalan Sesé y Sevilla (1995). Sólo recientemente, en el yacimiento italiano de Pietrafitta, *A. chalinei* ha sido encontrado en asociación con otros arvicólidos típicos del Pleistoceno Inferior, como *Mimomys pusillus* y *Allophaiomys ruffoi* (Gentili et al, 1996). El grupo de especies del género *Microtus* está representado en TD6 por una amplia variedad de morfologías, similares tanto a las del subgénero *Terricola* como a las de *Microtus*. Algunas de estas morfologías guardan similitud con el *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus* identificado en Le Vallonet (Chaline, 1971). Este taxón se registra por última vez a techo de TD6. En TD8 se encuentra otra especie del mismo género, *Microtus* sp., de morfología mucho más constante y caracterizada por tener T4 y T5 no confluyentes entre sí, pero sí T5 con el complejo anterior a través de un cuello amplio. En el complejo anterior son constantes la presencia de un T6 de desarrollo variable y de un T7 bien desarrollado. Esta especie está presente en otros yacimientos franceses, como Bourgade (incluído dentro de la varibilidad de *Allophaiomys pitymioides* por Chaline, 1972) y Grâce (determinado como *Microtus malei* por Chaline, 1974) este último yacimiento situado también justo por encima de la inversión Matuyama-Brunhes. En estos yacimientos se han identificado también *M. savini*, *P. episcopalis* y *Stenocranius* gr. *hintoni-gregaloides*, especie que en Trinchera Dolina se registra por última vez en la base del nivel TD5.

Todas las especies de arvicólidos que caracterizan la parte basal de TD8 dejan de estar presentes a partir de los 30-40 cm. iniciales del nivel. Ello se debe con probabilidad a la existencia de una discontinuidad dentro de este nivel. Por encima se encuentra ya *Iberomys brecciensis* con la morfología típica de los yacimientos del Pleistoceno Medio.

Del registro de arvicólidos en Trinchera Dolina a lo largo del límite se puede concluir que hay una asociación característica del intervalo del límite, compuesta por *M. savini*, *P. episcopalis* e *I.* aff. *huescarensis*, y otras especies que, al menos en este yacimiento, se encuentran exclusivamente por debajo o por encima del límite. La especie *A.* cf. *chalinei* más el *Microtus* sp. de TD6 caracterizan las últimas asociaciones del Pleistoceno Inferior, mientras que la especie Microtus sp. de TD8 permite definir con claridad la base del Pleistoceno Medio en este relleno.

Bibliografía

Aguirre, E. 1989. Vertebrados del Pleistoceno continental. *ITGE, Mapa del Cuaternario de España E 1:1.000.000*: 47-69.

Agustí, J. y Moyà-Solà, S. 1991. Les faunes de mammifères du Pléistocène inférieur et moyen de l'Espagne: implications biostratigraphiques. *L'Anthropologie*, 95 (4): 753-764.

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.

Chaline, J. 1971. La microfaune du Vallonet (A.-M.) et le problème des corrélations micro-macromammifères à la limite Pléistocène inférieur-moyen. *Bull. Musée Anthrop. Prehist. Monaco*, 17:

Chaline, J. 1972. Les Rongeurs du Pléistocène moyen et supérieur de France. *Cahiers de Paléontologie, Centre Nat. Rech. Sci. Paris*, 410 p.

Chaline, J. 1974. Les Rongeurs, l'âge et l'environement de la très haute terrasse de Grâce à Montières (Somme). *Bull. Assoc. Fr. Quaternaire*, 40/41: 151-157.

Gentili, S., Abbazzi, L., Masini, F., Ambrosetti, P., Argenti, P., Torre, D. 1996. Voles from the Early Pleistocene of Pietrafitta (central Italy, Perugia). *Acta Zool. Cracov.*, 39 (1): 185-199.

Gil, E., Aguirre, E. y Hoyos, M. 1987. Contexto estratigráfico. En: Aguirre, E., Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J.M.: *El Hombre Fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*. Monografías Junta de Castilla y León: 47-54.

Maul, L. 1990. Uberblick uber die unterpleistozaenen Kleinsaegerfaunen Europas. *Quatärpaläontologie*, 8: 153-191.

Parés, J.M. y Pérez-González, A. 1995. Paleomagnetic Age for Hominid Fossils at Atapuerca Archaeological Site, Spain. *Science*, 269: 830-832.

Sesé, C. y Sevilla, P. 1996. Los micromamíferos del cuaternario peninsular español: cronoestratigrafía e implicaciones bioestratigráficas. *Rev. Esp. de Paleontología*, nº extraordinario: 278-287.

Aspectos paleolimnológicos de la laguna tardiglaciar de Villaseca (León) a partir del análisis de restos de microalgas

M. Leira, R. Bao & J.R. Vidal Romaní

Facultade de Ciencias, Campus da Zapateira s/n, Universidade da Coruña, 15071 A Coruña

La laguna de Villaseca se sitúa en las estribaciones del sur de la cadena cantábrica, en las cercanías de Villaseca de Laciana, (provincia de León, NO de España). La laguna tiene un claro origen glaciar y se ha formado por la obturación realizada por una morrena lateral de una lengua glaciar que se canalizaría a través del valle de Brañas de Roble. Una vez al descubierto de los hielos durante la deglaciación, la pequeña cubeta así formada empezó a actuar como una cuenca de sedimentación.

Los únicos datos de carácter paleoambiental que existen en la zona son dos estudios palinológicos: la laguna de Villaseca (Jalut, en prep.), y la laguna de La Mata (Belet, 1992) próxima a la anterior. Estos dos trabajos nos proporcionan información sobre la evolución del paisaje vegetal en el entorno de ambas lagunas durante el Cuaternario final.

La secuencia sedimentaria de la laguna de Villaseca corresponde al relleno de una cuenca de obturación pro-yuxtaglaciar formada durante el proceso de deglaciación pleistocena en la Cadena Cantábrica. La datación sugiere que la laguna de Villaseca comenzó a funcionar hace 23.000 años (Jalut, en prep.). Durante el máximo glaciar local, que podríamos situar aproximadamente entre 45.000-50.000 años (Vidal Romaní, 1996). La lengua glaciar se situa por detrás de los abanicos aluviales proglaciares de Villablino. Posteriormente se produce una deglaciación lenta en toda la zona, alternada con pequeños avances del frente glaciar que nunca sobrepasaron el límite máximo inicial. Es en una de estas etapas intermedias de avance glaciar parcial cuando las lagunas de Villaseca y La Mata comienzan a funcionar como tales. La edad de este episodio es aproximadamente igual o inferior al de la datación de la base de los sedimentos

de La Mata (25.000 BP) (Belet, 1992) y de Villaseca (23.000 BP) (Jalut, en prep.), fecha mínima para que las dos lagunas comenzaran a funcionar como zonas de deposición.

Se ha estudiado una secuencia de 893 cm de longitud en donde se representa la evolución postglaciar de la laguna de Villaseca. La mayor parte de este registro (entre 260-893 cm) está representado por una sedimentación varvada detrítica en donde es patente la ausencia de diatomeas. Mientras que el polen alóctono aparece desde el principio de la secuencia, incluido en los sedimentos, las diatomeas aparecen tan solo en los 260 cm. finales. Este dato indica que las condiciones ecológicas se hacen en esta etapa de evolución de la laguna menos extremas, no sólo en esta, sino en su entorno inmediato. Ello debe relacionarse forzosamente con la fusión de los hielos y el progresivo alejamiento del frente glaciar de las proximidades de la laguna de Villaseca. Este alejamiento permite, por una parte un aumento de la temperatura ambiente y del agua de las lagunas, y por otra una optimización de los procesos de decantación de los detritus arrastrados por las aguas de fusión glaciar.

Coincidiendo con el paso de sedimentación detrítica a orgánica empieza a estar representada una flora de diatomeas dominada por asociaciones de *Fragilaria* spp. Esta asociación es típica de lagos mesotróficos de moderada alcalinidad (Stabell, 1985). Se trata de una asociación común y dominante en el Tardiglaciar de los lagos templados y en el sedimento moderno de algunos lagos árticos (Smol, 1983; Stabell, 1985; Brugam *et al.*, 1988; Stoermer *et al.*, 1990a, 1990b; Wolfe & Butler, 1994). Esta frecuente posición estratigráfica hace pensar que se trata de un grupo pionero y tolerante colonizador que aparece generalmente cuando se incrementa la deposición de materia orgánica (Lortie & Richard, 1984). Esto sugiere que el paso de sedimentación detrítica a orgánica ocurre a principios del periodo Tardiglacial. El inicio de este periodo se halla datado en 13.000 años BP en los Pirineos (Jalut *et al.*, 1992; Beaulieu *et al.*, 1994), y en 12.425 BP en la laguna de la Roya (Allen *et al.*, 1996), en la Cordillera Cantábrica.

A 230 cm es bien visible un aumento en la proporción de macrorrestos vegetales y la arcilla se hace más clara. Este cambio viene acompañado por un aumento de las comunidades de diatomeas epifíticas y aerófilas (*Fragilaria leptostauron*, *Caloneis silicula*, *Epithemia adnata*). Estos cambios se relacionan con el retorno a condiciones climáticas más duras, similares a las del Tardiglaciar más temprano, sugiriendo una ralentización de la meteorización, aumento del frío y una disminución de las precipitaciones en forma de agua, lo que unido a los datos polínicos parece señalar al Dryas Reciente (Wilson *et al.*, 1993; Wolfe & Butler, 1994). Cronológicamente la posición del Dryas Reciente está establecida en el Laghi di Monticchio (sur de Italia) en 10.500 años BP (Watts *et al.*, 1996), y entre 10.700 y 10.000 años BP en las tierras bajas de Suiza (Ammann *et al.*, 1994). En los Pirineos ha sido fechado de 10.800 a 10.000 años BP (Jalut, 1976) y en la Cordillera Cantábrica entre 10.732 y 9.853 años BP en la laguna de la Roya (Allen *et al.*, 1996).

A partir de los 200 cm de profundidad empieza la formación de turba, muy arcillosa al principio. Durante esta etapa la superficie de aguas libres se reduce progresivamente. Las condiciones en Villaseca corresponden a un ambiente mesotrófico con pH cercano a la neutralidad y un aumento de especies de diatomeas de comunidades perifíticas. Este cambio se asocia al inicio del Postglaciar, periodo bien datado en toda Europa (aproximadamente 10.000 años BP).

Entre 65 y 160 cm apenas se consevan restos de diatomeas, lo que coincide con un incremento en los quistes de crisófitas. Este incremento en la relación entre quistes de crisófitas y frústulos de diatomeas indica oligotrofia y/o mala preservabilidad en el registro fósil de diatomeas (Smol, 1985, 1988).

En la última etapa en el desarrollo de la laguna aparecen exclusivamente diatomeas de aguas ácidas, con táxones dominantes como *Eunotia*, *Pinnularia* y *Frustulia*, característicos de turbera (Margalef, 1983).

Bibliografía

Allen J. R. M., Huntley B. & Watts W. A. (1996) The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14.000 yr. *J. Quat. Sci.* **11**, 125-147.

Ammann B., Lotter A. F., Eicher U., Gaillard M.-J., Wohlfarth B., Haeberli W., Lister G., Maisch M., Niessen F. & Schlüchter C. (1994) The Würmian Late-glacial in lowland Switzerland. *J. Quat. Sci.* **9**, 119-125.

Beaulieu J.-L. d., Andrieu V., Lowe J. J., Ponel P. & Reille M. (1994) The Weichselian Late-glacial in southwestern Europe (Iberian Peninsula, Pyrenees, Massif Central, northern Apennines). *J. Quat. Sci.* **9**, 101-107.

Belet J.-M. (1993) *Etude palynologique de la tourbière de La Mata (Monts Cantabriques; Nord-Ouest de l'Espagne)*. Diplome d'Etudes Aprofondies, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Brugam R. B., Grimm E. C. & Eyster-Smith N. M. (1988) Holocene Environmental Changes in Lily Lake, Minnesota Inferred from Fossil Diatom and Pollen Assemblages. *Quat. Res.* **30**, 53-66.

Jalut G. (1976) La végétation au Pléistocène supérieur et au début de l'Holocène dans les Pyrénées. *La Préhistoire française* **1**, 512-516.

Jalut G., Monserrat Martí J., Fontugne M., Delibrias G., Vilaplana J. M. & Julia R. (1992) Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrénées: Deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quat. Sci. Rev.* **11**, 449-480.

Jalut G. (en prep.) Análisis palinológico de la laguna de Villaseca, NO Península Ibérica.

Lortie G. & Richard P. J. H. (1984) Late-glacial diatom and pollen stratigraphy from lake Boucané, sothwestern Québec, Canada. *8th Diatom Symposium*, 687-697.

Margalef R. (1983) *Limnología*. Ed. Omega, Barcelona.

Smol J. P. (1983) Paleohydrology of high arctic lake near Cape Herschel, Ellesmere Island. *Canadian J. Bot.* **61**, 2195-2204.

Smol J. P. (1985) The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: A useful paleolimnological index. *Hydrobiologia* **123**, 199-208.

Smol J. P. (1988) Chrysophycean microfossils in paleolimnological studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **62**, 287-297.

Stabell B. (1985) Development of the diatom flora in Prestvannet, Tromsø, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **66**, 179-186.

Stoermer E. F., Schelske C. L. & Conley D. J. (1990a) Siliceous microfossil succession in Lake Michigan. *Limnol. Oceanog.* **35**, 959-967.

Stoermer E. F., Shelske C. L. & Wolin J. A. (1990b) Siliceous microfossil succession in the sediments of McLeod Bay, Great Slave Lake, Northwest Territories. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* **47**, 1865-1874.

Vidal Romaní, J. R. (1996). Geomorfología. In "Geografía de Galicia." (F. J. Rio Barja, Ed.), pp. 37-63. Galicia. Hércules de Ediciones, A Coruña.

Watts W. A., Allen J. R. M., Huntley B. & Fritz S. C. (1996) Vegetation history and climate of the last 15,000 years at Laghi di Monticchio, southern Italy. *Quat. Sci. Rev.* **15**, 113-132.

Wilson S. E., Walker I. R., Mott R. J. & Smol J. P. (1993) Climatic and limnological changes associated with the Younger Dryas in Atlantic Canada. *Climate Dynamics* **8**, 177-187.

Wolfe A. P. & Butller D. L. (1994) Late glacial and early Holocene environments at Pine Hill Pond, Newfounland, Canada: evidence from pollen and diatoms. *Boreas* 23, 53-65.

Condiciones paleoceanográficas del mar de Alborán y de la cuenca Sur Balear durante el Cuaternario, inferidas a partir del estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos

D. Linares, J.M. González Donoso & F. Serrano

Departamento de Geología, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos s/n. 29071 Málaga

Los sondeos de la localidad 976 (mar de Alborán) del Programa de Perforaciones Oceánicas (ODP) atraviesan un considerable espesor (359 m) de materiales sedimentarios, esencialmente hemipelagitas, de edad cuaternaria, muy ricos en foraminíferos planctónicos. Los sondeos de la localidad 975 (cuenca Sur Balear) cortan también un grueso paquete de materiales cuaternarios, aunque no tan potente (107 m). Se ha realizado el estudio cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos planctónicos contenidas en muestras de ambos grupos de sondeos. El muestreo es muy regular y la separación media de las muestras es en ambos casos, de 1 m por termino medio, lo que implica intervalos de muestreo del orden de 5 y 15 ka, respectivamente.

Las variaciones de las abundancias relativas de las especies especialmente de *N. pachyderma* sinistrosa (la forma dominante en las aguas polares actuales) permiten diferenciar cuatro intervalos durante el Pleistoceno. En el primer intervalo abundan los niveles con altas proporciones de *N. pachyderma* sinistrorsa y *G. inflata* es muy abundante. En el segundo intervalo *N. pachyderma* sinistrorsa está prácticamente ausente. El tercer intervalo es un largo periodo en el que *N. pachyderma* sinistrorsa vuelve a ser frecuente. El cuarto intervalo, que abarca la parte alta del Pleistoceno, está dominado por *N. pachyderma* dextrorsa, pero se detecta un primer pico de *N. pachyderma* sinistrorsa en ambos Sites y un segundo pico más moderno sólo en la localidad 976.

Se llevaron a cabo tres tipos de análisis numéricos. En el primero de ellos, tras experimentar con varios procedimientos de análisis de componentes principales (modos Q y R) se optó por un modo Q, partiendo de la matriz de asociación de los cosenos de los vectores que representan las muestras, por ser el que suministra resultados más fácilmente interpretables. Para aclarar el significado de las puntuaciones de los factores se procedió a efectuar la rotación varimax de los mismos. Tras ser aplicado este análisis a la localidad 976 (el muestreo más detallado) resultó que los cinco primeros factores (97.7% de la varianza) están dominados por *N. pachyderma* dextrorsa, *G. inflata, N. pachyderma* sinistrorsa, *G. ruber* y *G. bulloides,* respectivamente. Este resultado es bastante interesante, dado que las cuatro primeras especies muestran sus máximas abundancias, en los sedimentos actuales, en relación con cuatro bandas sucesivas de temperaturas de las aguas superficiales. Esto permite hacer una estimación semicuantitativa de las temperaturas del mar de Alborán durante el Cuaternario y, por extensión, de la cuenca Sur Balear, previo cálculo de su correspondiente matriz de cargas de los factores a partir de la matriz de puntuaciones de los factores en el mar de Alborán.

En el segundo análisis se calcularon los cosenos de los ángulos formados por el vector que representa cada muestra cuaternaria en un espacio de 26 dimensiones (especies) con los vectores de las 605 muestras de un conjunto de sedimentos recientes que cubre el Atlántico N. y el Mediterráneo. De esta manera se identificó el análogo moderno de cada muestra fósil: a menos valor del coseno, mayor similitud taxonómica y, por tanto -presumiblemente- mayor similitud medioambiental.

En el tercer análisis se utilizó la técnica del "k-means clustering" para agrupar las muestras del conjunto actual en 5 grupos oceanográficamente coherentes (polar, subpolar, intermedio, subtropical y ecuatorial). Acto seguido se realizó un análisis discriminante de estos grupos y, a partir de él, se encuadró cada muestra cuaternaria en un grupo actual.

Resumiendo los resultados obtenidos de los tres análisis citados, cabe destacar en primer lugar que (independientemente de la alternancia de presencias frecuentes y ausencias casi generalizadas de faunas polares que caracterizan los intervalos) en ambas localidades se observa una mayor abundancia relativa de los elementos que indican condiciones más benignas (muestras de los grupos intermedios y subtropical, muestras en las que predominan los factores inflata y ruber) en los tres primeros intervalos, pese a que dos de ellos tienen una relativa abundancia de muestras con altos porcentajes de faunas polares. En el intervalo más reciente predominan, sobre todo en la localidad 976, las faunas subpolares y las muestras dominadas por el factor pachyderma dextrorsa.

Durante el intervalo 1 (el más antiguo) predominarían unas condiciones medias parecidas a las actuales (quizás algo más cálidas en la localidad 975) interrumpidas por episodios muy fríos. Sin embargo la relativa abundancia de formas subpolares, sobre todo en la localidad 976, induce a pensar en condiciones invernales más frías que las actuales.

Durante el intervalo 2 las condiciones en la localidad 976 serían, en general, menos benignas pero más estables, faltando los episodios muy fríos del intervalo anterior, mientras que las desviaciones de la norma serían, en general, episodios más cálidos. En la localidad 975 las condiciones oscilarían de frías (no muy frías) a cálidas, sin predominio de unas en particular.

El intervalo 3 sería comparable al 1, aunque con rasgos más acusados: mayor incidencia general de los períodos muy fríos y episodios cálidos en la localidad 975, concentrados hacia la mitad inferior del intervalo.

En fin, el intervalo 4 sería parecido al 2, aunque más uniforme y algo más frío, faltando casi por completo los episodios muy fríos y siendo escasos los cálidos.

Recuperación y restauración de los materiales paleontológicos de Venta del Moro (Valencia)

Mª.D. Marín-Monfort, E. Peñalver & P. Montoya

Dpto. Geología, Facultad de Biología, Universitat de València, C/Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia)

El conocimiento actual sobre restauración de material óseo y dentario fósil es escaso, siendo pocas las publicaciones realizadas al respecto. De hecho, en nuestro país, el tipo de metodología y los productos de restauración más idóneos, para el tratamiento de tan peculiar patrimonio, se lleva a cabo en contados centros, como por ejemplo en el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid, en el Museu Paleontològic Municipal de València y en el Institut Paleontològic de Sabadell.

En el presente trabajo se muestra la metodología aplicada en la recuperación en el campo y en la restauración de los restos de vertebrados fósiles del yacimiento mioceno de Venta del Moro, extraídos en la excavación realizada en septiempre-octubre de 1995, por parte del

Departament de Geologia de la Universitat de València y del Museo Nacional de Ciencias Naturales.

Este yacimiento fue inicialmente excavado durante la década de los 70 (Aguirre *et al.*, 1973; Alberdi *et al.*, 1977) y se sitda en capas de margas y arcillas lignitosas, en la base del Miembro Los Isidros (Mathisen y Morales, 1981). Es considerado como uno de los yacimientos paleontológicos de vertebrados más importantes de España, debido, principalmente, a la riqueza y variedad de sus fósiles. Así, hasta el presente se ha encontrado polen, macroflora, gasterópodos, ostrácodos, peces, anfibios, reptiles, aves y mamíferos. Además, Venta del Moro es la localidad tipo para una edad de mamíferos, el Ventiense, y para cuatro nuevas especies de mamíferos (Morales, 1984).

En la campaña de excavación de 1995 se extrajeron un total de 816 especímenes. En el Dpto. de Geología de la Universitat de València se intervinieron unos 70 ejemplares que presentaban un mayor interés. Esta muestra la constituían elementos óseos (astrágalos, metápodos, húmeros, tibias, falanges y un asta) y dentarios (mandíbulas, maxilares, así como dientes aislados), pertenecientes a diferentes taxones:

Roedores: fam. Castoridae (*Dipoides.* cf. *problematicus*).

Carnívoros: fam. Canidae (*Canis*? sp.).

Perisodáctilos: fam. Equidae (*Hipparion* sp., *H. gromovae*), fam. Rhinocerotidae (*Lartetotherium schleiermacheri*).

Artiodáctilos: fam. Suidae (*Korynochoerus provincialis*), fam. Hippopotamidae (*Hexaprotodon crusafonti*), fam. Camelidae (*Paracamelus aguirrei*), fam. Cervidae (*Pliocervus* sp.), fam. Bovidae (*Tragoportax ventiensis*, *T. gaudryi*, *Parabos soriae*).

Durante la mencionada campaña se procedió a la extracción de los restos fósiles con metodología similar a la utilizada en arqueológica. Se cuadriculó un área de 5x4 metros y se excavaron cuatro niveles fosilíferos denominados, de techo a muro, A, B, C y D. Los niveles A y B corresponden a una misma capa sedimentaria margosa, que hacia techo se hace más compacta (nivel A); en dicho nivel los ejemplares aparecen cuarteados por compresión y son difíciles de liberar de la matriz. El nivel C corresponde a un lentejón de arcillas lignitosas muy plásticas de color negro y el nivel D se compone de areniscas margosas con carbones. En esta primera campaña se actuó casi exclusivamente en las capas A y B.

Dada la fragilidad y fragmentación de los restos fósiles de Venta del Moro se hizo necesario el empleo de técnicas especiales de extracción (Rixon, 1976; Laborde, 1986). Si bien no todos los elementos lo requerían, en general era necesaria una consolidación previa, la cual se llevó a cabo por impregnación con Synocryl disuelto en acetona al 20%. Los restos descubiertos eran delimitados y expuestos al aire, perdiendo con ello parte de la humedad y favoreciendo así la penetración del consolidante.

La extracción de restos de un cierto volumen, o bien piezas delicadas, requirió la aplicación de refuerzos adicionales como los engasados y/o las camas rígidas de poliuretano, descritos ampliamente por Rixon (1976) y Laborde (1986).

La mayor parte del material se extrajo en bloque, junto a matriz sedimentaria, incluso en el caso de piezas pequeñas, sin exceptuar los dientes aislados, que suelen ser muy resistentes en otros yacimientos. Esto fue necesario principalmente al excavar la capa A, ya que es muy compacta, y la matriz sedimentaria presentaba mayor consistencia que el propio fósil.

Para evitar fracturas y disgregaciones durante el transporte, las piezas pequeñas se envolvieron con papel celulósico químicamente neutro, con la finalidad de que éste absorbiese parte de la humedad del hueso.

Ya en el laboratorio, y para cada ejemplar, se realizaron dos tipos de documentación: 1) ficha base que recogía el proceso de restauración (con diversos campos tales como Sigla, Inicio del proceso, Intervenciones anteriores, Estado de conservación, etc.) y 2) seguimiento fotográfico.

Antes de realizar la limpieza se retiraron las envolturas o embalajes y se continuó con la eliminación de gran parte de la matriz margosa en la que se encontraban algunos de los ejemplares. Esta eliminación se realizó introduciendo la matriz en agua para su disgregación, teniendo especial cuidado en evitar el contacto del agua con el hueso fósil.

Los restos de matriz sedimentaria adheridos a los fósiles se eliminaron empleando cepillos de cerdas blandas y agujas de dentista. En el caso de presentarse partículas de marga consolidadas sobre la superficie del espécimen, resultado de la utilización de Synocryl *in situ*, se aplicó acetona con un pincel suave. Los eventuales restos del adhesivo utilizado durante la excavación se retiraron con acetona aplicada con isopos.

Como producto de consolidación en el laboratorio se utilizó Synocryl 9122X, un polímero acrílico termoplástico de metacrilato de metilo, consolidante comdnmente utilizado en restauración. Iste es reversible y produce recubrimientos de resistencia al agua, ácidos y álcalis. Se aplicó en una disolución generalmente al 20% en acetona.

La metodología de consolidación varió en función del estado de conservación y de la porosidad del hueso fósil: I) por inmersión hasta saturación total; ha sido la más utilizada e implica una consolidación profunda y homogénea, II) por impregnación superficial con brocha, pincel o por goteo.

Una vez finalizado el proceso de consolidación, se dejaron secar los restos mediante evaporación del disolvente a temperatura ambiente, ya que acelerar dicha evaporación de forma artificial supone una consolidación menos profunda.

Para la unión de los fragmentos se utilizó, mayoritariamente, el adhesivo de marca Imedio ya que se trata de un derivado de nitrocelulosa y, por tanto, es muy reversible (Shelton y Chaney, 1994), y en menor medida se utilizó un compuesto de cianocrilato (Loctite) con el que se consigue un pegado muy resistente cuando las dos superficies a unir encajan perfectamente. Sin embargo, cuando las superficies no encajaban bien, debido a corrosión o a cualquier otro tipo de deterioro, fue necesario el empleo de una resina epoxi (Araldit), con la que se consiguen resultados satisfactorios ya que además de ser un buen adhesivo también rellena los espacios en los que no hay contacto neto entre las dos superficies.

La reintegración formal se ha realizado en todos los casos con polvo cerámico, producto similar a la escayola pero cuyo acabado es más resistente. El polvo cerámico se ha aplicado con espátula y el exceso se ha eliminado con bisturí.

Por último, se realizó una reintegración cromática con pinturas al agua, lo que asegura su total reversibilidad y permite distinguir visualmente el original de la intervención.

Agradecimientos

Tanto la campaña de excavación de 1995 como la restauración de los materiales paleontológicos han sido subvencionadas por la Conselleria de Cultura, Educació i Ciència de la Generalitat Valenciana (cód. 241, S/re: subvenci/not def 2). Agradecemos el asesoramiento

recibido por parte del equipo de restauración del M.N.C.N. El estudio del yacimiento de Venta del Moro se enmarca en los proyectos PB 95-0113 de la DGICYT y CPE/099 (1996) de la IVEI.

Bibliografía

Aguirre, E., Robles, F., Thaler, L., López-Martínez, N., Alberdi, M.T. y Fuentes C. 1973. Venta del Moro, nueva fauna finimiocena de Moluscos y Vertebrados. *Estudios geol.*, **29**: 669-678.

Alberdi, M.T., López Martínez, N., Mazo, A. y Morales, J. 1977. Venta del Moro y las faunas de vertebrados finimiocenas de España. *Estudios geol.*, **33**: 589-591.

Laborde, A. 1986. Conservación y restauración en yacimientos prehistóricos. *Cahier noir*, **3**: 1-150.

Mathisen, M. y Morales, J. 1981. Estratigraphy, facies and depositional environments of the Venta del Moro vertebrate locality, Valencia, Spain. *Estudios geol.*, **37**: 199-207.

Morales, J. 1984. *Venta del Moro: su macrofauna de mamíferos y biostratigrafía continental del Mioceno terminal mediterráneo.* Ed. Univ. Complutense, Madrid: 340 pp.

Rixon, A.E. 1976. *Fossil Animal Remains: their preparation and conservation.* The Atlone Press, Univ. London: 304 pp.

Shelton, S.Y. y Chaney, D.S. 1994. An evaluation of adhesives and consolidants recommended for fossil vertebrates. *In*. Patrick Leiggi & Peter May (Eds.). *Vertebrate paleontological techniques.* Cambridge University Press, vol. I: 35-45.

Primeras evidencias de *Macanopsis* (Macsotay, 1967) en la Península Ibérica

E. Mayoral & F. Muñiz

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. 21819 La Rábida. Palos de la Frontera. Huelva. España

Introducción

Macanopsis es una pista fósil escasamente referenciada e ilustrada en la bibliografía (Macsotay, 1967; Häntzschel, 1975; Frey *et al.*, 1984). Se define como una madriguera en forma de "J" ligera a notablemente curvada que termina en una cámara basal, con la parte superior predominantemente vertical. En esta comunicación se da a conocer la presencia de *Macanopsis* en los depósitos marinos de edad Mioceno superior-Plioceno inferior en el área de Lepe -La Redondela (Huelva) (Figs. 1A y 1C) y en los del Cretácico inferior de Josa (Teruel) (Figs. 1B y 1D); así como algunas consideraciones sobre su interpretación, afinidad biológica y discusión con otros icnofósiles.

Material estudiado

Se han recolectado 18 ejemplares de los cuales 2 pertenecen al área de Josa y el resto a la de Lepe-La Redondela. También se han tenido en cuenta todas las observaciones y datos obtenidos directamente en el campo. Todos los ejemplares se hallan conservados en relieves completos.

Se trata de madrigueras de domichnia con forma de vaina (Fig. 1E), que consisten en una cámara alargada paralela a subparalela respecto al plano de estratificación y que termina en un extremo ciego en su parte más distal. La base es plana a suavemente cóncava. En la parte proximal presenta un tubo subvertical con escaso desarrollo dentro del conjunto de la estructura, y que forma con la superfície horizontal un ángulo que varia entre 70° y 80°. En general, el trazado de la estructura es rectilíneo (ejemplares de Lepe-La Redondela) a suavemente curvado (ejemplares de Josa), y en ningún caso presentan ramificaciones y sí una pared fuertemente revestida, que tiene un grosor de 0,3 a 1,2 cm, con 0,5 cm de media. Esta pared exteriormente, puede estar recorrida por otras pistas como *Taenidium* y servir incluso de sustrato a diversos organismos perforantes, evidenciado por la presencia de *Caulostrepsis*, *Gnathichnus*, *Maeandropolydora* y *Trypanites* (Mayoral y Muñiz, 1996). El relleno es en todos los ejemplares, pasivo, con un tamaño de grano mayor que el del sedimento circundante, observándose en sección longitudinal la laminación inclinada respecto a la base de las madrigueras y en ocasiones hasta con una granuloclasificación positiva.

Las cámaras en sección transversal son subcirculares a subelipsoidales (ejemplares de Lepe-La Redondela) y subelipsoidal a subcuadrada (ejemplares de Josa), con un diámetro o anchura máxima variable, entre 3,4 y 13 cm (valor medio de 6,21 cm), su longitud oscila entre 8 y 45 cm, con un valor medio de 17 cm, ocasionalmente se observan en el interior de las paredes basales estrías poco marcadas.

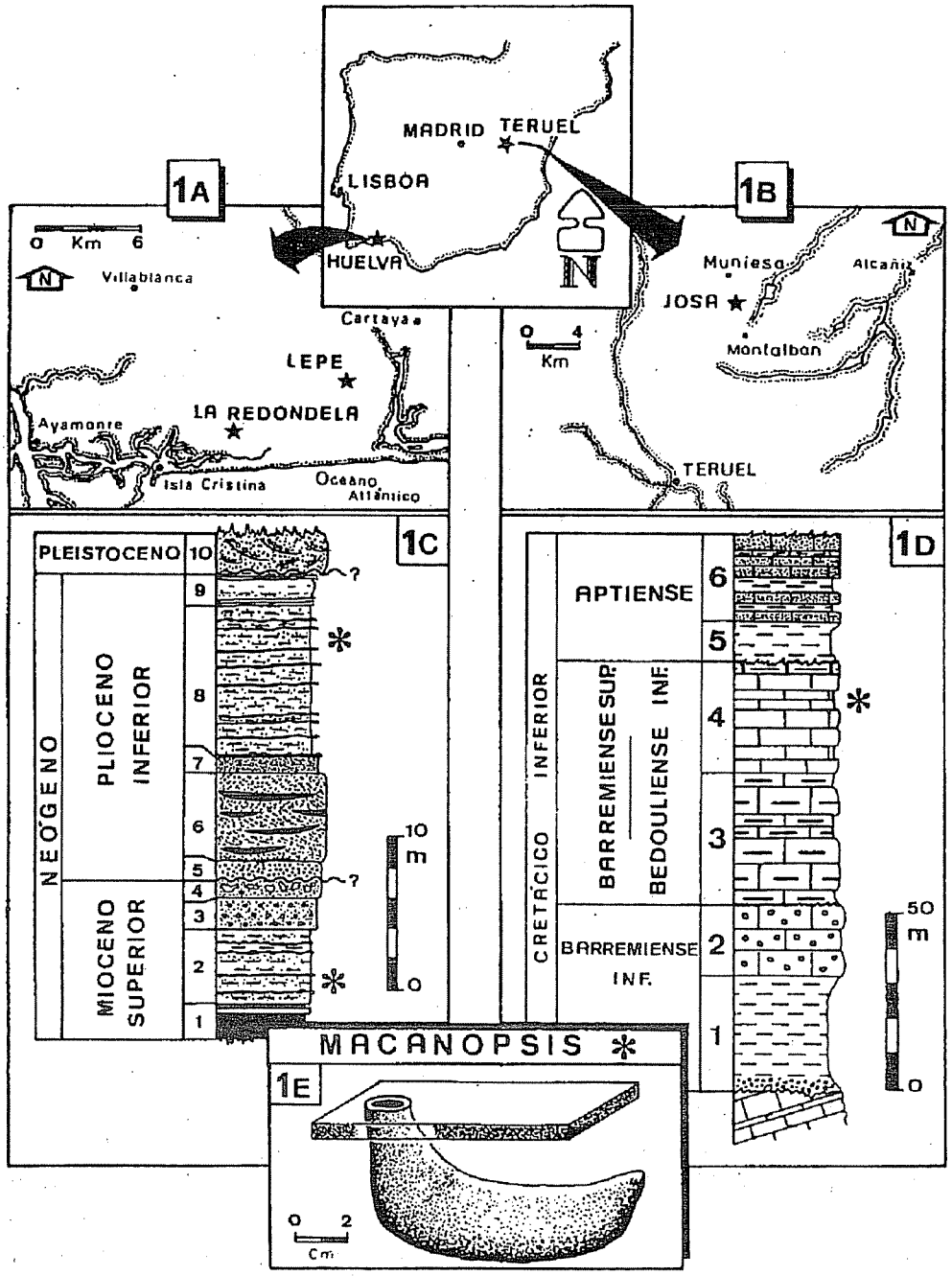


Figura 1. 1A-1B: Localización geográfica de las áreas estudiadas. **1C**: sección tipo de Lepe-La Redondela: 1.arcillas grises; 2.limos arenosos blancos; 3.arenas glauconíticas; 4.arenas medias con nódulos carbonatados; 5.arenas gruesas amarillentas; 6.gravas con intercalaciones arcillosas canaliformes; 7.arenas medias; 8.limos arenosos blancos; 9.arenas,limos y arcillas caoliníticas; 10.conglomerados. **1D**: sección de la Tejería de Josa: 1.margas; 2.calizas oncolíticas masivas; 3.margas y calizas margosas; 4.calizas arenosas rojas; 5.margas blancas y calizas margo arenosas; 6.alternancia de areniscas y margas arenosas (según Mayoral, 1980, fig.11). **1E**: esquema de *Macanopsis* ichnosp. indet.

El ápice de la parte distal se dispone hacia arriba con un ángulo medio respecto a la base de la estructura de 30,6°. Los tubos proximales tienen la sección circular y un diámetro que aumenta de media aproximadamente un 45% por cada centímetro de profundización.

Interpretación y afinidad biológica

Macanopsis se interpreta como una madriguera realizada para morada permanente, según se deduce a partir de su morfología compuesta por una cámara cerrada con una salida exterior y una pared revestida. La aparición de estrías en la base de estas cámaras indican señales de movimiento en su interior por parte del organismo productor.

En cuanto a los posibles organismos productores, atendiendo a las características antes citadas, la hipótesis más factible es que fueran madrigueras hechas, probablemente, por crustáceos decápodos (Macsotay, 1967; Frey *et al.*, 1984). Entre las especies de decápodos actuales que realizan excavaciones semejantes a las descritas se encuentran algunos braquiuros, como *Uca* (p.e. Basan y Frey, 1977, fig. 4, p.58; Curran, 1992, figs. 6,7 y 10, p. 111 a 116) u *Ocypode* (p.e. Duncan, 1986, fig. 2, p.385), o macruros (cangrejos de río) (Hasiotis y Mitchell, 1993). De cualquier forma, nuestras madrigueras presentan una mayor regularidad geométrica que las que realizan los organismos anteriores, aunque en general se pueden considerar que ambas presentan pautas de comportamientos muy similares.

Discusión

Los ejemplares de *Macanopsis* encontrados en la Península Ibérica difieren principalmente de la icnoespecie tipo *M. pagueyi* (Macsotay, 1967) en el trazado general de la madriguera y en menor medida, en el tamaño de ésta. Así, *M. pagueyi* consiste esencialmente en un tubo perpendicular a la estratificación, de gran desarrollo en el conjunto de la estrucutra, que se curva en su extremo para dar paso a una cámara hemiesférica, adoptando grosso modo, una forma de "J" muy característica. Nuestros ejemplares, que son proporcionalmente más grandes, adquieren tambien una forma que se aproxima a una "J", pero no vertical, sino tendida en la horizontal. Por último, pistas fósiles más o menos similares a las aquí descritas y no determinadas icnotaxonomicamente, se encuentran algunos ejemplares del Triasico superior de la Formación Chinle en Utah, EE.UU (Hasiotis y Mitchel, 1993, fig. 4A,D,E). Así mismo, ciertas semejanzas (madrigueras en forma de "J") podrían establecerse con *Psilonichnus* Fürsich, aunque éstos nunca presentan un ensanchamiento o cámara basal en la región distal.

Las características icnotaxobásicas de los ejemplares de *Macanopsis* aquí descritas, en especial la configuración geométrica de las madrigueras, son argumentos suficientes para considerar el establecimiento de una nueva icnoespecie.

Agradecimientos

A D. Jose Antonio Gámez-Vintaned y D. Jordi María de Gibert por la información facilitada. Este trabajo se ha realizado con la ayuda al Grupo de Investigación nº RNM O219 "G.I. NATURALAND" de la Junta de Andalucía, y dentro de los Proyectos de la D.G.I.C.Y.T. PB-94-0946 y de la Acción Integrada Hispano-Portuguesa HP-9546.

Bibliografía

Basan, P.B. y Frey, R.W. 1977. Actual-palaeontology and neoichnology of the salt marshes near Sapelo Island, Georgia. *In: Trace Fossils 2* (Eds. Crimes, T.P. & Harper, J.C.). Geological. Journal, Special Issue 9: Liverpool, Seel House Press, 41-70.

Curran, A. 1992. Trace Fossils in Quaternary, Bahamian-Style Carbonate enviroments: the modern to fossil trasition. *In: Trace Fossils* (Eds. Maples, C.G. & West, R.R.), Short Courses in Palaeontology, **5**, 105-120.

Duncan, G.A. 1986. Burrows of *Ocypode quadrata* (Fabricius) as related to slopes of substrate surfaces. *Journal of Palaentology*, **60** (2), 384-389.

Frey, R.W.; Curran, H.A. y Pemberton, S.G. 1984. Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: The ichnogenus *Psylonichnus*. *Journal of Palaeontology*, **58**(2), 333-350.

Häntzschel, W. 1975. Trace Fossils and Problematica. *In: Treatise on Invertebrate Paleontology* W(supplement I, Trace fossils) (Ed. Teichert, C.). Geological Society of America and University of Kansas Press, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, W1-W269.

Macsotay, O. 1967. Huellas problemáticas y su valor paleoecológico en Venezuela. *GEOS* (Venezuela), **16**,1-87.

Mayoral, E. 1980. Estudio geológico y micropaleontológico del Cretácico inferior de la región de Aragón y Josa (provincia de Teruel). Tesis de Licenciatura inédita. Universidad de Zaragoza, 114 p.

Mayoral, E. y Muñiz, F. 1996. La icnofacies de *Gnathichnus* en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España). *Coloquios de Paleontología*, **48**, 87-102.

XYLODATA: Identificación de xilema fósil asistida por ordenador

P. Muñoz Barragán[1], J. B. Diez[1,2] & J. Ferrer[1]

[1] Área de Paleontología. Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. España.

[2] Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 12 rue Cuvier. 75005 Paris. Francia.

Actualmente la identificación de restos fósiles de xilema y, más concretamente, de restos pertenecientes a gimnospermas, se ve condicionada por dos factores: la escasez bibliográfica y los problemas nomenclaturales. Ambos problemas fueron puestos de manifiesto por el *Workshop on Mesozoic Coniferous Wood* en el Congreso de la I.O.P. celebrado en Santa Bárbara en 1996. La solución que se propone es elaborar una base de datos abierta a la comunidad científica en la que se unifique la nomenclatura y pueda ser utilizada para comparar e identificar los ejemplares que se vayan estudiando.

La idea de utilizar un ordenador para identificar fragmentos fósiles de xilema nace al conocer la aplicación GUESS (*General Unknow Entry and Search System*), un grupo de programas para la identificación asistida por ordenador de madera desarrollado por la universidad de North Carolina (Wheeler *et al*, 1986). Este programa permite la identificación de maderas actuales a partir de múltiples claves de entrada que son comparadas con las existentes en la base de datos que lo acompaña. El método de funcionamiento se basa en pedir al usuario que vaya introduciendo la presencia o ausencia en la madera que quiere clasificar de las caracteristicas que GUESS utiliza para comparar con otras especies. Una vez obtenidas las respuestas se comparan las claves introducidas con las almacenadas en la base de datos, siguiendo una estrategia de búsqueda: establecimiento de los criterios de acierto (a partir de los algoritmos programados), comparación y ordenación de los datos y, por último, almacenamiento de los registros más próximos. Evidentemente los resultados son mejores mientras mayor es la base de datos, por lo que ésta es de caracter abierto para que cada usuario la complete con su información.

El paquete de programas GUESS permite reconstruir el conjunto de características que se usan en la determinación, editar y modificar los menús del programa y utilizar diferentes bases de datos. Estas facilidades permitían reconvertir GUESS en un programa para la identificación de madera fósil asistida por ordenador. Lamentablemente aparecían nuevos inconvenientes: El sistema de programación y la interfaz utilizada estaban obsoletos y el método de búsqueda usado para madera actual no era extrapolable a la madera fósil (aplicar criterios binarios de

ausencia/presencia no es suficiente para clasificar esta última). Este último problema era insalvable ya que afectaba a la infraestructura del *software*, haciendo que la única solución posible fuera reprogramar GUESS. En este punto se decidió diseñar una aplicación para identificar restos de xilema fósil exclusivamente.

XYLODATA es un programa diseñado para funcionar bajo entorno *Windows*®, cuya finalidad principal es facilitar la clasificación de fragmentos de xilema de gimnospermas fósiles. La elección del sistema y lenguaje de programación (*Visual Basic*) se ha llevado a cabo buscando el equilibrio entre la consecución del máximo rendimiento por parte de le máquina y la presentación de una interfaz de usuario eficaz, rápida y atractiva.

El funcionamiento de XYLODATA se basa en la comparación de las características del nuevo ejemplar encontrado con los registros que contiene la base de datos del programa. Por esta razón la funcionalidad del mismo depende, casi por completo, del tamaño de esta base de datos. A cada especie le corresponde un registro definido por unos 40 campos (algunos están todavía por determinar) de los cuales aproximadamente 10 describen a la especie y el resto se utiliza en las comparaciones de búsqueda. Estos campos de comparación corresponden a las caracteristicas principales que se usan habitualmente en la clasificación de los ejemplares. A diferencia de GUESS, XYLODATA admite tres tipos de datos diferentes en función de la característica a determinar: Valores predeterminados (por ej., parénquima ausente, presente, abundante o indeterminado), valores porcentuales (por ej., porcentaje de punteaduras areoladas araucarianas, mixtas y/o abietinianas que presenta el ejemplar) y valores que reflejan rangos de variación (por ej., número de células en el leño final entre *valor_mínimo* y *valor_máximo*). Se consigue de este modo una mayor aproximación a las características reales de la especie, permitiendo que las comparaciones efectuadas no se reduzcan a criterios de acierto/error, sino que permitan ajustar cada valor a un criterio propio de comparación que lo haga más o menos determinativo respecto al global en función de la importancia de la característica que se coteja.

El criterio de búsqueda compara el registro a identificar con los presentes en la base de datos. La comparación se efectúa registro a registro, con algoritmos específicos para cada tipo de dato. Una vez establecido el grado de acierto entre el registro actual y el cotejado la información se ordenada de mayor a menor, almecenándose en memoria para su posterior gestión los 50 registros con mayor grado de aproximación al desconocido.

Los resultados se presentan como porcentajes de aproximación a las 10 especies más parecidas. Estos porcentajes se acompañan de un factor de corrección que refleja el número de características comparadas (mayor mientras mejor sea el estado de conservación del material estudiado). También pueden desglosarse en porcentajes de acierto de cada característica por separado, que determinará la aproximación del ejemplar a las características de tipo porcentual y a las que reflejan rango de varación (es decir, aquellas cuyo grado de aproximación no sea el 100% o el 0%). de este modo XYLODATA puede ser una importante fuente de información adicional en cuanto a estado de conservación y consideraciones filogénicas entre especies. Se están estudiando nuevos modelos par presentar los datos de los que se pueda extraer otro tipo de información.

Si bien la principal limitación de XYLODATA es que ha sido programado para clasificar restos de gimnospermas, esto no quiere decir que no sea posible ampliar el programa a restos de angiospermas en un futuro. Con esta primera versión se intentan demostrar las ventajas que reporta utilizar este tipo de plataformas, que se verían enormemente incrementadas si la base de datos pudiera ser completada y utilizada por cualquier investigador con acceso a Internet. La escasez actual de referencias bibliográficas de paleoxilología puede ser una ventaja para

completar la base de datos, ya que en pocos meses estaría totalmente actualizada con toda la información mundial recogida, y el programa realizaría las aproximaciones más exactas posibles.

Bibliografía

Wheeler, E. A., Pearson, R. G., LaPasha, C. A., Zack, T. y Hatley, W., 1986. *Computer-Aided Wood Identification. Reference Manual.* North Carolina Agricultural Research Service, 159 pp.

Evolución morfológica y posición estratigráfica del grupo *Ancyrodelloides eleanorae* (Conodonta, Devónico Inferior)

M.A. Murphy[1] & J.I. Valenzuela Ríos[2]

[1] Department of Geology; University of California, Davis; CA 95616; USA

[2] Departament de Geologia, Universitat de València; c/. Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (València) e Institut für Geowissenschaften, T.U. Braunschweig; 38023 Braunschweig, Alemania

Se presentan datos adicionales referentes al grupo *Ancyrodelloides eleanorae* procedentes de secciones en Nevada (USA) y en los Pirineos españoles. El grupo de taxones incluidos en *A. eleanorae* lo constituyen una secuencia de conodontos que muestran una serie de cambios morfológicos a lo largo de su historia estratigráfica que permiten una subdivisión del Lochkoviense medio (Devónico Inferior) y que apoya y refina la subdivisión practicada mediante los componentes del género *Ancyrodelloides* y del grupo "*Ozarkodina stygia*".

El grupo *A. eleanorae* comienza en las capas que contienen los primeros *Ancyrodelloides*, es decir, en la base del Lochkoviense medio (Valenzuela-Ríos & Murphy, 1994). Estos primeros ejemplares del grupo guardan cierta semejanza con los del grupo "*Ozarkodina remscheidensis*" manteniendo una cavidad basal todavía abierta, que a lo largo del Lochkoviense medio se restringe progresivamente, pero se diferencian de ellos en ser ejemplares más robustos y presentar una superficie plana (terraza) en los lóbulos laterales. Esta terraza ocupa menos espacio que el resto del lóbulo sin terraza en los ejemplares más antiguos; sin embargo, la terraza va progresivamente ocupando más espacio del lóbulo y llega un momento en que lo ocupa completamente. En ejemplares más modernos, llega a desarrollarse un reborde levantado en los márgenes externos de los lóbulos. Además, los lóbulos laterales se desplazan hacia la mitad posterior del elemento.

Agradecimientos

Este trabajo se inició con el proyecto financiado por la Comisión MEC/Fulbright FU8910974/84. La Fundación Alexander von Humboldt y la National Science Foundation NSF EAR 94-18863 financiaron la parte final.

Bibliografía

Valenzuela-Ríos, J.I. & Murphy, M. A. (1994): Biostratygraphy and Evolution of "Ozarkodina stygia" (Flajs) and its utility in correlating Lower Devonian sequences in Western North America and Europe.- Geological Society of America, Abstracts with Programms, **26** (5): 66.

Análisis fractal de la complejidad sutural en ammonites del Jurásico superior y su relación con la geometría de la concha, tipo de ornamentación y paleoecología

F. Olóriz[1], P. Palmqvist[2] & J.A. Pérez-Claros[2]

[1] Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva. E-18002 Granada. E-mail: foloriz@goliat.ugr.es

[2] Departamento de Ecología y Geología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos. E-29071 Málaga. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es

En los últimos años se han efectuado diversas aproximaciones a la cuantificación de la complejidad de las suturas septales en los ammonites y al estudio de su relación con la geometría de la concha y/o la ocupación del morfoespacio durante la evolución del grupo (Boyajian & Lutz, 1992; Checa & García-Ruíz, 1996; Lutz & Boyajian, 1995; Olóriz & Palmqvist, 1995, Saunders, 1995; Saunders & Work, 1996). Estas suturas muestran un grado de complejidad tal que no se pueden describir adecuadamente mediante la geometría euclidiana clásica; además, en muchos casos exhiben un cierto grado de autosimilitud cuando se observan bajo diferentes escalas de magnificación (esto es, se mantiene la forma característica de la curva). Por estas razones, diversos autores han considerado que se pueden considerar como curvas fractales, en sentido formal o incluso morfogenético. De esta manera, la dimensión fractal de las suturas, que toma valores comprendidos entre 1 y 2 dependiendo de su grado de recurvamiento, se revela como un descriptor morfométrico adecuado de su complejidad (Fig. 1).

Se han propuesto diferentes explicaciones para la geometría anticlástica de las suturas septales en ammonites, incluyendo interpretaciones morfofuncionales (las suturas recurvadas aumentarían la resistencia de la concha a la presión hidrostática, la respiración o el transporte de líquido cameral), construccionales (serían el resultado del crecimiento siguiendo puntos de anclaje para el manto o la musculatura) y sobre propiedades físicas (crecimiento según el modelo de *viscous fingering*). Los resultados preliminares obtenidos por Olóriz & Palmqvist (1995) indican que dicha complejidad estaría relacionada, fundamentalmente, con la arquitectura de la concha y el grado de ornamentación. En este trabajo se aborda nuevamente dicho estudio, con un banco de datos de suturas de ammonites del Jurásico superior más extenso (N = 507) que el usado previamente y utilizando métodos de la estadística multivariante.

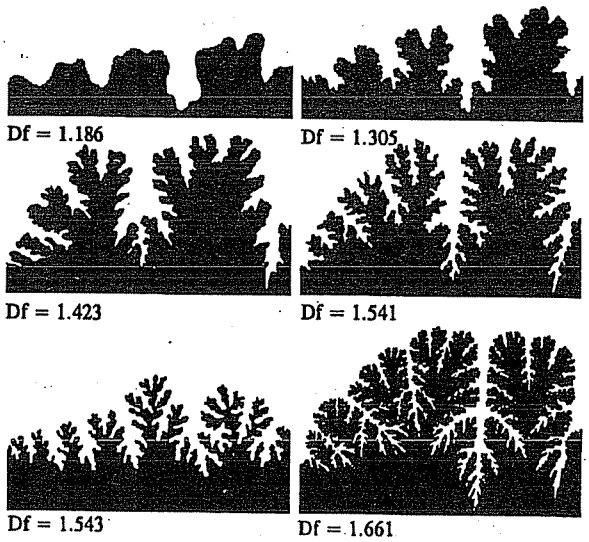


Fig. 1. Dimensiones fractales de algunas suturas analizadas.

La complejidad de las suturas se estimó mediante su dimensión fractal (D_f) y la geometría de la concha se analizó a partir del modelo de Raup (1967), calculando en cada ejemplar el valor de la tasa de expansión (W) y la distancia al eje generatriz (D), así como mediante una clasificación de la forma de la sección en vista axial y del tipo y grado de desarrollo de la ornamentación. Respecto a la paleoecología, se consideraron tres grupos de ammonites en función del paleoambiente colonizado: ejemplares provenientes de plataformas epicontinentales, de márgenes oceánicos y especies ubicuistas. Una vez digitalizadas las suturas ($N_{x,y}$ = 250-5000, según los casos), su dimensión fractal se calculó utilizando el método de Richardson (Boyajian & Lutz, 1992; Lutz & Boyajian, 1995; Olóriz & Palmqvist, 1995), en el que el valor de D_f se obtiene a partir de la relación inversa entre el perímetro estimado para la curva (p) y la escala de medida (e) o longitud de paso:

$$Log(p) = Log(K) + (1-D_f)Log(e),$$

donde K es el perímetro estimado con longitud de paso unidad.

Los valores de dimensiones fractales (D_f med. = 1,421, error estándard = 0,009, D_f mín. = 1,185, D_f máx. = 1,661) para el conjunto de ammonites analizados resultan similares a las estimaciones obtenidas por Boyajian & Lutz (1992) y Olóriz & Palmqvist (1995) en un conjunto menor de ammonites del Jurásico superior. Al considerar grupos establecidos conforme a los paleoambientes colonizados, el tipo de escultura y la arquitectura de la concha, se observa lo siguiente:

Enrollamiento y sección: los valores medios de D_f para ammonites involutos (1,451) y evolutos (1,419) resultan significativamente diferentes ($p < 0,0001$), aunque existe un considerable solapamiento de valores entre ambos grupos (Fig. 2); igualmente, se detectan diferencias estadísticamente significativas según el tipo de sección, pues las subcirculares muestran los menores valores de D_f (1,408), seguidas de las deprimidas y ovaladas (1,424 y 1,421, respectivamente) y, finalmente, las ovales altas (1,443) y agudas (1,453). Estas diferencias en el grado de complejidad de las suturas se pueden interpretar como debidas a variaciones en la relación existente entre la superficie externa y el volumen interno de las secciones.

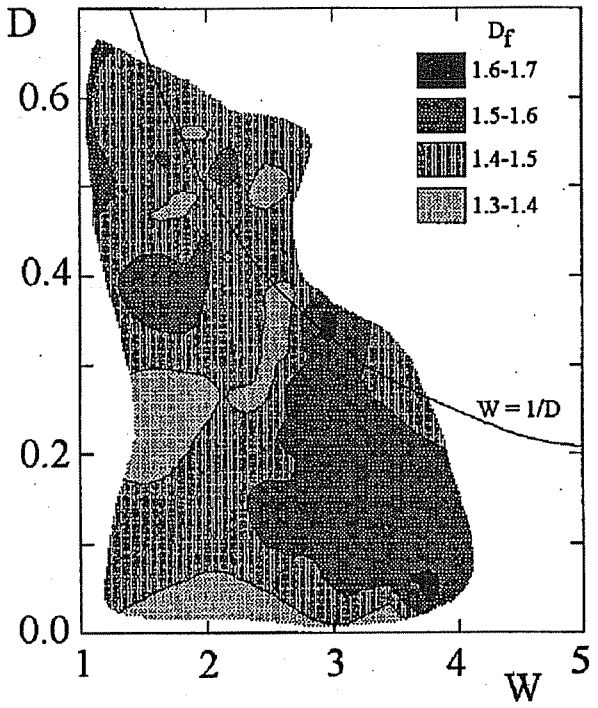


Fig. 2. Variación de los valores de D_f en función de la expansión (W) y distancia (D) al eje generatriz.

Escultura: se aprecian diferencias significativas entre los ammonites sin costillas (1,404) y los que las presentan de tamaño medio (1,435) y grueso (1,419). Las conchas sin tubérculos o con tubérculos de mediano tamaño muestran suturas más complejas (1,425 y 1,436, respectivamente) que aquellas que los presentan gruesos (1,393). La presencia de otros elementos esculturales no parece afectar a la complejidad de las suturas, como se desprende de la ausencia de diferencias significativas en sus valores de D_f medios (1,421 *vs.* 1,426).

Paleoecología: los ammonites epioceánicos muestran un menor valor medio de D_f (1,412) que los epicontinentales (1,432) ($p = 0{,}005$), aunque las distribuciones en ambos grupos presentan un solapamiento considerable. Este resultado sugiere que la complejidad sutural no se relaciona directamente con la batimetría o, en todo caso, que no existieron grandes diferencias en las profundidades habitadas por ambos grupos de ammonites.

Los resultados obtenidos revelan sustanciales diferencias en el diseño y complejidad de las suturas de los ammonites, de las cuales la más importante parece estar relacionada con el tipo de enrollamiento y la forma de la sección. A efectos de evaluar el papel desempeñado por estos factores, así como la interrelación de los mismos, en la configuración de las suturas, se efectuó un análisis factorial en modo R, utilizando el programa SYSTAT y siguiendo el procedimiento *varimax* para la rotación de los factores. Los tres primeros factores dan cuenta del 74 % de la variancia original y las comunalidades obtenidas fluctúan entre 0,676 para los tubérculos y 0,872 para la forma de los flancos. Los histogramas con las proyecciones de los ejemplares analizados en los factores se muestran en la Fig. 3, donde se muestra también la posición de una serie de ammonites seleccionados, en orden a facilitar su interpretación. Así, el primer factor distribuye a los ejemplares de acuerdo con el enrollamiento, la forma de la sección y la anchura del vientre, variables que toman cargas positivas, por lo que los ammonites que se proyectan sobre los valores positivos en este eje son involutos, con secciones ovaladas o agudas y vientres extremadamente reducidos, mientras que los que reciben proyecciones negativas son los evolutos, con sección redondeada o deprimida. El segundo factor es ornamental,

distribuyendo los ejemplares según posean costillas (valores positivos) o tubérculos (negativos). El tercero está relacionado con el tipo de curva generatriz y, especialmente, con la forma de los flancos, de manera que aquellos ejemplares con flancos rectos y sección aguda obtienen las proyecciones más altas, mientras que las secciones con flancos convexos tienden a tomar valores negativos.

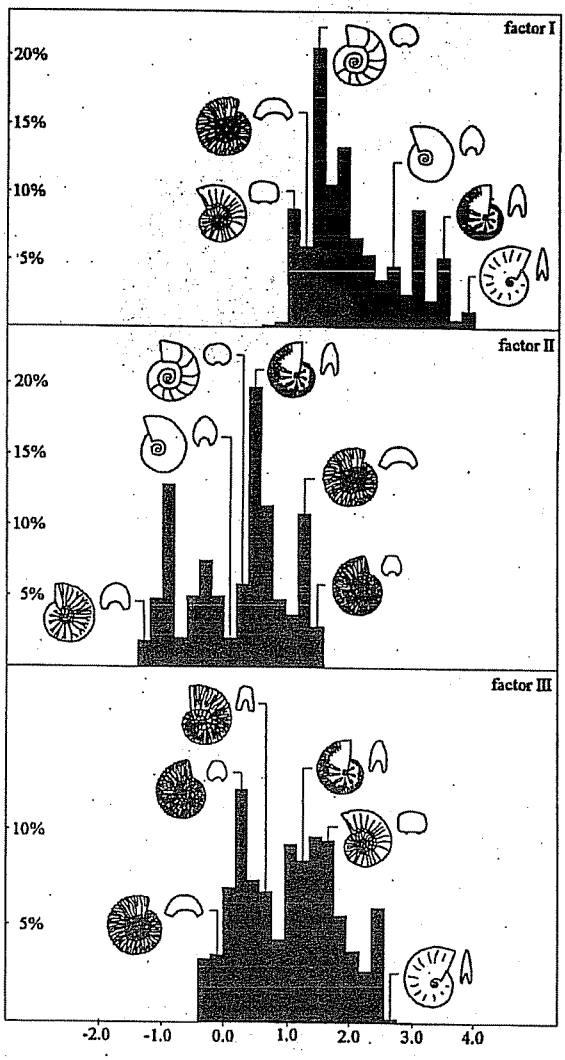


Fig. 3. Proyecciones de los ejemplares analizados en los factores.

Los resultados obtenidos indican, pues, que la complejidad de las suturas en los ammonites del Jurásico superior se relaciona fundamentalmente con la geometría de la concha y con su ornamentación superficial.

Bibliografía

Boyajian, G.E. & Lutz, T. 1992. Evolution of biological complexity and its relation to taxonomic longevity in the Ammonoidea. *Geology,* **20,** 983-986.

Checa, A. & García-Ruíz, J.M. 1996. Morphogenesis of the septum in ammonoids. *In* Landman, M.H., Tanabe, K. & Davis, R.K. (eds.): *Ammonoid Paleobiology,* 253-296. Plenum Press, New York.

Lutz, T.M. & Boyajian, G.E. 1995. Fractal geometry of ammonoid sutures. *Paleobiology,* **21,** 329-342.

Olóriz, F. & Palmqvist, P. 1995. Sutural complexity and bathymetry in ammonites: fact or artifact? *Lethaia,* **28,** 167-170.

Raup, D. M. 1967. Geometric analysis of shell coiling: coiling in ammonoids. *Journal of Paleontology,* **41,** 43-65.

Saunders, W.B. 1995. The ammonoid suture problem: relationships between shell and septum thickness and suture complexity in Paleozoic ammonoids. *Paleobiology,* **21,** 343-355.

Saunders, W.B. & Work, D.M. 1996. Shell morphology and suture complexity in Upper Carboniferous ammonoids. *Paleobiology,* **22,** 189-218.

Paleoecología y evolución de la fauna de mamíferos de América del Sur durante la "Edad de las Planicies Australes" (Mioceno superior-Plioceno superior)

E. Ortiz Jaureguizar

Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid. E-mail: mcno118@fresno.csic.es

Durante la mayor parte del Mioceno medio, los ambientes meridionales y septentrionales de América del Sur estuvieron virtualmente separados un mar extenso y somero, conocido como "Mar Paranense". Este mar se extendió virtualmente a lo largo de todo el territorio oriental de la Argentina, el oeste de Uruguay y el sur de Paraguay (véase Uliana y Biddle, 1998). Durante el Mioceno superior, y como consecuencia de la fase distrófica Quechua de la orogenia andina (véase Yrigoyen, 1979) el Mar Paranense se retrajo hacia el Atlántico. La superficie previamente ocupada por este extenso mar fue cubierta entonces por planicies igualmente extensas, que caracterizan lo que Pascual y Bondesio (1982) denominaron "la edad de las planicies australes" (en adelante, EPA).

La EPA se extendió desde el Mioceno superior hasta el Plioceno superior, abarcando la totalidad del lapso temporal cubierto por las Edades-mamífero Chasiquense (CHS), Huayqueriense (HUA), Montehermosense (MON) y Chapadmalalense (CHP). El registro sedimentológico de la Argentina muestra que tanto las zonas ubicadas en el noreste (Mesopotamia) como en el sur (norte de Patagonia) estuvieron constituidas por depósitos de planicies de inundación, predominando los sedimentos loessoides en las regiones austral y central, y los sedimentos aluviales, característicos de planicies de altura, en la occidental.

En esta comunicación se analiza la paleoecología y la evolución de la fauna de mamíferos sudamericanos durante la EPA, tomando como referencia lo acaecido en territorio bonaerense de la Argentina. Esta elección obedece a diferentes razones, entre las que se destacan: 1) que todos los estratotipos de las Edades-mamífero fueron definidos en dicha región (véase Marshall *et al.*, 1983); 2) que de allí proviene el más rico y el mejor conocido registro fósil de la EPA (Marshall *et al., op. cit.* ; Tonni *et al.* 1992; Alberdi *et al.* 1995, 1996); 3) que los sedimentos y las facies portadoras de los mamíferos son muy similares (Fidalgo *et al.* 1975; Marshall *et al.* 1983; Zanchetta 1996); y 4) que sólo hay pequeñas diferencias latitudinales (y no existen diferencias altitudinales) entre las distintas faunas. Se analizaron los cambios en la riqueza taxonómica, en los porcentajes de primera y última aparición (%PA y %UA, respectivamente) y en los tipos tróficos de los grupos registrados durante este período. Las listas faunísticas fueron obtenidos de los trabajos de Alberdi *et al.* (1995) y Pascual *et al.* (1996). Los tipos tróficos están basados en aquellos utilizados por Pascual *et al.* (*op. cit.*)

A lo largo de la EPA la fauna de mamíferos estuvo dominada por grupos nativos, principalmente por los Cingulata y Caviomorpha. Otros grupos nativos también alcanzaron valores relativamente elevados de riqueza taxonómica durante alguna de las Edades-mamífero

que abarca la EPA. Así, los Notoungulata y los Tardigrada alcanzaron valores importantes en la CHS, los Notoungulata y los Litopterna en la HUA, los Didelphimorphia y los Notoungulata en la MON, y los Didelphimorphia en la CHP.

La riqueza taxonómica crece progresivamente durante la EPA, desde 43 géneros en la Edad-mamífero CHS hasta 65 en la CHP. Los porcentajes de primera aparición (%PA) tienden a disminuir, alcanzando caídas máximas durante los intervalos CHS-HUA y HUA-MON. Por su parte, los porcentajes de última aparición (%UA) disminuyen durante el lapso CHS-MON, pero se incrementan durante la Edad-mamífero CHP. La comparación de los %PA y %UA muestra que los primeros superan a los segundos durante la mayor parte del período, igualándose ambos valores durante la Edad-mamífero CHP. Esto permite inferir que la fauna no se halla en equilibrio durante la mayor parte del período, y que sólo al final del mismo se alcanza una cierta estabilidad.

Desde un punto de vista trófico, las comunidades de mamíferos fueron dominadas por los pastadores, seguidos en importancia por los carnívoros y los mixed-feeders. Los tipos ramoneadores y los frugívoros-ramoneadores están escasamente representados, fundamentalmente a finales de la EPA. Los pastadores más importantes pertenecen a los Caviomorpha (principalmente Caviidae, Octodontidae e Hydrochoeriidae), Cingulata (principalmente Glyptodontidae) y Notoungulata (principalmente Hegetotheriidae y Toxodontidae). De acuerdo con MacFadden *et al.* (1996), durante el lapso CHS-CHP (*i.e.*, durante la EPA) las comunidades vegetales estuvieron compuestas fundamentalmente por una combinación de árboles, arbustos y gramíneas de tipo C3, aunque con una significativa proporción de gramíneas de tipo C4.

De acuerdo con Ortiz Jaureguizar (1989), la fauna de la EPA guarda una gran similitud con la Cronofauna Clarendoniana, desarrollada en América del Norte durante el lapso Mioceno medio-Mioceno superior (véase Webb, 1983). Los resultados obtenidos en este nuevo estudio corroboran esta hipótesis. En ambos casos, los grupos adaptados a la vida en pastizales o sabanas herbáceas devienen dominantes en las comunidades continentales, reemplazando a aquellos mejor adaptados a la vida en biomas más cerrados, de tipo bosque o sabana arbolada, que se registraron en las Edades-mamífero precedentes (véase Webb, *op. cit.*; Pascual y Ortiz Jaureguizar, 1990).

Si la aparición y desarrollo de la EPA estuvo fuertemente relacionada con una fase diastrófica andina, también hubo una estrecha vinculación entre su desaparición y una nueva fase diastrófica. Esta nueva fase, denominada Diaguita (Yrigoyen, 1979), marca no sólo el fin de las extensas planicies australes, sino también los inicios de la diferenciación de las actuales zonas biogeográficas extrapatagónicas, la culminación del proceso de emergencia del puente panameño, y el consecuente inicio de las fases más masivas del "Gran Intercambio Biótico Americano", que ya había comenzado durante la Edad-mamífero HUA (véase Stehli y Webb, 1985; Pascual y Ortiz Jaureguizar, 1990; Marshall y Cifelli, 1990; Pascual *et al.*, 1996). Desde un punto de vista climático-ambiental, la desaparición de la EPA, como ocurriese también con la Cronofauna Clarendoniana, aparece relacionada con un incremento de la aridez, un descenso de las temperaturas, y la expansión de las estepas (Ortiz Jaureguizar, 1989; Pascual y Ortiz Jaureguizar, 1990; Tonni *et al.*, 1992; Alberdi *et al.*, 1995).

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado gracias a una Beca Postdoctoral de la Comunidad Europea (ERBCISTGT940018, contrato ALAMED CI1*-CT94-0505) y a una Beca Postdoctoral del Ministerio de Cultura y Educación de España.

Bibliografía

Alberdi, M.T., Leone, G. y Tonni, E.P. 1995. *Evolución Biológica y Climática de la Región Pampeana Durante los Últimos Cinco Millones de Años. Un Ensayo de Correlación con el Mediterráneo Occidental.* Monografías del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 423 pp.

Alberdi, M.T., Ortiz Jaureguizar, E. y Prado, J.L. 1995. Evolución de las comunidades de mamíferos continentales del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Española de Paleontología*, **10**, 30-36.

Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Pascual, R. 1975. Geología superficial de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio del IV Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires*, 103-138.

Marshall, L.G. y Cifelli, R.L. 1990. Analysis of changing diversity patterns in Cenozoic land mammal age fauna, South America. *Palaeovertebrata*, **19**: 169-210.

Marshall, L.G., Hoffstetter, R. y Pascual, R. 1983. Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. *Palaeovertebrata, Mémoire Extraordinaire*, 1-93.

MacFadden, B., Cerling, T.E. y Prado, J.L. 1996. Cenozoic terrestrial ecosystem evolution in Argentina: evidence from carbon isotopes of fossil mammal teeth. *Palaios*, **11**: 319-327.

Ortiz Jaureguizar, E. 1989. Analysis of the compositional changes of the South American mammal fauna during the Miocene-Pliocene (Panaraucanian Faunistic Cycle). *V International Theriological Congress, Roma*, **1**: 277-278.

Pascual, R. y Bondesio, P. 1982. Un roedor Cardiatheriinae (Hydrochoeriidae) de la Edad Huayqueriense (Mioceno tardío) de La Pampa. Sumario de los ambientes terrestres en la Argentina durante el Mioceno. *Ameghiniana*, **19**: 19-35.

Pascual, R. y Ortiz Jaureguizar, E. 1990. Evolving climates and mammal faunas in Cenozoic South America. *Journal of Human Evolution*, **19**: 23-60.

Pascual, R., Ortiz Jaureguizar, E. y Prado, J.L. 1996. Land mammals: paradigm for Cenozoic South American geobiotic evolution. *In:* Contributions of Southern South America to Vertebrate Paleontology (G. Arratia, Ed.), *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, München, **30**: 265-319.

Stehli, F.G. y Webb, S.D. 1985. *The Great American Biotic Interchange*, Plenum Press, New York, 532 pp.

Tonni, E.P., Alberdi, M.T., Prado, J.L., Bargo, M.S. y Cione, A.L. 1992. Changes in mammal assemblages in the pampean region (Argentina)and their relation with the Plio-Pleistocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **95**: 179-194.

Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira deGeociências*, **18**: 172-190.

Webb, S.D. 1983. The rise and fall of the late Miocene ungulate fauna in North America. *In: Coevolution* (M.H.Nitecki, Ed.), The Univ. of Chicago Press, Chicago, 267-306.

Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera principal. *Actas del II Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba*, **1**: 651-694.

Zanchetta, G. 1995. Estado actual de la geología y estratigrafía de los depósitos Plio-pleistocenos de la región bonaerense. *In:* Evolución Biológica y Climática de la región pampeana Durante los últimos Cinco Millones de Años. Un Ensayo de Correlación con el Mediterráneo Occidental (M.T.Alberdi, G.Leone y E.P.Tonni, Eds.), *Monografías del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 29-45.

Zumaya Vs. Koshak: la larga polémica del límite K/T

A. Pardo[1,2], J. A. Arz[1,3] & I. Arenillas[1,4]

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

[2] Dept. of Geosciences, Princeton University, N.J. 08544, USA

[3] Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad de Nuevo León, AP-104, 67700 Linares, N.L., México.

[4] IMPG. Universitat Tübingen. Sigwartstrasse 10, D-72076 Tübingen, Germany.

Introducción

Tras diecisiete años de investigaciones, la polémica en torno a la causa del evento de extinción del límite Cretácico/Terciario (K/T) dista aún de encontrar una solución que satisfaga por completo a la comunidad científica. Su origen se encuentra en diversos problemas de tipo metodológico e interpretativo, tales como el efecto Signor-Lipps o la reelaboración (Signor y Lipps, 1982; Smit, 1982; Molina, 1994). Estos problemas son el origen de casi todos los debates sobre modelos de extinción de foraminíferos, ya que se trata de limitaciones propias del método de trabajo en micropaleontología de alta resolución. La futura labor de los micropaleontólogos debe consistir, por tanto, en minimizar al máximo estos problemas.

No obstante, con los datos disponibles, la casi totalidad de los especialistas está de acuerdo en que, durante el tránsito Cretácico-Terciario, se produce la mayor extinción en masa de foraminíferos planctónicos de la historia. Entre los especialistas en micropaleontología, el debate se centra actualmente en si esta extinción en masa es catastrófica o gradual (Molina, 1994) y cual es el control latitudinal y longitudinal de dicho evento (Pardo, 1996). Si se trata de una extinción catastrófica, sería más compatible con la hipótesis del impacto meteorítico. Si fuera más gradual, el modelo sería más compatible con la hipótesis múltiple en la que se conjugan los efectos provocados de las variaciones del nivel del mar, vulcanismo y el impacto de un meteorito (Keller, 1988, 1989; Canudo *et al.*, 1991). La existencia de un control latitudinal parece evidente tanto si admitimos una hipótesis como la otra, pero existe la aceptable duda de si el impacto de un gran meteorito es suficiente para explicar la globalidad del fenómeno y el evento en sí (Keller *et al.*, 1993) o, en caso contrario, si las diversas causas de origen terrestre son suficientes para explicar la extinción en masa catastrófica del límite K/T en latitudes tropicales-subtropicales y templadas (Molina *et al.*, 1996). También existe la duda de si los efectos de un impacto deben ser necesariamente globales (Smit, 1982) o por el contrario puede haber un control latitudinal que influya, al menos, en las asociaciones faunísticas (Molina *et al.*, 1996).

En este trabajo vamos a comparar dos cortes situados a similar paleolatitud, en áreas paleoceanográficas diferentes, con asociaciones faunísticas también muy distintas, y cuyos cambios faunísticos parecen respaldar respectivamente cada una de las dos posturas adoptadas en la pólemica del límite K/T.

Zumaya

El corte de Zumaya (43°18´N 2°15'W) es el corte más continuo y expandido de los estudiados hasta la fecha en el tránsito Cretácico-Terciario de los Pirineos (Lamolda, 1990). El estudio bioestratigráfico y cuantitativo de este corte ha permitido comprobar su continuidad e identificar las Biozonas de *Guembelitria cretacea* y *Parvularugoglobigerina eugubina*, las cuales

presentan una potencia de 15 y 80 cm respectivamente (Molina *et al.*, en prensa). La asociación faunística de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiense de Zumaya es típica de latitudes templadas-subtropicales y la diversidad es ligeramente inferior a cortes de latitudes más bajas, con un total de 61 especies identificadas.

Se ha comprobado que, en coincidencia con el límite K/T de Zumaya, se produce la extinción de 43 especies (70%; Fig. 1), la mayoría de las cuales son fundamentalmente especies tropicales-subtropicales, complejas y de gran tamaño. Se observan cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos previas al límite K/T, entre los que destaca la desaparición previa de *A. mayaroensis* (y su posterior reaparición en la última muestra del Maastrichtiense), un aumento de los heterohelícidos frente a los globotruncánidos en los últimos centímetros del Maastrichtiense y un aumento de las especies de morfologías simples justo antes el límite K/T (Lamolda, 1990; Arz, 1996). Sin embargo, tan sólo 3 especies se extinguen en los últimos 2 metros del corte (*A. cretacea, A blowi* y *C. walfischensis*), hecho que puede ser atribuible a una simple extinción de fondo (Molina, 1994). Por otro lado, se ha podido comprobar también la persistencia de 15 especies cretácicas en la base del Paleoceno, especies que son típicamente oportunistas, simples, de pequeño tamaño, de hábitat superficial y abundantes en la fracción mayor de 63 μm. Su posterior extinción se produce de forma gradual a lo largo de las Biozonas de *Gb. cretacea, Pv. eugubina* y *Parasubbotina pseudobulloides*.

Por tanto, el modelo de extinción que mejor se ajusta al evento del límite K/T en Zumaya es un modelo catastrofista compatible con la hipótesis del impacto de un gran meteorito, pero superpuesto a otro menos evidente de extinción en masa gradual a lo largo del tránsito Cretácico-Terciario (Molina, 1995; Molina *et al.* 1996; Molina *et al.*, en prensa). Los cambios en las asociaciones faunísticas finicretácicas y las extinciones previas (en torno al 5% del total de especies presentes) podrían estar relacionadas con los cambios paleoclimáticos y de actividad volcánica del Maastrichtiense terminal (Canudo *et al.*, 1991; Schmitz *et al.*, 1992; Keller *et al.*, 1993), pero, aparentemente, no parecen explicar en su justa medida la extinción en masa del límite K/T.

Koshak

El corte de Koshak situado en la península de Mangyshlack, Kazajastan (44.5° N, 51° E), es uno de las más completos y continuos del tránsito Cretácico-Terciario del Paratethys boreal. La asociación faunística de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiense de Koshak es típica de altas latitudes, y está dominada por *Chiloguembelina waiparaensis* (aprox. 50%), una especie considerada hasta hace poco tiempo como típica del Terciario. La diversidad específica es baja (de 11 a 13 especies por muestra), si se exceptuan la parte terminal del Maastrichtiense (últimos 50 cm) donde la incursión temporal de 9 especies de hábitats subtropicales hace que el número total de especies de la asociación aumente a 20 (Fig. 1). La presencia de estos taxones de bajas latitudes marca un calentamiento climático de corta duración junto con un aumento de la humedad ambiental durante el Maastrichtiense terminal, según se desprende de los análisis de los minerales de la arcilla presentes en el sedimento (Pardo *et al.*, en prensa). El análisis de las biofacies sugiere un proceso transgresivo que comienza en este periodo y que se extendería hasta el Paleoceno inferior (subzona P1a). Las condiciones de plataforma somera se recuperarían a lo largo del Daniense, durante las subzonas P1b y P1c, acompañadas por una bajada de las temperaturas y una mayor aridez climática.

En Koshak no se registra extinción en masa en la fauna de foraminíferos planctónicos coincidente con el límite K/T que, sin embargo, está identificado por los usuales criterios como son la presencia de una anomalía en el contenido de Ir, una lámina de arcilla, así como la

aparición de los primeros taxones del Terciario en la fauna planctónica. Todos los taxones subtropicales incursivos desaparecen antes o durante el evento del límite K/T, mientras que las especies indígenas sobreviven en el Daniense. La ausencia de un evento catastrófico durante el límite K/T en Koshak se observa asímismo en los descensos relativamente pequeños en $\partial^{13}C$ de sólo 0.5 y 0.3‰ en aguas superficales y aguas profundas respectivamente, en comparación con los descensos de 2 a 3‰ registrados en localidades subtropicales.

Los datos faunísticos, isótopicos y de análisis de arcillas en Koshak sugieren un escenario en el que los cambios climáticos a largo plazo así como las variaciones en el nivel del mar serían las causas fundamentales del declive gradual experimentado por los foraminíferos planctónicos en altas latitudes.

Discusión y conclusiones

Aunque de distinta intensidad, tanto Zumaya como Koshak muestran cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos en el Maastrichtiense superior, lo cual sugiere una componente climática que afectó a la evolución ecológica de las asociaciones faunísticas. El cambio climático fundamental en el Maastrichtiense terminal parece ser el efecto invernadero producido por el vulcanismo finicretácico y que provocó un calentamiento de las aguas marinas. Este calentamiento es más evidente en Koshak donde los taxones indígenas son propios de aguas frías y es evidente la incursión de especies subtropicales antes del límite. En Zumaya, donde la asociación faunística es de tipo subtropical, el calentamiento climático es menos aparente en el análisis faunístico. El enfriamiento de las aguas que se observa en el límite K/T podría llegar a explicar la extinción en masa de los taxones subtropicales a nivel global y la persistencia en la base del Paleoceno de las especies indígenas de Koshak y de las especies oportunistas, las cuales pudieron soportar bien la caída de temperatura. Si realmente el evento del límite K/T es el producto de los efectos de un impacto meteorítico, parece evidenciarse, al menos, que los foraminíferos planctónicos de altas latitudes fueron muy poco afectados, anulando la vieja imagen de una catastrofe total y evidenciando un control latitudinal, al menos, en las variciones de las asociaciones faunísticas.

Por el contrario, la persistencia de las especies oportunistas en la base del Paleoceno, y su posterior extinción, también es fácilmente explicable en el marco de una hipótesis catastrofista, si contamos con los efectos secundarios de un impacto meteorítico (efecto invierno-nuclear, efecto invernadero) y la dinámica evolutiva (dispersión específica, refugio en altas latitudes, reducción de

las poblaciones, explosión evolutiva, competencia biológica). Las variaciones faunísticas previas registradas antes del límite K/T pueden tener su origen en los cambios paleoclimáticos del final de Maastrichtiense anteriormente comentados. Sin embargo, éstos no parecen ser suficientes para explicar la brusca extinción de foraminíferos planctónicos en latitudes subtropicales y templadas justo en el límite K/T, ya que cambios paleoclimáticos similares, o incluso más importantes (p.e., el límite Paleoceno/Eoceno), se han producido a lo largo de la historia evolutiva de los foraminíferos sin ocasionar extinciones bruscas (Molina, 1994). En altas latitudes no parece observarse una extinción brusca, porque precisamente en estas latitudes habitan especies oportunistas y adaptadas a condiciones extremas.

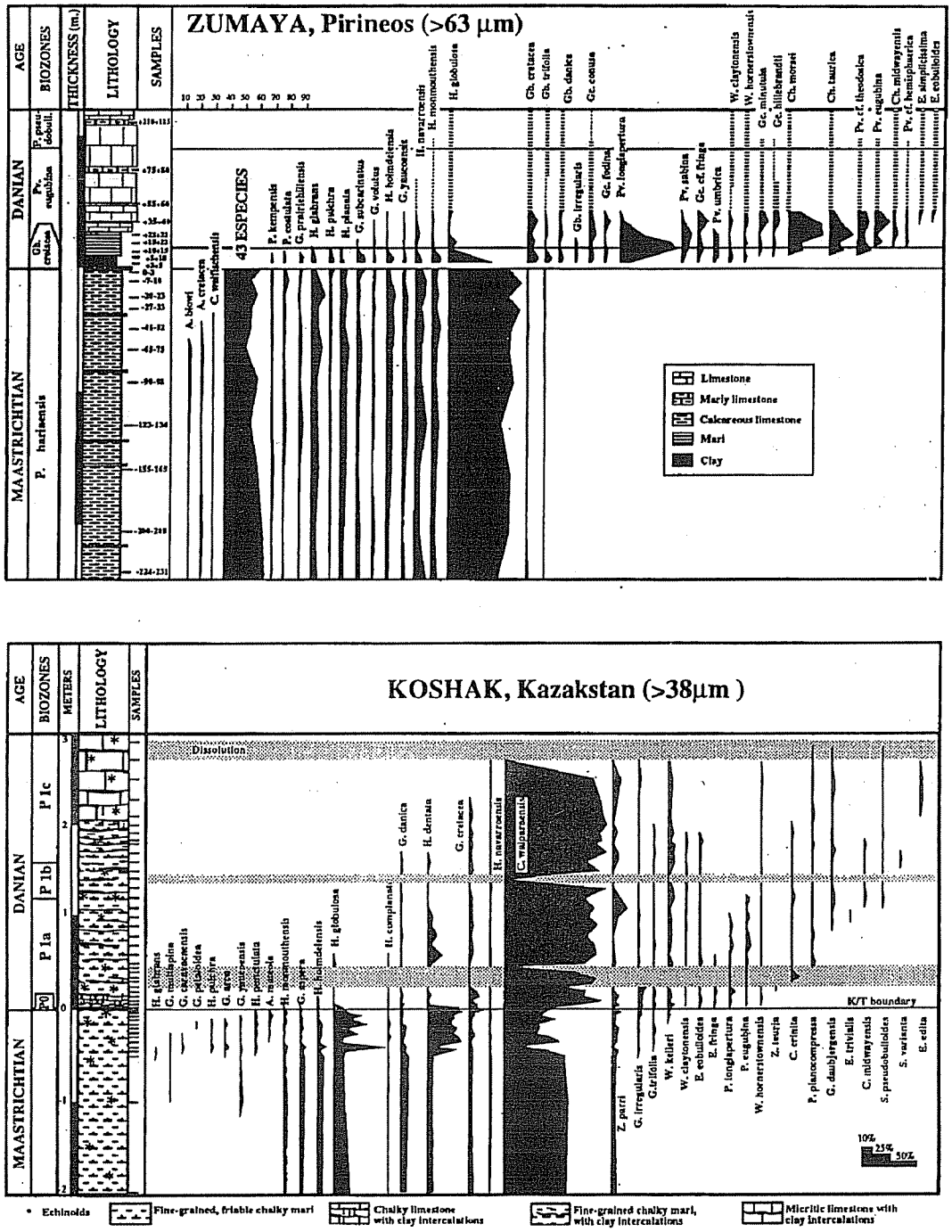


Fig. 1. Variación de las asociaciones faunísticas en el tránsito Cretácico-Terciario en los cortes de Zumaya (España) y Koshak (Kazajastán). Obsérvese que en Zumaya el estudio cuantitativo se ha hecho en la fracción superior a 63 μm, mientras que en Koshak, debido al pequeño tamaño de la fauna, se ha tenido que trabajar con la fracción de 38 μm.

Agradecimientos

A.P. disfruta una beca predoctoral del Graduate School de Princeton University. I.A. disfruta de una beca FPI del Ministerio de Educación y Cultura (nºref. EX96 0016020964). Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto DGICYT PS94-0566 y del proyecto del

Gobierno de Navarra OF/478/92. Los autores agradecen a los profesores Gerta Keller y Eustoquio Molina sus consejos y apoyo.

Bibliografía

Arz, J.A. (1996). *Los foraminíferos planctónicos del Campaniense y Maastrichtiense: Biostratigrafía, Cronoestratigrafía y eventos paleoecológicos.* Tes. Doctoral, Univ. Zaragoza, 1-419.

Canudo, J.I., Keller, G. y Molina, E., (1991). Cretaceous/Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, SE Spain. *Mar. Micropal.*, **17**: 319-341.

Keller, G. (1988). Extinction, survivorship and evolution of Planktic Foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. *Mar. Micropal.*, **13**: 239-263.

Keller, G. (1989). Extended period of extinctions across the Cretaceous/Tertiary boundary in planktonic foraminifera of continental-shelf sections: Implications for impact and volcanism theories. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**: 1408-1419.

Keller, G., Barrera, E., Schmitz, B. Mattson, E. (1993). Long-term oceanic instability but no mass extinction or major δ^{13} shift in planktic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary in Northern high latitudes: Evidence from Nye Klov, Denmark. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **105**: 979-977.

Lamolda, M.A. (1990). The Cretaceous-Tertiary boundary crisis at Zumaya (northern Spain) micropaleontological data. *Lect. Not. Earth Sci., Ext. events Earth Hist.*, Kauffman, E.G. and Walliser, O.H., **30**: 393-399.

Molina, E. (1994). Aspectos epistemológicos y causas de la extinción. *In:* Molina E., ed., Extinción y registro fósil. Extinction and the fossil record. SIUZ *Cuadernos Interdisciplinares*, **5**: 11-30.

Molina, E. (1995). Modelos y causas de extinción masiva.*Interciencia*, **20**(2): 83-89.

Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J.A. (1996). The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost (Spain). *Revue Micropal.*, **39**(3): 225-243.

Molina, E., Arenillas, I. e Arz, J.A. (en prensa). Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperata latitudes. *Bull. Soc. Geol. France.*

Pardo, A. (1996). Latitudinal variations in the K/T event: inferences with planktic foraminifera. *Geogaceta*, **20**(1): 66-69.

Pardo, A., Keller, G., Oberhänsli, H. y Adatte, T. (en prensa). Progressive environmental changes across the K-T transition in Koshak, Kazakstan. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*

Schmitz, B., Keller, G. y Stenvall, O. (1992). Stable isotope and foraminiferal changes across the Cretaceous-Tertiary boundary at Stevns Klint, Denmark: Arguments for long-term oceanic instability before and after bolide-impact event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **96**: 233-260.

Signor, P.W. y Lipps, J.H. (1982). Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. *Geological Society of America Special Paper*, **190**: 291-296.

Smit, J. (1982). Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geol. Soc. Am. Special Paper.*, **190**: 329-352

Cambios ambientales en las marismas holocenas de Gernika-Urdaibai, según las poblaciones de foraminíferos bentónicos y ostrácodos

A. Pascual & J. Rodriguez-Lázaro

Universidad del País Vasco/E.H.U. Facultad de Ciencias. Paleontología. Apartado 644, 48080 Bilbao.

La ría de Gernika-Urdaibai, situada en el Golfo de Bizkaia (43º 22'N y 2º 40'W), presenta dos tipos de substrato: en la cabecera, se desarrollan marismas colonizadas por *Spartina maritima* con un sedimento limo-arcilloso, mientras que en la desembocadura aparece un sedimento arenoso, formando los bancales del centro del estuario y las playas de los bordes del mismo. La marisma del Urdaibai, ha sido clasificada como de tipo estuárica (Long & Mason, 1983) al localizarse en la desembocadura de un río, poseer intensas corrientes mareales y una salinidad fluctuante. Sin embargo, atendiendo al grado de intervención histórica y a la composición actual de las comunidades halófilas, puede ser considerada, en parte, como una marisma semi natural (Benito & Onaindia, 1991). Desde mediados del siglo XVIII, cuando se produjeron las primeras desecaciones importantes debido a la construcción de pólderes y hasta mediados de este siglo, se han transformado unas 500 Ha de marismas en tierras de cultivo (Meaza y Ugarte, 1988). La colonización de las marismas y sobre todo la deforestación, parecen ser las causas de la progresiva colmatación del estuario de Gernika (Gobierno Vasco, 1993). Estudios precedentes han permitido conocer la repartición de la biocenosis de foraminíferos y ostrácodos así como algunos aspectos de la ecología de sus especies (Pascual, 1991, 1992). Así, en las marismas de la cabecera, se encuentra la asociación formada por: *Ammonia tepida* Cushman, *Elphidium articulatum* (d'Orbigny) y *Haynesina depressula* (Walker & Jacob)-*H. germanica* (Ehrenberg) en cuanto a los foraminíferos y *Loxoconcha elliptica* Brady y *Leptocythere castanea* (Sars), en lo referente a los ostrácodos. En la desembocadura son dominantes: *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob), *Quinqueloculina seminula* (Linné), *Elphidium crispum* (Linné) (foraminíferos) y *Aurila convexa* (Baird) y *Urocythereis oblonga* (Brady) (ostrácodos). Trabajos en curso que incluyen análisis micropaleontológicos, sedimentológicos y geoquímicos de seis sondeos procedentes de diversas áreas del estuario (marisma, canal, márgenes laterales y desembocadura), han permitido conocer la velocidad de sedimentación así como la historia del relleno de la ria en tiempos recientes. En el presente trabajo se analizan los cambios en las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos que se suceden a lo largo de tres testigos sedimentarios de las áreas de marisma, con el fin de establecer algunos cambios ambientales durante el relleno de la misma. A continuación se describen someramente las características micropaleontológicas y sedimentológicas de los tres testigos estudiados.

Cabecera del estuario (Testigo GER 9206)

Con una potencia de 202 cm y un sedimento limoso interrumpido por dos superficies de erosión (90 y 40 cm), se han identificado 33 especies de foraminíferos bentónicos y 5 de ostrácodos. De la base y hasta los 100 cm, aparecen especies eurihalinas (*H. germanica, E. articulatum, A. tepida* y *L. elliptica)*, localizadas entre dos episodios aparentemente azoicos (202-190 y 145-105 cm). Estas especies, junto con los índices de diversidad (α=1-4; H(S)=0-1.27), indican un ambiente de marisma salobre (Murray, 1991). Las dataciones absolutas (^{14}C) aportan una edad de 3410 $\pm$ 50 años B.P. en el nivel 170 cm y 3250 $\pm$ 40 años B.P. en el nivel 130 cm. En el tramo superior adquiere mayor importancia *A. tepida*, apareciendo también

Jadammina macrescens (Brady) y *L. castanea,* especies de marisma alta vegetada, ambiente confirmado por los índices de diversidad (α <1-3; H(S)=0.51-1.54). La presencia de *Cyprideis torosa* (Jones) en el nivel 30 cm indicaría unas condiciones de salinidad anómala.

Zona media del estuario (Testigo GER 9203 (Fig. 1*)*

Tiene una longitud de 200 cm y un sedimento limoso con tres intercalaciones de arena (140-130 cm, 60-50 cm, 20-30 cm). En él se han identificado 29 especies de foraminíferos bentónicos y 8 de ostrácodos, agrupadas en tres asociaciones. De la base hasta los 140 cm existe una mezcla de especies eurihalinas (*H. germanica, A. tepida, L. castanea*) y marinas: *C. lobatulus* y *Melonis barleeanum* (Williamson). Esta asociación, así como los valores de la diversidad (α <1-4.5; H(S)=1.1-1.67) indican un medio intermareal eurihalino. De 140 a 30 cm, junto a las anteriores especies, adquieren importancia *J. macrescens* y *L. elliptica*, manteniéndose los valores del índice α y aumentando el de diversidad H(S) hasta 1.9, lo que señalaría un medio de marisma salobre. A techo del sondeo, el aumento de la proporción de *J. macrescens* y *A. tepida*, la disminución brusca en el número de individuos (nF<13) y de especies (S<4), así como el alto valor del índice de equitabilidad (E=0.9), indicarían un ambiente de marisma alta vegetada en fase de desecación (Murray & Hawkins, 1976). Sin embargo, los últimos 5 cm del testigo señalan una recuperación de la marisma, al aumentar de nuevo la riqueza poblacional (nF=682, E=0.42).

Desembocadura del estuario (Testigo GER 9201)

En este testigo de 207 cm de longitud se identificaron 26 especies de foraminíferos bentonicos y 12 de ostrácodos, agrupadas en dos asociaciones. De la base hasta los 167 cm, y sobre un sedimento de arena gruesa, aparecen exclusivamente especies marinas, entre las que dominan: *C. lobatulus, E. crispum, Q. seminula, Pontocythere elongata* (Brady), *Neocytherideis subulata* (Brady) y *Bairdia* sp. El bajo número de individuos (nF<8; nO<5), la baja diversidad (S<5; α=1) y el elevado índice de equitabilidad (E=0.78-0.89) señalan ambientes mareales con fuerte hidrodinamismo. A partir de este nivel y hasta los 140 cm aparecen, en una litología de arena fina, además de las especies anteriores, otras eurihalinas y fitales: *E. articulatum, H. germanica, L. elliptica, Cytherois fischeri* (Sars) y *Cytherois stephanidesi* Klie. Aumenta el número de individuos (nF<1273, nO<78) y la diversidad (S<15, α=3-5, H(S)=1.36-1.69) y disminuye la equitabilidad (E<0.46). Estos datos junto con la presencia de las especies de ostrácodos marinos *Aurila woutersi* Horne y *Neocytherideis subulata* (Brady) entre otras, indicarían un medio de canal de estuario influenciado por el mar abierto (Athersuch *et al.*, 1989). De 140 a 130 cm, se reduce el número de individuos (nF=13) y la diversidad (S=4; α=1), siendo máxima la equitabilidad (E=1), lo que señala un medio de marisma alta, en fase de colmatación. De los 140 cm hasta techo, encontramos un sedimento limoso, donde no aparece microfauna a lo largo de los 130 cm superiores.

El estudio de las asociaciones de foraminíferos bentónicos (57 especies) y de los ostrácodos (16 especies) ha permitido caracterizar tres episodios de cambios ambientales durante el Holoceno terminal en las marismas de Gernika-Urdaibai. Durante el primer episodio (>3500 BP aprox.) se reconocen paleoambientes de marisma hasta la parte media del estuario (Murueta). En el segundo episodio (>3500-2500 BP aprox.) la marisma se amplía hasta el límite con la desembocadura (Axpe de Busturia). A lo largo del episodio tercero (~2500-actualidad) se registra un proceso de colmatación generalizada de la marisma, que es más acusado hacia su parte distal.

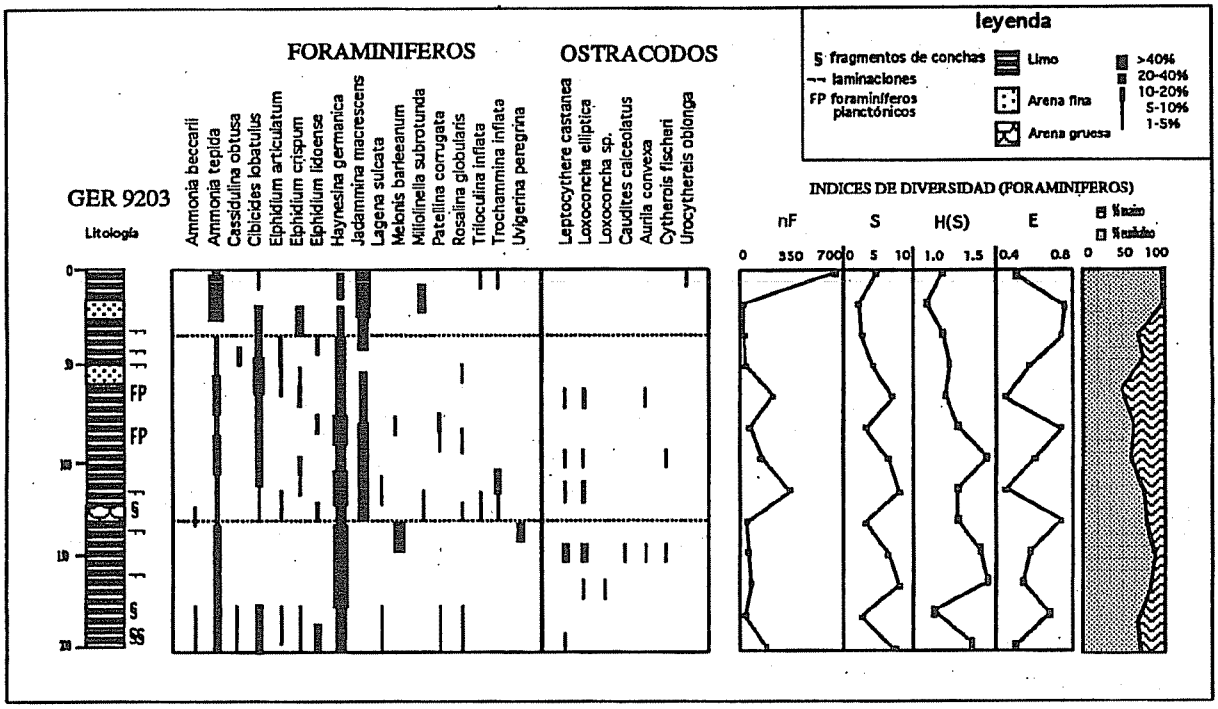


Fig. 1. Repartición de las especies de foraminíferos bentónicos y ostrácodos en el sondeo GER-9203, como ejemplo de facies de marisma en la zona media del estuario de Gernika.

Referencias

Athersuch J., Horne D.J. and Whittaker J.E. (1989). *Marine and Brackish Water Ostracods*. Synop. of the British Fauna (New Series), D.M. Kermack and R.S.K. Barnes (eds.), The Linnean Society of London, E. J. Brill, nº **43**.

Benito I. y Onaindia, M. (1991). Estudio de la distribución de las plantas halófilas y su relación con los factores ambientales en la marisma de Mundaka-Urdaibai. Implicaciones en la gestión del medio natural. *Eusko Ikaskuntza. Cuadernos de Sección Ciencias Naturales*, **8**: 116 pp.

Gobierno Vasco (1993). Urdaibai reserva de la Biosfera. *Ser. Central Public. Gobierno Vasco*, 179 pp.

Long, S.D. y Mason, C.F. (1983). *Salt marsh Ecology*. Blackie, London.

Meaza G. y Ugarte F.M.(1988). La transformación del espacio natural por el agrosistema vascocantábrico. La ría de Gernika-Mundaka. *Lurralde*, **11**: 137-147.

Murray J.W. (1991). Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. *Longman Scientific Technical*, 397 pp.

Murray, J.W. y Hawkins A.B. (1976). Sediment transport in the Severn Estuary during the past 800-9000 years *Jour. Geol. Soc. London*, **132**: 385-398.

Pascual A. (1991). Ostracodes in Biscayan estuaries (Spain): their relationship with the environment. *Cahiers de Micropal.*, **6** (2): 5-16.

Pascual A. (1992). Utilización de los foraminíferos bentónicos para un mejor conocimiento del medio ambiente en los estuarios vizcainos (Gernika y Bilbao). *Rev. Española Micropal.*, **XXIV** (1), 33-57.

Contribuição da palinoestratigrafia para a determinação da posição paleogeográfica da Zona Sul Portuguesa no Ciclo Hercínico

Z. Pereira[1] & J.T. Oliveira[1,2]

[1] Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, U.P., Praça Gomes Teixceira 4050 Porto

[2] Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela - Zambujal. Ap. 7586. 2720 Alfragide.

A Zona Sul Portuguesa constitui uma das grandes unidades que se diferenciam no Maciço Hespérico (Lautensach,1932; Lotze, 1945, Julivert *et al.*,1974). Em Portugal, esta zona foi subdividida em quatro sectores com características estratigráficas, magmáticas e tectónicas próprias (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1990; Silva *et al.*, 1990), designadamente Antiforma do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa, Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e Sector Sudoeste (Antiformas de Aljezur e da Bordeira).

O presente trabalho baseia-se em estudos palinoestratigráficos obtidos nos diferentes sectores da Zona Sul Portuguesa (Oliveira *et al.*, 1986; 1997; Lake *et al.*, 1988, Cunha *et al.*, 1989; Lake, 1991; Fernandes *et al.*, 1995; pereira *et al.*, 1994, 1995, 1996, 1997). Estes dados, importantes na datação das sequências detríticas devónico-carboníferas da Zona Sul portuguesa são aqui discutidos, bem como as implicações paleogeográficas daí resultantes. Para tal, estabelecem-se algumas correlações com outras regiões, nomeadamente, as Ilhas Britânicas e o Norte de África, com o objectivo de documentar a posição paleogeográfica da Zona Sul Portuguesa.

Como é sabido, as reconstiuições paleogeográficas pressupõem uma recolha cumulativa de dados sedimentológicos, paleontológicos, paleomagnéticos, geocronológicos e geodinâmicos. Frequentemente, não é fácil articulá-los de forma coerente e por vezes entram em contradição. várias reconstituições têm sido estabelecidas com base em dados paleomagnéticos e assentes nos princípios da tectónica de placas. Estas metodologia tem conduzido, com alguma frequência a reconstituições contraditórias. È o caso da Zona Sul Portuguesa, para a qual se admitem várias interpretações para a sua posição paleogeográfica durante o Devónico e Carbonífero (Scotese *et al.*,1979; Perrout *et al.*,1984; Tarling, 1985; Johnson & Tarling, 1985; Van der Voo, 1988; Ziegler, 1979; 1984; 1989).

Na Zona Sul Portuguesa, as associações de esporos do Devónico Superior são comuns às da Europa Ocidental, aplicando-se as mesmas zonações e utilizando os mesmos critérios de distribuição das espécies. verifica-se que, estas associações estão também presentes no Norte de África e América do Norte, sendo marcadas pela presença dominante de espécies características como *Retispora lepidophyta*, *Hymenozonotriletes explanatus*, *Retusotriletes incohatus* e *Knoxisporites literatus*. Estes factos sugerem homogeneização das condições ecológicas a nível mundial e reforçam as reconstituições paleogeográficas que postulam a proximidade entre os dois supercontinentes, Gondwana e Euramérica, durante este período.

Relativamente ao microplâncton (acritarcas), verifica-se estreita semelhança entre as associações do Norte de África (Marrocos, Argélia) e da Zona Sul Portuguesa. Estas associações são caracterizadas pela presença comum das espécies, *Gorgonispheridium elongatum*, *G. plerispinosum*, *G. solidum*, *Horologinella horologia*, *Maranhites* spp., *Navifusa bacillum*, *Umbellaphaeridium deflandrei* e *U. saharicum*. A maioria das espécies não se

encontra representada nas Ilhas Britânicas e Norte da Europa. Tal distribuição sugere uma ligação marinha entre a Zona Sul Portuguesa e a região norte do supercontinente Gondwana, provavelmente através de um mar ou pequeno oceano posicionado entre os supercontinentes Euramerica e Gondwana. As diferenças florísticas entre a Ibéria e as Ilhas Britânicas reforçam a hipótese da existência de uma barreira continental, representada pelo bloco Avalónia, entre as duas regiões.

No Carbonífero inferior as microfloras começam a sofrer diferenciação. O supercontinente Euramericano é caracterizada pelas microfloras *Vallatisporites/Grandispora*, claramente distintas da *Aratrisporites sahariensis*, típicas da região norte do supercontinente Gondwana.

As associações de espécies presentes na Zona Sul Portuguesa apresentam estreita afinidade com as Ilhas Britânicas e Norte da Europa, durante o Viseano. Utilizam-se as mesmas zonações bem como os mesmos critérios de distribuição das espécies. Por sua vez, as associações do Norte de África são marcadas pela presença dominante de espécies características como *Aratrisporites sahariensis*, *Radiizonates genuinus*, *Spelaeotriletes owensi* e *Vallatisporites agadesi*, que nunca foram identificadas na Zona Sul Portuguesa ou nas Ilhas Britânicas, com excepção para *Aratrisporites sahariensis*, que pode ocorrer muito raramente nestas regiões.

A diferenciação das microfloras durante o Viseano só é justificavel pela existência de barreiras geográficas que impediam a respectiva migração. O choque inicial entre os supercontinentes Euramerica e Gondwana ter-se-á iniciado no Viseano superior, provocando o levantamento da cadeia no bordo sul da Euramerica e isolando as regiões posicionadas a norte, onde se terá gerado uma depressão que englobava Zona Sul Portuguesa, região sul das Ilhas Britânicas e a bacia Reno-Hercínica.

Durante o Carbonífero Superior continuou a verificar-se estreita afinidade florística, e também faunística, entre as regiões anteriores, sugerindo claramente a sua ligação à mesma bacia deposicional, facto já anteriormente reconhecido (Julivert *et al*, 1974; Oliveira *et al.*, 1979).

Na Zona Sul Portuguesa, os dados existentes apontam para que a junção completa final, que originou o supercontinente Pangea, tenha ocorrido a partir do Estefaniano.

Com base em dados palinoestratigráficos, podemos concluir que a Zona Sul Portuguesa, durante o Devónico Superior estaria incluida numa área cosmopolita, enquanto que no Carbonífero, possui estreitas afinidades com o Norte da Europa.

Referencias

Cunha, T. & Oliveira, J.T., 1989. Upper Devonian palynomorphs from the Represa and Phyllite-Quartzite Formations, Mina de S. Domingos Region, Southeast Portugal: tectono-stratigraphic implications. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **98**, 1: 10-19.

Fernandes, J. P., Clayton, G & Oliveira, J. T., 1995. Investigação palinológica e estratigráfica do sector oriental da Faixa Piritosa - alguns resultados preliminares. ***In:*** F. Sodré Borges & M.M.Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, 1995. Resumos Alargados, Mem. *Mus. Labor. miner. geol.* Fac. Ciênc. Porto, **4**: 85-87.

Johnson, G.A.L. & Tarling, D.H., 1985. Continental convergence and closing seas during the Carboniferous.C.R. *Congr. internat. Stratigr. Géol. Carbonif.*, 10^{e}, Madrid 1983, vol.4.p. 163-168.

Julivert, M., Fontboné, J., Ribeiro, A. & Conde, L., 1974. Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min.* España. Madrid.

Lake, P. A., Oswin, W.M. & Marshall, J.E.A., 1988. A palynological approach to terrane analysis in the South Portuguese Zone. *Trab. Geol.*, Oviedo, **17**: 125-131.

Lake, P. A., 1991. The Biostratigraphy and Structure of the Pulo do Lobo Domain within Huelva Province, Southwest Spain. 324 pp. University of Southampton. (Thesis).

Lautensach, H., 1932. Portugal anf Grund eigenr Reisen und der Literatur. I. Gotha.

Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, **6**: 78-92.

Oliveira, J.T., Carvalho, P., Pereira, Z., Pacheco, N., Fernandes, J.P. & Korn, D., 1997. Stratigraphy of the Neves-Corvo Mine Region. The Neves Corvo Field Conference - Society of Economic Geology, *Abstracts*: 86-87.

Oliveira, J.T.,Cunha, T., Streel, M. & Vanguestaine, M., 1986. Dating the Horta da Torre Formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Gp. South Portuguese Zone: Geological consequenses. *Comun. Serv. geol. Portg.*, **72**, 1/2: 129-135.

Oliveira,, J.T., Horn, M., & Paproth, E., 1979. Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo-Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the palaeogeographic development compared to corresponding units in NorthWest Germany. *Comun. Serv. geol. Portg.*, **65**: 151-168.

Oliveira, J.T., 1990. S.P.Z. Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism. ***In:*** R.D. Dallmeyer & E. Martinez Garcia, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. p.334-347. Springer-Verlag. Berlin, New York. N. Y.

Pereira, Z., Clayton, G. & Oliveira, J.T.,1994. Palynostratigraphy of the Devonian-Carboniferous Boundary in Southwest Portugal. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **117**, 1: 189-199.

Pereira, Z., Clayton, G. & Oliveira, J.T.,1995. Palynostraigraphy of the Devonian-Carboniferous succession of SW Portugal: Preliminary results. Abstract 227. *XIII Internat. Congr. Carbonif.-Permian (XIII ICC-P)*, Kraków, Poland, 1995.

Pereira, Z & Oliveira, J.T.,1995. Estudo palinológico da Formação da Brejeira, Sector SW da Zona Sul Portuguesa. ***In:*** F. Sodré Borges & M.M.Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, 1995. Resumos Alargados, Mem. *Mus. Labor. miner. geol.* Fac. Ciênc. Porto, **4**: 111-115.

Pereira,, Z., Sáez, R., Pons, J. M., Oliveira, J.T. & Moreno, C., 1996. Edad Devónica (Struniense) de las mineralizaciones de Aznalcóllar (Faja Piritica Ibérica) en base a palinologia. *Bull. Soc. Esp. Minerlogia*, **19**, 1: 59-60.

Pereira, Z. 1997. Palinologia e Petrologia Orgânica do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. Porto 1997. Tese de Doutoramento (Volume I - Palinoestratigrafia; Volume II - Palinologia Sistemática).

Perruod, H., Van der Voo, R. & Bounhommet, N., 1984. Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, **12**: 579-582.

Scotese, C.R., Bambach, R.K., Barton, C., Van der Voo, R. & Ziegler, A.M., 1979. Paleozoic base maps. *J. geology*, **87**: 217-277.

Silva, J.B., Oliveira, J.T. & Ribeiro, A., 1990. S.P.Z. Structural Outline. *In:* R.D. R.D. Dallmeyer & E. Martinez Garcia, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. p.334-347. Springer-Verlag. Berlin, New York, N. Y.

Tarling, D.H., 1985. CArboniferous reconstructions based on Paleomagnetism. C.R. *Congr. internat. Stratigr. Géol. Carbonif.*, 10e, Madrid 1983, vol.4.p. 153-168.

Van der Voo, R., 1988. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displacement terranes: comparison of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geol. Soc. America Bull.*, **100**: 311-324.

Ziegler, A.M.,1984. Caledonian and Hercinian crustal consolidation of western Europe- A working Hypoteses. *Geol. Mijnbouw*, **63**: 93-108.

Ziegler, A.M., 1989. Laurussia the old red continent. ***In:*** McMillan, N.J., Embry, A.F. & Glass, D.J., Eds, *Devonian of the world*. p.15-48.CAnadian Society of Petroleum Geologits.

Ziegler, A.M., Scotese, C.R., McKerrow, W.S., Johnson, M.E. & Bambach, R.K., 1979. Paleozoic paleogeography. *Ann. Rev. Earth ans Palnetary Sci.*, 7: 473-505.

Fósiles mesozoicos en la colección de ejemplares tipo y figurados del Museo Geominero (ITGE, Madrid)

I. Rábano, A. Arribas & A. Rodrigo

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

La colección de invertebrados fósiles españoles depositada en el Museo Geominero tiene su origen en las actividades de la Comisión del Mapa Geológico de España (antecesora del actual ITGE), iniciadas en 1849. La constitución del Museo en su configuración actual tuvo lugar en 1927 cuando, tras diversos traslados de sede, pasó a ocupar finalmente la gran sala utilizada en la solemne inauguración del XIV Congreso Geológico Internacional, celebrado en Madrid el año anterior.

En la formación del Museo intervino decisivamente Primitivo Hernández Sampelayo, quien acomodó para su exhibición varios miles de ejemplares, en su mayoría procedentes de los trabajos realizados para la Comisión por ilustres figuras de la Geología española, entre ellos Prado, Mallada, Cortázar, Botella, Palacios, Gonzalo y Tarín, Donayre, Bauzá, etc. El propio Hernández Sampelayo incrementó sustancialmente las colecciones de fósiles con ocasión de sus investigaciones personales, consiguiendo generar también notables ingresos entre geólogos y paleontólogos de su época (Alvarado, Bataller, Azpeitia), y sumar además el depósito de los fósiles recogidos en el marco de la primera serie del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000.

Tras la jubilación de Hernández Sampelayo, y hasta tiempos recientes, el Museo experimentó un cierto declive: si bien prosiguieron algunas investigaciones (en la mayoría a cargo de Almela, Quintero y Revilla), el volumen de ingresos se redujo notablemente, y la exposición mantuvo esencialmente los mismos contenidos que en la etapa anterior. La importante colección paleontológica generada en los trabajos de la segunda serie del MAGNA, por ejemplo, pasó a ser gestionada por una litoteca específica, y no ingresó en el Museo.

Desde el punto de vista museológico, el rasgo más sorprendente de esta importante colección paleontológica (con más de 6.000 fósiles expuestos) es la ausencia de documentación relativa a los ejemplares, restringida prácticamente a una identificación taxonómica, edad y localidad, que en su mayor parte consta en fichas de cronología moderna. El inventario general de la colección se inició en 1989, y de la numeración original de los tiempos de Hernández Sampelayo, sólo se conserva un fichero indicando qué ejemplares estaban expuestos, y en qué vitrinas, hacia finales de los años 40. Por tanto, la mayoría de la colección carece de etiquetas originales que permitan documentar sus circunstancias de ingreso, lo cual afecta a todos los ejemplares expuestos. De la fracción que ha conservado etiquetas, se constata que gran parte del material corresponde a colectas efectuadas en tiempos de la Comisión, y en su conjunto constituye la parte de la colección que sobrevivió a la reestructuración y traslado del anterior laboratorio paleontológico del Museo, durante el cual hubo que registrar numerosas pérdidas.

En 1996 se inició una nueva etapa de catalogación de las colecciones paleontológicas del Museo Geominero, en la que se trata de documentar la procedencia de aquellos ejemplares fruto de trabajos antiguos de la Comisión, o de los primeros tiempos del Instituto Geológico y Minero, publicados tanto en reseñas y bosquejos geológicos provinciales, como en trabajos locales y en las memorias del mapa geológico a escala 1:50.000 (1ª serie). Ello exige cotejar

cuidadosamente los ejemplares de determinadas localidades con las listas y particularidades taxonómicas publicadas en esos trabajos antiguos. Para alcanzar este paso es preciso examinar un ingente volumen bibliográfico con el fin de obtener una valoración adecuada de su aportación paleontológica en el marco de circunstancias de todo tipo (históricas, administrativas, personales) que pudieran orientar las pesquisas hacia las colecciones depositadas en el Museo Geominero.

De un modo paralelo a esta labor de revisión, se investiga la colección de ejemplares tipo y figurados, de la que ya se ha presentado algunos avances de resultados entre los invertebrados e icnofósiles paleozoicos (Rábano y Arribas, 1996, 1997).

En la presente comunicación se muestran los resultados provisionales relativos a los ejemplares tipo y figurados documentados entre la colección de fósiles mesozoicos del Museo.

Hasta junio de 1997 se han localizado 227 ejemplares figurados en 244 ocasiones, de los que 12 son tipos. Los fósiles figurados son todos españoles y pertenecen a los sistemas Triásico (11 ejemplares; 4,8%), Jurásico (160 ejemplares; 70,5%) y Cretácico (56 ejemplares; 24,6%).

Entre los ejemplares tipo se encuentran los holotipos de "*Cassiope adanyarzae*" Vidal *in* Adán de Yarza, 1884 (Gastropoda, Mesogastropoda), "*Ammonites beticus*" Mallada, 1887 (Ammonitina, Holcodiscidae), "*Ammonites subroyerianus*" Mallada, 1887 (Ammonitina, Holcodiscidae), "*Ammonites Macphersoni*" Mallada, 1887 (Ammonitina, Olcostephanidae), "*Unio idubedae*" Palacios y Sánchez Lozano, 1885 y "*Unio numantinus*" Palacios y Sánchez Lozano, 1885 (Bivalvia, Trigonioida).

Por comunidades autónomas, la mayor parte de los ejemplares figurados proceden de Castilla-La Mancha (86 ejemplares; 41,1%), Cataluña (50 ejemplares; 23,9%) y Aragón (31 ejemplares; 14,8%). Por grupos taxonómicos, destacan los moluscos (88 bivalvos, 69 cefalópodos y 16 gasterópodos), seguidos por los braquiópodos (22 ejemplares) y vertebrados (10 peces y 1 reptil marino). Además, se han localizado 3 equinodermos, 2 crustáceos, 1 coral, 13 plantas y 2 icnofósiles ilustrados en estudios previos.

El conjunto de este material procede de una veintena de trabajos publicados en España entre 1875 y 1997. Entre ellos destacamos por su interés histórico y taxonómico ejemplares originales figurados en las publicaciones de Cortázar (1875), Adán de Yarza (1884), Palacios y Sánchez Lozano (1885), Mallada (1887), Menéndez Amor (1951) y Virgili (1958).

La investigación emprendida en la colección, a partir de los datos de la localidad de procedencia y una identificación taxonómica antigua, ha dado como resultado adicional el redescubrimiento de algunos de los fósiles mesozoicos citados (sin descripción ni ilustración) en los trabajos de Prado (*in* Schulz, 1856), Donayre (1873), Cortázar (1885), Adán de Yarza (1885), Mallada (1884a y b, 1887, 1889) y Palacios (1890).

La información sobre los ejemplares tipo y figurados está siendo almacenada en una base de datos Microsoft Access, con las siguientes tablas de referencia: Cronología, Figurados, Ingreso, Localidad, Sistemática, Tipos y Ubicación Museo. Las tablas contienen en un total de 72 campos de información básica sobre cada uno de los ejemplares figurados de las colecciones del Mesozoico del Museo Geominero, incluyendo uno que recoge la imagen del fósil en su publicación original.

La investigación histórica de los fósiles del Museo Geominero se encuadra en un proyecto sobre Patrimonio Paleontológico subvencionado por la Dirección General de Investigación de la Comunidad Autónoma de Madrid.

Bibliografia

Adán de Yarza, R. 1884. Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **12**, 1-175.

Adán de Yarza, R. 1885. Descripción física y geológica de la provincia de Alava. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **13**, 1-175.

Cortázar, D. 1875. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **3**, 1-406.

Cortázar, D. 1885. Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **12**, 263-608.

Donayre, F.M. 1873. Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **1**, 1.128.

Mallada, L. 1884a. Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **11**, 1-56.

Mallada, L. 1884b. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Sistema Jurásico. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **11**, 209-358.

Mallada, L. 1887. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Sistema Cretáceo Inferior. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **14**, 1-172.

Mallada, L. 1889. Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **16**, 1-176.

Menéndez Amor, J. 1951. Contribución al conocimiento de la flora kimmeridgiense de Rubíes y Santa María de Meyá (Lérida). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **23**, 31-42.

Palacios, P. 1890. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **16**, 1-548.

Palacios, P. y Sánchez Lozano, R. 1885. La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **12**, 109-140.

Rábano, I. y Arribas, A. 1996. Invertebrados paleozoicos en la colección de ejemplares tipo y figurados del Museo Geominero (ITGE, Madrid). En Palacios, T. y Gozalo, E. (Eds.), *Comunicaciones de las XII Jornadas de Paleontología*, Univ. de Extremadura, 102-103.

Rábano, I. y Arribas, A. 1997. Los ejemplares tipo y figurados de las colecciones paleontológicas del Museo Geominero. I. Invertebrados e icnofósiles paleozoicos. *Boletín Geológico y Minero*, **108** (3), 13-17.

Schulz, G. 1856. *Memoria que comprende el resumen de los trabajos verificados en el año 1854 por las diferentes secciones de la Comisión encargada de formar el Mapa Geológico de la provincia de Madrid y el General del Reino*. Impr. Aguado, Madrid.

Virgili, C. 1958. El Triásico de los Catalánides. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **69**, 1-856.

Aporte de la palinología y las palinofacies a la estratigrafía secuencial del Paleógeno en la Cuenca de los Llanos Orientales, Colombia

O. Ruiz[1,2] & D. Pons[2]

[1] Instituto de Ciencias Naturales y Ecología. Fac. de Ciencias. Univ. Nacional de Colombia. Medellín. Colombia. Apartado 3840.

[2] Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 12 rue Cuvier. 75005 Paris. Francia.

Introducción

Los estudios palinológicos y de palinofacies efectuados en las secuencias paleógenas de la cuenca de los Llanos Orientales de Colombia permiten discernir las relaciones existentes entre la estratigrafía secuencial establecida para la cuenca (Numpaque, 1992), los cambios eustáticos globales (Haq *et al.*, 1987) y la palinología del Terciario en esa zona (Ruiz, en preparación). En este trabajo se intenta establecer el espectro florístico existente durante el Paleógeno en este sector suramericano y precisar las edades de algunos de los niveles estudiados.

Las características texturales de la materia orgánica extraída de los sedimentos paleógenos de la cuenca y los análisis cualitativos y cuantitativos permiten, según los modelos de Lorente (1990), identificar las áreas fuentes de los sedimentos, reconstruir los subambientes sedimentarios, complementar las interpretaciones paleogeográficas y ajustar las curvas paleobatimétricas propuestas para la zona. Además se considerara una aproximación a la historia paleotermal de la cuenca.

Los Llanos Orientales de Colombia y Venezuela es la más septentrional de las cuencas subandinas. Es una cuenca de borde de cratón, tipo *foreland*, activa desde el Cambro-Ordovícico. Su estructura tectónica actual consiste en un gran monoclinal de bajo ángulo, buzando hacia el Oeste. Esta compuesto por varias secuencias superpuestas, cabalgadas parcialmente por la Cordillera Oriental, cuyos espesores disminuyen uniformemente hacia el Este hasta disponerse en *on-lap* sobre el Escudo de la Guayana (Cediel, 1982).

Los recientes descubrimientos de importantes campos petroleros en los sectores de Casanare y Arauca, al Norte de los Llanos Orientales de Colombia, han convertido esta región en el centro de exploración petrolera más importante de Suramérica. Las perforaciones efectuadas en la subcuenca del Casanare muestran una espesa sedimentación (máxima de 12.000 m), casi continua, desde el Cenomaniense (?) hasta el Pleistoceno.

Estratigrafía

Los sedimentos basales de la columna tienen edades que varían entre el Cámbrico y el Ordovícico. A excepción del Jurásico, la sedimentación pre-miocénica fue predominantemente epicontinental con alternancia de ciclos trangresivos-regresivos que generaron cuerpos deltaicos (Estrada, 1982). La orogénesis de la Cordillera Oriental en el Mioceno Medio (Horn, 1995) ocasionó un basculamiento de la cuenca hacia el Este originando los depósitos molásicos post-miocénicos. El Cuaternario está representado por depósitos aluviales muy desarrollados (Gabela, 1985).

Los sedimentos paleógenos objeto de éste estudio han sido, litologicamente, divididos en tres conjuntos que, en orden estratigráfico, son: Formación Barco y Formación Los Cuervos (Paleoceno), Formación Mirador (Eoceno) y Formación Carbonera (Oligoceno).

Conclusiones

Fueron identificados trece tipos de materia orgánica dispersa, de significación paleoambiental: palinomorfos continentales, palinomorfos marinos, esporomorfos, hongos (fungi), algas, resinas, clastos negros, fragmentos color "café" claros, fragmentos color "café" oscuros, cutículas, tejidos vegetales, madera y materia orgánica amorfa (MOA). La abundancia relativa de estos grupos orgánicos, en distintos niveles de la columna, permite definir nueve palinofacies de significativas en las que la materia orgánica amorfa, los clastos oscuros y la madera son los componentes más significativos. La composición litológica de los sedimentos, la fuente y el medio sedimentario son los factores determinantes del tipo de palinofacies (Oboh-Ikuenobe *et al.*, 1997).

La nomenclatura estratigráfica aplicada en la columna sedimentaria allí presente es una extrapolación de las Formaciones identificadas en la Cordillera Oriental con base en similitudes litológicas. Este estudio pone en evidencia les dificultades de tal procedimiento y recomienda una revisión de la estratigrafía clásica de la cuenca a partir de un control bioestratigráfico.

Bibliografía

Cediel, F., 1982. A tectonic model for the Eastern Plains, Colombia. *Mem. I Simp. Expl. Cuencas Subandinas*, **2**, Bogota.

Estrada, A., 1982. Regional Geology and Tectonic Evaluation of the Subandean Basin, from the Barinas (Venezuela) to the Napo River (Ecuador). *Mem. I Simp. Expl. Cuencas Subandinas*, **1**, Bogota.

Hoorn, C., 1995. *Miocene palynostratigraphy and paleoenvironments of northwestern Amazonia.*

Lorente, M., 1990. Textural characteristics of organic matter in several subenvironments of the Orinoco upper deltaique plain. *Geol. Mijnbouw*, **69**, 263-278.

Numpaque L., 1985. Interpretacion geologica regional del sector norte cuenca Llanos Orientales de Colombia. Mem. *Mem. IV Simp. Expl. Cuencas Subandinas*. Bogota.

Oboh-Ikuenobe, F., Yepes, O. y ODP 159 Scientific Party, 1997: Palynofacies analysis of sediments fron the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: Preliminary correlation with some regional events in the Equatorial Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**, 291-314.

Nueva especie de *Icriodus* (Conodonta) del Fameniense inferior

J. Sanz López

Facultade de Ciencias da Educación, Universidade da Coruña, Paseo de Ronda 47, 15011 A Coruña.

El género *Icriodus* (Conodonta) está representado por *Icriodus alternatus* e *Icriodus iowaensis* en el Fameniense inferior, donde se extingue (Zona de *P. rhomboidea* Inferior). Recientes estudios bioestratigráficos en el Pirineo catalán (Sanz, 1996) y en la Zona Centroibérica (García López *et al.*, este volumen) permiten considerar la diferenciación de un nuevo taxón fameniense del género *Icriodus*, *Icriodus tumulosus* n. sp. El material típico corresponde a la capa Co33 en la Fm. La Mena (sección de les Tossa de Das en la Cerdanya), aunque se dispone de algo más de 300 elementos I procedentes de las secciones de la Tossa de Das, La Mena, La Bofia y algunas muestras de la Fm. Casa de la Vega (sinclinal de Guadalmez, Zona Centroibérica).

Las características diagnósticas de los elementos I de *I. tumulosus* son un cuerpo principal estrecho sobre todo en su terminación posterior, delante de un proceso posterior formado por dos o tres dientes (fig. 1). Los dentículos de la filas laterales tienden a estar alineados con los de la fila central o ligeramente desfasados. Los dentículos de la fila central sobresalen ligeramente en altura en la parte posterior del cuerpo principal y pueden estar unidos por una cresta fina y alta. La cavidad basal expandida en la parte posterior, disminuye en anchura de forma progresiva hacia el final anterior.

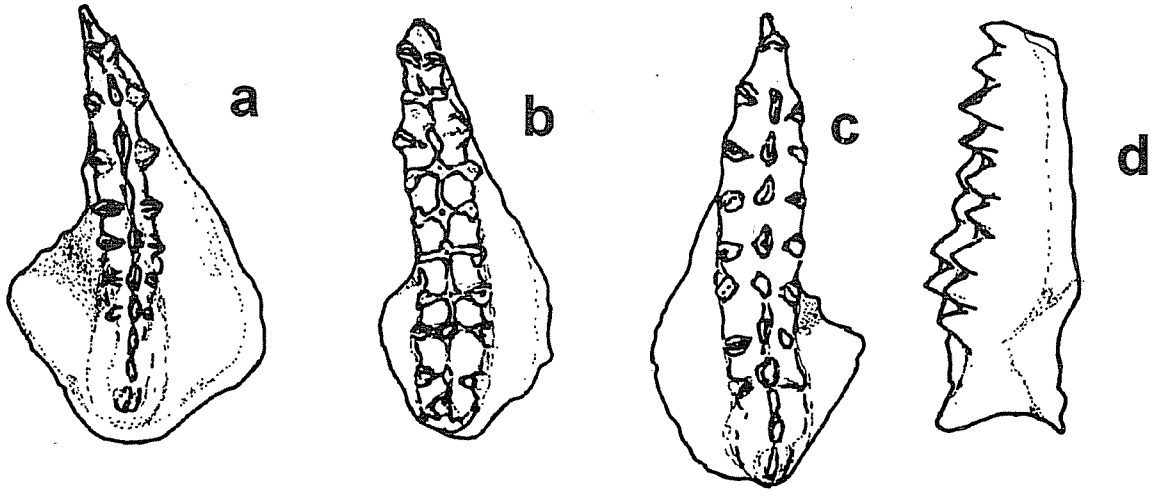


Figura 1.- Dibujos sobre ejemplares de *Icriodus tumulosus* procedentes de la sección de la Tossa de Das: a, Vista oral del holotipo x72, muestra Co33; b, vista oral x60, c, vista oral x70 y d, vista lateral x68 de elementos I de la muestra Co32.

Los elementos estudiados presentan una gran variabilidad en algunos caracteres que han sido relacionados con factores ecológicos y denominadas variantes ecofenotípicas por diferentes autores (Weddige y Ziegler, 1979; Sandberg y Dreesen, 1984). En este sentido, los elementos presentan un eje longitudinal del elemento curvo a recto, un cuerpo principal estrecho biconvexo a cóncavo-convexo, una cavidad basal entre estrecha o amplia y simétrica a asimétrica; además

los ejemplares pueden presentar o no, un seno y espolón interno dirigido anteriormente y una extensión mayor de la cavidad externa. Los dentículos varían en su morfología, los de la fila central tienden a ser elípticos, mientras predominan los coniformes en las filas laterales. Los dentículos centrales tienden a alargarse y pueden llegar a formar una cresta longitudinal, mientras los dientes laterales se unen a los centrales mediante puentes transversales bajos en los ejemplares maduros, más patentes en la parte posterior del huso. Los dientes de la carena posterior tienden a formar una cresta baja en altura con respecto a la fila transversal última, excepto el diente principal, robusto, subredondeado, romo y de gran tamaño en los elementos maduros. Elementos considerados como pertenecientes al nuevo taxón han sido descritos por Olivieri (1969) como *Icriodus symmetricus*, en la caliza de Corona Mizziu (Cerdeña) y por Lazreq (1992) como *I. iowaensis* en calizas con *Cheiloceras* entre lutitas de la región de M'rirt (Marruecos).

Por otro lado, elementos diferenciados como una forma transicional *Icriodus alternatus-I. tumulosus* han sido ilustrados como *Icriodus nodosus* por Sannemann (1955) procedentes de calizas negras con *Cheiloceras* de Frankenwald. Un ejemplar de esta forma transicional se ha obtenido junto a *I. alternatus* en el Pirineo (muestra Co30, sección Tosa de Das) y predominan en número sobre los elementos de *I. alternatus* y *I. tumulosus* en algunas muestras del sinclinal de Guadalmez. Los elementos de *I. alternatus-I. tumulosus* presentan un decalaje de los dentículos de la fila media con respecto a los de las filas transversales, carácter diagnóstico de *I. alternatus* (Sandberg y Dreesen, 1984). Sin embargo, los dientes de la fila central están elevados, a igual altura o ligeramente más altos que los de las filas laterales en la parte posterior del huso, no así en la parte anterior del mismo. Este carácter los hace similares a *Icriodus praealternatus* (especie Frasniense) pero no a *I. alternatus*, donde es un carácter diagnóstico la reducción en altura y diámetro de los dentículos de la fila media con respecto a los laterales, llegando a desaparecer. También, pueden tener un huso anterior ligeramente más ancho que el posterior y/o filas transversales con desarrollo de crestas.

Los datos disponibles en nuestro estudio nos lleva a interpretar a *I. tumulosus*, como un taxón descendiente de *I. alternatus*. Ambos son encontrados en la Zona de *P. crepida* Media (Fameniense inferior), junto a una forma transicional, *I. alternatus-I. tumulosus*. Las asociaciones dominadas por *I. tumulosus* se han hallado desde la Zona de *P. crepida* Más alta, límite superior del rango señalado para *I. alternatus* (Ziegler y Sandberg, 1990), hasta la zona de *P. rhomboidea* Superior. Posiblemente, la distribución del nuevo taxón podría alcanzar la Zona de *P. marginifera* Inferior ya que una forma muy próxima a *I. tumulosus* ha sido decrito como *Icriodus* sp. a por van den Boogaard y Schermerhorn (1981) en calizas bioclásticas del Grupo de Cuarcitas y filitas de Monte do Forno (Faja Pirítica).

Los hallazgos actuales señalan una distribución paleoecológica más restringida para *I. tumulosus* que la descrita para *I. alternatus*. Tanto *Icriodus alternatus* como *I. praealternatus* son especies adaptadas a un hábitat nerítico, hallándose en pequeño número en ambientes pelágicos (Sandberg *et al.*, 1992). Sin embargo, después de la extinción del Fameniense basal, *I. alternatus* extiende su distribución a nichos neríticos y pelágicos propios de *Palmatolepis* y *Polygnathus*. El nuevo taxón ha sido hallado en calizas bioclásticas y calizas con *Cheiloceras* de la biofacies de icriódidos-polygnátidos en Guadalmez y de la biofacies de palmatolépidos-polygnátidos en secciones de Pirineo. En estás últimas tan solo se halla en las áreas cercanas a barras de braquiópodos desarrolladas en un alto sedimentario, mientras que en las secciones atribuidas a una sedimentación de mayor profundidad, el taxón todavía no ha sido observado.

Agradecimientos

Este trabajo es subvencionado por el Proyecto de la Dirección General de Enseñanza Superior del Ministerio de Educación DGE-PB95-1047 en relación con el PICG nº 421 "North Gondwana Mid-Palaeozoic Bioevent/Biogeography patterns in relation to crustal dynamics".

Bibliografía

Boogaard, M. van den y Schermerhorn, L.J.G. 1981. Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 6. A Lower Fammennian conodont fauna at Monte do Forno da Cal (South Portugal). *Scripta. Geologica* **61**, 1-16.

Lazreq, N. 1992. The Upper Devonian of M'rirt (Morocco). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **154**, 107-123.

Olivieri, R. 1969. Conodontie zonature del Devoniano e riconoscimiento de Carbonifero Inferiore nel calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna). *Bolletino della Società. Paleontologica Italiana*, **8**, 2, 90 pp.

Sandberg, Ch.A. y Dreesen, R. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. *Geological Society of America*, Special paper, **196**, 143-179.

Sandberg, Ch.A., Ziegler, W., Dreesen, R. y Butler, J.L.. 1992. Conodont biostratigraphy around middle Frasnian Lion Mudmound (F2h), Frasnes, Belgium. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **150**, 87 pp.

Sannemann, D. 1955. Oberdevonische Conodonten (tolIa). *Senckenbergiana lethaea*, **36**: 123-156.

Sanz, J. 1996. Estratigrafía y bioestratigrafía (conodontos) del Silúrico superior-Carbonífero inferior del Pirineo oriental y central. *Coletxió Tesis doctorals microfitxades (Universitat de Barcelona)* **2840**, 9 pp.Tesis doctoral de la Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 717 pp. (1995).

Weddige, K. y Ziegler, W. (1979): Evolutionary patterns in Middle Devonian conodont genera *Polygnathus* and *Icriodus. Geologica et Palaeontologica*, **13**, 159-164.

Ziegler, W. y Sandberg, C.A. 1990. The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**, 1-115.

Conodontos de la Formación Cardaño en el límite Frasniense-Fameniense (unidad del Gildar-Montó, Dominio Palentino, Zona Cantábrica)

J. Sanz López[1], S. García López[2] & J. R. Montesinos López[1]

[1] Facultade de Ciencias da Educación, Universidade da Coruña. Paseo de Ronda 47. 15011 A Coruña.

[2] Facultad de Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n. 33005Oviedo

Existen contadas áreas de la Península Ibérica con afinidades bohemo-hercinianas, donde puedan ser estudiadas faunas fósiles en torno al límite Frasniense/Fameniense. Una de estas regiones corresponde al Dominio Palentino (Brouwer, 1964), donde recientemente y dentro de un proyecto más amplio se han comenzado a investigar para diferentes grupos las sucesiones de la Fm. Cardaño (Veen, 1965), entre ellos los conodontos. Esta formación de edad Givetiense-Fameniense inferior, está compuesta por calizas nodulosas y lutitas oscuras en su mitad inferior, mientras que la parte superior es predominantemente lutítica con abundancia de horizontes con nódulos carbonatados. La parte superior de la formación contiene un nivel calcáreo situado a pocos metros por debajo de la unidad suprayacente. En este tramo terminal las referencias previas sobre conodontos se limitaban a la presencia, en diferentes secciones, de elementos atribuidos al Frasniense superior.

La nueva sección investigada se localiza al noroeste de la Horcada del Oro, en la unidad del Gildar-Montó de Marquínez y Marcos (1984), una de las áreas más septentrionales de la

Cordillera Cantábrica con rocas devónicas en facies palentina. Aquí, la parte superior de la Fm. Cardaño presenta varios horizontes carbonatados sucesivos con conodontos y contiene la primera fauna determinada en el Fameniense inferior.

En esta sección (fig.1) se distingue un conjunto inferior de unos 13 m de espesor, formada por alternancias de calizas nodulares grises con lutitas que son sucedidas por un tramo más carbonatado y lutitas con horizontes de nódulos de calizas arcillosas gris azuladas, con variable cantidad de pirita. La asociación de conodontos obtenida en la parte inferior de dicho conjunto se correlaciona con un intervalo entre la Zona de *Palmatolepis hassi* Superior y la Zona de *Palmatolepis rhenana* Inferior de Ziegler y Sandberg (1990), Frasniense superior. Los conodontos encontrados en el tramo carbonatado indican la Zona de *P. rhenana* Superior o Zona 13 de Klapper (1989). Una fauna atribuida al mismo intervalo y en la que destaca la presencia de *Ancyroides asymmetricus*, *Icriodus alternatus* y *Palmatolepis bogartensis* ha sido obtenida en la parte superior de dicho tramo carbonatado en una sección próxima, cerca del Pico Gildar. Las asociaciones de conodontos procedentes de las lutitas con horizontes de nódulos son correlacionadas con la parte más alta de la Zona de *P. rhenana* Superior y con la Zona de *Palmatolepis linguiformis* de Sandberg *et al.* (1988), Frasniense terminal.

El conjunto superior tiene una potencia de 15 m en la sección de la Horcada del Oro y está formado por lutitas con tonos gris oscuro a negros con nódulos carbonatados dispersos. A 6 m sobre la base del conjunto, hay un horizonte con nódulos de caliza arcillosa negra con facies tipo "Kellwaserkalk". En estos nódulos se diferencian niveles milimétricos a centimétricos concentrados en bivalvos y ammonoideos ("packstone a wackestone") y niveles de un grosor algo mayor con fauna dispersa y un alto contenido en arcilla. El cemento carbonatado rellena las porosidades de las conchas y es especialmente abundante alrededor de fragmentos de placodermos. En este horizonte se encontraron ejemplares del ammonoideo *Falcitornoceras falciculum falciculum* del Fameniense inferior junto a una asociación de conodontos de la misma edad y que es correlacionada con la Zona de *Palmatolepis triangularis* Superior de Ziegler (1962). Esta asignación está basada en la presencia de ejemplares transicionales entre *Palmatolepis triangularis* y *P. wolskajae*, formas que han sido citadas por varios autores en dicha zona.

En general, las faunas de conodontos obtenidas tienen una diversidad baja y contienen un número escaso de elementos. Su determinación presenta dificultades, ya que la mayor parte son formas juveniles de pequeño tamaño, salvo algunos ejemplares maduros procedentes de las capas más carbonatadas. Las asociaciones de conodontos del Frasniense corresponden a una biofacies de palmatolépidos-polignátidos de Sandberg (1976), con una mayor abundancia de especímenes de *Ancyrodella*, *Ancyrognathus* y *Polygnathus* en las muestras más bajas. En cambio, la asociación del Fameniense inferior corresponde a la biofacies de polignátidos-icriódidos de Sandberg y Dreesen (1984) similar a las descritas alrededor del límite Frasniense/Fameniense. En ella predominan los ejemplares de *Icriodus alternatus*, especie que abunda en ambientes alejados de la costa, pero más próximos a la misma que *Palmatolepis*. Este último género es escaso en nuestra muestra y está tan sólo representado por ejemplares de un solo taxón. Otra especie abundante es *Polygnathus brevilaminus*, que ha sido considerada como residente en hábitats incluso más someros que *Icriodus*. La presencia de esta asociación como una biofacies de conodontos más cercana a la costa que las obtenidas en el Frasniense, podría estar en relación con una tendencia a la somerización que continuaría en las areniscas de la suprayacente Fm. Murcia.

Los elementos conodontales de esta sección y los de otras localidades próximas tienen un CAI=4,5-5, con texturas lisas y sacararosas, presentando alguno microfisuras paralelas. Estas

características indican la existencia de un metamorfismo regional de muy bajo grado, correspondiente a la anquizona.

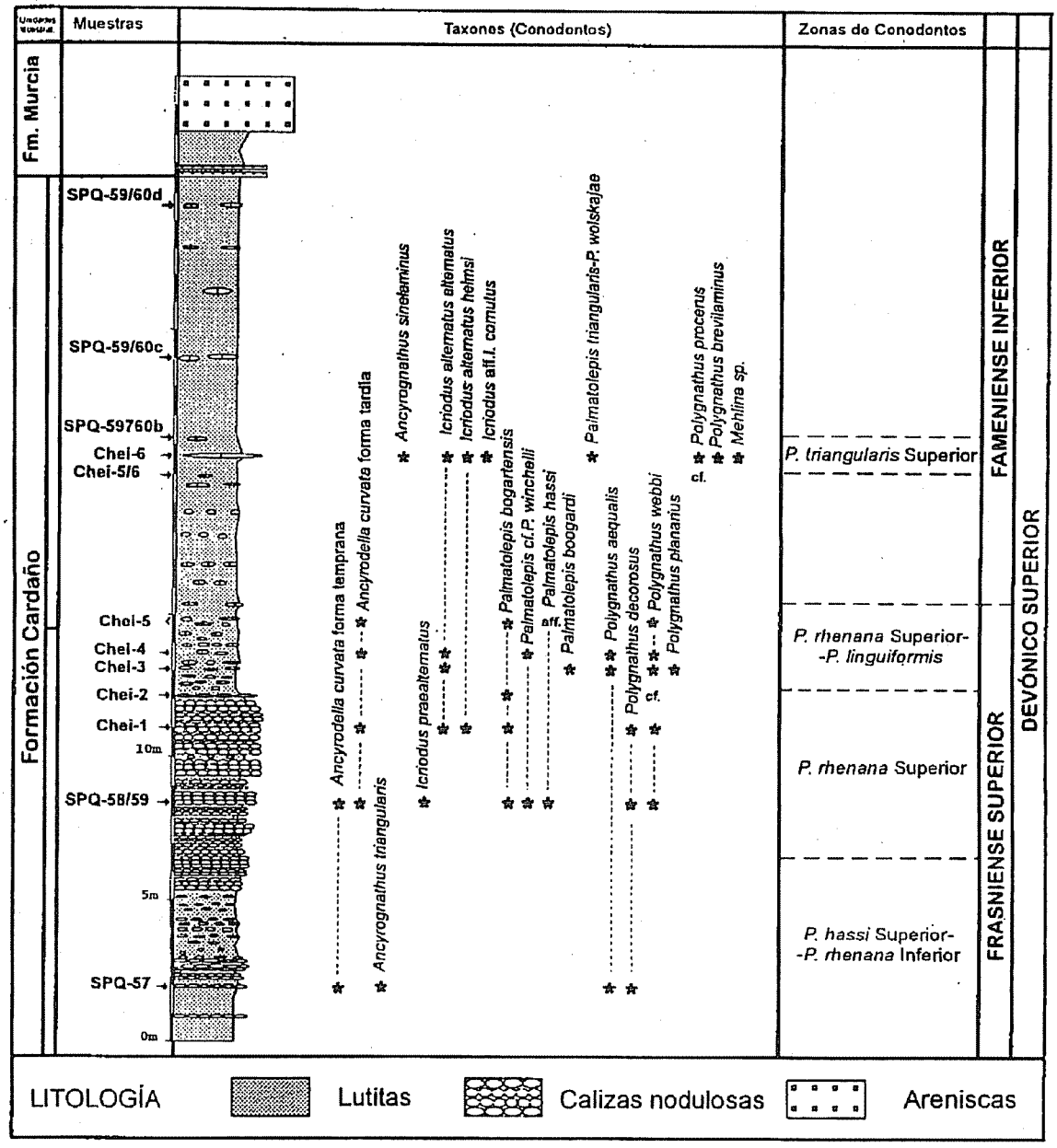


Fig. 1. Sucesión estratigráfica de la parte superior de la Formación Cardaño y contenido en conodontos, en la sección al noroeste de la Horcada del Oro.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos de la Dirección General de Enseñanza Superior del Ministerio de Educación DGE-PB95-1047 y DGE-PB94-1324, en relación con el PICG nº 421 "North Gondwana Mid-Palaeozoic Bioevent/Biogeography patterns in relation to crustal dynamics".

Bibliografía

Brouwer, A. 1964. Deux faciès dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques méridionales. *Breviora Geologica Astúrica*, **1-4**, 2-10.

Klapper, G. 1989. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. *Canadian Society of Petroleum Geolologists*, mem. **14**, 3, 449-468.

Marquínez, J. y Marcos, A. 1984. La estructura de la Unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **14**, 53-64.

Sandberg, Ch. A. 1976. Conodont biofacies of Late Devonian *Polygnathus styriacus* some in western United States: Conodont Paleoecology. *Geological Association of Canada*, Special Paper **15**, 171-186.

Sanberg, Ch.A. y Dreesen, R. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. *Geological Society of America*, Special paper, **196**, 143-179.

Sandberg, C.A., Ziegler, W., Dreesen, R. y Butler, J.L. 1988. Late Frasnian mass extinction; conodont event stratigraphy, global changes and possible causes. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **102**, 263-307.

Veen, J. van. 1965. The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **35**, 45-104.

Ziegler, W. 1962. Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **38**, 166 p.

Ziegler, W. y Sandberg, C.A. 1990. The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**, 1-115.

Los yacimientos de mamíferos marinos del Neógeno del Sur de la provincia de Alicante

J.R. Sendra Saez

Departamento de Geología de la Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50. C.P. 46100, Burjassot, Valencia.

Yacimientos y materiales estudiados

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 (Schäfer, 1962; Sendra (a), *in litt.* Sendra (b), *in litt.*). 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). Con el presente trabajo se comunica el resultado del estudio de campo de las principales zonas con un marcado interés científico en el estudio paleontológico de mamíferos marinos del sur de la provincia de Alicante, así como los más importantes restos localizados, tanto en este estudio como de los existentes en diferentes museos de la Comunidad Valenciana. También se ofrece una visión del estado de estos estudios desde Jiménez de Cisneros (1908) hasta el presente.

Los materiales claramente identificados que han sido localizados o extraídos hasta el presente se incluyen en dos grandes órdenes: Sirenia y Cetacea. Los más numerosos son los fósiles de cetáceos, de los cuales están representados tanto los misticetos como los odontocetos. Los mejores restos de cetáceos localizados en el área proceden de unos materiales depositados en un lagoon, situado en lo que actualmente son los términos municipales de Guardamar del Segura y Rojales. Los materiales estudiados están depositados en el Museo Paleontológico de

Valencia, Museo Arqueológico y Paleontológico de Rojales y Museo paleontológico de Elche (de reciente creación). En el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Biológicas de la Universidad de Valencia están actualmente en estudio actualmente una epífisis vertebral y un diente *incertae sedis*.

Mamíferos marinos fósiles de España dentro y fuera de la Comunidad Valenciana

a) Sirenios: Los restos fósiles de sirenios, aunque escasos, no faltan en España. Más bien parece que el sesgo negativo que ha tenido este grupo en cuanto a representación en el registro fósil ha sido debido a la ausencia de investigadores preocupados por el tema. En concreto, es muy significativo que en la zona de Cataluña y Baleares, que han sido estudiadas por autores clásicos, aparece el registro más numeroso de este tipo de restos fósiles. Santafé-Llopis y Via-Boada (1985) recogen los estudios anteriores sobre este grupo. Desde el primer hallazgo en 1881 se citan estos fósiles en Cataluña, Córdoba y las Islas Baleares. Los géneros y especies citados son: *Halitherium* sp., *Halitherium fossile*, *Metaxytherium* sp. y *Metaxytherium catalaunicum*. Posteriormente a Santafé-Llopis, Via-boada, Pilleri *et al.* (1989) y Pilleri 1990b efectuan nuevas revisiones en los fondos existentes en Cataluña y de otros puntos como Almeria, citando Metaxytherium sp. y nuevos ejemplares de *Metaxytherium catalaunicum*. En 1992, Galobart, Maroto y Ros publican un nuevo hallazgo de sirenio en el Eoceno catalán. Por último en 1995, Morales escribe el capítulo sobre Sirenios del tomo 2 del volumen nº 3 de Paleontología, dirigido y coordinado por el prof. Bermudo Meléndez. Aunque existen trabajos anteriores sobre sirenios fósiles de España, en el presente trabajo se citan por primera vez diversos restos de sirenios hallados en la Comunidad Valenciana, aparecidos en los sedimentos del Neógeno del sur de Alicante. Concretamente son un cráneo de *Metaxytherium* sp. (clasificación provisional, comunicación personal del Dr. Jorge Morales), un molde endocraneal de sirenio, varias vértebras y costillas desarticuladas de diferentes localidades, y por último, se excavó un ejemplar incompleto parcialmente articulado de sirenio en Crevillente (*Metaxytherium*?) apareció en 1996. También está presentado un estudio (Sendra (b), *In litt.*) sobre los restos fósiles conocidos de estos sirenios, más los nuevos localizados en el Neógeno del sur de Alicante.

b) Cetáceos: Los cetáceos son los más numerosos de todos los mamíferos marinos fósiles que se pueden encontrar en el Estado Español. De los dos subórdenes actuales (Misticetos o cetáceos barbados y Odontocetos o cetáceos dentados), son los odontocetos los que conservan un mayor número de caracteres primitivos de los protocétidos, principalmente la dentición (aunque hay una gran variabilidad en las estructuras mandibulares). Probablemente los Agorophidae del Eoceno y del Oligoceno representan una etapa intermedia de esta evolución. Posteriormente se abren numerosas lineas filéticas que evolucionan paralelamente, con diferentes especies que colonizan el mar y algunos ríos. Todos ellos son unos depredadores muy activos entre los que podemos contar los Escualodontos (extintos), marsopas, delfines, calderones, zifios, cachalotes y el narval.

Dentro de la Comunidad Valenciana, sus fósiles son más frecuentes en los depósitos del Neógeno del sur de la provincia de Alicante, de donde tenemos constancia que se conocían los yacimientos al menos desde el estudio que hizo Jiménez de Cisneros (1908). Con anterioridad a él hay una vaga nota (dos líneas) de Mariano de la Paz Graells (1897), citando la presencia de cetáceos en Valencia a partir de unos restos que localiza en la colección de la escuela de minas de Egozcue en 1876. Están citados como restos de Zeuglodones, aunque muy probablemente

esto sea erróneo, ya que estos Arqueocetos se extinguieron en el Oligoceno, y no se conoce ninguna cita de cetáceo fósil anterior al Neógeno en el Estado Español. Montenat (1973) también cita de manera vaga "fragmentos de huesos atribuibles a mamíferos marinos", y más recientemente a estos autores clásicos se ha descrito la existencia de un diente atribuible a odontoceto en el norte de la provincia de Alicante (Aguirre *et al.*, 1975) siendo esto todo lo concerniente a la Comunidad Valenciana hasta ahora.

En otras partes de España también hay restos fósiles de estos mamíferos (Sendra, 1992; Sendra, 1993, Sendra (a), *in litt.*). De todos los cetáceos conocidos en el Neógeno del sector occidental del Mediterráneo (Bianucci y Landini, 1992) hay algunos que taxones que han sido encontrados presentes en el Estado Español. En 1985, Mercadal, Pilleri y Casinos estudian restos de Physeteridae (Scaldicetus grandis), en las Islas Baleares, y por último, Pilleri revisa posteriormente otros restos de Cataluña (1988, 1990a), trabajos en los que se cita la existencia de fósiles identificados como Eurhinodelphidos, (*Eurinodelphis* sp.), Delfínidos (*¿Champsodelphis?*) y restos esqueléticos de Cetotherium sp. También se citan restos indeterminados de misticetos, sin alcanzar un grado de catalogación taxonómica más allá del suborden. Sólamente hacen referencia a restos de la Comunidad Valenciana los trabajos ya mencionados de De la Paz Graells, Jiménez de Cisneros, Montenat y Aguirre *et al.* Además, en el caso de los restos revisados por Jimenez de Cisneros (1908), los cita como " trozos que recuerdan a un *Plesiocetus*". Anteriormente a su revisión estaban erroneamente identificados como un "Ichtiosaurus" en el gabinete de Historia Natural del Colegio de Santo Domingo en Orihuela. El rastro de estos fósiles se pierde cuando la congregación religiosa dejó el colegio en 1954, estando dichos restos, hoy por hoy, perdidos.

Los resultados del presente estudio demuestran por primera vez la existencia en el sur de la provincia de Alicante de varios tipos de cetáceos fósiles, abarcando odontocetos y misticetos, permitiendo ampliar las citas para la Comunidad Valenciana en tres casos, y para el Estado Español en dos casos. Posteriormente se podrá realizar trabajos taxonómicos más exhaustivos comparando el material recogido en este trabajo con el de las colecciones clásicas de otros paises, y esto nos permitirá, sin duda alguna, ceñir la taxonomía de los restos al nivel de Género e incluso Especie. De la relación de cetáceos fósiles conocida del Neógeno del Mediterráneo occidental recogida de los diferentes autores estudiados, en el presente trabajo se presentan entre otros, los restos fósiles encontrados de la Superfamilia Delphinoidea (vértebras) y de las Familias Balaenopteridae (una bulla timpánica y un cráneo incompleto) en los yacimientos estudiados al sur de la provincia de Alicante, citándose todas ellas por primera vez en la Comunidad Valenciana, y una de ellas (F. Balaenopteridae, G. Balaenoptera) por primera vez para el Estado Español. Por lo tanto, la lista de cetáceos fósiles conocidos en el Neógeno del Estado Español queda como sigue (las citas con asterisco son las presentes, por ahora, en la Comunidad Valenciana):

ORDEN CETACEA Brisson, 1762.

SUBORDEN ODONTOCETI Flower, 1867.

Superfamilia Squalodontoidea.

Familia Rhabdosteidae, Gill, 1871, (= Eurhinodelphidae, Abel, 1901).

Género *Eurhinodelphis*, Du Bus, 1867.

Especie *E. sigmoideus*, Pilleri, 1985.

Superfamilia Physeteroidea.
Familia Physeteridae, Gray, 1821.
Género *Scaldicetus*, Du bus, 1867.
Especie *S. grandis*, Du Bus, 1872.
*Superfamilia Delphinoidea.
Familia Delphinidae, Gray, 1821.

SUBORDEN MISTICETI Flower, 1864.
Familia Cetotheriidae, Miller, 1923 (= Cetotheriidae, Cabrera, 1926).
Género *Cetotherium*, Brandt, 1843.
*Familia Balaenopteridae, Gray, 1864.
*Subfamilia Balaenopterinae (Gray, 1864) Brandt 1872.
*Género *Balaenoptera*. (Linnaeus 1758).

Con la oportunidad de realizar el presente trabajo, el autor cree, a través de los datos que se ha podido observar en los estudios de campo realizados, que la zona sur de la provincia de Alicante es una zona potencialmente rica en yacimientos de mamíferos marinos (*sensu* Sendra y De Renzi). Principalmente esto se debe a tres factores:

1) Existencia de paleoambientes favorables para la existencia de estos animales.

2) Ambiente sedimentario adecuado para la conservación de los restos (secuencias sedimentológicas regresivas).

3) Exposición de los materiales del Neógeno que permite el acceso a los yacimientos.

Agradecimientos

Quiero agradecer al Dr. Jorge Morales la información generosamente ofrecida sobre algunos fósiles de mamíferos marinos.

Los resultados resumidos en este trabajo se han obtenido gracias a los proyectos financiados por El Instituto de Cultura Juan Gil-Albert de la Diputación Provincial de Alicante (1995) y el proyecto CPE - 089 del I.V.E.I (1996).

Bibliografía

Aguirre, E.; Hoyos, M. y Morales, J. 1975. Alcoy: observaciones preliminares sobre la secuencia Neógeno - Cuaternaria del Serpis. *Acta Geológica Hispánica*, t. X nº 2. Pp 75 - 77.

Behrensmeyer, A. K. y Kidwell, S. M. 1985. Taphonomy's Contributions to Paleobiology. *Paleobiology*, 11(1), pp. 105-119.

Bianucci, G. y Landini, W. 1992. Systematic and biogeographical relationships of some Neogenic Mediterranean groups of Marine vertebrates (teleost fishes and odontocete cetaceans). *Paleontologia i evolució*, **24-25**:185-197.

De la Paz Graells, M. 1897. *Fauna mastodológica Ibérica*, memoria presentada a la Real Academia de las Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid. Nota en la página 552.

Galobart, A; Maroto, J. i Ros, X. 1992. Troballa d'un sireni de l'Eocè a la vall del Llèmena. *Quaderns*, 1990-91, C.E.C.B. Banyoles, 1992, pp 85 - 84.

Goy, J. L.; Zazo, C.; Somoza, L. y Dabrio, C. J. 1990. Evolución Paleogeográfica de la Depresión de Elche - Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno. *Estudios Geológicos*, 46: 237-244.

Jiménez de Cisneros, D. 1908. Excursiones por el S y SW. de la provincia de Alicante. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo VIII, Pp.193 - 208.

Mercadal, B., Pilleri, G. y Casinos. 1995. A tooth of *Scaldicetus grandis* (Du Bus, 1872) (Physeteridae) from Aire Island (Menorca, Spain)

Montenat, C. 1973. *Les Formations Neogenes et Quaternaries du levant espagnol*. Tesis Doctoral.

Morales, J. 1995. Sirenios, Demostilios y Tubulidentados, pp. 355 - 380; in, *Paleontología* (B. Meléndez), t. 3, V. 2. Ed. Paraninfo, S. A. Magallanes, 25 - 28015 Madrid. 451 pp.

Pilleri, G. 1988. Contribution to the paleontology of some Tethyan Cetacea and Sirenia (Mammalia). *Brain Anatomy Institute*, University of Berne, Ostermundigen (Switzerland). 116 pp.

Pilleri, G. 1990a. *Miocene Cetacean Remains from the mediterranean Spain*. Treballs del Museu Geologic de Barcelona. 1: 43 - 76.

Pilleri, G. 1990b. Endocranial Cast of Metaxytherium (Mammalia: Sirenia) from the Miocene of Cerro Gordo, Almeria, Spain. *Treballs del Museu Geologic de Barcelona*, 1: 35 - 42.

Pilleri, G. Biosca, J. y Via, L. 1989. The Tertiary sirenia of Catalonia. *Brain Anatomy Institute*, Ostermundigen (Bern) Switzerland. 140 pp.

Santafé-Llopis, J. V. y Via-Boada, L. 1985. Sirenios actuales y fósiles. *Mundo Científico*, 44, Volumen 5, pp 142 - 146.

Schäfer, W. 1962. *Ecology and palaeoecology of marine environments*. The University of Chicago Press, pp. 1 - 568.

Sendra, J. (a) Aporte al conocimiento del Plioceno en el sector Noroeste de la Cuenca de Vera (Almería, España). *Treballs del Museu de Geología de Barcelona.* In litt.

Sendra, J. (b). Estudio de los yacimientos de mamíferos marinos del Neógeno del sur de Alicante. *In litt.*

Sendra, J. (1992). Aporte al conocimiento de la fauna vertebrada del Terciario del Sureste Peninsular. *VIII Jornadas de Paleontología*, Resúmenes p. 149.

Sendra, J. 1993. Contribution to the taphonomical knowledge of marine mammal remains in the Neogene outcrops of Almería (Spain). *Premier congrès européen de Paleontologie*, Lyon. pp. 117.

Sendra, J. R. y De Renzi, M. 1995. Mamíferos marinos fósiles del Neógeno del sur de Alicante. *XI Jornadas de Paleontología* (Eds. G. Lòpez, A Obrador y E. Vicens; I.S.B.N.84 - 600- 9248 - 8), pp.165 - 166.

Paleontología y folklore popular: los monstruos mitológicos de Rojales (Alicante)

J.R. Sendra Saez

Departamento de Geología de la Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner nº 50. C.P. 46100, Burjassot, Valencia.

La interpretación mitológica de los fósiles

El conocimiento de la existencia de los fósiles se remonta al menos a la prehistoria (Meléndez, 1982). Es a partir de la antiguedad clásica cuando aparecen pensadores que se ocupan de ellos, realizando especulaciones correctas con respecto al origen de las tierras. Pero de la misma manera aparecen creencias populares que intentan dar explicación a fenómenos que se observaban en la naturaleza. De este modo se identificó los nummulites como las "lentejas petrificadas de los constructores de las pirámides", y se interpretaron como mitològicos gigantes los cráneos fósiles de *Elephas falconeri*, así como otros restos fósiles atribuidos a *Unicornios*, *Dragones....etc.* Con respecto a la influencia de la religión, Scheuchzer en 1726 creyó localizar el "*Homo diluvii testis*" que en realidad no era sino una gran salamandra (Gould *et al.*,1993). En España tambien hay casos conocidos, como las huellas del caballo de Santiago en La Rioja que son en realidad icnitas de dinosaurios (Sanz y Moratalla, 1990); en Portugal consideraron otras icnitas como pertenecientes a la mula que llevó a la Virgen de Lagosteiros. Por último, y para no hacer excesivamente larga la lista, en U.S.A. identificaron huellas del Triásico como las del cuervo que envió Noé. Es por tanto evidente que la interpretación de los fósiles ha estado influenciada por las creencias mitológico-religiosas dominantes en algunas épocas.

El caso de Rojales

En la Comarca del Bajo Segura han sido recogidas una serie de leyendas de origen incierto (Cartagena, 1991; de Gea comunicación personal), aunque probablemente provengan de la época inmediatamente posterior a la dominación musulmana. Alguna de ellas se sitúa en las cercanías de antiguas mezquitas y fortificaciones musulmanas (coincidentes con yacimientos de mamíferos marinos), otorgandoles la categoría de lugares encantados por los "brujos moros". Estas leyendas probablemente tengan su origen en el deseo de aleccionar sobre la perversidad de los antiguos dominadores. En Rojales, lugar donde se conoce la existencia de restos de grandes cetáceos al menos desde principios de siglo (Jimenez de Cisneros, 1908), aparece la leyenda de La Encantá. Ademas, el mismo Cisneros cita evidencias de excavaciones de grandes restos, observando *in situ* los moldes dejados en las molasas de Rojales al retirar los huesos. Esto demuestra indiscutiblemente que era una zona donde se conocía bien la presencia de estos enormes restos de mamíferos marinos fósiles.

La leyenda de La Encantá se desarrolla precisamente en el núcleo de un lagoon Plio - Pleistocénico que actualmente se corresponde principalmente con el área geográfica comprendida entre los términos municipales de Rojales - Guardamar del Segura. Existen restos de una fortificación musulmana en la cima, así como varios yacimientos de mamíferos marinos cercanos a este monte, por lo que esta inventariado y protegido por su valor arqueológico y paleontologico En la leyenda, recogida en el libro "Segura, rio abajo - Leyendas y Relatos" (Cartagena, 1991) aparecen todos los elementos antes descritos. Un mago hechizador del lugar (que seria la explicación popular a la presencia de tan extraños huesos) espíritus de guerreros tanto moros como cristianos, una princesa encantada, y como no, un fabuloso tesoro escondido. Entre los monstruos se cita: "...oyó un espantoso silbar de serpientes, aparecieron por todas partes, muchísimas de dobles y enormes cabezas...", "...después fueron unas unas monstruosas arañas negras que les impedian el paso, y unos perros de fantásticas alas..., y en tramos del camino, un barro viscoso, maloliente: y en ellos unos gigantescos lagartos abriendo descomunales bocas...".

La tradición de estudios paleontológicos en España podemos considerar que comienza con el trabajo de Torrubia en 1754. En este estudio en el que principalmente filosofa sobre la naturaleza y origen de los fósiles, cita también (p. 190) el marcaje y suelta de un delfín en el Mar Rojo y su caza en el Mediterráneo, demostrando que estos animales migraban atravesando mares y rodeando continentes (en esta época no existia el canal de Suez), pudiendo tratarse de la primera referencia científica escrita de estos estudios migratorios en cetáceos. No obstante a este y otros trabajos posteriores sobre Historia Natural (v.g. Cavanilles 1795), la primera descripción de restos fósiles en España se debe a Schrodt (1890), publicandose su traducción en 1896. Estos trabajos donde se reconoce la verdadera naturaleza de estos fósiles sólo fueron posibles a partir de la publicación del tratado anatómico sobre cetáceos fósiles y vivientes de Van Beneden y Paul Gervais (1879). Con anterioridad eran confundidos incluso con restos de saurios en los primeros intentos racionales de estudiarlos (cif. Jimenez de Cisneros, 1908). No es de extrañar, por tanto, que siendo uno de los últimos grupos en ser estudiados -incluso en la actualidad es el que menos especialistas ocupa en nuestro pais- el desconocimiento sobre estos fósiles fuera suplido a nivel local con las explicaciones folklorico - mitológicas que recoge la leyenda. Además, una vez abonada la imaginación con la leyenda, seria muy fácil para la imaginación popular ir estableciendo correlaciones entre los grandes huesos tan ajenos a los lugareños y los pretendidos monstruos.

Bases anatómicas para un equívoco

Es fácil imaginar la semejanza entre serpientes y cetáceos si no hacemos un estudio mínimamente riguroso del endoesqueleto de estos animales. Ambos son tetrápodos en origen, pero durante la evolución han modificado esta condición original de una manera mas o menos convergente, lo que les confiere cierta semejanza morfológica. Poseen un esqueleto axial (cráneo y columna vertebral) muy bien desarrollado, con un número de vértebras significativamente mayor que otros tetrápodos. El esqueleto paraaxial (costillas, esternón y cinturas) presenta algunas diferencias. Las costillas están presentes en ambos, pero son mucho más numerosas en serpientes. El esternon sólo se presenta en los cetáceos, aunque en los misticetos se reduce. En cuanto a las cinturas, las escapulares han desaparecido en las serpientes y las pélvicas son vestigiales, mientras que en cetáceos se mantienen funcionalmente las escapulares y vestigialmente las pélvicas. Por último, el esqueleto apendicular (extremidades) aparecen vestigialmente en algunas serpientes, mientras que los cetáceos conservan todavía los quiridios anteriores.

En cuanto a los cráneos, aun siendo diferentes, si consideramos ciertas particularidades veremos que pueden inducir tambien al equívoco (Figs. 1 y 2). Las mandíbulas son curvadas hacia arriba en las serpientes, y en los misticetos se curvan hacia el interior. En estos dos casos, además se encuentran libres entre ellas, con la finalidad de poder dilatar al máximo la cavidad bucal. En odontocetos si que se llegan a unir por delante, pero los misticetos poseen las dos hemimandíbulas libres con la misma finalidad antes descrita: poder dilatar al máximo la cavidad bucal para tomar grandes bocanadas de agua que posteriormente expulsan; la hacen pasar por el tamiz que conforman las barbas, reteniendo así el alimento. En el neurocráneo de las serpientes ademas existen unas partes que no están fijadas al resto, sino unidas por ligamentos (maxilar, ectopterigoides, pterigoides y el cuadrado). Estos huesos que son fácilmente desarticulables, y si los desprendemos nos queda un resto de neurocráneo de aspecto más globoso (Fig. 3). En los cetáceos, de cráneo alargado (telescopizado) y especialmente en misticetos, la parte rostral del neurocráneo es frágil y se pierde con facilidad, dejandole un aspecto más globoso tambien (Figs. 4, 5 y 6). Si desde el desconocimiento de la anatomia comparamos las formas craneales que tenemos ahora, veremos que es fácil establecer paralelismos morfológicos erróneos entre el arco zigomático de los cetáceos y el arco formado por el prefrontal y el postorbital de las serpientes.

Además, es de suponer que los primeros restos observados fueron expuestos en superfície por la erosión de las molasas en que se encuentran. De aparecer en un cráneo de cetáceo articulado con una larga columna vertebral, parte de él estaría dañado (Figs. 5 y 6). Como proporcionalmente al tamaño del cuerpo las cabezas de las serpientes son mucho más pequeñas que las de los cetáceos (en estos últimos la cabeza puede suponer hasta más de 1/5 del total de la longitud del animal), pudieron estos restos craneales voluminosos ser interpretados como los de dos cráneos en un solo cuerpo; incluso pudieron ser hallados dos ejemplares juntos, pero en ningún caso

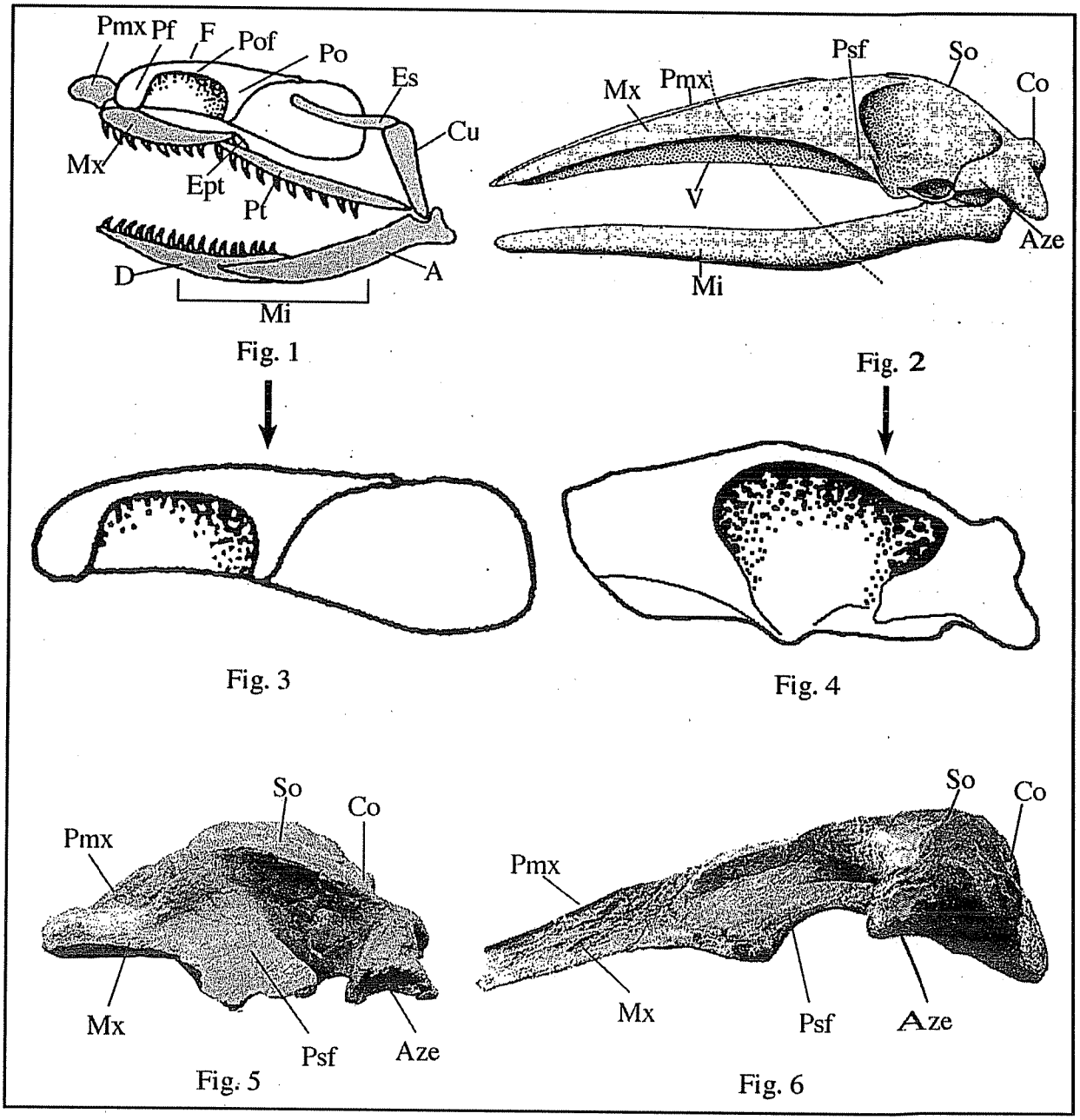


Fig. 1: Esquema generalizado de cráneo de serpiente Aglifa (grupo más numeroso y ubicuo). Mx, Maxilar; Pmx, Premaxilar; Pf, Prefrontal; F, Frontal; Pof, Posfrontal; Po, Posorbital; Es, Escamoso; Cu, Cuadrado; Ept, Ectopterigoides; Pt, Pterigoides; Mi, Mandíbula inferior; D, Dentario; A, Angular. En gris se muestran las partes fácilmente desarticulables. Fig. 2: Cráneo de Balaenopterido. V, Vomer; Mx, Maxilar, Pmx, Premaxilar; Psf, Proceso supraorbital del frontal; So, Supraoccipital; Co, Condilo occipital; Aze, Apófisis zigomática del escamoso; Mi, Mandíbula inferior. Fig. 3: Cráneo de Aglifa sin los elementos desarticulables. Fig. 4: Cráneo de Balaenopterido. Se le ha quitado parte del rostro. El resto recuerda a los rasgos de la fig 3. Fig. 5: Cráneo de Balaenopterido del Plioceno Inferior de Sevilla. El rostro está dañado, faltando parte de Maxilar, Premaxilar y Vómer. Fig. 6: Cráneo de Megaptera miocaena Kellog, 1922. Tambien esta parcialmente dañado el rostro. Un resto de un craneo de este tipo de mamífero unido a una columna vertebral de más de una decena de metros podria haber sido interpretado como una aberrante serpiente gigante. Los restos óseos que no les recordaban a serpientes serían atribuidos a estructuras de otros animales (v.g.: alas), que al haber sido encontradas junto a las vértebras fueron interpretadas como los fantásticos perros alados, serpientes bicéfalas y lagartos de descomunales bocas que aparecen el la leyenda.

recogido hasta ahora en ninguna parte del mundo nos consta la existencia de yacimientos de cetáceos con múltiples ejemplares articulados. Es este factor el que nos inclina a creer que un solo cráneo de cetáceo misticeto pudo interpretarse como dos de serpiente monstruosa, así como otros cetáceos como los odontocetos, debido a sus agudos dientes, se interpretarían como perros de aberrante morfología u otros seres fantásticos.

Conclusión

El condicionamiento de la cultura popular (o folklore) hizo que los esqueletos de cetáceos fósiles que aparecen en Rojales se interpretaran erroneamente. Esto fue promovido por el desconocimiento de la anatomía de estos mamíferos, que tienen ciertas vagas semejanzas con las serpientes (animales que sí que son popularmente conocidos desde muy antiguo). De las comparaciones de esqueletos extraños (cetáceos) con otros conocidos (serpientes) bajo la luz de creencias mitológico/folklóricas, surgieron los fantásticos seres de la leyenda de La Encantá de Rojales.

Bibliografía

Cavanilles, A. J. 1795. *Facsimil editado por la Fundación Bancaixa de Valencia*, 1995. Primera parte, 302 pp.

Cartagena González, F. 1991. *Segura, reio abajo. Leyendas y relatos*. 100 pp. Edición patrocinada por el Excmo. ayuntamiento de Rojales y el Banco de Alicante. No se indica la fecha.

Jiménez de Cisneros, D. 1908. Excursiones por el S y SW. de la provincia de Alicante. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo VIII, pp.193 - 208.

Gould, S.J., Andrews, P., Barber, J., Benton, M., Collins, M., Janis, C., Kish, Ely., Morishima, A., Sepkoski Jr, J.J., Stringer, C., y Tibbles, J.P. 1993. *Prefacio*. Stephen Jay Gould Editor. 256 pp.

Meléndez, B. 1981. *Paleontología*, Tomo 1, Capítulo 2. Editorial Paraninfo. Tercera edición revisada y ampliada, 724 pp.

Sanz, J.L. y Moratalla, J.J. 1990. *VI Jornadas de Paleontología*, libro de resúmenes, página 57.

Schrodt, F. 1890. Beitragë zur Kenntnis der Pliocänfauna Süd - Spaniens. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **42**, S. 386 - 418.

Schrodt, F. 1896. Datos para el estudio de la fauna pliocenica del sur de España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Tomo XXIII (Tomo III de la segunda serie). Pp. 85 - 151.

Torrubia, J. 1754. *Aparato para la Historia Natural Española*, Tomo primero. Facsimil editado para las X Jornadas de Paleontología, Madrid, 1994.

Van Beneden y Paul Gervais. 1868 - 1879. *Ostéographie des cétacés vivants et fossiles comprenant la description et l'iconographie du squelette et du système dentaire de ces animaux, ainsi que des documents relatifs a leur historie naturelle*. Arthus Bertrand, Libraire editeur, Libraire de la Sociéte de Geographie. rue Hautefeuille, 21.

Bioestratigrafía y paleoceanografía del Plioceno en las localidades 975 (Menorca) y 976 (mar de Alborán) a partir del análisis cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos planctónicos

F. Serrano, J.M. González-Donoso & D. Linares

Departamento de Geología, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos s/n E-29071 Málaga (España)

En este trabajo estudiamos las variaciones de la composición cualitativa y cuantitativa de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en los sedimentos pliocenos en las localidades

975 (cuenca Sur Balear) y 976 (mar de Alborán) del Programa de Perforaciones Oceánicas (ODP).

En la localidad 975 se atravesaron sedimentos pliocenos entre 107m y 302 m. La sección ha sido estudiada principalmente mediante muestras procedentes del sondeo 975B tomadas a intervalos próximos a 1 m, excepto en el intervalo 146.79-186.60 m de pobre recuperación, en el que sólo una muestra (170.61 m) ha podido ser estudiada. Esta laguna ha sido reducida con 12 muestras del sondeo 975C tomadas entre 176.40 m y 185.60 m.

En la localidad 976 se cortaron sedimentos pliocenos desde 359 m hasta 572.9 m, pero entre 367 m y 518 m se atravesaron arenas finas que apenas pudieron recuperarse. En los intervalos 359-367 m y 518-572.9 m se tomó una muestra por metro aproximadamente, pero en el intervalo 367-518 m sólo ha sido posible disponer de 12 muestras irregularmente repartidas.

Para el tratamiento matemático, debido a que el elenco de especies es distinto al actual y varía según el intervalo plioceno considerado, ha sido necesario agrupar morfotipos y especies y aceptar algunas suposiciones sobre los requerimientos paleoceanográficos de especies no presentes en la actualidad, asignándoles las mismas condiciones que a formas actuales morfológicamente similares.

Las modificaciones introducidas han obligado a confeccionar dos matrices distintas para los intervalos anterior y posterior al FAD de *G. puncticulata.*

En el Plioceno de las localidades 975 y 976 se detecta una sucesión de biohorizontes normalmente utilizados en la bioestratigrafía del Plioceno mediterráneo basada en foraminíferos planctónicos: FCO de *G. margaritae,* FOD de *G. puncticulata,* LCO de *G. margaritae,* FO de *G. crassaformis,* LO de *Sphaeroidinellopsis* y FCO de *N. pachyderma* sinistrorsa.

Otros biohorizontes utilizados requieren una futura evaluación: LO de *G. puncticulata,* FO y LO de *G. bononiensis* y FO de *G. inflata.* En efecto, en los cuadros de distribución de especies del Plioceno mediterráneo se suele indicar que hay lagunas entre las extensiones temporales de *G. puncticulata, G. bononiensis* y *G. inflata.* Sin embargo, los LO y FO de estos morfotipos no parecen estar estrictamente situados en los límites de las lagunas. La distribución "clásica" de los morfotipos puede ser, por tanto, una simplificación excesiva. Sin embargo, las lagunas en sí pueden ser fenómenos utilizables para la bioestratigrafía del Plioceno.

Aparte de estos biohorizontes, hemos detectados otros potencialmente interesantes:

- Dos cortos intervalos de abundancia relativa de *N.pachyderma* sinistrorsa dentro de la zona MPL-2.

- El FCO del grupo de *G.ruber* dentro de la zona MPL-3.

- El LCO del grupo de *G.obliquus,* coincidente con el LO de *Sphaeroidinellopsis* (198 mbsf en el Site 975) y, por tanto, en el límite entre las zonas MPL-4 y MPL-5. El LCO de *G.obliquus* es un evento más claramente perceptible que el FO de *Sphaeroidinellopsis.*

- El LCO del grupo de *G.apertura* en la parte más alta de la zona MPL-5B, anunciando la brusca reaparición del grupo de *G.inflata.*

Mediante técnicas de análogos modernos (véase Linares *et al.,* en este volumen), se han podido asignar condiciones paleoceanográficas a las asociaciones pliocenas. La observación del gráfico en que se representa el grupo al que pertenece cada muestra pliocena muestra en general una gran monotonía.

En los materiales de la zona de *G. margaritae* hay un claro predominio de las muestras del grupo intermedio. En el intervalo comprendido entre el FAD de *G. puncticulata* y el segundo nivel de aumento de abundancia relativa de *G. inflata,* casi todas las muestras de la localidad 975 también pertenecen al grupo intermedio. Sin embargo, seis se asimilan al grupo subtropical. Es importante destacar que las seis se localizan en los episodios de escasez del grupo de *G. inflata.* Otra muestra, situada al final del intervalo, pertenece al grupo subpolar, anunciando el próximo intervalo. En cuanto a la localidad 976, la recuperación es muy escasa, como ya se indicó, pero hay que destacar la presencia de dos muestras subpolares hacia 445 m.

En fin, en el intervalo que se extiende entre el nivel de aumento de la abundancia relativa de *G. inflata* y la base del Pleistoceno, la situación varía radicalmente. En la localidad 975 alternan las muestras de los grupos subpolar e intermedio. En la localidad 976 sólo hay dos muestras pero una pertenece al grupo subpolar y otra al intermedio. Desde un punto de vista ecoestratigráfico, este intervalo pertenece ya al Pleistoceno, aunque todavía no se registre el aumento de fauna polar.

Estos resultados sugieren que durante la mayor parte del Plioceno, en el Mediterráneo Occidental predominaron condiciones equivalentes a las que actualmente existen en el Mediterráneo Occidental y el Atlántico Norte, entre los paralelos del cabo Finisterre y las islas Canarias. Esta uniformidad es interrumpida en la parte inferior de la serie por dos episodios de aguas subpolares entre los que se intercala uno de aguas subtropicales. En la parte media de la serie no se observan episodios de aguas subpolares, pero sí algunos de subtropicales. En la parte alta de la serie la situación varía, alternando los episodios subpolares e intermedios, como va a ser la tónica dominante durante el Pleistoceno.

Briozoos Fenestrados de la Formación Moniello (Devónico Inferior y Medio, Asturias). Primeros datos

J.L. Suárez Andrés

Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo.

La formación Moniello (Emsiense superior-Eifeliense inferior) de la Zona Cantábrica presenta en el área de Arnao (Asturias) una sucesión eminentemente carbonatada con gran riqueza y variedad de fauna. Se ha escogido este yacimiento, dada la abundancia en él de briozoos, para comenzar una serie de estudios conducentes a un mejor conocimiento de las formas devónicas de estos organismos.

Situado en la unidad estructuralmente más interna de la Zona Cantábrica, el afloramiento estudiado presenta las facies más profundas de la formación. Los muestreos realizados comprenden únicamente el miembro superior de la formación, unos 200 m. de calizas, margas y encrinitas, con fauna predominantemente arrecifal (corales rugosos y tabulados, estromatopóridos) en los niveles basales, que es sustituída posteriormente por asociaciones de braquiópodos y briozoos.

Los briozoos están representados en buena parte del corte, existiendo no obstante niveles que, o bien carecen de ellos, o se encuentran en fragmentos que no permiten su identificación. La mayor abundancia y diversidad de briozoos se da en las margas, en las cuales es posible encontrar, además de fenestrados, otras formas erectas, pertenecientes a rhabdomésidos y ptilodíctidos, así como formas incrustantes y laminares libres (fistulipóridos, trepostomados y

tubuliporados). En los niveles de carácter biostromal, por el contrario, los briozoos son menos abundantes y dominan las formas incrustantes de fistulipóridos y trepostomados, mientras que en capas encriníticas los briozoos están representados de manera casi exclusiva por formas masivas de trepostomados, prácticamente ausentes en cualquier otra litología.

A menudo, la fauna se encuentra silicificada o recristalizada, habiéndose destruído la estructura interna. Para este estudio se han analizado preferentemente ejemplares conservados en carbonato cálcico, a fin de poder extraer información del mayor número posible de caracteres. Se ha aplicado la técnica de las réplicas de acetato, dadas las ventajas que presenta de economía y aprovechamiento de las muestras frente a las láminas delgadas. Se han realizado para cada muestra tres secciones, orientadas transversal, tangencial y longitudinalmente. La combinación de estas tres secciones proporciona un correcto conocimiento de las características internas de la fauna estudiada.

Dentro del Orden Fenestrata se han identificado siete géneros pertenecientes a cuatro familias, y se han encontrado formas adscribibles al género *Fenestella* o afines, así como varios ejemplares de un acantocládido, posiblemente *Pennirétepora*. En la descripción de las especies se han utilizado algunos de los caracteres morfológicos propuestos por Snyder (1990, 1991), escogiendo los más adecuados según el taxón correpondiente (Suárez Andrés, 1997).

Filo Bryozoa Ehremberg, 1831

Clase Stenolaemata Borg, 1926

Orden Fenestrata Elias y Condra, 1957

Familia Fenestellidae King, 1849

Cyclopelta Bornemann, 1884

Cyclopelta sp. A

Este género, característico por sus disepimentos alineados y espesados hacia el reverso, está representado en el miembro superior de la Formación Moniello por dos especies, ambas en nomenclatura abierta. La especie más abundante presenta zoarios en forma de embudo con una parte proximal muy cerrada rellena de tejido vesicular que se abre bruscamente en sentido distal. Las ramas son rectas, con quillas altas conectadas a intervalos regulares por puentes transversales.

Cyclopelta sp. B

La forma del zoario se desconoce, sólo se han encontrado fragmentos, siempre con amplia curvatura. Las ramas son rectas y las quillas muestran una bifurcación en su extremo menos acusada que en el caso de *Cyclopelta* sp. A, de la que se distingue además por no poseer puentes uniendo los extremos de las quillas. Los caracteres zoeciales cuantitativos no discriminan claramente las dos especies, con los datos disponibles.

Semicoscinium Prout, 1859

Semicoscinium cf. *discretum* (Prantl), 1932

La especie asturiana a primera vista se asemeja a la bohémica tanto en la forma de la quilla y los zoecios como en los valores de los caracteres zoeciales. La escasez de medidas invita sin embargo a mantener la nomenclatura abierta. La quilla aumenta su anchura hacia el extremo superior, donde el esqueleto laminar está dentado, coincidiendo las indentaciones con aberturas zoeciales. Los zoecios tienen forma aproximadamente cuadrada en sección tangencial. Se propone la corrección del nombre *Semicoscinium discreta* (Prantl), ya que conserva la terminación del género del que fue transferido, *Isotrypa*. El nombre correcto sería *Semicoscinium discretum* (Prantl).

Hemitrypa Phillips, 1841

Hemitrypa sp. A

Los ejemplares seccionados de esta especie no están bien conservados, por lo que prácticamente no se dispone de datos de características internas. En cuanto a los rasgos superficiales, se trata de una forma moderadamente robusta, con macroestiletes uniseriados en el reverso de las ramas a la altura de la inserción de los disepimentos. El anverso presenta una superestructura compuesta por celdillas subhexagonales situadas sobre las aberturas zoeciales. Destaca el importante espesamiento del esqueleto laminar en el reverso de las ramas.

Familia Septoporidae Morozova, 1962

Septopora Prout, 1859

Septopora sp. A

Se han encontrado varios fragmentos de zoarios en forma de abanico, generalmente mal conservados, por lo que las características internas de la especie no son bien conocidas. Los zoarios, como corresponde al género, están constituídos por ramas principales conectadas entre sí por ramas laterales o pinnas con forma de "uve" invertida. La quilla, presente en ramas y pinnas, es fina y baja. Las ramas principales son ligeramente sinuosas, coincidiendo por lo general las convexidades con el nacimiento de una pinna. Los zoecios son rectangulares en sección tangencial profunda.

Familia Polyporidae Vine, 1880

Polypora McCoy, 1844

Polypora aff. *inusitata* McKinney y Kriz, 1986

El género *Polypora* se caracteriza por poseer más de dos hileras de zoecios en las ramas. Algunos de los ejemplares recogidos asignados a este género presentan ramas separadas por disepimentos ampliamente espaciados, con grandes fenéstrulas. Cada rama lleva de cuatro a seis hileras de zoecios, generalmente cinco, sin quillas ni superestructuras. Estas y otras características son comparables a las de *Polypora inusitata*, pero probablemente sean especies distintas, en base a diferencias en algunos caracteres cuantitativos. Destaca en los ejemplares bien conservados la morfología petaloide de las aberturas zoeciales.

Polypora cf. *laevinodata* (Hall), 1881

En los niveles más altos de la columna aparece una especie de *Polypora* más robusta que la anterior. Se caracteriza por poseer ramas sinuosas con cuatro a seis hileras de zoecios, disepimentos cortos y fenéstrulas ovaladas, así como aberturas zoeciales provistas de un peristoma grueso. Todas estas características y los caracteres cuantitativos coinciden con la especie del Devónico de USA *Polypora laevinodata* (Hall), 1881. Dado que no se conocen los caracteres internos de la especie original ni de los tres únicos especímenes asturianos se ha preferido mantener por el momento la nomenclatura abierta, aunque problablemente se trate de la misma especie.

Familia Acanthocladiidae Zittel, 1880

Ptilopora McCoy, 1844

Ptilopora cf. *bohemica* Prantl, 1928

Se han recogido varios ejemplares del género *Ptilopora*, característico por su zoario con forma de pluma. Los valores de los caracteres zoeciales que presentan estos ejemplares son parecidos a los de *Ptilopora bohemica* Prantl, sin embargo, hay diferencias claras en el espaciado de ramas laterales así como en el ángulo de divergencia de éstas respecto de la rama

principal. Para este último carácter los valores obtenidos se asemejan más a los de *Ptilopora* aff. *bohemica* Bigey, 1972. Hay que tener en cuenta que los datos de comparación proceden de escasos ejemplares, y que en ocasiones las ramas laterales poseen a su vez ramas de tercer orden, lo que puede dar lugar a confusión.

Filites Barrande, 1894

Filites sp. A

El género *Filites* está representado en el Devónico de Bohemia por su especie tipo, *Filites bohemicus* Barrande, 1894. En El Pical aparece abundantemente en unos pocos niveles. Se trata de un género fácilmente reconocible por la peculiar morfología de la colonia: tanto la especie tipo como los ejemplares asturianos están constituídos por una única rama de la que en ocasiones nacen ramas secundarias, más o menos perpendiculares. Las ramas están provistas de pinnas a ambos lados, cortas y curvadas hacia el reverso. Las ramas y la pinnas tienen dos hileras de zoecios en disposición alternante. También es común el espesamiento del esqueleto laminar, especialmente hacia el reverso, y la presencia de numerosos estiletes que lo atraviesan, por lo que se ha propuesto añadir esta característica a la diagnosis del género (Suárez Andrés, 1997). Sin embargo las diferencias en la morfología de los zoecios y en los caracteres zoeciales hacen pensar en una nueva especie que se ha dejado momentáneamente en nomenclatura abierta.

Bibliografía

Bigey, F. P. (1972).- Présence de *Ptilopora* aff. *bohemica* (Bryozoaire cryptostome) dans le Dévonien du Sud-Est du Massif Armoricain. *Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques de l'Anjou*, n.s., **8**: 15-22.

McKinney, F. K. y Kriz, J. (1986).- Lower Devonian Fenestrata (Bryozoa) of the Prague Basin, Barrandian Area, Bohemia, Czechoslovakia. *Fieldiana Geology*, n.s. **15**, 90 pp.

Snyder, E. M. (1990).- Revised taxonomic procedures and paleoecologic applications for some North American Fenestellidae and Polyporidae (Bryozoa). *Paleontographica Americana*, **57**, 351 p.

Snyder, E. M. (1991).- Revised taxonomic approach to acanthocladiid Bryozoa. *In: Bryozoaires actuels et fossiles: Bryozoans living and fossil.* F P. Bigey (Ed.). *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest Fr.*, Mém. HS **1**: 431-445.

Stratton, J. F. y Horowitz, A. S. (1977).- *Polypora* M'Coy from the Devonian of southeastern Indiana. *Indiana Geological Survey Bulletin*, **56**: 1-48.

Suárez Andrés, J. L. (1997).- *Fenestrata (Bryozoa) del miembro medio de la Formación Moniello en el área de Arnao.* Tesis de Licenciatura, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, 48 p.

Corrientes en briozoos fenestrados con forma de embudo. Dos ejemplos del Devónico de Asturias

J.L. Suárez Andrés

Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo.

Introducción

En la década de los 70 surgieron numerosos trabajos sobre la forma y naturaleza de las corrientes que suministraron alimento a las colonias de briozoos fósiles. Cowen y Rider (1972) comparan a los fenestrados con los retepóridos actuales (analogía aceptada por autores posteriores, como McKinney y Cuffey, 1977 y Bigey, 1981) y establecen, para los fenestrados con forma de embudo, dos modelos que abordaremos con más detalle a continuación. Estos modelos no estaban basados en observaciones sino que se deducían a partir de suposiciones establecidas por los autores. Stratton y Horowitz (1976) defienden una circulación opuesta a la

sugerida por Cowen y Rider, en base a ensayos en cubeta con modelos sintéticos simulando fenestrados con forma de abanico o de lira (McKinney, 1977).

El estudio de retepóridos actuales de Cook (1977) detecta en estos organismos exactamente el tipo de corrientes que Cowen y Rider (*op. cit.*) habían supuesto para sus equivalentes morfológicos fósiles. A partir de este momento, parece casi generalmente aceptado que los briozoos son capaces de crear corrientes extrazooidales (Taylor, 1979) y que en el caso de las colonias fenestradas, éstas circularían del anverso al reverso.

Un trabajo recientemente realizado por el autor sobre la fauna de fenestrados de la Formación Moniello (Devónico Inferior-Medio, Zona Cantábrica, Asturias) ha proporcionado algunos ejemplares con caracteres superficiales bien conservados que concuerdan con los modelos de Cowen y Rider. Algunas de estas características parecen representar adaptaciones tendentes a optimizar la eficacia de cada tipo de circulación.

Los modelos

Cowen y Rider (1972) separan dos tipos de colonias en forma de embudo: las que tienen los zoecios abiertos hacia el interior y aquellas cuyos zoecios se abren en la superficie exterior del embudo. Los autores asumen que:

-Los zooides crean corrientes mediante el movimiento de sus lofóforos.

-Los individuos de una misma colonia realizan esta acción de forma coordinada y no competitiva o independiente.

-Las corrientes entran en la colonia por el anverso y una vez filtradas se expulsan al reverso a través de las fenéstrulas, del mismo modo que en los retepóridos actuales. Según esto, los embudos con las aberturas en el exterior, que llamaremos modelo A, producirían una corriente incidente radial y una corriente exhalante que partiría del interior del embudo. Las colonias con las aberturas en el interior dispondrían el flujo de manera opuesta.

En las calizas y margas calcáreas de la Formación Moniello (Emsiense superior-Eifeliense, Zona Cantábrica, Asturias) se encuentran dos géneros que presentan un conjunto de estructuras peculiares, las cuales parecen corroborar la corrección de estos dos modelos.

Modelo A: *Cyclopelta* sp.

Las especies conocidas del género *Cyclopelta* presentan sistemáticamente las aberturas zoeciales en la superficie exterior del embudo. Por otra parte los disepimentos muestran una disposición particular, ya que se alinean lateralmente y se espesan hacia el reverso, donde se forman anillos concéntricos. En zoarios bien conservados se puede observar que los disepimentos no son simétricos, sino que presentan una expansión dirigida hacia el interior del cono y en sentido distal, hacia la salida del embudo. Como ya apunta McKinney (1987), esta forma de los disepimentos parece favorecer el flujo de agua hacia el interior del cono, encauzándolo con una dirección ascendente. La expansión de cada anillo disepimental se proyecta sobre las fenéstrulas inmediatamente distales, lo que parece indicar que, además de dirigir el flujo hacia arriba, impedirían en cierta medida que éste volviera al anverso de la colonia por otras fenéstrulas. Se han encontrado en la Formación Moniello muy escasas muestras con una modificación interesante: en el reverso del zoario aparecen espinas situadas en las expansiones distales de los disepimentos, justamente al pie de cada fenéstrula. Es tentadora la idea de que estas espinas contribuirían a evitar que el agua filtrada volviese a salir al anverso a través de las fenéstrulas.

Por último, las quillas presentes en el anverso de las ramas de *Cyclopelta* presentan diversas modificaciones en las distintas especies, cuyo efecto sobre las corrientes sería interesante analizar en estudios más detallados.

Modelo B: *Hemitrypa* sp.

Los briozoos pertenecientes al género *Hemitrypa* se caracterizan por poseer una superestructura protectora desarrollada sobre el anverso de la colonia. Esta superestructura constituye una especie de panal en el que cada celdilla se sitúa sobre una abertura zoecial.

En diferentes especies de *Hemitrypa* el anverso del zoario con su superestructura se sitúa en la superficie interna o externa del embudo. En la Formación Moniello se han recogido varios restos bastante completos de una forma de *Hemitrypa* que construye embudos amplios en los que la superestructura está en la superficie interior. Las paredes de las celdillas están orientadas en sentido distal, hacia la abertura del embudo, disposición que parece estar de acuerdo con el aprovechamiento de una corriente vertical y hacia abajo.

Otros caracteres morfológicos, sin embargo, no se prestan a primera vista a una interpretación tan sencilla. En *Hemitrypa* sp. los disepimentos son oblícuos a la superficie del fronde, de manera que si suponemos cierto este modelo de flujo, el agua filtrada sería expulsada a través del reverso con una trayectoria ascendente más o menos acusada. La forma de los disepimentos probablemente impediría que el agua volviera a entrar en la colonia a través de las fenéstrulas. Sin embargo, se observa en ejemplares bien conservados que el reverso no es redondeado, sino que presenta una carena longitudinal. Aparentemente, tal estructura tendría utilidad para mejorar la separación y dirección del flujo hacia las fenéstrulas, por lo que cabría pensar en la posibilidad de un flujo inverso al descrito en este modelo B.

Si bien no conocemos la disposición de los lofóforos, la orientación de las aberturas zoeciales, no sólo en *Hemitrypa* sino en los fenestrados en general, no parece favorecer un bombeo que lleve las corrientes hacia la colonia desde el reverso, por lo que descartamos corrientes en este sentido producidas por los zooides.

Esto nos lleva a pensar que las colonias de *Hemitrypa* sp., aunque serían capaces de generar corrientes, podrían haber aprovechado las del medio. Esta suposición es aventurada y sería interesante poder compararla con estudios en este sentido sobre retepóridos vivos.

Conclusiones

Dos especies de fenestrados del Devónico de Asturias parecen responder a variantes sofisticadas de los modelos inicialmente propuestos por Cowen y Rider (1972), de acuerdo con las corrientes que describe Cook (1977). Sin embargo, aceptada la existencia de corrientes producidas por los zooides, queda un interrogante que podría ser objeto de trabajos futuros: está por detallar el posible aprovechamiento de las corrientes del medio por parte de estas colonias, para lo que se plantea la posibilidad de realizar estudios comparativos sometiendo a retepóridos vivos a diferentes condiciones hidrodinámicas.

Bibliografía

Bigey, F. P.(1981).- Fénestellides Paléozoïques et Rétéporides actuels (Bryozoaires). Convergence morphologique et analogie écologique. *Annals de Paléontologie (Invertebrés)*, vol. **67**, fasc. 2: 59-80. París.

Cook, P. L.(1977).- Colony-wide water currents in living Bryozoa. *Cahiers de Biologie Marine*, **18** (1): 31-47.

Cowen, R. y Rider, J.(1972).- Functional analysis of fenestellid bryozoan colonies. *Lethaia*, **5** (2): 145-164.

McKinney, F. K.(1977).- Functional interpretation of lyre-shaped Bryozoa. *Paleobiology*, **3** (1): 90-97.

McKinney, F. K y Cuffey, R. J.(1977).- Living reteporid bryozoans as paleoecological analogues of Paleozoic fenestrate bryozoans. *Geological Society of America Abstracts with Programms*, vol. **9**, nº 5, 630-631.

McKinney, F. K.(1987).- Paleobiological interepretation of some skeletal characters of lower Devonian fenestrate Bryozoa, Prague Basin, Czechoslovakia. *In: Bryozoa: Present and Past*; J. R. P. Ross (Ed).

Stratton J. F. y Horowitz, A. S.(1975).- Studies of the flow of water through models of Polypora. *In:* Pouyet, S. (Ed): *Bryozoa 1974. Docum. Lab. Géol. Fac. Lyon*, H. S. **3** (2): 425-438.

Suárez, J. L.(1997).- *Fenestrata (Bryozoa) del miembro superior de la Formación Moniello en el área de Arnao.* Tesis de Licenciatura, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo; 48 p.

Taylor, P. D.(1979).- The inference of extrazooidal feeding currents in fossil bryozoan colonies. *Lethaia*, **12** (1): 47-56.

Ammonia beccarii (Linné, 1758) (Foraminiferida, Protozoa) en el Cuaternario continental de la laguna de Villena (Alicante): Dinámica poblacional y procesos tafónómicos asociados.

J. Usera & A.M. Blázquez

Dpto. Geología. Universitat de València. Dr. Moliner, 50, 46100. Burjassot, Valencia.

La laguna de Villena forma parte de un complejo ecosistema lacustre situado entre un sistema montañoso de materiales calcáreos del Cretácico que alcanza altitudes superiores a los 800 m y, a menor cota, otras elevaciones de contornos más suaves que corresponden a afloramientos de yesos y arcillas del Triásico que flanquean las áreas deprimidas.

La zona baja de paisaje está constituida por un espacio lagunar que enlaza con el relieve inmediato a partir de glacis y abanicos aluviales. Es este conjunto geomorfológico del fondo del valle el que ha experimentado cambios importantes durante el Cuaternario reciente (Fumanal *et al.*, 1996).

Los continuos aportes sedimentarios procedentes de las vertientes han ido reduciendo el perímetro del espacio inundado. Históricamente una conexión fluvial entre el sistema de lagunas y el cauce del Vinalopó ha permitido el drenaje de los flujos de agua excedente y su desecación, proceso al que ha contribuido la sobreexplotación del acuífero desde mediados de siglo (Rico, 1994). Como resultado, lo que fue un espacio lagunar de gran riqueza biológica se ha transformado en un medio semiárido parcialmente salinizado, de escaso valor agrario y ambiental (Batlle *et al.*, 1995). En la actualidad esta zona se encuentra a unos 100 Km de la línea de costa.

El estudio micropaleontológico ha sido realizado a partir de 276 muestras extraídas de un sondeo efectuado en la laguna cuaternaria de Villena que alcanzó 31 m de profundidad. Del conjunto del testigo destaca un intervalo de 30 cm de espesor situado a -15 m, donde se ha determinado la presencia de foraminíferos bentónicos fósiles. Este sector del sondeo se ha submuestreado cada 5 cm obteniéndose un total de seis muestras, que de muro a techo son: 151, 150, 149, 148, 147 y 146.

Estas muestras fueron pesadas antes de proceder a su desagregación, dando como resultado los siguientes valores: 151: 50,3 gr, 150: 41,2 gr, 149: 29,7 gr, 148: 58,3 gr, 147: 52,5 gr, 146: 6,8 gr. La especie de foraminífero encontrada ha sido *Ammonia beccarii* (Linné) que aparece asociada a los ostrácodos *Ciprydeis torosa* (Jones), *Ilycypris gibba* (Ramdohr) y *Candona* sp.

Para el estudio de la dinámica poblacional del foraminífero, se cuarteó el material a partir del sedimento homogeneizado hasta obtener un mínimo 500 ejemplares en cada muestra. En aquellas muestras con menor número de individuos, se extrajeron la totalidad de los mismos. A continuación se contó el número de cámaras y se elaboraron las curvas de supervivencia para cada uno de los niveles.

El inicio del proceso de colonización de la especie *Ammonia beccarii* se realiza en la muestra 151, y viene caracterizado por la escasez de individuos que aumentan de forma progresiva hasta alcanzar un máximo en la muestra 148. A partir de ésta disminuye el número de individuos hasta desaparecer de manera brusca en la muestra 145.

Desde el punto de vista morfológico, la población presenta la mayor parte de los individuos en los tamaños superiores a 0,125 mm de diámetro y un grado bajo de calcificación en sus caparazones, lo que facilita el contaje del número de cámaras. Es de destacar la abundancia de formas macrosféricas, como parece corresponder a una especie estratega de la **r** (Murray, 1991).

El conjunto de los 30 cm que abarcan la aparición y desaparición de *Ammonia beccarii*, representa sólo un momento dentro de la evolución de la cuenca lacustre de Villena. Su edad está por encima de los 47.450 BP, que responde a una muestra datada a 12 m de profundidad.

La colonización progresiva de *Ammonia beccarii* es cortada de forma brusca por un episodio catastrófico, en este caso asociado a un proceso fluvial-aluvial (riada o aluvionamiento) que deposita por encima de la muestra 146 un paquete de arcillas y limos rojos sin ningún contenido paleontológico.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la C.I.C.Y.T. dentro del proyecto PB91-0897 y por la Fundación Volkswagen.

Bibliografia

Batlle, J.; Fumanal, M.P., Hernández, M.; Martínez, J., Bordas, V., Ferrer, C. y Serna, A. (1995): *The Villena Lake: An affectated salt ecosystem.* Comunicación a The affectated Salt Ecosystem. International Symposium, Valencia, Nov. 1995.

Fumanal, M.P.; Hernández, M.; Ferrer, C.; Serna, A.; Batlle, J.; Martínez, J. y Bordas, V. (1996): Estudio geoarqueológico de Cabezo Redondo (Villena, Alicante): Un yacimiento de la Edad del Bronce y sus condicionantes medioambientales. *Cuaternario y Geomorfología*, **10**, (3-4): 5-20.

Murray (1991): *Ecology and Paleoecology of Benthic Foraminifera.* Longman Scientific & Technical, London, 397 pp.

Rico, A.M. (1994): *Sobreexplotación de aguas subterráneas y cambios agrarios en el Alto y Medio Vinalopó (Alicante).* Instituto de Cultura Juan Gil-Albert. Diputación de Alicante, 276 pp.

¿Alguién sabe qué es el Praguiense (Devónico Inferior)?

J.I. Valenzuela Ríos

Departament de Geologia, Universitat de València; c/. Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (València) e Institut für Geowissenschaften, T.U. Braunschweig; 38023 Braunschweig, Alemania

El Devónico Inferior se compone de tres pisos que en orden ascendente son Lochkoviense, Praguiense y Emsiense. El límite inferior del Lochkoviense coincide con el

límite Silúrico/Devónico y el superior del Emsiense con el límite Devónico Inferior/Devónico Medio, por ello el Piso clave para la ordenación y correlación de los Pisos del Devónico Inferior es el Praguiense. Sin embargo, los numerosos estudios que se han realizado sobre los límites del Piso Praguiense no han permitido conocer con exactitud el límite superior de este Piso, que está continuamente fluctuando ni tampoco la subdivisión del Praguiense en unidades cronoestratigraficas menores de aplicación global.

El Piso Praguiense fue propuesto en 1958 para materiales devónicos del Macizo de Bohemia e inicialmente pretendia junto con los Pisos Lochkoviense (más antiguo) y Zlijoviense y Dalejiense (más modernos) establecer una subdivisión local, que también pudiese ser aplicada en materiales que presentaban un desarrollo facial y exhibian un contenido paleontológico similar al de este macizo. Posteriormente, la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Devónico (SDS) aceptó en 1983 el Praguiense como Piso estándard en la subdivisión del Devónico Inferior. Su límite inferior ha cambiado ligeramente desde su concepción original, cambio de facies de las calizas oscuras bioclásticas de grano fino de la Formación Lochkov a calizas grises claras de la Formación Praha. Actualmente, el límite inferior del Piso Praguiense se sitúa en la entrada del taxón *Eognathodus sulcatus eosulcatus*, dentro de la secuencia evolutiva de *Ozarkodina pandora* a *Eognathodus sulcatus*; este evento se registra en varias localidades de Bohemia siempre ligeramente por debajo (menos de 1m) del cambio litológico.

El límite superior está ligado a numerosas dificultades que pueden derivar en primer lugar del intento de combinar dos sistemas nomenclatoriales distintos y de difícil correlación. Los pisos clásicos de las magnafacies renanas Gediniense y Siegeniense han sido declarados obsoletos y sustituidos por los Pisos de las magnafacies Hercínicas Lochkoviense y Praguiense respectivamente. Pero el tercer Piso en la escala renana, el Emsiense, se ha mantenido en la escala estandar mientras que Zlijoviense y Dalejiense de la escala hercínica también han sido declarado obsoletos. De esta manera se ha establecido un límite "antinatural" entre el Praguiense y Emsiense que está continuamente siendo redefinido, generando una gran confusión porque los conceptos actuales de Praguiense y Emsiense no tienen nada que ver con los conceptos originales.

En un intento de solucionar estos problemas la SDS fundamentalmente animada por los esperanzadores resultados de Yolkin *et al.*, 1989 en Zinzilban (Uzbekistan), propuso que el límite entre el Praguiense y el Emsiense se indicara por la entrada del taxón *Polygnathus dehiscens* dentro de la secuencia evolutiva de *Pol. pireneae* a *Pol. dehiscens*. Además se eligió como estratotipo y se clavo el "golden spike" en esta localidad de Asia central. Carls & Valenzuela-Ríos 1993, ya advirtieron que para el reconocimiento del llamado "límite dehiscens" se estaba, en realidad, utilizando otro taxón, *Pol. excavatus* que era más antiguo que *Pol. dehiscens*, y que por lo tanto se estaba produciendo un recorte de la parte superior del Praguiense clásico. El solape entre Praguiense y Emsiense ya había sido demostrado y avisado por Carls (1987). Este nuevo recorte del Praguiense y la confusión referente al límite todavía se ha visto aumentado con el trabajo reciente de Yolkin *et al.*, 1994 en la sección que contiene el estratotipo del límite P/E. Estos autores reconocen que se equivocaron en la determinación taxonómica de *Pol. dehiscens*, y que en realidad el taxón que aparece en el estratotipo del límite es una especie nueva, *Pol. kitabicus*, cuya validez sistemática esta siendo discutida por varios autores (cf. Mawson, 1995). Independientemente de la validez taxonómica de *Pol. kitabicus*, una serie de problemas graves afectan a la identificación del límite P/E en otros lugares: 1) *Pol. kitabicus* no es el taxón que fué elegido por la SDS como indicador bioestratigráfico del límite P/E en 1989. 2) *Pol. dehiscens*, el indicador bioestratigráfico del límite, no aparece en Zinzilban. 3) *Pol. kitabicus* es anterior a *Pol. excavatus* y, por lo tanto, mucho más antiguo que

Pol. dehiscens. La entrada de *Pol. kitabicus* coincidiendo con el límite P/E en Zinzilban supone un recorte todavía mayor a la parte superior del Piso Praguiense, de tal modo que el concepto original de Piso Praguiense esta actualmente desvirtuado y es muy confuso.

Además de estos problemas con los límites, se ha propuesto subdividir el Praguiense en tres zonas estándard de conodontos (sulcatus, kindlei y pireneae) y tratarlas con categoría de subpisos (Yolkin *et al.*, 1994). Este es otro grave error, que afecta a la practica cronoestratigráfica y a la correlación global. En primer lugar, no se conoce el origen de *Pol. pireneae* y por lo tanto no conocemos la edad de la entrada de este taxón y consecuentemente, no se puede utilizar la Zona pireneae como subdivisión cronoestratigráfica en una subdivisión estándard y global del Piso Praguiense. Además, al comparar los hallazgos de conodontos praguienses en varias regiones, se infiere que el origen de *Pol. pireneae* estaría muy cerca a la entrada de *Eog. kindlei*, y por lo tanto la duración aproximada de estas dos zonas se solaparía casi completamente.

Para ayudar a la solución de los problemas de subdivisión del Praguiense y la correlación de los diferentes hallazgos paleontológicos sugiero que se utilizen miembros del linaje de *Eognathodus* en el Oeste de Norteamérica y otras regiones con similares taxones. En otras regiones donde *Eognathodus* es escaso, o no se encuentra, se puede practicar la correlación con la siguiente secuencia de entradas y solapes: 1) *Icriodus steinachensis* beta, aparece cerca de la base del Praguiense y alcanza hasta la base de la Zona kindlei; 2) *Pelekysgnathus serrratus brunsvicensis* comienza después de la entrada de *Icr. steinachensis* beta y hay un intervalo de solape de los dos taxones. En Castells hay un descendiente de *Pel. serr. brunsvicensis* que se solapa con *Pol. pireneae*. En la Depresión Axial del Cámaras (Cadenas Ibéricas) y en el Guadarrama oriental la distribución estratigráfica de *Pel. serr. brunsvicensis* está muy bien establecida; allí, este taxón no sobrepasa la unidad d2c alpha, que según Carls, 1996, corresponde al Praguiense inferior. La combinación de los hallazgos en las Cadenas Ibéricas y en los Pirineos sugiere que *Pol. pireneae* pudo haberse originado en el Praguiense inferior, esta idea es apoyada por los hallazgos de *Pol. pireneae* y *Eog. kindlei* en el Oeste de Norteamérica. 3) *Pedavis mariannae* comienza un poco antes que *Pol. pireneae* y se solapa con el. Esta asociación, que se ha registrado en numerosos lugares en Europa y Oeste de Norteamérica parece indicar un intervalo estratigráfico corto, de utilidad en correlaciones. 4) Por encima de *Pol. pireneae* se registran sucesivamente en las secciones pirenaicas *Icr. curvicauda*, *Pol. excavatus*, *Icr. sigmoidalis* e *Icr. bilatericrescens*; los hallazgos de los tres primeros taxones, según el concepto tradicional de Emsiense, pertenecerían al Praguiense superior, pero según el nuevo concepto basado en Zinzilban, pertenecerían al Emsiense inferior. De cualquier manera es importante reseñar, que la secuencia citada es reconocible en otras áreas y que independientemente de cual sea el nivel elegido para situar el límite P/E, una correlación a partir de las sucesiones de hallazgos de *Polygnathus* e *Icriodus* es posible y que lo importante es intentar reconocer estas sucesiones biológicas en otras areas, obtener suficientes ejemplares para estabilizar la nomenclatura taxonómica y a partir de ahí, practicar correlaciones detalladas

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Fundación Alexander von Humboldt

Bibliografía

Carls, P. (1987): Ein Vorschlag zur biostratigraphischen Redefinition der Grenze Gedinnium/Siegenium und benachbarter Unter-Stufen.- *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **92**: 77-121.

Carls, P. (1996): Conodonten, Conodonten-"Schritte", Keltiberien; Unterdevon.- *In:* K. Weddige (ed.), Devon-Korrelationstabelle.- *Senckenbergiana lethaea*, **76** (1/2): 274, column B031di96.

Carls, P. (1996): Conodonten, Conodonten-"Schritte", Keltiberien; Unterdevon.- *In:* K. Weddige (ed.), Devon-Korrelationstabelle.- *Senckenbergiana lethaea*, **76** (1/2): 274, column B031di96.

Carls, P. & Valenzuela-Ríos, J.I. (1993): Materials near the redefined base of the Emsian Stage.- *SDS Newsletter* **10**: 30

Mawson, R. (1995): Early Devonian polygnathid conodont lineages with special reference to Australia.- *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **182**: 389-398

Yolkin, E.A.; Apekina, L.S.; Erina, M.V.; Izokh, N.G.; Kim, A.I.; Talent, J.A.; Walliser, O.H.; Weddige, K.; Werner, R. & Ziegler, W. (1989): Polygnathid lineages across the Pragian-Emsian Boundary, Zinzilban Gorge, Zerafshan, USSR.- *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **110**: 237-246

Yolkin, E.A.; Weddige, K.; Izokh, N.G. & Erina, M.V.(1994): New Emsian conodont zonation (Lower Devonian).- *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **168**: 139-157

La Biozona de *Polygnathoides siluricus* (Conodonta, Ludlow superior) en las "calizas con ortocerátidos" del Tafilalt, Anti-Atlas oriental, Marruecos.

Graciela N. Sarmiento[1], Javier Sanz-López[2], Susana García-López[3] y Näima Hamoumi[4]

[1] Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de CC Geológicas, 28040 Madrid.

[2] Facultad de Ciencias de la Educación, Universidade da Coruña. 15011 A Coruña.

[3] Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo.

[4] Dept. de Géologie, Faculte des Sciences de Rabat. Université Mohammed V. Av. Ibn Batouta BP 1014 Rabat.

En el flanco sur del Anti-Atlas marroquí, los materiales silúricos se disponen formando una banda paralela al trazado del Oued Dra que alcanza una longitud de aproximadamente 500 km, con un ancho que oscila entre los 30 y 50 km. La potencia de estos depósitos disminuye sensiblemente de oeste a este, con valores de 500 m en Aïn Ouin Delouine, hasta 150 m en la localidad de Taouz. Hollard (1977) menciona la presencia de conodontos silúricos, indicativos del Ludlow y Prídoli, en tres secciones de este dominio estructural.

En el presente trabajo se da a conocer el hallazgo de una rica y variada asociación de conodontos proveniente de las "calizas con ortocerátidos" aflorantes en el área del Tafilalt, AntiAtlas oriental. En el sector estudiado, la sucesión silúrica sobreyace en discontinuidad a areniscas ordovícicas, y su potencia es de aproximadamente 150 m. Los depósitos silúricos se inician con niveles de areniscas y conglomerados con cantos fosfatados sobre los que se disponen pizarras verdosas. niveles de hierro oolítico o de areniscas ferruginosas, areniscas y pizarras que suelen incluir lentejones calcáreos. La edad de este conjunto, acotada por graptolitos, es RhuddnienseWenlock. Sobre estos materiales se sitúan las "calizas con ortocerátidos", cuyo espesor varía entre los 5 y 10 m, y que generalmente se presentan en bancos decimétricos, los cuales suelen estar separados por delgadas intercalaciones arcillosas. En la sección de Taouz estas calizas fueron atribuidas al Ludlow por la presencia de *Kockelella variabilis* Walliser (Hollard, 1977).

El análisis para conodontos de los niveles de calizas con ortocerátidos (wackstone-packstone de cefalópodos ortocónicos con bivalvos. gasterópodos y ostrácodos) en la sección de Khabt-Lajhar, 21 km al este de Erfoud, dio como resultado el hallazgo de *Polygnathoides*

siluricus Branson y Mehl, especie nominal de la biozona homónima, que indica una edad Ludfordiense inferior (Ludlow superior) para estos sedimentos carbonatados.

La asociación de conodontos está integrada por aproximadamente 1.600 ejemplares obtenidos de la disolución con ácido acético de 2.000 gramos de caliza. Los elementos conodontales presentan, en general, un estado de conservación muy bueno que permite observar aún las partes más delicadas de los mismos. Además su tamaño es muy variable por la coexistencia de formas juveniles y gerónticas. Como es de esperar en este tipo de asociaciones, existe un neto predominio de los elementos ramiformes sobre los pectiniformes y cónicos: estos últimos se hallan escasamente representados en el conjunto de formas investigadas. Se ha constatado también, la presencia de elementos que exhiben rasgos morfológicos de carácter patológico, cuya discusión excede los propósitos de esta contribución. Por otra parte, la evaluación del Indice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos es indicativa de un intervalo térmico que oscila entre los 190 y 300°C; la textura de los elementos es generalmente sacaroidea y la materia blanca se observa con nitidez tanto en las cúspides como en los dentículos de los mismos.

Desde el punto de vista taxonómico, se han identificado elementos conodontales pertenecientes a los aparatos multielementales (algunos de ellos completos) de las siguientes especies: *Kockelella variabilis* Walliser, 1967; *Ozarkodina confluens* (Branson y Mehl, 1933); *Ozarkodina excavata excavata* (Branson y Mehl, 1933); *Oulodus siluricus* (Branson y Mehl, 1933); *Polygnathoides emarginatus* (Branson y Mehl, 1933); *Polygnathoides siluricus* Branson y Mehl, 1933; *Pseudooneotodus beckmanni* (Bischoff y Sannemann, 1958), *"Neoprioniodus latidentatus"* Walliser, 1964 s.f, *Coryssognathus* sp. y *Oulodus* sp. En el conjunto de la asociación destacan por su abundancia los elementos de *Ozarkodina excavata excavata*, y en menor medida los de *Oz. confluens* (ambas especies cosmopolitas). El predominio de estos taxones en los depósitos del Ludlow es un hecho frecuente y bien conocido; no obstante resulta llamativa la ausencia de *Panderodus unicostatus* (Branson y Mehl, 1933) y otras especies integradas exclusivamente por elementos cónicos (e.g. *Belodella*). *P. unicostatus,* junto con las especies de *Ozarkodina,* constituyen las poblaciones dominantes en sedimentos de plataforma abierta del Ludlow británico (Aldridge, 1976). La total ausencia de las formas mencionadas en el área de estudio, puede tal vez atribuirse a que el depósito de las calizas ludfordienses en el Anti-Atlas oriental tuvo lugar en un ambiente marino somero.

A nivel regional, las "calizas con ortocerátidos" de Khabt-Lahjar del Ludfordiense inferior (Biozona de *P. siluricus*), pueden correlacionarse con el tramo de las arcillas Oued Alí en la Cadena de Ougarta (Sahara argelino), en el que Walliser (1964) identificó la especie nominal de esta biozona. En el mismo sentido, estas calizas pueden ser total o parcialmente equivalentes a los niveles carbonatados de la sección de Taouz, en los que Hollard (1977) menciona la presencia de K variabilis, y que García-López *et al.* (1996a) asignaron tentativamente a la Biozona de *P. siluricus.*

Desde el punto de vista litológico, la sucesión silúrica en el área de estudio corresponde al "tipo de Ossa-Morena oriental" definido por García-López *et al.* (1996b) para el dominio nordgondwaniense. Estos depósitos se caracterizan por el predominio de pizarras graptolíticas, que en su parte superior presentan niveles subordinados de calizas con abundante materia orgánica, en las que son frecuentes los ortocerátidos y crinoideos. Este tipo de sucesión se reconoce en el norte de la Montaña Negra, Macizo de Mouthoumet, Pirineos, noroeste de la Zona Centroibérica, OssaMorena, Meseta Marroquí y en el Anti-Atlas oriental. Las "calizas con ortocerátidos" tienen amplia difusión en el Gondwana septentrional y se hallan presentes también en numerosas localidades fuera de este dominio. En el área que nos ocupa la edad de

estas calizas, establecida en base a conodontos como Ludfordiense inferior, coincide con uno de los momentos de máxima expansión de la sedimentación carbonatada en el ámbito considerado (García-López *et al.*, 1996a, b).

Como comentario adicional ha de señalarse que la abundancia de cefalópodos ortocónicos en las calizas investigadas podría reflejar la concentración "post-mortem" de poblaciones con un elevado número de individuos que se desarrollaron en un medio de aguas relativamente someras y de moderada energía. Esto último puede inferirse por el buen estado de conservación de estas conchas y de los conodontos. En relación a estos últimos, no se han encontrado evidencias que reflejen una selección hidrodinámica. Por otra parte, la disposición paralela o subparalela de los fragmoconos podría indicar la acción de suaves corrientes de fondo, o la acción de olas (cf. Holland *et al.* 1994; Bogolepova y Holland 1995).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto de la Dirección General de Enseñanza Superior del Ministerio de Educación DGE-PB95-1047, en relación con el PICG nº 421 "North Gondwana Mid-Palaeozoic Bioevent/Biogeography patterns in relation to crustal dynamics" y también, es una contribución al Proyecto 351 del PICG "Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana".

Bibliografía

Aldridge. R.J. 1976. Comparison of macrofossil communities and conodont distribution in the British Silurian. En: Barnes. C.R. (ed.). Conodont paleoecology. *Special Paper Geological Association of Canada.* **15**, 91-104.

Bogolepova, O. y Holland, C. H. 1995. Concentrations of Silurian nautiloid cephalopods from Russia and Kazakhstan. *Acta Palaeontologica Polonica*, **40**, 429-440.

García-López, S., Rodríguez-Cañero, R., Sanz-López, J., Sarmiento, G. N. y Valenzuela-Ríos, J. I., 1996a. Conodontos y episodios carbonatados en el Silúrico de la Cadena Hercínica meridional del Dominio Sahariano. *Revista Española de Paleontología.* Nº Extraordinario, 33-57.

García-López, S., Rodríguez-Cañero, R., Sanz-López, J., Sarmiento, G. N. y Valenzuela-Ríos, J. I., 1996b. Silurian conodonts from North Gondwana Domain. A preliminar overview. Six European Conodont Symposium (ECOS VI), Abstracts. 18. Varsovia.

Holland,C. H.,Gnoli, M. y Histon, K. 1994. Concentrations of Palaeozoic nautiloid cephalopods. *Bolletino della Societa Paleontologica Italiana*, **33**, 83-99.

Hollard, H. 1977. Le domaine de l'Anti-Atlas au Maroc. En: Martisson, A. (ed.): *The Silurian-Devonian Boundary*. International Union of Geological Sciences, Serie A, **5**, 168-194.

Walliser, O. H. 1964. Conodonten des Silurs. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforshchung zu Wiesbaden*, **41**, 1-106.

Guías de las Excursiones

Excursión del Proyecto 351 del PICG

Paleozoico Inferior del NO de la Península Ibérica

(Portugal y España, 12 a 15 de octubre de 1997)

PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS

Los materiales del Paleozoico Inferior del Noroeste de la Península Ibérica, afloran en cuatro dominios paleogeográficos y estructurales distintos del Macizo Hespérico, que en un itinerario general SO-NE son:

Parte norte de la Zona Centroibérica (Dominio de los Pliegues Acostados), que incluye en su borde septentrional el llamado Dominio del Antiforme del Ollo de Sapo;

Zona Galaico-trasmontana (= Galicia/Trás-os-Montes), superpuesta tectónicamente a la anterior, con un Dominio Esquistoso basal (parautóctono) y unos Complejos Alóctonos con metamorfismo de alta presión;

Zona Asturoccidental-leonesa, que incluye tres divisiones denominadas Dominios del Caurel-Peñalba, Mondoñedo y Navia-Alto Sil; y

Zona Cantábrica, separada de la precedente por un cabalgamiento que recorre el núcleo precámbrico del Antiforme del Narcea, y que incluye una sucesión paleozoica extraordinariamente completa y fosilífera.

El propósito de esta excursión es visitar algunas de las secciones más representativas del Paleozoico Inferior del Baixo Douro (Portugal) y Galicia, pertenecientes a la primera y tercera de estas divisiones, que por distintas razones permanecen bastante desconocidas entre los geólogos del suroeste de Europa. Los únicos precedentes de una excursión en este ámbito, y con una duración equivalente, tuvieron lugar en los años sesenta con motivo de la I y II Reuniones de Geología del NO Peninsular ("Geología de Galicia y N de Portugal": 6-14/9/65; y "Las Series infracámbricas y cambro-silúricas del NW peninsular": 4-11/9/67), organizadas por el Prof. I. Parga Pondal y su "Grupo de Geólogos del NW", nucleado en torno al Laboratorio Xeolóxico de Laxe. En la larga y fecunda historia posterior de estas reuniones, hoy día interrumpida, se atendieron otros aspectos geológicos del noroeste, pero no se volvieron a visitar series fosilíferas del Paleozoico Inferior en Galicia y el norte de Portugal.

El importante precedente sentado por aquellas reuniones geológicas, y la necesidad de actualizar y debatir, 30 años después, los problemas planteados prescindiendo de ideas prefijadas, es lo que ha movido a UNESCO a intentar afrontar, con el mismo espíritu pionero y de humanismo científico, la convocatoria de esta excursión por parte del Proyecto 351 del Programa Internacional de Correlación Geológica. Para ello hemos ideado un itinerario con dos días de campo en Portugal y dos en España, previos a las sesiones científicas del Proyecto 351 en A Coruña, sucedidas en conjunto por una excursión geológica de un día adicional en el NE de Galicia. Con esto tratamos de integrar los territorios del noroeste peninsular en la Geología perigondwánica del Paleozoico Inferior, aspecto hasta ahora poco considerado por los grupos de trabajo internacionales para este ámbito. La organización de los actos corre a cargo de los grupos español y portugués del mencionado Proyecto, y la convocatoria cuenta con los auspicios de la Xunta de Galicia, Comisión Española de Cooperación con la UNESCO, Instituto Geológico e Mineiro (Portugal), Instituto Tecnológico Geominero de España, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Universidades do Porto e da Coruña, Dirección General de Enseñanza Superior (Ministerio de Educación y Cultura) y la firma Valério & Figueiredo lda.(Arouca, Portugal). A todos ellos, nuestro profundo agradecimiento.

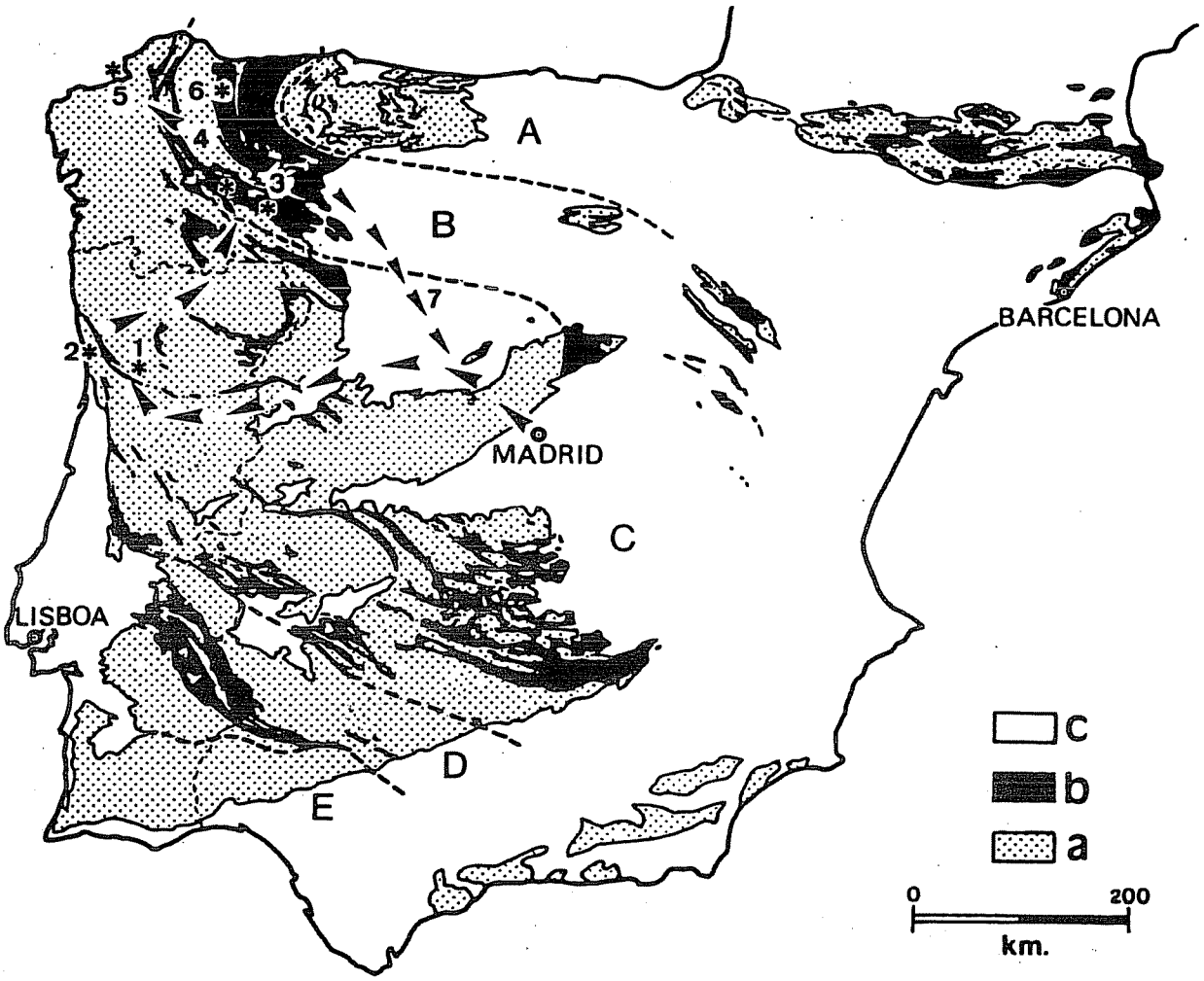


Figura 1.- Itinerario general de la excursión geológica en el noroeste peninsular, y del recorrido posterior a las sesiones científicas en el Manto de Mondoñedo (flechas y asteriscos). 1, Arouca (parada 1: día 12).; 2, Oporto (pernocta días 12 y 13) y Valongo (paradas 2-5: día 13); 3, Las Médulas (parada 6), pernocta en Toral de los Vados (día 14) y paradas 7-11 (día 15); 4, Lugo (pernocta día 15); 5, A Coruña (sesiones científicas días 16-17 y pernocta días 16-18); 6, Villaodrid y Rececende (paradas 1-6: excursión post-reunión); 7, regreso a Madrid (día 19 por la mañana). En el esquema general del Macizo Hespérico (punteado: a), se destacan además los afloramientos del Ordovícico y Silúrico (en negro: b). A, Zona Cantábrica; B, Zona Asturoccidental-leonesa y Cordillera Ibérica; C, Zonas Centroibérica y Galaico-trasmontana; D, Zona de Ossa Morena; E, Zona Sudportuguesa. Al NE y SE se representa el basamento paleozoico de los Pirineos y las Cordilleras Béticas.

PROGRAMA GENERAL DE LA EXCURSIÓN

Domingo 12 de octubre de 1997

– Salida de Madrid (8,30 h) y llegada a la frontera luso-española de Fuentes de Oñoro-Vilar Formoso (12,30 h, horario portugués). Encuentro de los vehículos participantes en las instalaciones fronterizas españolas, combustible y cambio de divisas.

– Almuerzo ligero (14-14,30 h) en el área de servicio Galp, Km. 77,2 de la IP 5 (previa a la salida nº 13 de la carretera, viniendo desde España).

– Desplazamiento a Arouca, con llegada hacia las 16 h, y encuentro con los participantes portugueses en la excursión. Para llegar a Arouca desde el punto anterior, continuar por la IP 5 y tomar la salida nº 9; luego por la N-328 en dirección a Sever do Vouga y seguir por Vale de Cambra hasta Arouca. La cita es frente al Ayuntamiento.

– **Parada nº 1** (pág. 274-276 y Fig. 3-4): Pedreira (= cantera) de pizarra para cubiertas, perteneciente a la firma Valério & Figueiredo, situada en la cima de Canelas (desviación en el Km. 8,5 de la N-326-1). Enfoque geológico regional del Anticlinal de Valongo. Estudio de la mitad inferior de la Formación de Valongo, con niveles de trilobites gigantes del Oretaniense inferior.

– 18-18,30 h: Parada corta en Arouca (café).

– 18,30 h: Salida para Oporto, con llegada hacia las 20-20,30 h. Cena en Matosinhos (puerto pesquero) y pernocta en el centro de la capital portuense (Hotel París, teléfono 351-2-207 31 40).

Lunes 13 de octubre de 1997

– 8,30 h: Salida de Oporto por la N-108 hasta la Sierra de Santa Justa, en un itinerario que se inicia por la margen derecha del río Douro (=Duero).

– **Parada nº 2** (pág. 273-274 y Fig. 3-4): Sierra de Santa Justa (Valongo). Estudio del techo de la Formación de Santa Justa (Arenig, facies de "Cuarcita Armoricana") y el tránsito a las pizarras oscuras de la Formación de Valongo. Reconocimiento de niveles con graptolitos del Arenig, y extensión del Fenniense en la parte inferior de la Formación de Valongo, hasta enlazar con los niveles con trilobites gigantes del Oretaniense, observados el día anterior en la pedreira de Canelas.

– **Parada nº 3** (pág. 279 y Fig. 3-4): Km. 12 de la carretera N-209, entre Valongo y São Pedro da Cova. Estudio de la Formación de Sobrido en su corte tipo, con un afloramiento excepcional de su miembro superior (facies de "Pelitas con Fragmentos" del Ashgill terminal), en cuya base existen niveles de aspecto "varvado", formados por intercalaciones arenosas con

"dropstones". Si hay tiempo, a corta distancia por el camino que desde este lugar parte al sanatorio (Chao das Cavadas), podremos estudiar un afloramiento de pizarras negras silúricas, comprendido entre las formaciones de Sobrido y de Sobrado.

– 11,15 h: Salida para São Pedro da Cova. Enlace con la N-611 hacia Beloi, y parada al norte de esta población, en el camino que discurre por la margen derecha del río Ferreira (11,45 h).

– **Parada nº 4** (pág. 276-279 y Fig. 3-5): Flanco SO del Anticlinal de Valongo. Litologías en el Complejo Esquisto-grauváquico anteordovícico, Formaciones de Santa Justa, Valongo y miembro inferior de la Formación de Sobrido. Recogida de material paleontológico en horizontes dobrotivienses de la Formación Valongo (trilobites, braquiópodos, moluscos, etc.).

– 13-13,45 h: Almuerzo en pic-nic en el mismo lugar de la parada anterior, en el valle del río Ferreira. Tras el almuerzo, salida en dirección a Vila Cova, pasando por Covelo. Al alcanzar la N-108, continuar hacia Entre-os-Rios y prestar atención al desvío situado entre los Km. 19 y 20, donde hay que estacionar a la izquierda de la carretera.

– **Parada nº 5** (pág. 285-287 y Fig. 6-9): Mina de Ribeiro da Serra (Sb-Au), emplazada en la Unidad de Montalto (CXG). Generalidades sobre las mineralizaciones auríferas del distrito de Valongo, con visita a las ruinas de las instalaciones mineras, escombreras, e ingreso a la galería E-O. Se instalará un dispositivo de seguridad para sortear el pozo, desprotegido, de 120 m de profundidad. Una vez en el interior de la mina, se estudiará "in situ" la naturaleza de la roca encajante y los filones auríferos, mineralizados en estibina y otros sulfuros.

– 17 h: Regreso a Oporto, con visita a las famosas bodegas del Vinho do Porto (18,30 h), y cena en un restaurante de la Ribera del Douro, al pie del puente de Eiffel. Pernocta en el Hotel París.

Martes 14 de octubre de 1997

– 8,30 h: Salida de Oporto por autopista (A 4), continuando luego por la IP 4 hasta Vila Real de Trás-os-Montes. Desvío hacia la frontera española por la IP 3, almorzando en Chaves (12,30-13,30 h). Entrada en España por Vila Verde da Raia/Verín (Ourense) hacia las 14 h, cambio horario (=15 h españolas) y combustible. El viaje continúa por la N-525 hasta A Gudiña, con desvío hacia Viana do Bolo/A Rúa de Petín (C-533), y desde allí por la N-120 hasta La Barosa (dirección Ponferrada). Concentración de vehículos en el desvío existente a la altura del pueblo de La Barosa (entre los Km 436-437, a la salida del túnel del mismo nombre, ingresando en el cambio de sentido sobre la carretera). De allí a la siguiente parada restan 15-20 min.

– **Parada nº 6** (pág. 291-297, Fig. 9-12): Mina de oro romana de Las Médulas. Panorámica desde el mirador de Orellán, con encuadre geológico regional y explicación del método de laboreo ("*ruina montium*"). Visita guiada a la galería subterránea de Orellán.

– Hacia las 19-19,30 h, llegada a Toral de los Vados. Alojamiento en el Hotel Canadá (tel. 987-54 51 80). Cena y "*queimada*".

Miércoles 15 de octubre de 1997

– 9 h: Salida del Hotel (sin equipaje).

– **Parada nº 7** (pág. 302 , Fig. 13-16): Sección La Chana-Voces, en el flanco sur del sinclinal del Caurel-Peñalba, con estudio de la Caliza de La Aquiana y discusión de sus formaciones de base. Niveles de "calizas del Trigal" en la Formación Casaio. Cantera de caliza en la parte baja de Fm. La Aquiana con niveles ricos en cistideos del Ashgill.

– **Parada nº 8** (pág. 304, Fig. 15-18): Sección del Embalse de Peñarrubia-Salas de la Ribera. Partiendo de la parte superior de la Formación La Aquiana, se estudia la problemática del contacto basal del Silúrico ("*hard ground ferruginoso de Pardellán*") y la sección de referencia de este Sistema al norte de Salas de la Ribera. Se prestará una atención especial a los niveles fosilíferos del Wenlock, entre ellos el célebre yacimiento homeriense descubierto por Casiano de Prado, y el horizonte con sinrabdosomas de graptolitos (*Colonograptus deubeli*), único en el mundo.

– **Parada nº 9** (pág. 308, Fig. 17-18): Cuarcita de Yeres (Ludlow terminal) y "Capas de Salas" (Pridoli a Devónico basal). Yacimiento de graptolitos del Gorstiense.

– Regreso a Toral y almuerzo en el Hotel Canadá (14-15,30). Recogida del equipaje personal y salida hacia Valdeorras (Ourense).

– **Parada nº 10** (pág. 308, Fig. 15): Silúrico terminal y Devónico inferior fosilífero de La Barosa. Horizontes con braquiópodos del Lochkoviense-Praguiense, y desmuestre de calizas para conodontos.

– **Parada nº 11** (pág. 309, Fig. 19-21): Carretera de Quiroga a Folgoso do Courel (Lugo). Vista panorámica del gran pliegue acostado del Caurel.

– Salida hacia Lugo por Sarria (18,30 h, 97 km), con llegada al Gran Hotel Lugo (Teléfono 982-22 41 52) hacia las 20,30 h. Cena en las pulperías instaladas en el campo ferial de San Froilán. Recorrido nocturno, opcional, por las murallas romanas de Lugo.

Jueves 16 de octubre de 1997

– 9 h: Salida desde el hotel hacia A Coruña (98 km, en su mayor parte de autovía).

– 10,30 h: Llegada aproximada a la ciudad de A Coruña y término de la excursión en el estadio de fútbol de Riazor, con paradas previas en los hoteles de la organización.

– 11,30 h: Paraninfo de la Universidade da Coruña. Acto de Apertura oficial de las XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional del Proyecto 351 del PICG.

EL PALEOZOICO DEL ANTICLINAL DE VALONGO (PORTUGAL)

H. Couto[1], J.M. Piçarra[2] & J.C. Gutiérrez-Marco[3]

[1] Centro de Geología da Universidade do Porto (INIC), Faculdade de Ciências, 4000 Porto, Portugal; hcouto@fc.up.pt.

[2] Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Ap. 104, 7802 Beja Codex, Portugal.

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

INTRODUCCIÓN

El Anticlinal de Valongo es una estructura formada en la primera fase de deformación hercínica, que se extiende a lo largo de más de 100 km en Portugal, desde Viana do Castelo y Apúlia (costa Atlántica) hasta el SE de Arouca (Fig. 2), y que se prolonga hacia España en el sinclinal de Marofa-Ahigal de los Aceiteros-Tamames (Julivert *et al.*, 1983), con otros 150 km adicionales. Desde el punto de vista tectónico, las unidades paleozoicas en la región de Valongo (al E de Oporto) forman un anticlinal asimétrico con dirección NO-SE y vergencia hacia el oeste. El eje del pliegue está inclinado 5-15° hacia el NO, y su plano axial buza 60° hacia el NE. El **flanco normal** (oriental) aflora en una extensión de 20 km (buzamiento aproximado: 35° NE), entre Valongo y Castelo de Paiva, donde es cortado por intrusiones graníticas; el **flanco inverso** (occidental) es aproximadamente subvertical y se prolonga hacia el SE, en una extensión de 50 km, antes de ser intruído por el macizo granítico de Castro Daire.

La deformación de los materiales se produjo en régimen de transpresión heterogénea (Dias y Ribeiro, 1991), de la que resultaron cizallamientos sinistros, de los cuales el más importante es el que limita al este el Surco Carbonífero Dúrico-beirano (=Beiro-duriense). Ello condujo a la génesis de una cuenca intramontañosa carbonífera en régimen transcurrente, en la que se acumularon importantes depósitos de carbón.

Entre los principales antecedentes geológicos, merece citarse el estudio pionero de Sharpe (1849), si bien fue Delgado (1908), en su memoria sobre el "Silúrico" de Portugal, quien sentó las bases para el conocimiento del Paleozoico en esta región. Los trabajos posteriores plantearon esencialmente revisiones parciales en torno a los datos aportados por Delgado (*op. cit.*), entre los cuales destacamos las aportaciones de Costa (1929, 1942), Thadeu (1949, 1956), Curtis (1961), Romariz (1962) y Medeiros *et al.* (1964). El trabajo de Romano y Diggens (1974) marca una nueva etapa en los estudios geológicos y paleontológicos sobre Valongo, al proponer una clasificación litoestratigráfica moderna de la sucesión ordovícica, y revisar su datación y correlación. A éste le siguen nuevos y detallados estudios cartográficos (Medeiros *et al.*, 1980; Pereira, 1992; Serviços Geológicos de Portugal, 1992), metalogenéticos y estratigráficos (Couto *et al.*, 1990; Combes *et al.*, 1992; Couto, 1993, 1995) y paleontológicos (Romano, 1975, 1976, 1980, 1982b, 1990, 1991; Henry y Romano, 1978; Romano y Henry, 1982; Wagner y Sousa, 1983; Eagar, 1983; Rábano, 1989a, 1989c; Tauber y Reis, 1994; Babin *et al.*, 1997), entre otros muchos dignos de mención.

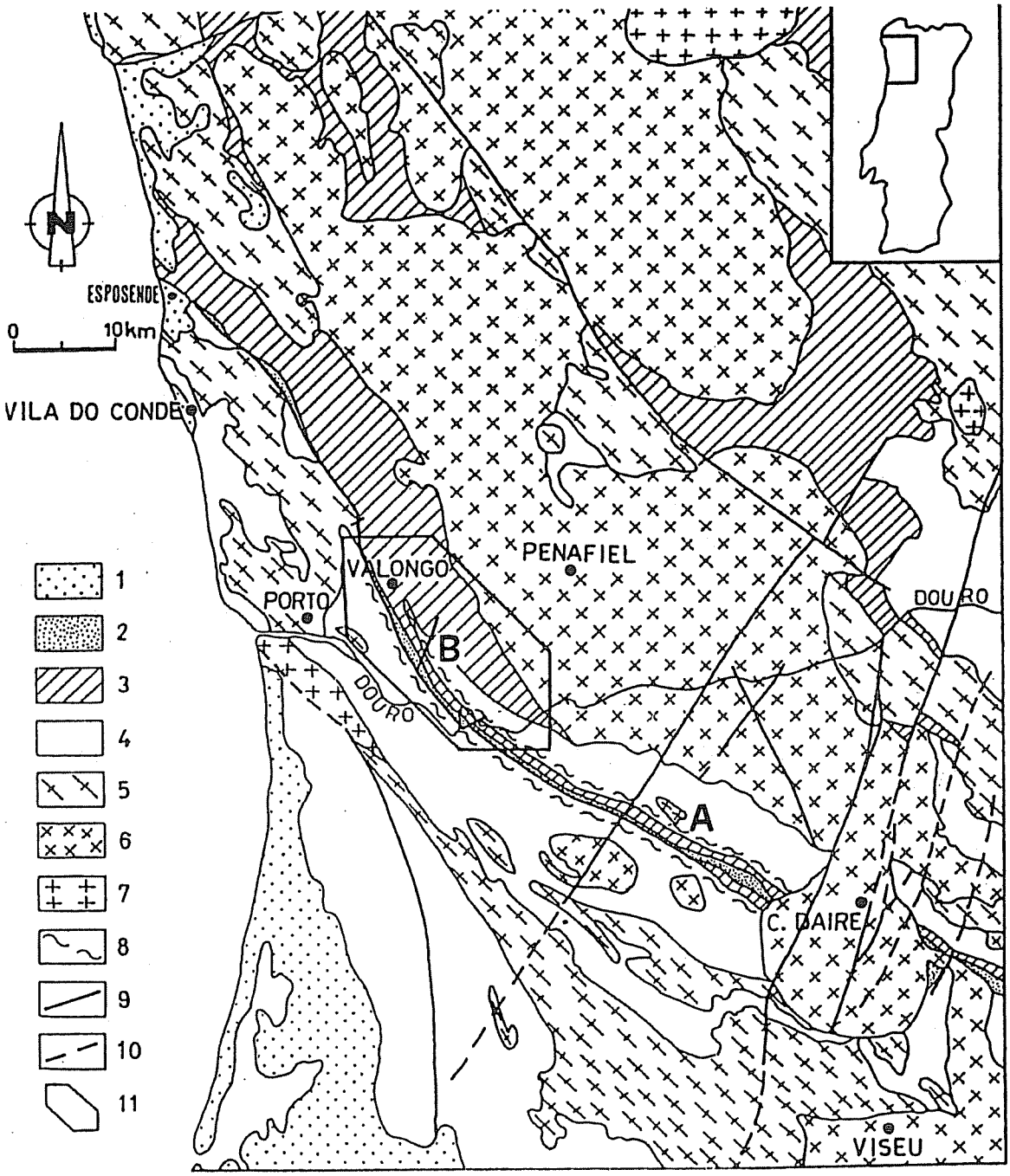


Figura 2.- Marco geológico general de las regiones de Arouca (**A: parada nº 1**) y Valongo (**B: paradas nº 2 a 4**), extraído de Couto *et al.* (1990). 1, Cuaternario; 2, Carbonífero; 3, Ordovícico a Devónico; 4, Neoproterozoico-Cámbrico inferior; 5, garnitoides sin- a tardi-F3; 6, granitoides sinorogénicos biotíticos tardi-F3, y tardi- a post-F3; 7, granitoides tardi- a post-orogénicos; 8, cizallamiento (desgarres); 9, fallas vistas; 10, fallas deducidas; 11, área representada en la Fig. 6, en la que se detallan los yacimientos metalíferos más importantes.

ESTRATIGRAFÍA

1.- Basamento pre-Ordovícico

Los materiales anteordovícicos están formados por el denominado **Complexo Xisto-Grauváquico** (CXG), que aflora en el núcleo del Anticlinal de Valongo (nominalmente en el sector de Terramonte) y al SO del flanco inverso del mismo (nominalmente en los sectores del Alto de Sobrido y Montalto). La sucesión estratigráfica entre estas dos áreas presenta diferencias manifiestas, por lo que se adscriben a dos divisiones informales distintas (Couto, 1993). Por un lado, la **Unidad de Terramonte** (núcleo del pliegue) presenta dos asociaciones litológicas, de las cuales la inferior está constituída por pizarras negras carbonosas, intensamente deformadas, que pasan gradualmente hacia techo (mediante intercalaciones arenosas), a la asociación litológica superior. Ésta compone una secuencia turbidítica de coloración verdosa (referida como un "flysch" por Thadeu, 1977 y Medeiros *et al.*, 1980), en la que alternan tramos arenosos con laminaciones, más claros, con términos lutíticos, más oscuros. Existe profusión y variedad de estructuras sedimentarias (laminación paralela y entrecruzada, granoselección, pseudonódulos, niveles epiclásticos, estructuras en llama, "slumps", "groove casts", "flute casts", etc.), y localmente se reconocen bancos con típicas secuencias de Bouma, que apuntan a un origen turbidítico para todo el conjunto. El techo de la Unidad de Terramonte no aflora en el sector visitado en la excursión.

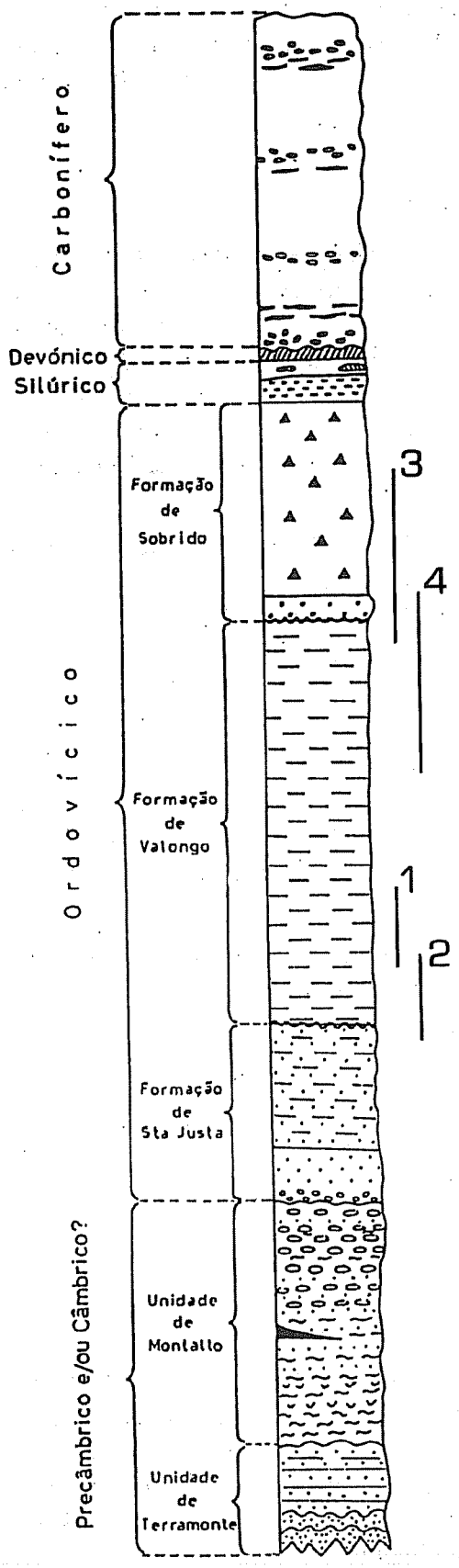
Por otra parte, la **Unidad de Montalto** (hacia el SO del flanco inverso del Anticlinal de Valongo) se desglosa en otras tres asociaciones litológicas (Couto, 1993). La inferior está formada por pizarras grises a violáceas, grauvacas finas y rocas volcánicas ácidas (Couto, 1993); la intermedia consiste en alternancias de pizarras de color beige grisáceas y areniscas, y la superior se compone de conglomerados poligénicos, con predominio de cantos de cuarzo, con algunas intercalaciones de lutitas, areniscas y grauvacas.

El CXG de la región de Valongo ha sido correlacionado con las unidades del Douro transmontano (formaciones de Ervedosa y Bateiras: M.B. de Sousa, 1982) y de las Beiras, estas últimas presentes al oeste del Surco Carbonífero, cuanto menos con la Formación Rosmaninhal (Silva *et al.*, 1988), o las "Unidades Inferior y Superior" de Aguado y Martínez-Catalán (1994).

La atribución en esta región del CXG al Cámbrico se basa en sus relaciones estructurales con el Ordovícico Inferior (Iglesias y Ribeiro, 1981), las correlaciones estratigráficas con otras áreas (M.B. de Sousa, 1982) y los datos paleontológicos de la región de Moncorvo (Rebelo y Romano, 1986). En el ámbito de Valongo, los únicos fósiles encontrados hasta ahora son *Monocraterion*? isp. en algunos bancos de cuarcitas y grauvacas de los términos más someros.

2.- Ordovícico

Las formaciones de este Sistema se apoyan en discordancia angular sobre el Complejo Xisto-Grauváquico, según la característica y mal llamada discordancia "sárdica" en el ámbito centroibérico (la auténtica Discordancia Sárdica de Cerdeña es intraordovícica y de edad



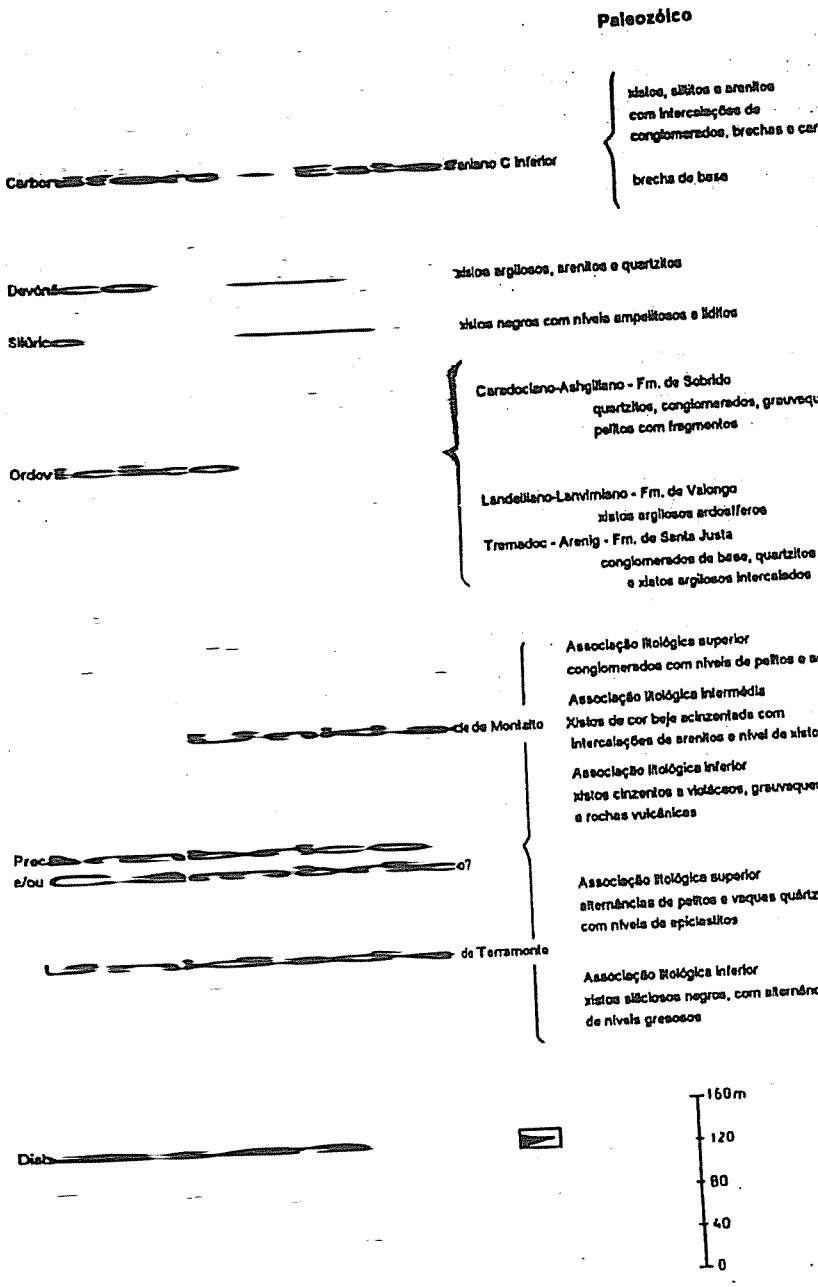


Figura 3.- Columna estratigráfica general de las formacione[illegible]aleozoicas del Anticlinal de Valor
sión de las distintas paradas. Tomada de Couto (1993): la [illegible]d de algunas unidades es actualiz

). Romano y Diggens (1974) propusieron para el Ordovícico de Valongo tres
tigráficas sucesivas, denominadas Formación de Santa Justa (Arenig),
ngo (Arenig-Caradoc basal?) y Formación de Sobrido (Ashgill terminal):

Justa

quivale a las "Quartzites à Bilobites" de Delgado (1908) y al Grupo de la
ıa de la región surcentroibérica, habiendo sido descrita al norte de la loca-
ien recibe el nombre de la Sierra de Santa Justa, que dibuja el núcleo del
a Valongo. La formación está constituída predominantemente por cuarci-
vas o en bancos, con tramos en los que éstas alternan con pizarras y limo-
cio inferior de la unidad presenta en ocasiones un "conglomerado de base"
de areniscas y capas conglomeráticas con elementos esencialmente cuar-
ıetría variable.

facies sedimentarias de la unidad varían mucho a lo largo de la estructu-
región de Viana do Castelo (extremo NO) a 150-200 m de potencia media
uca. El ambiente de depósito indicado por las secuencias sedimentarias e
ına y *Skolithos*) es marino somero, probablemente litoral (Oliveira *et al.*,
ucturas más notables hay que señalar los "crescent cast" descritos en la
omano, 1974a).

de vista paleontológico, la Formación Santa Justa es muy rica en icnofó-
Thadeu, 1956; Romano, 1974b; Romano y Diggens, 1974), tanto hori-
urcifera, C. rugosa, Diplichnites isp., *Planolites* isp.) como verticales
s que se unen raros restos de algas y briozoos, estos últimos restringidos
en materia orgánica (Couto, 1993).

or de la unidad ofrece un tránsito gradual a las pizarras oscuras de la
se desarrolla como una alternancia pelítico-arenosa. En ella se interca-
vulcanosedimentarios, así como al menos una lumaquela de lingúlidos
sta última de gran interés para la correlación (Emig y Gutiérrez-Marco,

rmación Santa Justa es referida enteramente al Arenig. El "conglome-
ibuído en ocasiones al Tremadoc, pero hasta la fecha no existen eviden-
ión ordovícica alcanzase, en dicha Época, ninguna localidad de la Zona
é *et al.*, 1992).

ale al conjunto formado por los "Schistes à Didymograptus", "Schistes
chistes à Uralichas Ribeiroi" de Delgado (1908), diferenciados princi-
paleontológicos. Desde el punto de vista litológico, la formación com-
n de pizarras y limolitas oscuras, bastante homogéneas, que fueron
s para cubiertas (=ardósias, =slates, =ardoises) o como piedra de cons-
alongo y, en menor medida, también en Arouca.

de la unidad ("Schistes à Didymograptus" de Delgado) presenta un
loso y por ello se suele alterar a tonalidades claras y rosadas, interca-

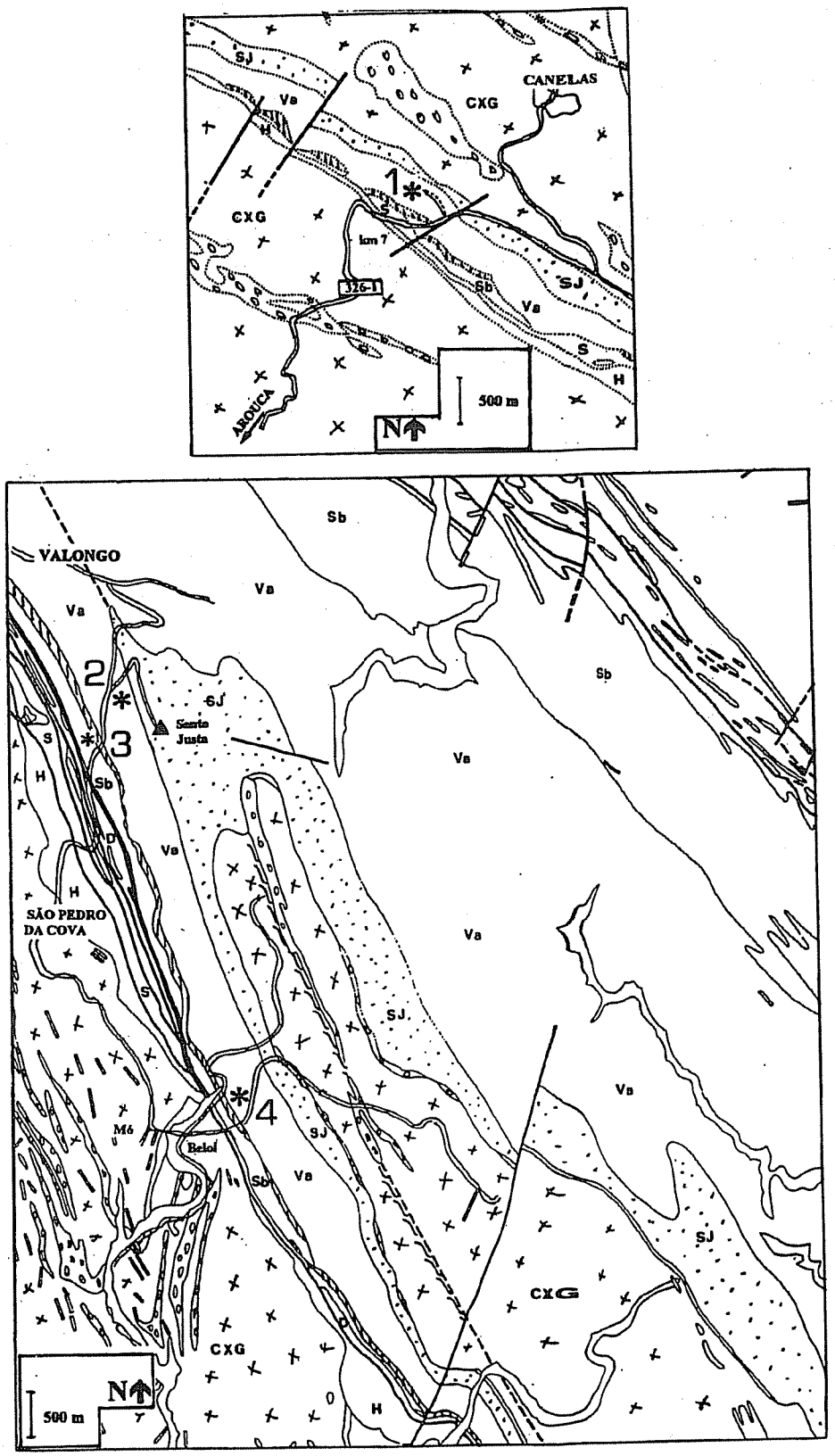


Figura 4.- Esquema geológico de las regiones de Canelas (Arouca: arriba) y Valongo (mapa grande), indicando la posición de las paradas 1 a 4. CXG, Complejo esquisto-Grauváquico; SJ, Formación Santa Justa; Va, Formación de Valongo; Sb, Formación de Sobrido; S, Silúrico; D, Devónico; H, Carbonífero. Adaptado de Medeiros *et al.* (1980).

lando niveles con laminaciones arenosas y micáceas. Desde el punto de vista paleontológico, este tramo es muy interesante por la presencia de graptolitos del Fenniense (Arenig "superior"), identificados como *Expansograptus hirundo, E. sparsus, E. goldschmidti, E.? distinctus, Azygograptus lapworthi, A. eivionicus* y *A.* cf. *undulatus*. Éstos coexisten con algunos trilobites (*Nerudaspis aliena*) y braquiópodos inarticulados (Elkaniidae gen. et sp. indet. 1) restringidos a tales horizontes, donde se verifica además la primera aparición de otras muchas especies de trilobites, braquiópodos y moluscos que van a alcanzar un desarrollo notable en el Oretaniense inferior (por ejemplo *Placoparia cambriensis, Asaphellus toledanus, Neseuretus* cf. *avus, "Orthis" lusitanica, Coxiconcha britannica*, etc.). La potencia de estos horizontes del Arenig puede representar los 20-70 m basales de la Formación Valongo, según los datos bioestratigráficos aportados por los graptolitos.

Por encima del tramo anterior, siguen 70-120 m de pizarras oscuras con una asociación paleontológica diferente, correspondiente a los "Schistes à Orthis noctilio" de Delgado (1908). Los fósiles son abundantes y poseen una edad Oretaniense inferior, equivalente a la Biozona de Didymograptus artus de graptolitos (parte inferior del Llanvirn británico): Fig. 5. Entre ellos, se identifican graptolitos (*Didymograptus artus, D. spinulosus, Expansograptus? mancus, Acrograptus affinis, A. acutidens, Cryptograptus* sp.), trilobites (*Placoparia cambriensis, Pateraspis mediterranea, Neseuretus avus, Pradoella pradoi, Colpocoryphe thorali conjugens, Salterocoryphe* sp., *Bathycheilus castilianus, Retamaspis melendezi, Toletanaspis trivignoi, Hungioides bohemicus, Asaphellus toledanus, Nobiliasaphus delessei, Ogyginus? forteyi, Dionide mareki, Ectillaenus giganteus, Geragnostus* sp.), moluscos (*Redonia deshayesi, Babinka prima, Coxiconcha britannica, Hemiprionodonta lusitanica, Praenucula* sp. *Sinuites* sp., *Tolmachovia* sp., nautiloideos ortoconos), braquiópodos ("*Orthis*" *noctilio*, "*O*". *lusitanica*, "*O*". *miniensis, "O". duriensis, Salopia* sp., *Macrocoelia* sp., *Monobolina bowlesi*, lingúlidos), icnofósiles (*Tomaculum problematicum, Pinaceocladichnus perplexus*), ostrácodos (*Gracquina hispanica*), cnidarios (*Pseudoconularia* sp.) y restos de equinodermos (pelmatozoos). A este horizonte corresponden los niveles con *Placoparia cambriensis* atribuidos al "Llanvirn superior" por Romano (1976), en virtud de una errónea identificación de los graptolitos acompañantes (Gutiérrez-Marco, 1986). Éstos fueron asignados a la Biozona de Didymograptus murchisoni (Oretaniense superior) por Skevington (en Romano y Diggens, 1974), en lugar de la la de D. artus, tal vez por encontrarse el material muy deformado. Un yacimiento paleontológico notable en esta parte de la sucesión es el de la cantera de Canelas (Arouca: Fig. 4), con fósiles gigantes debido a una expansión general de sus dimensiones originales, en torno al 30%, al ser localmente subparalelos los planos S_0 y la esquistosidad principal S_1.

La existencia de horizontes fosilíferos del Oretaniense superior en la Formación Valongo ha sido confirmada por el hallazgo de varios ejemplares de *Didymograptus (D.) murchisoni* entre las colecciones antiguas de Delgado (1908), procedentes de la sección de Covelo (Gondomar), y conservadas en museos de Oporto y Lisboa.

Los siguientes niveles paleontológicos aparecen relativamente acantonados en la parte media-superior de la Formación Valongo, y corresponden a los niveles trilobíticos que han dado fama a esta unidad pizarrosa ("Schistes à Uralichas Ribeiroi" de Delgado, 1908). Las especies correspondientes fueron descritas esencialmente por Delgado (1892, 1897), Curtis (1961), Romano (1975, 1976, 1980, 1982b, 1990, 1991), Henry y Romano (1978), Romano y Henry (1982), Rábano (1989a) y Tauber y Reis (1994). El tramo más bajo estratigráficamente pertenece a la parte inferior y media de la Biozona de Placoparia tournemini (Fig. 5), y con-

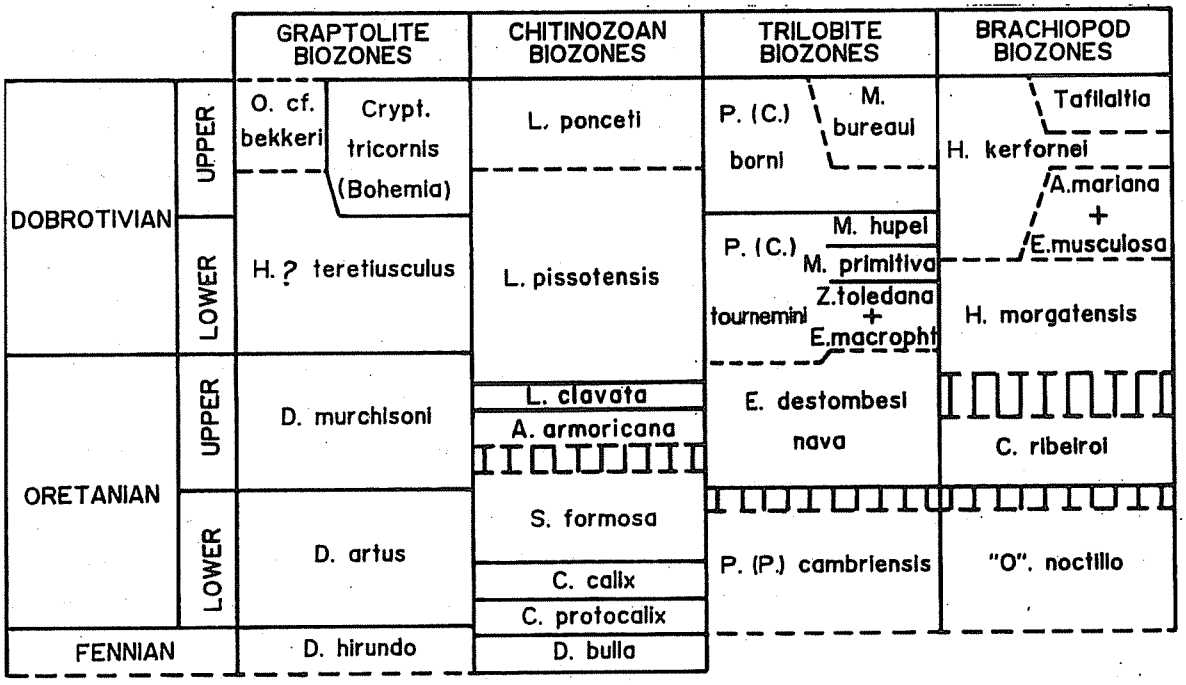


Figura 5.- Equivalencia entre las unidades cronoregistráticas del Ordovícico Medio mediterráneo y las unidades bioestratigráficas (según Gutiérrez-Marco *et al.*, 1995). El piso Oretaniense equivale aproximadamente al Abereiddiense británico (Llanvirn temprano). La correlación del piso Dobrotiviense es más incierta, siendo equivalente al Llandeiliense *s.str.* (Llanvirn tardío) más tal vez al Aureluciense temprano (Caradoc basal), según la nueva terminología cronoestratigráfica introducida en los estratotipos británicos del Ordovícico (Fortey *et al.*, 1995).

tiene los trilobites *Placoparia (Coplacoparia) tournemini, Eccoptochile almadenensis, Neseuretus (N.) tristani, Salterocoryphe salteri, Colpocoryphe rouaulti, Prionocheilus mendax, Eodalmanitina macrophtalma, Zeliszkella toledana, Nobiliasaphus nobilis, Isabelinia glabrata, Dionide mareki, Ectillaenus giganteus, Eoharpes cristatus, Selenopeltis* sp. y *Uralichas hispanicus*, además del braquiópodo *Heterorthina morgatensis* y algunos moluscos y equinodermos. Por otra parte, el tramo que le sucede, perteneciente ya al tercio superior de la Formación de Valongo, es especialmente fosilífero, y fue atribuídos a la parte alta del Dobrotiviense inferior (Llanvirn tardío o "Llandeiliense" s.l. de la nueva escala británica), en virtud de abarcar el techo de la Biozona de Placoparia tournemini, donde esta especie abunda numéricamente sobre los primeros representantes de su descendiente *Placoparia (Coplacoparia) borni*. Tauber y Reis (1994) cuestionan tal asignación, y prefieren asignar el intervalo fosilífero a la Biozona de Placoparia borni (Dobrotiviense superior, sin clara equivalencia en los estratotipos británicos: ¿Llanvirn tardío a Caradoc basal?: Fig. 5). Sin embargo, las tres biozonas del género *Placoparia* utilizadas en el SO de Europa, se refieren únicamente al **apogeo** (acmé) de las especies correspondientes (*P. cambriensis, P. tournemini, P. borni*), y no a su extensión vertical completa, ya que la primera aparición de cada una de ellas ocurre siempre en horizontes más antiguos, donde la excepcionalidad o rareza de su registro impediría establecer de un modo práctico la base local de las biozonas mencionadas. En el caso que nos ocupa, iniciar la Biozona de P. borni en la primera aparición de esta especie (Tauber y Reis, 1994) sería difícil de establecer en la práctica, ya que en los mismos niveles, la forma del género mayoritariamente representada es *P. (C.) tournemini*. Y por ello, en muchos yacimientos con abundancia de *P. (C.) tournemini,* se haría necesario recurrir a un muestreo intensivo, para

determinar su posible coexistencia con *P. (C.) borni*, lo cual es muchas veces inviable o está sujeto al azar [por ejemplo, Romano (1976) señala en uno de sus yacimientos una proporción de 186 restos identificables de *P.(C.) tournemini* por cada uno de *P.(C.) borni*]. Además, y tal como ha sido reconocido, el inicio del apogeo de las especies de *Placoparia* coincide con la aparición o desaparición de otras formas de invertebrados, lo cual valida desde todo punto de vista su utilización formal, no sólo a efectos prácticos.

Los taxones identificados en estos niveles fosilíferos de la parte media-superior de la Formación Valongo, componen una asociación abundante y variada, en la que predominan numéricamente trilobites y braquiópodos. Entre los primeros, se identifican *Placoparia (C.) tournemini, P. (C.) borni, Eccoptochile almadenensis, Valongia wattisoni, Neseuretus (N.) tristani, Salterocoryphe salteri, Colpocoryphe rouaulti, Prionocheilus mendax, Eodalmanitina destombesi destombesi, Zeliszkella (Z.) torrubiae, Phacopidina* sp., *Nobiliasaphus nobilis, N. hammanni, Isabelinia glabrata, Parabarrandia crassa, Protolloydolithus* sp., *Dionide mareki, Ectillaenus giganteus, Selenopeltis gallica* y *Uralichas hispanicus*. A esta larga lista de trilobites se añaden braquiópodos (*Aegiromena mariana, Heterorthina kerfornei, Howellites hammanni*, lingúlidos), moluscos (*Redonia deshayesi, Hemiprionodonta lusitanica, Cardiolaria beirensis, Praenucula costae, Sinuites* sp., *Clathrospira* sp., *Trocholites* cf. *depressus*, *Cameroceras* sp., ortocerátidos, hyolítidos, rostroconchas), macaeridios (*Plumulites* sp.), cnidarios (conuláridos), ostrácodos, equinodermos (*Mitrocystella incipiens miloni*, pelmatozoos) y raros graptolitos (*Orthograptus calcaratus*).

El ambiente sedimentario de la Formación Valongo corresponde a las partes más externas y relativamente profundas de la plataforma centroibérica (Rábano, 1989b: cf. Brenchley *et al.*, 1991), cuyas asociaciones presentan diferencias significativas en cuanto a su composición taxonómica, con respecto a registros coetáneos procedentes de sectores más meridionales. Ello está condicionado por las facies sedimentarias y las condiciones batimétricas (Rábano, 1989b).

La edad del techo de la Formación Valongo, y sus relaciones estratigráficas con la unidad sobreyacente, son problemáticas: en principio, los fósiles más modernos conocidos corresponden como mucho a la Biozona de Placoparia borni (horizontes previos a la Subzona de Marrolithus bureaui). Por ello, parece claro que las pizarras de Valongo interrumpieron su depósito o fueron parcialmente erosionadas mucho antes de la sedimentación de la Formación de Sobrido, implicando una laguna estratigráfica equivalente al lapso Dobrotiviense tardío-Ashgill medio inclusive. Las cuarcitas que constituyen el miembro inferior de la Formación Sobrido, fueron atribuidas al Caradoc en trabajos previos, pero es bastante probable que su continuidad sedimentaria con el miembro superior (pelitas con fragmentos), y su correlación con secuencias similares en la Zona Centroibérica, permita asignar el conjunto de esta formación enteramente al Hirnantiense.

El contacto de la Formación Sobrido sobre la Formación Valongo lo interpretamos por tanto como una paraconformidad a disconformidad, marcada en ocasiones por el desarrollo de un horizonte ferruginoso en el contacto entre ambas unidades (Couto, 1995: Alto de Sobrido). El mismo fue correlacionado erróneamente por Young (1992: pág. 335) con la "Capa de Favaçal" del centro de Portugal, conocida en otras muchas localidades del Macizo Hespérico, y que tiene una edad Viniciense (Caradoc "inferior"). De asumir esta interpretación, estaríamos suponiendo que el miembro inferior de la Formación Sobrido, discontinuo lateralmente, representaría un sedimento fuertemente condensado, depositado entre el Viniciense y el Kralodvoriense (Caradoc temprano-Ashgill "medio"), o bien una unidad jalonada por numerosas e importantes discontinuidades, de las que no se conservan evidencias. En nuestra opi-

nión, la hipótesis más sencilla es considerar la presencia de una sola discontinuidad, en la base de la Formación Sobrido, de la cual es fiel reflejo el horizonte ferruginoso local, relacionado con el proceso erosivo del techo de la Formación Valongo y la amplia laguna estratigráfica entre ambas unidades.

En cuanto a la "Capa de Favaçal", en caso de existir en alguna localidad del presente ámbito, habría que buscarla como una intercalación cerca del techo de la Formación Valongo, siempre y cuando lleguen a descubrirse fósiles del Caradoc en sus últimos metros. Esta circunstancia es bastante compleja, pero ha sido señalada recientemente en una unidad estrechamente correlacionable con la Formación de Valongo: nos referimos a la Formación Xistenta del sinclinal de Moncorvo, donde las pizarras del Fenniense a Dobrotiviense inferior temprano de esta unidad, son sucedidas por un tramo pizarroso del Caradoc, previo al depósito de los materiales silúricos (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1995).

Formación Sobrido

Corresponde a las "Grauwackes de Sobredo" descritas por Delgado (1908). Romano y Diggens (1974) dividen la formación en dos miembros aparentemente concordantes: el inferior consiste en cuarcitas masivas (0-35 m de potencia), y el superior en grauvacas y pelitas con cantos dispersos (potencia máxima observada: 150 m): Fig. 3. Los cantos miden hasta 5 cm de diámetro y son de naturaleza variada: cuarzo, cuarcita, arenisca, limolita e incluso rocas ígneas (Romano y Diggens, 1974, pág. 37). Las grauvacas y pelitas del miembro superior no presentan una estratificación visible, pero sí formas de alteración bandeadas y concéntricas. Los restos fósiles encontrados hasta el momento en esta parte de la formación (fragmentos indeterminables de braquiópodos, trilobites? y equinodermos) tienen aspecto de estar reelaborados tafonómicamente y no aportan ninguna información bioestratigráfica.

Por su posición y características, la Formación Sobrido ha sido correlacionada con las facies ubicuas de "pelitas con fragmentos" europeas y norteafricanas, relacionadas con la glaciación gondwánica finiordovícica (Robardet y Doré, 1988; Brenchley *et al.*, 1991). Estas unidades han sido asignadas al Hirnantiense por medio de quitinozoos (Paris *et al.*, 1995), así como por registros puntuales de la "fauna de *Hirnantia*" (Brenchley *et al.*, 1991). Aunque la edad y correlación del miembro superior de la Formación Sobrido no ofrece hoy en día duda alguna, su miembro inferior cuarcítico permanece indeterminado, en virtud de su hipotética correlación con otras unidades centroibéricas del Caradoc y Ashgill pre-Hirnantiense (Robardet y Doré, 1988: fig. 4 y 5). Sin embargo, la existencia de horizontes transicionales entre ambos miembros, unido a la presencia de unidades cuarcíticas similares en otras áreas centroibéricas (por ejemplo, la "Cuarcita de Las Majuelas"), en continuidad con las "pelitas con fragmentos" (García Palacios *et al.*, 1996), nos lleva a concluir una edad Hirnantiense para el conjunto de la Formación Sobrido.

3.- Silúrico

Los materiales silúricos del área de Valongo constituyen dos bandas: la occidental, estrecha y discontinua, que se prolonga hacia el sureste en la región de Arouca; y la oriental, bastante más ancha, que se extiende desde cerca del río Sousa hasta el noroeste, en la región de Esposende. Los primeros datos bioestratigráficos demostrativos de la presencia de materiales

silúricos son los de Delgado (1908), quien encontró numerosos graptolitos y diferenció diversas unidades, en parte luego ordovícicas. Posteriormente, los graptolitos fueron estudiados por Thadeu (1956), Waterlot (1965) y Romariz (1957, 1960, 1961, 1962, 1969), en trabajos con frecuentes errores taxonómicos y bioestratigráficos, muchos de ellos fundados en la descripción de nuevas especies con material prácticamente indeterminable a causa de la deformación tectónica ("faunas sárdicas"). Los factores mencionados exigen la revisión bioestratigráfica completa del conjunto de la sucesión, considerando tanto el material original de los trabajos precedentes (el de Romariz se perdió en el incendio de la Facultad de Ciencias de Lisboa) como en nuevos estudios de campo: en tanto no estén ultimados, los datos que a continuación se presentan deben entenderse como forzosamente provisionales.

La sucesión silúrica de Valongo no ha sido aún descrita desde el punto de vista litoestratigráfico formal, pero comprende aproximadamente tres unidades con rango de formación (Pereira y Riberiro *in* Pereira, 1992):

Xistos Carbonosos Inferiores

Esta unidad se apoya concordantemente sobre las grauvacas y areniscas micáceas de la Formación Sobrido (Ashgill terminal), con la que parecen presentar un tránsito gradual-rápido. Por encima aparecen menos de 100 m de pizarras negras graptolíticas, que constituyen el grueso de la formación, y que presentan algunas intercalaciones de limolitas negras, reminiscentes de liditas.

Las abundantes localidades con graptolitos descubiertas en la unidad corresponden a diferentes horizontes del Aeroniense y Telychiense (Llandovery "medio" y "superior"). Romariz (1960, 1961, 1962) cita, entre otras especies, *Demirastrites triangulatus, D. convolutus, Campograptus clingani, Rastrites longispinus, Monograptus lobiferus, Stimulograptus sedgwickii, Rhaphidograptus toernquisti, Petalolithus folium, P. ovatoelongatus* y *Normalograptus normalis*, característicos de niveles diversos del Aeroniense (Biozonas triangulatus, convolutus y ?sedgwickii). Los yacimientos más numerosos del Telychiense corresponden a la parte basal de este piso (Biozona linnaei), con *Rastrites linnaei, R. peregrinus, Petalolithus palmeus, P. hispanicus, Metaclimacograptus scalaris, Stimulograptus halli, Pristiograptus nudus, Spirograptus guerichi* (= "*Spir. turriculatus minor*"), etc. Por encima de este horizonte, los restantes yacimientos del Telychiense son escasos y están muy mal caracterizados, con formas como *Spirograptus turriculatus, Oktavites spiralis, Torquigraptus* spp., *Retiolites geinitzianus*, etc., citadas en confusa asociación con especies más antiguas, incluso del Aeroniense. Ello puede deberse a una mezcla de diferentes horizontes fosilíferos en una misma localidad, o a que parte del material fue identificado incorrectamente. En tanto no se proceda a una revisión pormenorizada, la edad de la base y el techo de la unidad permanece indeterminada, respectivamente, entre un posible Rhuddaniense (Llandovery "inferior"), debido a su continuidad sedimentaria con los materiales hirnantienses, y el Telychiense terminal/Wenlock basal, por comparación con las pizarras graptolíticas de otras áreas de la mitad norte centroibérica (San José *et al.*, 1992).

Xistos Carbonosos Superiores

La parte inferior de esta unidad se compone de pizarras grises con intercalaciones de pizarras negras típicas y rocas silíceas ("liditas" y ftanitas). La parte superior está formada por

una alternancia limolítico-arenosa ("xistos raiados"), en tránsito a la formación sobreyacente. El espesor del conjunto de la unidad permanece indeterminado.

En cuanto al registro paleontológico, Romariz (1962) cita en varias localidades asociaciones de graptolitos de tipo "sárdico", una de las cuales se sitúa próxima a Sao Pedro da Cova. Entre otras muchas especies, el autor menciona formas características del Wenlock (Sheinwoodiense y Homeriense temprano), como *Monograptus flemingii, Monoclimacis flumendosae, Pristiograptus* spp., *Monograptus belophorus, Cyrtograptus rigidus*, etc. Casi todas las asociaciones son consideradas representativas de las "faunas sárdicas", y asignadas con reservas a la Biozona ellesae del "Wenlock superior". En realidad, la mayoría de estos yacimientos contienen graptolitos intensamente deformados e irreconocibles incluso a nivel genérico, pese a lo cual muchos ejemplares sirvieron para tipificar los nuevos taxones *Monograptus carringtoni, M. duriensis, M. flemingii nobilis, M. lusitanicus, M. pauperrimus, M. pectiniformis, M. pennatulus, M. recareiensis, M. rectus, M. ribeiroi, M. teixerai, Monoclimacis lusitanica, Pristiograptus acutus, P. amplus, P. angulosus, P. delgadoi, P. denticulatus, P. tubiformis* y *P. valongensis*, todos ellos con holotipos valongenses (Romariz, 1962). Ninguna de estas 19 formas tuvo nunca entidad paleobiológica o taxonómica real, ya que sus serie-tipo respectivas consisten generalmente en fragmentos distales de estipes, siempre indeterminables por causa de la deformación.

En ausencia de datos bioestratigráficos fehacientes, los Xistos Carbonosos Superiores han sido atribuidos al rango Wenlock-Ludlow "inferior" (Gorstiense), por simple correlación con las alternancias arenosas que suceden a las pizarras negras del Llandovery a escala de la Zona Centroibérica.

Formación Sobrado

Desde el punto de vista litológico, esta unidad comprende: a) un miembro inferior de cuarcitas impuras con niveles conglomeráticos; b) un miembro medio, formado por alternancias de pizarras y grauvacas gris-verdosas; y c) un miembro superior, compuesto por una alternancia de pizarras grises y negras con limolitas de tonos claros. La potencia total de la unidad es aproximadamente 800 m.

En ausencia de argumentos paleontológicos, la Formación Sobrado ha sido atribuida tanto al Ludlow (Pereira, 1992), como al Lochkoviense (Serviços Geológicos de Portugal, 1992). Los fósiles presentes en la siguiente unidad, y la correlación de la Formación Sobrado con unidades similares en otras localidades centroibéricas (cf. Pardo y García-Alcalde, 1996), sugieren que esta formación puede ser en su mayor parte de edad Silúrico superior (Ludfordiense-Pridoli), si bien es posible que sus tramos más elevados alcancen ya el Devónico basal (Pereira y Ribeiro *in* Pereira, 1992).

4.- Devónico

Los materiales del Devónico datado afloran en una banda estrecha y discontinua, que se extiende hacia el noroeste entre Valongo y Esposende. Los primeros estudios se deben también a Delgado (1908), seguidos por los de Teixeira *et al.* (1965), Medeiros *et al.* (1980) y Pereira y Ribeiro (*in* Pereira, 1992). En el último trabajo mencionado, la sucesión devónica, presente

en este flanco oriental del Anticlinal de Valongo, se adscribe a la **Formación Telheiras**. Ésta comprende un miembro inferior cuarcítico, con intercalaciones de pizarras y areniscas negras micáceas, y un miembro superior, constituido principalmente por pizarras rojizas de potencia indeterminada.

El registro paleontológico del miembro inferior de la Formación Telheiras es de edad Lochkoviense (Teixeira *et al.*, 1965), y consta de trilobites (homalonótidos y facópidos), braquiópodos (rinconeláceos), peces (*Plectrodus mirabilis, Onchus tenuistriatus, Byssacanthus* aff. *arcuthus*: *fide* Priem) y restos de crinoideos y ortocerátidos.

El miembro superior de la formación es especialmente fosilífero en localidades próximas a Sao Félix de Laundos, al noroeste de Valongo, donde existen trilobites (3 diferentes facópidos y un homalonótido), bivalvos (géneros *Pterinea* y *Grammysia*) y braquiópodos (al menos 5 especies de espiriféridos, estrofoménidos y chonetáceos), que permitieron referir estos tramos al Lochkoviense superior-Emsiense (Teixeira *et al.*, 1965). Sin embargo, el conjunto de los datos paleontológicos se encuentra muy desactualizado, y la única revisión efectuada, referida a los chonetáceos, sirvió para identificar tres especies [*Chonetes (Pleurochonetes?) aulnensis, C. (Plebejochonetes) buchoti, Ctenochonetes aremoricensis*] del intervalo Pragiense superior-Emsiense inferior (Racheboeuf, 1981).

5.- Carbonífero

El Carbonífero de la región de Oporto-Valongo es de carácter continental intramontañoso y se depositó en varios grabens heredados de la Orogenia Hercínica. Aparece restringido a una estrecha faja (**Surco Carbonífero Dúrico-beirano**) desde el norte de Oporto hasta el nordeste de Viseu, con algunas interrupciones que sirven para diferenciar cuatro afloramientos (Wagner y Sousa, 1983): Criaz-Serra de Rates, Casais-Alvarelhos, Ervedosa y Bacia (= cuenca) do Douro, los dos últimos en la región de Valongo.

La sucesión carbonífera principia por una brecha de base, con intercalaciones de coladas de barro (Jesus, 1987). Continúa con pizarras fosilíferas que contienen restos vegetales, bivalvos e insectos, sucedidas por secuencias alternantes de conglomerados, areniscas, pizarras y carbón (Wagner y Sousa, 1983).

A escala de detalle, los principales afloramientos representan litosomas independientes (Pereira y Ribeiro *in* Pereira, 1992), denominados Unidad de Bougado (= Casais-Alvarelhos más Criaz-Serra de Rates), Unidad de Ervedosa y Unidad de S. Pedro Fins-Midões (= Bacia do Douro).

La **Unidad de Bougado** comprende un conglomerado basal sucedido por arcosas con intercalaciones de argilitas oscuras con vegetales fósiles. Entre estos últimos, Wagner y Sousa (1983) citan *Linopteris florini, Mariopteris nervosa, Gondomaria discreta* y *Sphenophyllum majus*, una asociación probablemente representativa del Westfaliense C. La mancha de Criaz-Serra de Rates presenta facies similares, con restos de *Linopteris florini* y *Calamites* sp. que indicarían el intervalo Westfaliense C-Estefaniense inferior.

La **Unidad de Ervedosa** reúne conglomerados, arcosas y pelitas grises. La flora fósil es variada: la asociación de *Alethopteris corsini, Lobatopteris micromiltoni, Linopteris oblicua* y *Pecopteris unita*, entre otras formas, indica una probable edad Westfaliense D superior

(Wagner y Sousa, 1983), en vez de Westfaliense D-Estefaniense A inferior, como venía siendo considerada (Medeiros *et al.*, 1980).

Por último, la **Unidad de S. Pedro Fins-Midões** (Bacia do Douro), comprende conglomerados de base y argilitas negras que intercalan niveles de metantracita. Los fósiles vegetales son muy abundantes y diversos: ascendiendo en la sucesión hasta alcanzar la capa de carbón, se reconocen distintas variedades de *Neuropteris ovata*, indicativas de la parte inferior del Estefaniense C. También aparecen bivalvos limnícolas de grandes dimensiones (*Antrhraconaia lusitanica, A.? altissima*), descritos por Eagar (1983).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Por lo que respecta a los recursos mineros relacionados con los materiales paleozoicos, en la región de Valongo existen yacimientos importantes tanto de sustancias metálicas como no metálicas.

1.- Minería no metálica

El primero de los recursos de este tipo es el **carbón** (metantracita), explotado entre 1894 y 1994 en distintas labores subterráneas de la Cuenca Carbonífera Beiro-Duriense (minas de Sao Pedro da Cova, Germunde, Fojo y Pejão). Los estudios más actualizados sobre esta cuenca son, entre otros, los de Freire (1981) y Sousa (1978, 1983, 1995).

Las **ardósias** (= pizarras para cubiertas) de la Formación Valongo fueron intensamente explotadas y dieron fama a la población homónima desde finales del siglo pasado; en la actualidad la cantera más moderna en medios, producción y reservas se sitúa en la zona de Canelas (región de Arouca), y por gentileza de la firma *Valério & Figueiredo* se visita en la excursión.

2.- Minería metálica: el Distrito aurífero-antimonífero Dúrico-beirano

El llamado Distrito Dúrico-beirano (o Beiro-duriense) comprende mineralizaciones de Sb-Au, Au-As, Pb-Zn(Ag) y Sn-W. Se localiza en las proximidades de Oporto, donde se extiende a lo largo de una faja de cerca de 90 km, en orientación NO-SE, que se inicia en Lagoa Negra (cerca de Esposende) y se prolonga hasta cerca de Castro Daire. Las labores mineras se concentran esencialmente entre Valongo y el NO de Castelo de Paiva, aproximadamente 3,5 km al sur del río Douro (Duero): Fig. 6. Además de los yacimientos más importantes de antimonio y oro, existen otros de plomo-zinc-plata y de estaño-wolframio.

La explotación minera del oro en la región de Valongo, se remonta por lo menos a la época de ocupación romana de la Península Ibérica. Las principales labores luso-romanas se localizan en las sierras de Santa Justa, Pias, Santa Iria y Banjas (Fig. 6). El método más utilizado en aquella época fue el de los *fojos*, que consistía en el desmonte directo de los filones de cuarzo aurífero, mediante la excavación de trincheras estrechas y profundas (hasta 70 m),

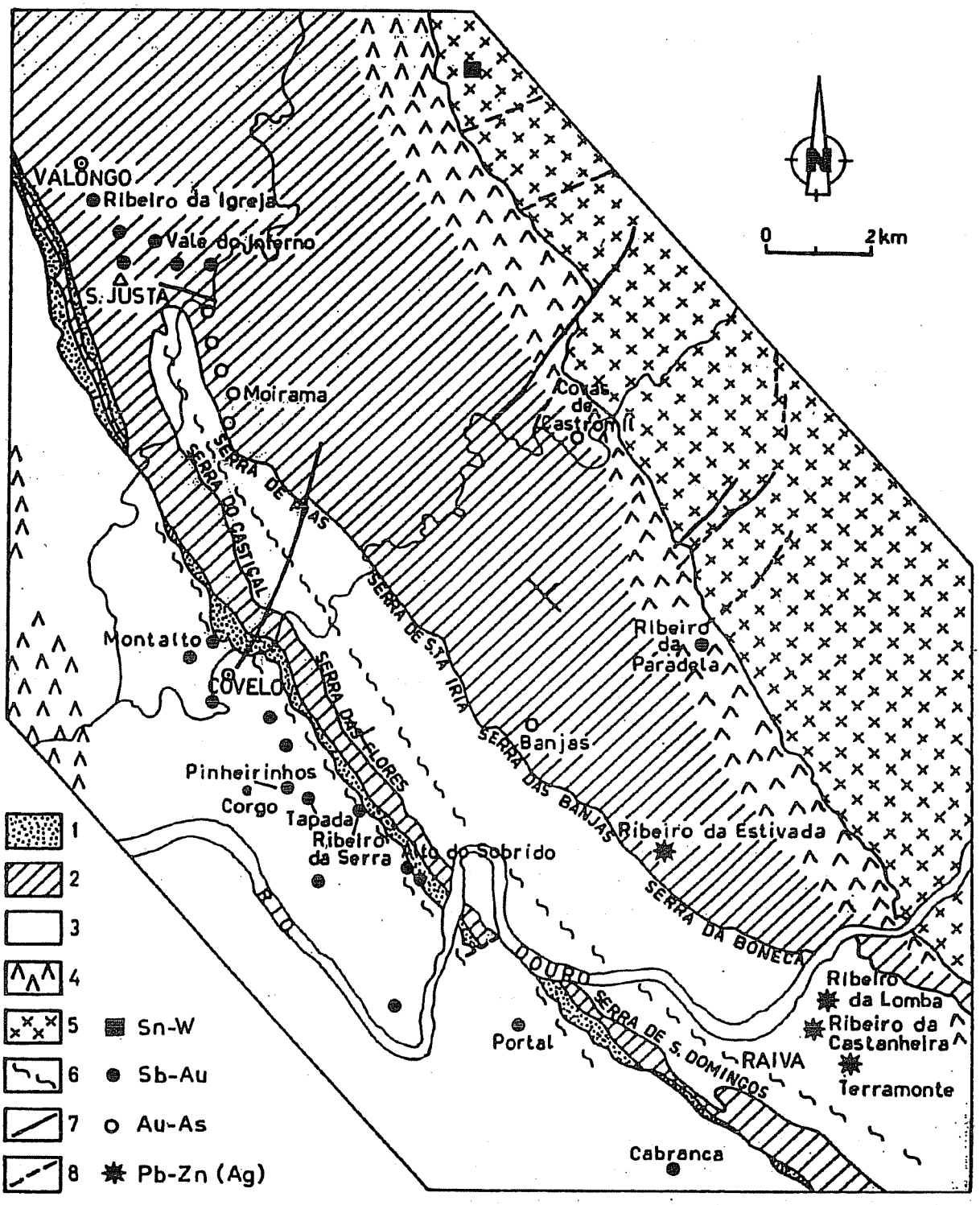


Figura 6.- Localización de las principales mineralizaciones metálicas del Distrito Beiro-Duriense (según Couto, 1995). 1, Carbonífero; 2, Ordovícico a Devónico; 3, Neoproterozoico-Cámbrico; 4, aureola metamórfica de contacto; 5, granitoides sinorogénicos biotíticos tardi-F3 y tardi- a post-F3; 6, cizallamientos (desgarres); 7, fallas vistas; 8, fallas deducidas.

de las que cuentan más de 200 tan sólo en la Sierra de Santa Justa. Todas las minas romanas fueron retrabajadas posteriormente, aprovechando los indicios suministrados por estos trabajos antiguos.

La explotación del antimonio, que aparece asociado frecuentemente con el oro, se inició sin embargo en época muy posterior (Carvalho, 1966, 1969; Ferreira *et al.*, 1971), y sus primeros yacimientos fueron descubiertos en 1807 en el Vale de Achas y Ribeiro da Igreja (junto a la ciudad de Valongo). La explotación de estas minas se inició en 1858, y alcanzó su apogeo en las décadas de 1870-1890. La producción de antimonio cesó prácticamente a principios de siglo, si bien subsistieron algunas labores activas, aunque en 1971 todas las minas habían cerrado. No obstante, las investigaciones se han reemprendido recientemente por parte de organismos estatales y algunas empresas mineras.

El estudio mineralógico y paragenético de los yacimientos permitió definir cuatro paragénesis distintas: Sb-Au, Au-As, Pb-Zn(Ag) y Sn-W (Couto, 1993). Los tipos Au-As y Sb-Au corresponden a un mismo proceso metalogenético que comprende diferentes estadios: ferri-arsenífero, zincífero, plumbi-antimonífero, antimonífero y estadio de removilización. Las diferencias mineralógicas entre las paragénesis más importantes resultan de un predominio del estadio ferri-arsenífero en el primer caso, o del estadio antimonífero en el segundo. En una fase genética precoz de de ciertos filones de Sb-Au y Au-As, aparecen además minerales de estaño-wolframio (tungsteno), relacionados tal vez con las mineralizaciones filonianas de Sn-W encontradas también en el área. El tipo Pb-Zn(Ag) corresponde a la sobreimposición de fluidos plumbi-zincíferos sobre las mineralizaciones preexistentes de Sb-Au.

Las cuatro asociaciones paragenéticas que acabamos de mencionar, son consecuencia de dos procesos mineralizantes distintos (Couto *et al.*, 1990): el primero es hercínico, dominado por la asociación Sb-Au o Au-As; el segundo resultaría post-hercínico, con Pb-Zn o Pb-Zn-Ag.

Los yacimientos resultan de la sobreimposición de un tipo filoniano dominante (filones de cuarzo), y un tipo estratiforme (enriquecimiento primario en las unidades sedimentarias). Los filones son generalmente estrechos (anchura igual o inferior a 1 m), con un desarrollo vertical y lateral que raramente supera los 200 m (Ferreira *et al.*, 1971). Las orientaciones dominantes corresponden a cuatro grandes grupos (Couto, 1993): (E)NE-(W)SW, E-W, N-S y (N)NW-(S)SE. Los filones atraviesan diversas formaciones de edades comprendidas entre el Neoproterozoico?-Cámbrico y el Carbonífero, si bien las principales mineralizaciones auríferas alcanzan un desarrollo notable en rocas de caja del Ordovícico Inferior.

Mina de Ribeiro da Serra (Sb-Au)

La explotación de este yacimiento data de principios de siglo y su abandono definitivo se produjo en torno a la década de 1940. Se trata de una mina con 1.600 m de galerías, distribuidas en 6 pisos en torno a un pozo maestro circular, que alcanza una profundidad de 120 m (Ferreira *et al.*, 1972). Dos de las galerías son accesibles actualmente: una con dirección N-S y otra con dirección E-O. En esta última es donde centramos la visita (Fig. 7).

Las mineralizaciones filonianas de antimonio y oro, encajan en una alternancia de cuarcitas y pizarras perteneciente a la Unidad de Montalto (Complejo Xisto-Grauváquico del oeste del Anticlinal de Valongo). La dirección del filón principal es N10ºE.

Los estudios mineralógicos efectuados por Couto *et al.* (1990) y Couto (1993), permiten establecer la secuencia paragenética y la evolución geoquímica de las mineralizaciones en este

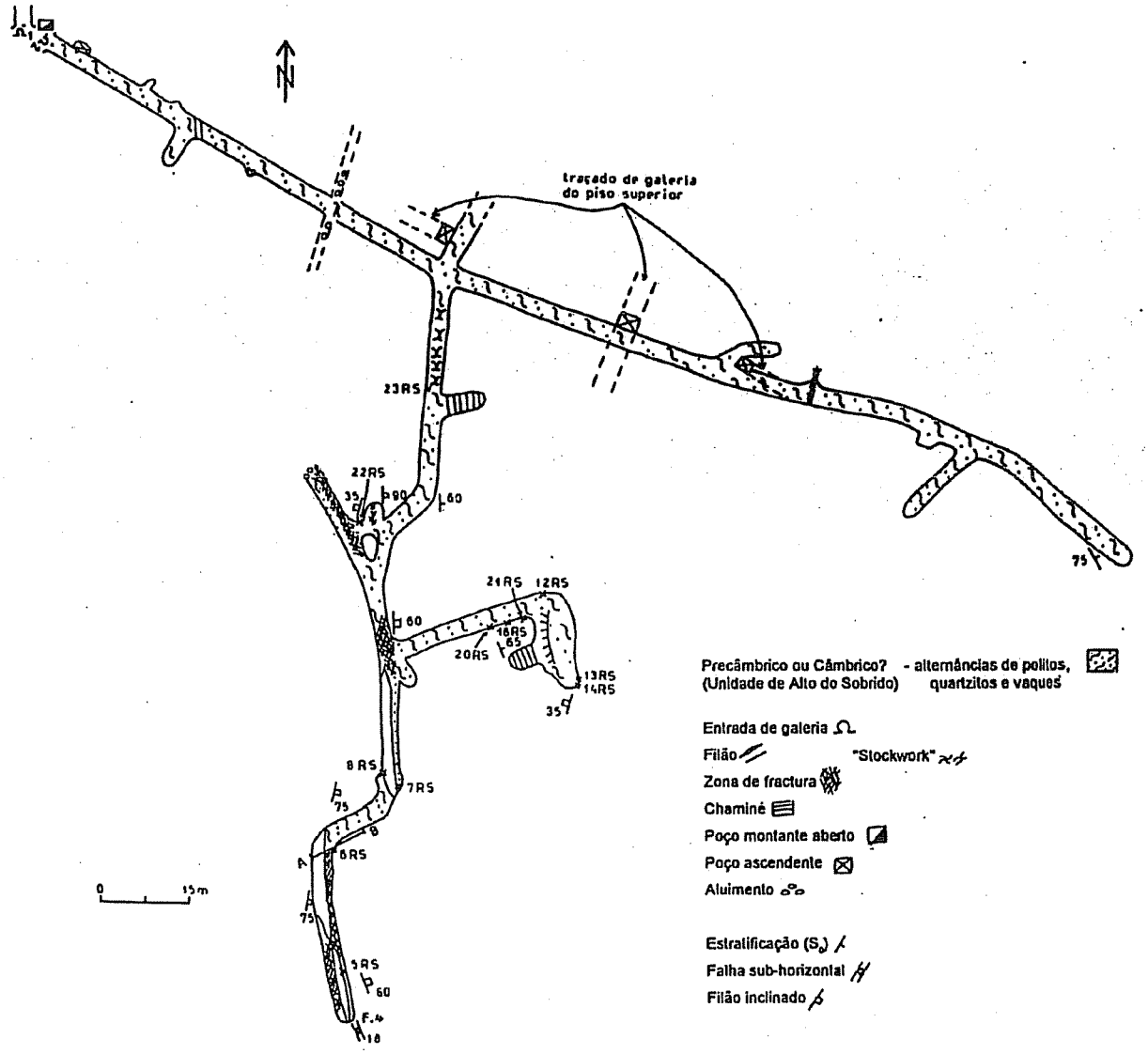


Figura 7.- Mina de Ribeiro da Serra (Sb-Au): esquema en planta de la galería E-O (según Couto y Roger, *in* Couto, 1993).

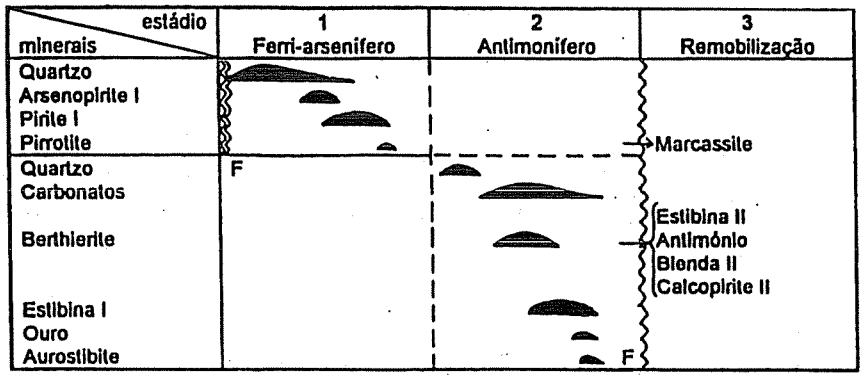


Figura 8.- Sucesión paragenética y evolución geoquímica de las mineralizaciones de Ribeiro da Serra (Sb-Au), según Couto (1993).

yacimiento (Fig. 8). En este sentido, Couto (1993) distingue tres estadios sucesivos: a) ferri-arsenífero, con pirita dominante y arsenopirita rara; b) antimonífero, con berthierita y estibina como minerales dominantes, en ganga de cuarzo y carbonatos, y con presencia de aurostibita asociada a la estibina y al oro; y c) estadio de removilización, con estibina II dominante, como producto de la desestabilización de la berthierita.

Bibliografías

Aguado, B.V. y Martínez Catalán, J.R. 1994. Contribución para el conocimiento del Complejo Esquisto-Grauváquico de la región de Arouca (N de Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **80**, 27-34.

Babin, C., Becq-Giraudon, J.F., Gutiérrez-Marco, J.C. y Lardeux, H. 1997. Présence de *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans l'Ordovicien du Massif Armoricain et du Portugal. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturel de l'Ouest de la France*, en prensa.

Brenchley, P.J., Romano, M. y Gutiérrez-Marco, J.C., 1991. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir* **11**, 241-255.

Brenchley, P.J., Romano, M., Young, T.P. y Storch, P. 1991. Hirnantian glaciomarine diamictites -evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. *In* C.R. Barnes y S.H. Williams (Eds.): *Advances in Ordovician Geology, Geological Survey of Canada*, **Paper 90-9**, 325-336.

Carvalho, A.D. 1966. *Minas de antimónio e ouro de Gondomar. Notas e plano de reconhecimento*. Relatório inédito, 91 pág. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.

Carvalho, A.D. 1969. Minas de antimónio e ouro de Gondomar. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, **29**, 91-170.

Combes, A., Cassard, D., Couto, H., Damiao, J., Ferraz, P. y Urien, P. 1992. Caractérisation structurale des minéralisations aurifères de l'Arenigien dans la région de Valongo (Baixo Douro, Portigal). *Chronique de la Recherche Minière*, **509**, 3-15.

Costa, J.C. 1929. Novos elementos para o estudo geológico da região de Valongo. Emp. Indust. Gráfica do Porto, 46 pág.

Costa, J.C. 1942. Notas sobre a familia Calymenidae. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **1**, 91-100.

Couto, H. 1993. *As mineralizaçoes de Sb-Au da região Dúrico-Beirã*. Tesis doctoral, Universidad de Oporto, 2 vols., 607 pág., 32 lám., 7 mapas.

Couto, H. 1995. As mineralizaçoes de Sb-Au da região Dúrico-Beirã: controlos das mineralizaçoes, hipóteses genéticas e relação com mineralizaçoes de Pb-Zn (Ag) e Sn-W. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, **4**, 541-546.

Couto, H., Roger, G. Möelo, Y. y Bril, H., 1990. Le district à antimoine-or Dúrico-Beirao (Portugal): évolution paragénétique et géochimique; implications métallogéniques. *Mineralium Deposita*, **25**, Suppl., 69-81.

Curtis, M.L.K. 1961. Ordovician trilobites from the Valongo area, Portugal. Cheiruridae, Pliomeridae and Dionididae. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **14**, 1-16.

Delgado, J.F.N., 1887. Étude sur les Bilobites et autres fossiles de quartzites de la Base du Système Silurique du Portugal. Supplèment. *Memória da Comissão dos Traballos Geológicos de Portugal*, 1-74.

Delgado, J.F.N. 1892. Descripção de una forma nova de Trilobite, Lichas (Uralichas) Ribeiroi. *Memória da Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal*, 1-31.

Delgado, J.F.N. 1897. Fauna Silúrica de Portugal. Novas observações acerca de Lichas (Uralichas) Ribeiroi. *Memória da Direção dos Trabalhos Geológicos de Portugal*, 1-34.

Delgado, N. 1908. Systême Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mémoires de la Commission du Service Géologique de Portugal*, 1-245.

Dias, R. y Ribeiro, A. 1991. A kinematic approach to the strain distribution in the Valongo anticline (Variscan autochthon of Centro Iberian Zone). *Resumos III Congreso Nacional de Geologia*, Coimbra, 41.

Eagar, R.M.C. 1983. The non-marine bivalve fauna of the Stephanian C of North Portugal. *In* M.J.L. Sousa y J.T. Oliveira (Eds.): The Carboniferous of Portugal. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, **29**, 179-185.

Emig, C.C. y Gutiérrez-Marco, J.C. 1997. Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricain (Ordovicien: Arenig) dans le SW de l'Europe: analyse des facteurs responsables et signification paléoécologique. *Geobios*, **30** (4), en prensa.

Ferreira, M.P., Andrade, S.R. y Oliveira, J.M.S., 1972. *Sumário das actividades desenvolvidas no distrito antimonífero do Baixo Douro*. Relatório inédito, 13 pág. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto.

Ferreira, M.P., Oliveira, J.M.S. y Andrade, R.S., 1971. Ocorréncias de antimonio no Norte de Portugal. *I Congreso Hispano- Luso-Americano de Geología Económica*, Madrid, **1**, 597-617.

Fortey, R.A., Harper, D.A.T., Ingham, J.K., Owen, A.W. y Rushton, A.W.A. 1995. A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. *Geological Magazine*, **132**, 15-30.

Freire, J.C. 1981. Bacia Carbonífera do Norte de Portugal. Os jazigos de S. Pedro da Cova e Pejão. *Estudos, Notícias e Travalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, **24**, 5-382.

García Palacios, A., Gutiérrez-Marco, J.C. y Herranz Araújo, P. 1996. Edad y correlación de la "Cuarcita de Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal). *Geogaceta*, **20** (1), 19-22.

Gutiérrez-Marco, J.C. 1986. *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 3 vols., 701 pág.

Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., San José, M.A., Herranz, P. y Sarmiento, G.N. 1995. Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Landeilo" Series in the Ordovician of the Iberian Peninsula. *In* J.D. Cooper, M.L. Droser y S.C. Finney (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 55-59.

Gutiérrez-Marco, J.C., Rebelo, A., Rábano, I y Piçarra, J.M. 1995. Novas observações bioestratigráficas na Formaçâo Xistenta (Ordovícico Médio) do Sinclinal de Moncorvo (Trás-os-Montes, Nordeste de Portugal). *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, **4**, 91-96.

Henry, J.L. y Romano, M. 1978. Le genre *Dionide* Barrande, 1847 (Trilobite) dans l'Ordovicien du Massif armoricain et du Portugal. *Geobios*, **11**, 327-343.

Iglesias, M. y Ribeiro, A. 1981. Position stratigraphique de la formation "Ollo de Sapo", dans la région de Zamora (Espagne) - Miranda do Douro (Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **67**, 141-146.

Jesus, A.P., 1987. Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal). Stratigraphie et contrôle tectonique de la genêse et de l'evolution. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **106**, 209-217.

Julivert, M., Vegas, R., Roiz, J.M. y Martínez Rius, A. 1983. La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. *In*: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, Tomo I.* Instituto Geológico y Minero de España, 477-490.

Medeiros, A.C., Pilar, L. y Fernandes, A.P. 1964. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha 13-B (Castelo de Paiva)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Medeiros, A.C., Pereira, E. y Moreira, A. 1980. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha 9-D (Penafiel)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Oliveira, J.T., Pereira, E., Piçarra, J.M., Young, T. y Romano, M., 1992. O Paleozoico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolución paleogeográfica. *In* J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 359-375.

Pardo Alonso, M.V. y García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico de la Zona Centroibérica. *Revista Española de Paleontología*, **nº extraord. 1996**, 72-81.

Paris, F., Elaouad-Debbaj, Z., Jaglin, J.C., Massa, D. y Oulebsir, L. 1995. Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. *In* J.D. Cooper, M.L. Droser y S.C. Finney (Eds.): *Ordovician Odyssey*. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 171-176.

Pereira, E. 1988. Soco hercínico da Zona Centro-Ibérica. Evolução geodinámica. *Geonovas*, **10**, 13-35.

Pereira, E. (Coord.) 1992. *Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000. Noticia Explicativa da Folha 1*. Serviços Geológicos de Portugal. 83 pág.

Rábano, I. 1983. The Ordovician trilobite *Hungioides* (Asaphina, Dikelocephalinidae) from Spain. *Geobios*, **16**, 431-441.

Rábano, I. 1984. Nuevas observaciones sobre *Placoparia (Placoparia) cambriensis* Hicks, 1875 (Trilobita, Cheirurina) en el Llanvirn centroibérico. *Col-Pa*, **39**, 7-16.

Rábano, I. 1989a. El género *Uralichas* Delgado, 1892 (Trilobita, Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica). *Boletín Geológico y Minero*, **100**, 21-47.

Rábano, I. 1989b. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I. Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos. *Boletín Geológico y Minero*, **100**, 307-338.

Rábano, I. 1989c. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte II. Agnostina y Asaphina. *Boletín Geológico y Minero*, **100**, 541-609.

Racheboeuf, P.R. 1981. Chonétacés (Brachiopodes) Siluriens et Dévoniens du Sud-Ouest de l'Europe. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, **27**, 1-294.

Rebelo, J.A. y Romano, M. 1986. A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology of the Lower Paleozoic rocks of the Moncorvo region, NE Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **72**, 45-57.

Ribeiro, A., Dias, R., Pereira, E., Merinho, H., Sodo Borges, F., Noronha, F. y Marques, M. 1987. Guide book for the Miranda do Douro-Porto excursion. In: *Conference on Deformation and Plate Tectonics*, Gijón-Oviedo (España), 25 pág.

Robardet, M. y Doré, F. 1988. The late Ordovician diamictic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana Glacio-marine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66**, 19-31.

Romano, M. 1974a. Lower Ordovician crescent casts from the "Armorican Quartzite" of North Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **57**, 53-59.

Romano, M. 1974b. The paleoenvironment and ichnology of the Lower Ordovician rocks at Apúlia, North Portugal. *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa*, **14**, 63-76.

Romano, M. 1975. Harpid trilobites from the Ordovician of Noth Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **59**, 27-36.

Romano, M. 1976. The trilobite genus *Placoparia* from the Ordovician of the Valongo area, north Portugal. *Geological Magazine*, **113**, 11-28.

Romano, M. 1980. The trilobite *Eccoptochile* from the Ordovician of Northern Portugal. *Palaeontology*, **23**, 605-616.

Romano, M. 1982a, The Ordovician biostratigraphy of Portugal. A review with new data and re-appraisal. *Geological Journal*, **17**, 89-110.

Romano, M. 1982b. A revision of the Portuguese Ordovician Odontopleuridae (Trilobita): *Selenopeltis* and *Primaspis*. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **68**, 213-223.

Romano, M. 1990. The trilobite *Protolloydolithus* from the Middle Ordovician of North Portugal. *Palaeontology*, **33**, 487-493.

Romano, M. 1991. Trilobites from the Ordovician of Portugal. *Palaeontology*, **34**, 329-355.

Romano, M. y Diggens, J.N. 1974. The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, North Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **57**, 23-50.

Romano, M. y Henry, J.L. 1982. The trilobite genus *Eoharpes* from the Ordovician of Brittany and Portugal. *Palaeontology*, **25**, 623-633.

Romariz, C. 1957. Graptolóides das formaçoes ftaníticas do Silúrico de entre Douro e Minho. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **12**, 23-30.

Romariz, C. 1960. Notas sobre graptoloides portugueses. *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa*, **8**, 165-168.

Romariz, C. 1961. Graptolóides das formações ftaníticas do Silúrico português. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **14**, 17-30.

Romariz, C. 1962. Graptolitos do Silúrico Português. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa*, 2ª Série C, **10**, 115-312.

Romariz, C. 1969. Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **53**, 107-155.

Serviços Geológicos de Portugal. 1992. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:500.000.*

Sharpe, D. 1849. On the Geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian coal and slates of Valongo. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **5**, 142-153.

San José, M.A., Rábano, I., Herranz, P. & Gutiérrez-Marco, J.C. 1992. Capítulo 28. El Paleozoico inferior de la Zona Centroibérica meridional. *In* J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 505-521.

Silva, A.F., Romão, J.M., Sequeira, A.D. y Ribeiro, M.L. 1988. Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclinórios de Mação e Penha García (Centro-Leste de Portugal). *X Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Bragança-Zamora.

Sousa, M.B. 1982. *Litostratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico - Grupo do Douro (NW de Portugal)*. Tesis doctoral, Universidad de Coimbra, 222 pág.

Sousa, M.J.L. 1977. Sobre alguns problemas do Permo-Carbónico continental português. *Ciências da Terra*, **3**, 9-22.

Sousa, M.J.L. 1978. O grau de incarbonização (*rang*) dos carvões durienses e as consequências genéticas, geológicas e estruturais que resultam do seu conhecimento. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **63**, 179-365.

Sousa, M.J.L. 1983. Petrological Characteristics of the Upper Stephanian Coals in North Portugal (Douro Coalfield) and their Relevance to Coalification Studies. *In* M.J.L. Sousa y J.T. Oliveira (Eds.): The Carboniferous of Portugal. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, **29**, 195-202.

Sousa, M.J.L. 1984. *Carta Geológica de Portugal na esc. de 1/50.000. Notícia explicativa da Folha 9-D (Penafiel)*. Aditamento relativo ao Carbonífero, 3 págs. Serviços Geológicos de Portugal.

Sousa, M.J.L. 1995. La matière minérale dans les veines de peranthracite du Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal) -synthèse sur l'état des conaissances. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, **4**, 677-680.

Sousa, M.J.L. y Wagner, R. 1983. General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and History of Investigations. *In* M.J. Lemos de Sousa y J.T. Oliveira (Eds.): The Carboniferous of Portugal. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, **29**, 117-126.

Tauber, E.H. y Reis, J.M. 1994. The trilobite *Eoharpes cristatus* Romano, 1975 from the Valongo Formation (Ordovician) of North Portugal. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **80**, 35-49.

Teixeira, C., Medeiros, A.C. y Assunçao, C.T. 1965. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000. Noticia explicativa da folha 9-A (Póvoa de Varzim)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Thadeu, D. 1949. Calimenídeos portugueses. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **8**, 129-134.

Thadeu, D. 1956. Note sur le Silurien beiro-durien. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **12**, 1-38.

Thadeu, D. 1977. Hercynian paragenetic units of the portuguese part of the Hesperic Massif. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **20**, 247-276.

Wagner, R.H. y Sousa, M.J.L. 1983. The Carboniferous megaflora of Portugal - A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. *In* M.J.L. Sousa y J.T. Oliveira (Eds.): The Carboniferous of Portugal. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, **29**, 127-152.

Waterlot, G. 1965. Découverte d'une faune graptolitique géante dans le Llandovérien et le Tarannonien inférieur des environs de Porto (Portugal). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **85**, 159-169.

Young, T.P. 1992. Ooidal ironstones from Ordovician Gondwana: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**, 321-347.

INTRODUCCIÓN A LA MINERÍA ROMANA DEL ORO EN EL NOROESTE PENINSULAR (YACIMIENTO DE LAS MÉDULAS)

J.C. Gutiérrez-Marco

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

De acuerdo con las crónicas de los historiadores clásicos, el noroeste de la Península Ibérica albergaba una ingente riqueza en metales preciosos, habiendo aportado a Roma la producción de oro más importante de todo su periodo imperial. Casi la mitad de ella fue obtenida en el yacimiento de Las Médulas, próximo al límite entre León y Galicia.

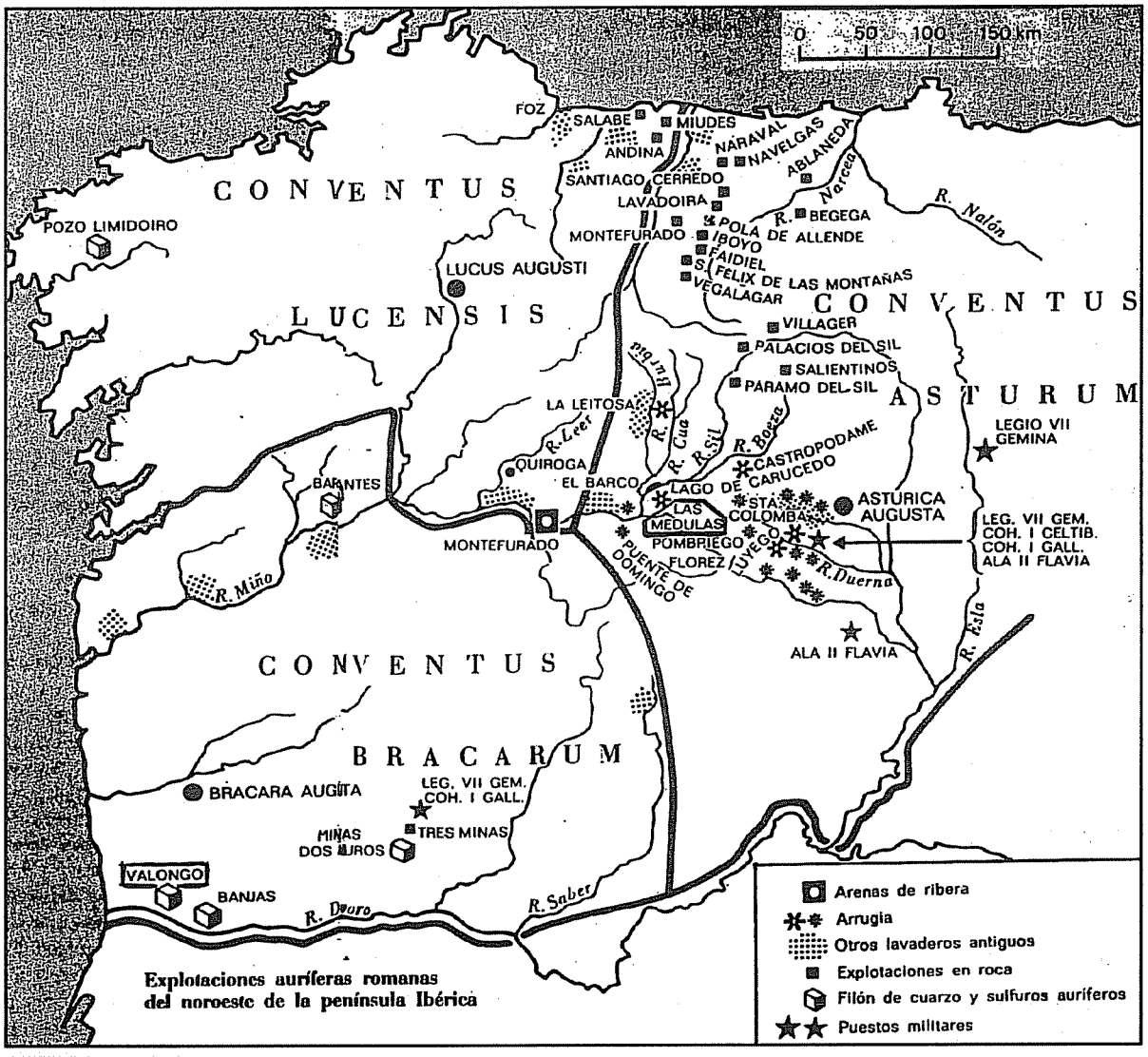


Figura 9.- Explotaciones auríferas romanas del noroeste de la Península Ibérica, con indicación de las minas de Valongo y Las Médulas (según Tuñón de Lara, Tarradell y Mangas).

El distrito minero romano del noroeste de la Península comprendía las actuales Galicia, oeste de Asturias, oeste de León, y norte de Portugal (Fig. 9), y fue puesto en explotación al acabar las guerras cántabro-astures, hacia el año 19 a.C. Hasta ese momento, los yacimientos más importantes venían siendo explotados por los pueblos indígenas a bajo rendimiento, pero la planificación a gran escala de las labores mineras pasó pronto a reportar a la administración romana una parte muy importante del presupuesto del Estado, cifrado por Plinio el Viejo en unas 20.000 libras (1.560 kg) anuales de oro en su fase inicial de producción. La riqueza de este metal en el noroeste de la Península Ibérica, está ligada en gran medida a las preconcentraciones sedimentarias existentes, tanto en pizarras del Neoproterozoico-Cámbrico, como en las alternancias arenosas del tránsito Cámbrico-Ordovícico (Grupo de los Cabos); éstas son removilizadas durante la Orogenia Hercínica y se incorporan a rellenos filonianos, controlados por factores litológicos y estructurales. No obstante, los yacimientos más importantes están relacionados con los placeres detríticos de oro, acumulados en las cuencas terciarias y cuaternarias de León, Asturias y Galicia, tras la intensa y prolongada alteración de su basamento paleozoico.

Un caso paradigmático de la minería romana del oro es el caso de Las Médulas, enclavadas en el término municipal de Carucedo (León). Este yacimiento se mantuvo activo durante más de 200 años, habiéndose calculado una producción total de 960.000 Kg de oro, que implicó la remoción y lavado de 240 millones de metros cúbicos de sedimentos auríferos. Es decir, de una montaña entera que posiblemente se extendía más de 100 m por encima del actual pueblo de Las Médulas, y de la cual queda como vestigio el frente de avance abandonado en su parte oriental, en cuyo anfiteatro por sí sólo fueron socavados 40 millones de metros cúbicos. La captación de aguas para el arrastre y lavado de tan ingentes volúmenes de materiales auríferos implicó la construcción de una compleja red hidráulica de ocho acueductos, para surtir los embalses situados en la parte alta del yacimiento. Las captaciones partían de cotas que variaban entre 1.860 y 960 m de altitud, situadas a veces a 70 km de distancia de la mina (promedio de 37 km), y en total supusieron la construcción de más de 300 km de canalizaciones, en buena parte excavadas en roca, que hoy en día dibujan "curvas de nivel" (0,62-1,1 % de pendiente) en ambas vertientes (N y S) de los Montes Aquilianos. El aporte anual para la explotación de Las Médulas, por parte del conjunto de la red de canales, ha sido estimado en 101 millones de metros cúbicos de agua. Contando pérdidas y estiaje, el caudal restante permitía lavar hasta 2 millones de metros cúbicos de aluvión por año, en los periodos de pleno rendimiento del yacimiento, que generarían una producción de 4 a 6 toneladas anuales de oro.

La cifra de estériles aportada por la explotación fue tan grande en algunos momentos, que terminó por formar un dique gigantesco en el valle fluvial al pie de la explotación, a consecuencia del cual se formó el actual lago de Carucedo. A escala del noroeste de España, se calcula que las explotaciones auríferas romanas movieron aproximadamente 500 millones de metros cúbicos de sedimentos.

El método para el laboreo del oro en Las Médulas fue mencionado como "*arrugia*" por Plinio el Viejo, quizá haciéndose eco de un nombre indígena prerromano. Este procedimiento consistía en la extracción mediante arrastre y lavado de grandes masas de sedimentos aluviales, que se hacían circular por los canales de los lavaderos, quedando las pepitas y el polvo de oro retenidos en tamices de naturaleza orgánica (ramas de arbustos y pieles de cordero). La *arrugia* contaba con variadas técnicas, de las cuales la más utilizada en Las Médulas fué descrita por el naturalista romano como "*ruina montium*", exclusivamente aplicable al tratamiento de grandes volúmenes y espesor de sedimentos. Ésta consistía en la excavación manual de

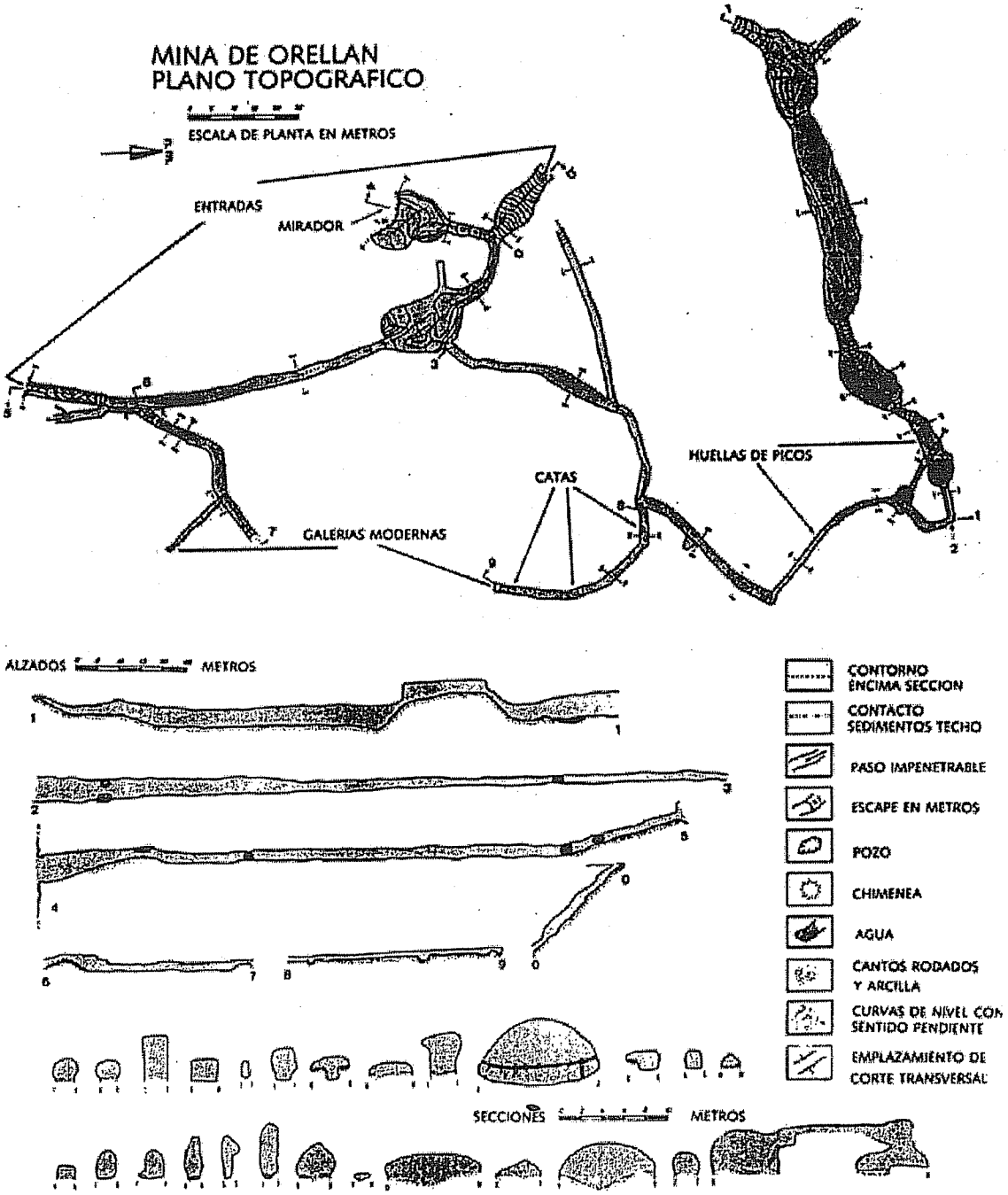


Figura 10.- Planta, alzado y secciones de la "galería de Orellán" (Las Médulas). Reproducido de Gustavo López (1992).

una compleja red de pozos y galerías en los aluviones auríferos, por la que luego se hacía circular súbitamente una tromba de agua descargada desde los embalses superiores, de modo que el efecto combinado de la turbulencia y presión, provocaba el derrumbe controlado de los frentes de explotación, cuyos lodos eran conducidos hacia los canales de lavado (*agogae*). Este método de cortas de minado (*ruina montium*: literalmente "derrumbe de los montes") es muy distinto de las técnicas de zanjas-canales ("peines") y cortas de arrastre, usadas habitualmente por los romanos, para el laboreo extensivo de placeres auríferos de aluvión en todo el noroeste peninsular.

Tal y como indicamos antes, la explotación de Las Médulas se mantuvo activa durante más de 200 años, iniciándose su apogeo en tiempos de Vespasiano (años 70-79), y registrándose el máximo de producción con el emperador Trajano (años 98-117). A mediados del siglo II comienza el declive de la mina, seguramente a consecuencia de una combinación de problemas técnicos (disminución de la ley, caída en desuso de los canales de cota inferior, transvase de esclavos a yacimientos más productivos) y problemas políticos, relacionados con luchas internas en la capital del Imperio, que culminan con el abandono de la explotación a comienzos del siglo III.

En cuanto al factor humano necesario para sostener la actividad minera a pleno rendimiento, se calcula que en el yacimiento de Las Médulas necesitaba unos 11.000 hombres entre mineros y soldados. Estos últimos brindaban protección a las instalaciones, sobre todo a la extensa red hidráulica. La mano de obra directa agruparía a unos 7.000 esclavos, los cuales habitaban probablemente las propias galerías de mina, por lo que, en palabras de Plinio, éstos "no veían el día" en muchos meses.

La mina romana de Las Médulas está declarada Monumento Nacional desde 1931, y se tramita su máximo nivel de protección acogiéndose a la figura administrativa de Zona Arqueológica. El proyecto para el parque arqueológico se encuentra muy avanzado (Sánchez Palencia *et al.*, 1997), e incluso se va a solicitar de la UNESCO que el conjunto de Las Médulas sea declarado Patrimonio de la Humanidad.

La visita planteada por la excursión consiste en el estudio de la Formación Las Médulas, el frente y procedimientos de explotación minera, desde la panorámica que ofrece el mirador de Orellán (a 150 m de altura sobre el fondo de la mina). Asimismo, se ha previsto un recorrido subterráneo, por la galería de Orellán, hasta su desembocadura en la corta de abandono. Esta galería (Fig. 10) se inicia casi al pie del mirador y estaba prácticamente concluida cuando se cerró la mina. Tiene un recorrido de 650 m y presenta frecuentes cambios de sección, buscando incrementar la turbulencia y el poder destructor de la tromba de agua, por alternancia de zonas de sobrepresión al inundar la galería.

Desde el punto de vista geológico (Fig. 11-12), la mina de Las Médulas se enclava sobre uno de los afloramientos más característicos de la Formación homónima (Hérail, 1984) en la cubeta Carucedo-Las Médulas, que representa la estribación suroccidental de la cuenca terciaria del Bierzo. La Formación Las Médulas está constituída por un máximo de 100-150 m de conglomerados de coloración rojiza a anaranjada, con cantos y bloques de cuarcita poco apretados entre sí, que pueden intercalar bancos arenoso-limosos poco potentes pero de cierta con-

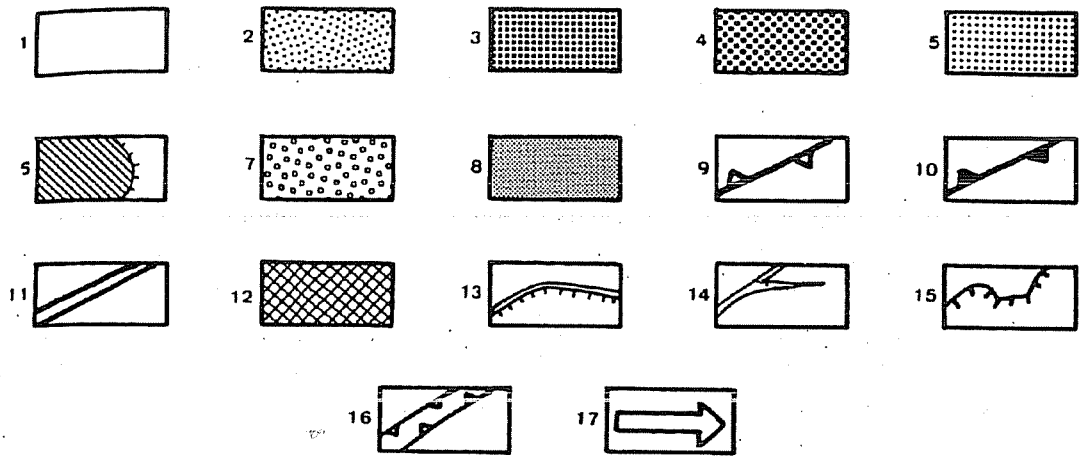




Figura 11.- Esquema geomorfológico de la región de Las Médulas (Hérail, 1984, fig. 48). 1, sustrato paleozoico; 2, Formación Orellán (brechas rojizas, que rellenan paleorelieves); 3, Formación Las Médulas (conglomerados rojos a anaranjados, con elementos poco concentrados); 4, Formación Santalla (facies proximales conglomeráticas, con bloques y cantos apretados, de coloración ocre); 5, Formación Santalla (facies de gravas, arenas y arcillas ocres); 6, glacis y terrazas cuaternarias; 7, estériles mineros romanos; 8, llanura aluvial (holocena e histórica); 9, relieves formados por cuarcitas paleozoicas; 10, relieves de calizas paleozoicas; 11, crestas redondeadas; 12, poblaciones; 13, escarpes; 14, sierras; 15, frente de explotación de las principales labores romanas; 16, garganta post-romana del arroyo de Balén; 17, probable trazado prerromano del arroyo de Balén.

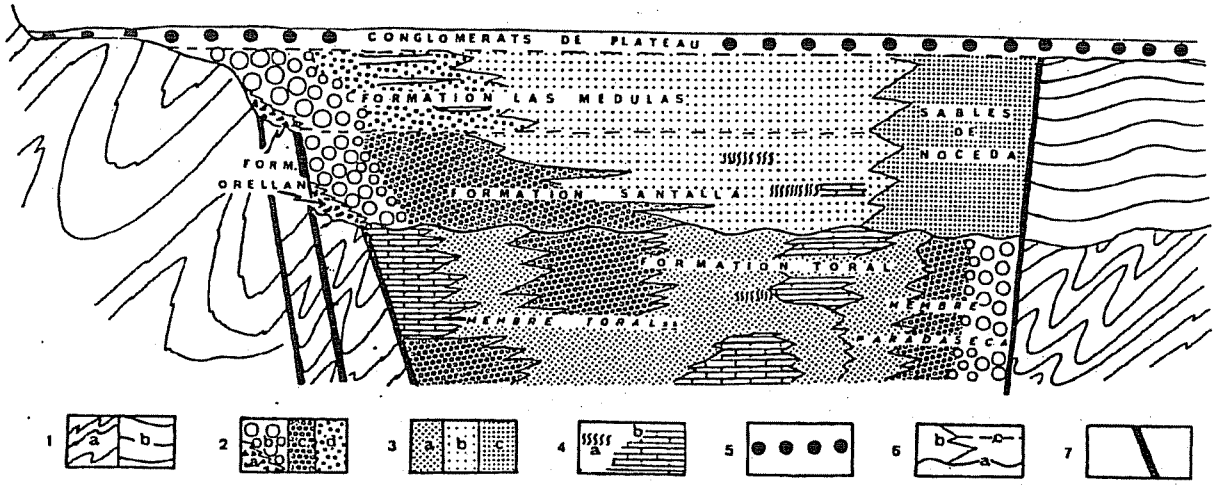


Figura 12.- Esquema litoestratigráfico del relleno sedimentario de la cuenca del Bierzo, previo al encajamiento de la red fluvial cuaternaria (reproducido de Hérail, 1984). 1, zócalo cambro-silúrico/estefaniense; 2, conglomerados brechoides, ricos en bloques, pudingas granosoportadas o con cantos poco apretados; 3, facies arenosas, limosas y arcillosas; 4, concrecciones carbonáticas a calizas masivas; 5, conglomerados de plataforma, con cantos y bloques de cuarcita muy alterados; 6, discontinuidades sedimentarias y cambios de facies; 7, fallas.

tinuidad lateral. Estos depósitos representan edificios aluviales (conos de deyección cortos y espesos) formados por una acumulación fluvio-torrencial violenta, rica en fangos, producida en un medio semiárido y bajo un régimen hídrico muy irregular. En la cuenca del Bierzo se han reconocido otros cuatro conos aluviales comparables al de Las Médulas (La Leitosa, Couso, Fresnedo y San Andrés de Las Puentes), que en parte sustentaron también antiguas explotaciones auríferas romanas. Desde el punto de vista cronoestratigráfico, la Formación Las Médulas se atribuye al Mioceno Superior, y ha sido correlacionada con la Formación Monforte de las cuencas gallegas, en ausencia de argumentos paleontológicos significativos.

Los datos anteriores han sido extractados esencialmente de los trabajos de Hérail (1984), Gustavo López (1992) y Sánchez-Palencia (1995), los cuales compendian a su vez numerosas obras previas.

En el cuarto día de la excursión (entre las paradas 10 y 11) tendremos oportunidad de visitar también el **túnel romano de Montefurado** (término municipal de Quiroga, Lugo), una perforación de 80 m de longitud y más de 17 de diámetro, realizada en el siglo II para encauzar a su través el caudaloso río Sil. Con ello se consiguió poner en explotación, en condiciones óptimas, el oro aluvionar contenido en el "point bar" de un amplio meandro (2,5 km de longitud), abandonado forzosamente por el río, que volvía a funcionar en etapas de grandes avenidas, generadoras a su vez de nuevos depósitos auríferos. El contenido en oro de los aluviones recientes del río Sil es prácticamente despreciable, y por ello las concentraciones históricas debían provenir en su mayor parte del propio lavado y desmantelamiento de estériles generados por otras muchas explotaciones auríferas romanas. El meandro de Montefurado ha sido catalogado entre los Puntos de Interés Geológico de Galicia (Duque *et al.*, 1983).

Bibliografía

Duque Lucas, L.C., Elizaga Muñoz, E. y Vidal Romaní, J.R. 1983. *Puntos de Interés Geológico de Galicia.* Instituto Geológico y Minero de España, 136 pág.

Gustavo López, D. 1992. *Las Médulas*. Edilesa, León, 62 pág.

Hérail, G. 1984. *Géomorphologie et gîtologie de l'or détritique. Piémonts et basins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne*. Éditions du CNRS, Sciences de la Terre, Centre régional de publications de Toulouse, 456 pág.

Sánchez-Palencia, F.J. 1995. Minería y metalurgia de la región astur en la antigüedad. En: *Astures. Pveblos y cvltvras en la frontera del Imperio Romano*. Gran Enciclopedia Asturiana, Gijón, 140-157.

Sánchez Palencia, F.J., Fernández-Posse, M.D. y Fernández Manzano, J. 1997. El Parque Arqueológico de Las Médulas (León). Una zona minera antigua como paisaje cultural. En: Actas I Sesión Científica sobre el patrimonio minero-metalúrgico. *Universidad de Castilla-La Mancha, Colección Ciencia y Técnica*, **15**, 161-162.

LOS MATERIALES DEL ORDOVÍCICO Y SILÚRICO DE LA REGIÓN LIMÍTROFE ENTRE LOS DOMINIOS DE CAUREL-PEÑALBA (ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA) Y TRUCHAS (FLANCO NORTE DEL ANTIFORME DEL OLLO DE SAPO: ZONA CENTROIBÉRICA)

J.C. Gutiérrez-Marco[1] & I. Rábano[2]

[1] Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid; jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es

[2] Museo Geominero (ITGE), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

Introducción

El margen meridional de la Zona Asturoccidental-leonesa, limítrofe con el dominio del Ollo de Sapo centroibérico, es una región de gran interés paleogeográfico en el contexto perigondwánico, debido a la importante tectónica extensional sinsedimentaria desarrollada en este ámbito durante el Ordovícico y Silúrico, y al contraste biogeográfico y paleoecológico que se observa con respecto a los restantes contextos "iberotípicos" de la mayor parte del Macizo Hespérico.

En líneas generales, la Zona Asturoccidental-leonesa corresponde durante el Paleozoico Inferior, a un área de surco, subsidente o en algunas etapas incluso turbidítico, donde llegaron a acumularse más de 10.000 m de sedimentos clásticos cambro-ordovícicos. Su única excepción es un pequeño intervalo (50-500 m) representado por la Caliza de Vegadeo, del Cámbrico Inferior tardío (Fig. 13). La sucesión paleozoica se apoya discordante sobre los materiales pelíticos neoproterozoicos (Pizarras del Narcea, Serie de Villalba), y el Ordovícico prosigue en conformidad con el Cámbrico, sin existir evidencias de discontinuidad estratigráfica o tectónica entre ambos Sistemas. Los materiales silúricos son de reducido espesor, y afloran muy incompletos debido a una intensa erosión posterior.

Por contraste, la sucesión ordovícica de la parte septentrional de la Zona Centroibérica, se apoya discordante sobre las formaciones de ortogneises y metasedimentos anteordovícicas, que constituyen el núcleo del antiforme del Ollo de Sapo. Entre ellas resalta la unidad de gneises glandulares más antigua, que da renombre a este basamento anteordovícico (= "ollo de sapo" según Hernández Sampelayo, 1922: actualmente Fm. Ollo de Sapo ó Fm. Hiendelaencina). El espesor de los materiales ordovícicos es más reducido (unos 3.000 m como máximo), y la sucesión silúrica se presenta completa, en tránsito con el Devónico.

En el norte y centro de Galicia, el límite entre las Zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica es una importante falla normal (Falla de Vivero: Fig. 14), cuyo plano buza hacia el oeste y generó un salto de 10 a 12 km (Martínez Catalán *et al.*, 1992b). Su prolongación hacia el suroeste enlaza con otro complejo sistema de fallas, éstas activas durante la sedimentación ordovícico-silúrica, que en la primera fase de la deformación hercínica registran un fenómeno de inversión tectónica, nucleando un anticlinal en rampa posteriormente aplastado y cizallado (Martínez Catalán *et al.*, 1992a).

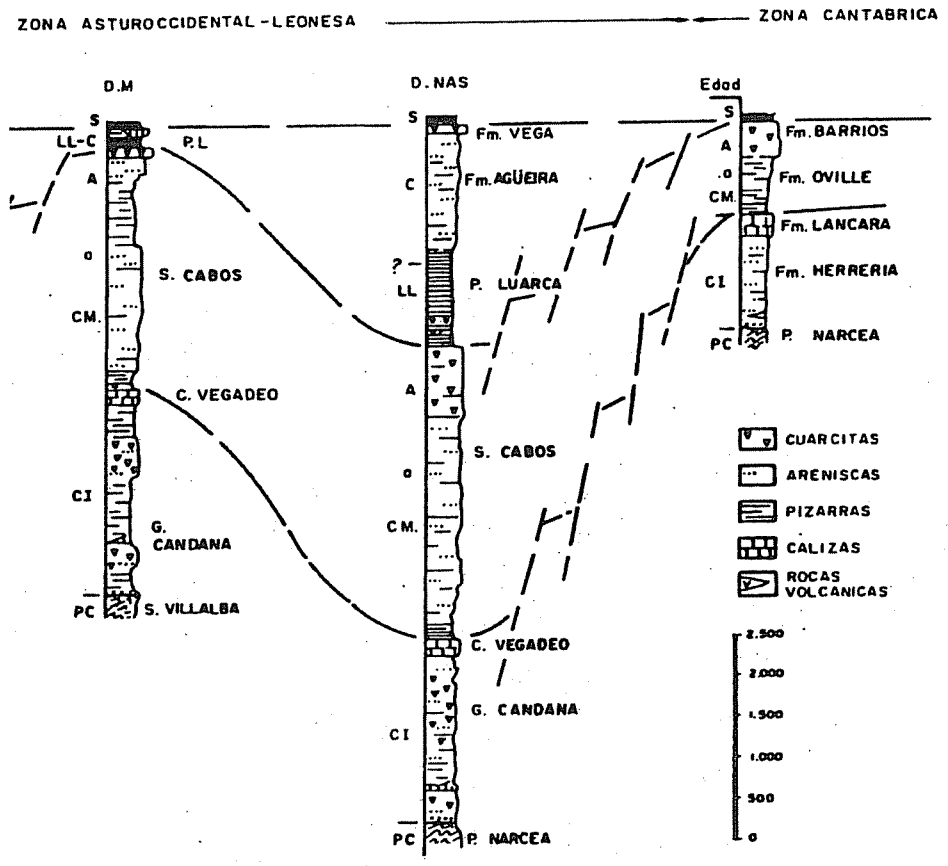


Figura 13.- Columnas estratigráficas sintéticas del Cambro-Ordovícico la Zona Asturoccidental-leonesa (DM, Dominio del Manto de Mondoñedo; DNAS, Dominio del Navia-Alto Sil), y su correlación con la Zona Cantábrica (columna de la derecha). PE, Precámbrico; CI, Cámbrico Inferior; CM, Cámbrico Medio; A, Ordovícico Inferior; LL, Ordovícico Medio; C, Ordovícico Superior; S, Silúrico. Reproducida parcialmente de Pérez Estaún *et al.* (1992: fig. 2).

Los objetivos para esta parte de la excursión son tomar contacto con los aspectos más singulares de la geología regional del área considerada, especialmente manifiestos por la paleogeografía y facies sedimentarias en torno al límite Ordovícico-Silúrico, o por las circunstancias biogeográficas y paleoecológicas en este último Periodo.

Estratigrafía: generalidades

– En el Dominio del Caurel-Peñalba, los materiales del Ordovícico Inferior se inscriben en el **Grupo de Los Cabos** y componen una sucesión potente y predominantemente arenosa, cuyos 400 m superiores corresponden al Tremadoc y Arenig. Éstos consisten en alternancias en bancos de cuarcitas, areniscas y pizarras, que culminan con una unidad esencialmente cuarcítica (50-250 m), comparable a la "Cuarcita Armoricana" del resto del Macizo Hespérico. Los horizontes con icnofósiles (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*) se distribuyen por toda la unidad, y llegan a ser localmente abundantes en la parte superior del Grupo de Los Cabos.

Por encima de la unidad anterior se sitúan 150 m de pizarras y limolitas negras (**Pizarras de Luarca**), que contienen escasos fósiles de invertebrados del Ordovícico Medio (esencialmente Oretaniense). En forma disconforme a discordante sobre las Pizarras de Luarca, o inclu-

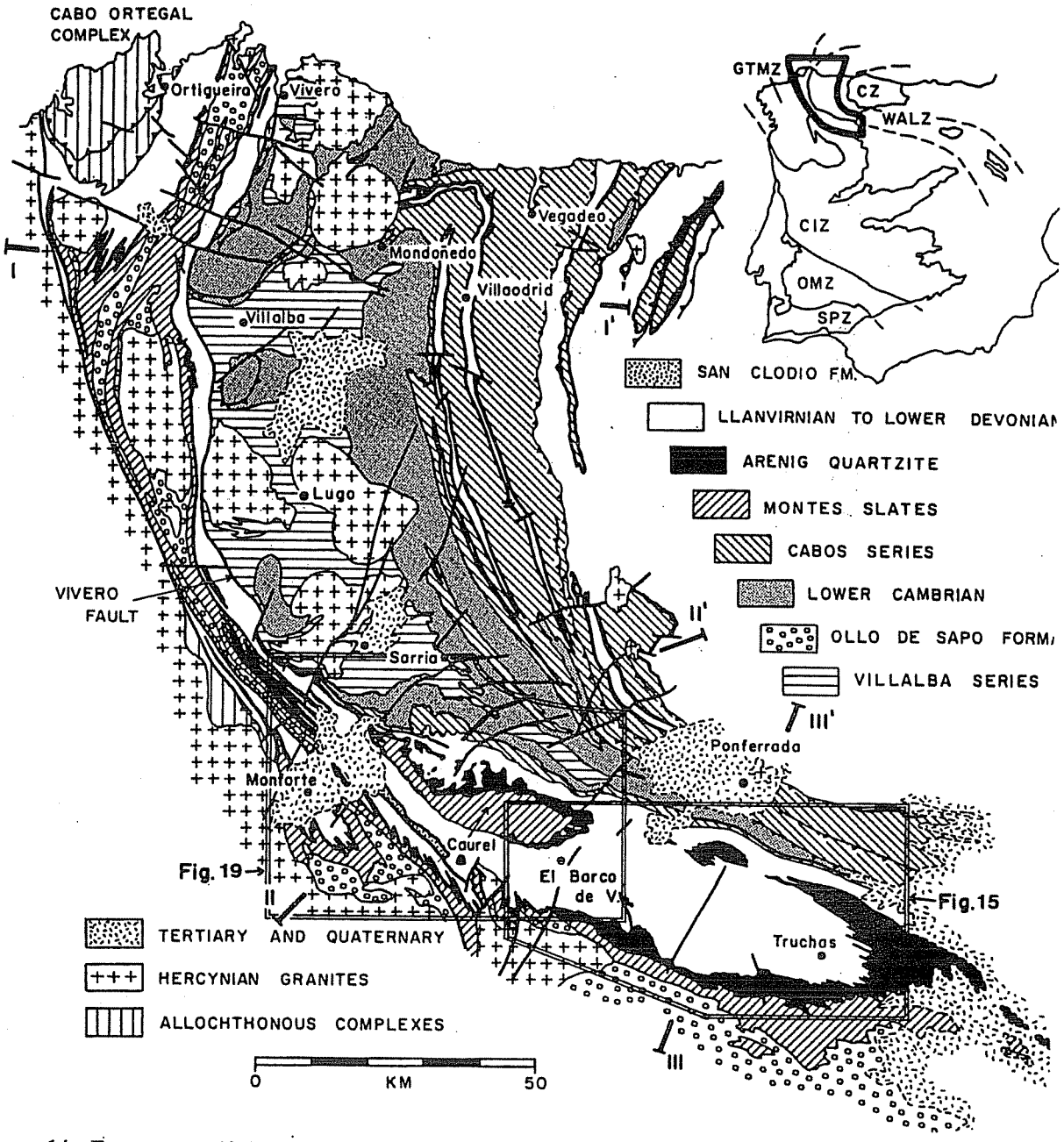


Figura 14.- Esquema geológico general de la Zona Asturoccidental-leonesa (WALZ) y del Dominio del Ollo de Sapo del norte de la Zona Centroibérica (CIZ en el mapa de la Península Ibérica, arriba a la derecha). Los recuadros indican la posición de los mapas de las figuras 15 (Paradas 7 a 10) y 19 (Parada 11). Los perfiles II-II' y III-III' se muestran en la figura 21. Reproducido de Martínez Catalán *et al.* (1992a: fig. 1).

so sobre el Grupo de Los Cabos infrayacente, se sitúa la **Caliza de La Aquiana**, asignada al Ashgill medio en virtud de una abundante fauna de pelmatozoos (equinodermos) y algunos conodontos. Esta formación tiene un espesor variable y falta en ocasiones, pero en otras registra las mayores potencias de entre todas las unidades calcáreas contemporáneas conocidas en el Macizo Hespérico (hasta 300 m en la cubeta de Las Médulas).

La sucesión silúrica prosigue con pizarras negras graptolíticas, que hacia techo incorporan tramos con nódulos, e intercalaciones calcáreas y arenosas de poca entidad, en una matriz rica en cloritoide pretectónico (otrelita). En el núcleo del sinclinal del Caurel-Peñalba, la suce-

sión prosigue con calizas con braquiópodos y niveles con dacrioconáridos del Devónico inferior, que son los materiales prehercínicos más modernos que afloran en el ámbito estructural y paleogeográfico considerado.

– En el flanco norte del antiforme del Ollo de Sapo (Dominio de Truchas *auct.*), los materiales equivalentes al Grupo de Los Cabos del Ordovícico Inferior son algo más pelíticos (Capas de Los Montes, 500-1.200 m; Cuarcita Armoricana, 100-250 m). Por encima de las Cuarcitas del Arenig se individualiza una serie de tránsito a las Pizarras de Luarca, formada por 70-100 m de alternancias arenosas con algunos niveles de hierro no oolítico (**Capas de Rubiana**). Los graptolitos y trilobites encontrados en ellas permiten referir la unidad todavía al Arenig.

Las Pizarras de Luarca propiamente dichas tienen una potencia variable entre 200 y 500 m como máximo. Se trata de una monótona sucesión de pizarras negras masivas que, en el flanco sur del sinclinal de Truchas, intercalan niveles de rocas volcánicas de hasta 30 m de espesor, localizados hacia la parte media y superior de la formación. Cerca del techo de la unidad también pueden presentarse otros niveles delgados de rocas vulcanosedimentarias, y ocasionalmente existe una brecha ferruginosa de 0,5-2 m de potencia en el contacto con la siguiente unidad. La presencia de fósiles de invertebrados (trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos, equinodermos) se localiza con preferencia en las partes más bajas y más elevadas de la unidad, representativas de diferentes horizontes del Oretaniense. La extensión del Dobrotiviense quedaría como mucho restringida a los últimos metros de la formación, por lo cual es posible que exista una laguna estratigráfica en el contacto con la siguiente unidad, de edad Caradoc superior-Ashgill medio.

Por encima de las Pizarras de Luarca se apoya una sucesión

formada por tres unidades arenoso-pelíticas, que fue originalmente correlacionada con la Formación Agüeira del dominio del Navia-Alto Sil de la Zona Asturoccidental-leonesa. Sin embargo, las características sedimentológicas y cronoestratigráficas son bastante distintas a las de aquélla unidad turbidítica, por lo que es preferible considerarlas en forma independiente. La unidad inferior (**Formación Casaio**) sucede directamente a las Pizarras de Luarca en el sinclinal de Truchas (= "miembro inferior" de la Fm. Agüeira s.l.), y está formada por un conjunto potente de alternancias cuarcíticas (60-100 m), que ocasionalmente intercalan uno o dos tramos calcáreos lenticulares sucesivos, de apreciable continuidad lateral, conocidos informalmente como "calizas del Trigal" (0-3m). Los únicos datos paleontológicos de la unidad provienen de estas calizas, donde existe una asociación de pelmatozoos y conodontos muy próxima a la documentada en la caliza de La Aquiana, por lo que se atribuyen al Ashgill pre-Hirnantiense. Sobre la Formación Casaio se apoya una unidad potente de pizarras azules y pizarras arenosas masivas, de 200-450 m de espesor total, denominada **Formación Rozadais** (= "miembro medio" de la Fm. Agüeira s.l.). Su característica esencial consiste en la presencia de cantos heterométricos de caliza (diámetro: 0,1-25 cm) y más raramente de areniscas, dispersos en la matriz lutítica. Ésto permite correlacionar la formación con las facies de la "pelitas con fragmentos" glaciomarinas del Hirnantiense del N de Gondwana, aunque es seguro que parte de los cantos de caliza tienen un origen local en este caso, por erosión parcial de la Caliza de La Aquiana durante el descenso eustático vinculado con la glaciación finiordovícica. La sucesión ordovícica culmina con 300 m de areniscas, pizarras arenosas y algunas cuarcitas, denominada **Formación Losadilla** (= "miembro superior" de la Fm. Agüeira" s.l.), y que ha sido datada como Hirnantiense tardío, en virtud de los graptolitos del Silúrico basal (base del Rhuddaniense) encontrados en los primeros metros de las pizarras negras suprayacentes.

Los materiales silúricos comprenden una unidad basal de pizarras negras graptolíticas (50-140 m: **Formación Llagarinos**), cuyo depósito se inicia con importantes diacronías sobre el basamento Ordovícico en los distintos ámbitos (Rhuddaniense-Sheinwoodiense basal), y en cuyo techo se registran asociaciones de graptolitos del Gorstiense (Ludlow "inferior"). En el extremo oriental del sinclinal del Sil, las pizarras negras graptolíticas dan paso a 5-25 m de alternancias de cuarcitas, limolitas y pizarras con cloritoide (**Cuarcita de Yeres**), que originan un resalte morfológico, y son de edad Ludfordiense (Ludlow "superior"). Por encima de este tramo, que a veces se resuelve en un mero resalte formado por intercalaciones limolíticas (Alto de la Zorra o del Rañadoiro, al SE de Rubiá), existen 500 m de pizarras con cloritoide, denominadas informalmente "**Capas de Salas**". Éstas contienen tramos ricos en nódulos y lentejones carbonáticos o cuarcíticos delgados, de escasa continuidad lateral. Los únicos fósiles con utilidad bioestratigráfica han sido encontrados en la parte más baja de la formación, y componen una asociación de graptolitos, trilobites y braquiópodos del Pridoli basal. Por comparación con las pizarras con cloritoide del sinclinal de Caurel-Peñalba, se estima que la parte superior de las Capas de Salas pueda corresponder cuanto menos al Devónico basal (Lochkoviense).

Como referentes más importantes, que compilan los aspectos geológicos regionales y paleontológicos del Paleozoico Inferior en el área considerada, merecen destacarse los trabajos de Riemer (1966), Matte (1968), Pérez-Estaún (1978), Zeitz y Nollau (1984), Martínez Catalán (1985), Barros Lorenzo (1989), Hacar Rodríguez (1990), Martínez Catalán *et al.* (1992a) y Rábano *et al.* (1993), todos ellos con referencias previas.

Sección de La Chana (Parada 7)

Se sitúa 1,4 km al NE de Orellán, en la pista que une las localidades de La Chana y Voces (término municipal de Borrenes, León). La sección corresponde al flanco sur del sinclinal del Caurel-Peñalba, que geológicamente correspondería aquí al borde más septentrional de la Zona Centroibérica.

El corte expone de techo a muro la base de las pizarras negras silúricas, la Caliza de La Aquiana completa, una sucesión pelítico-arenosa equiparable con la Formación Casaio, y las Pizarras de Luarca. Todas estas unidades estarían limitadas por discontinuidades de diversa amplitud (contactos paraconformes a disconformes), excepto el tránsito entre la Formación Casaio a la Caliza de La Aquiana, que parece gozar de continuidad. Esto es muy singular para el conjunto del área, donde la Caliza de La Aquiana (Ashgill pre-Hirnantiense) se apoya disconforme a paraconforme sobre distintos términos de la sucesión ordovícica, generalmente las Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio) pero incluso sobre el Grupo de Los Cabos (Cámbrico-Ordovícico Inferior), tanto a lo largo de los dos flancos del sinclinal del Caurel-Peñalba, como en el sector NE del sinclinal del Sil.

El presente afloramiento, descubierto por el Dr. Daniel Arias (Universidad de Oviedo) e inédito hasta ahora, muestra cómo la Formación Casaio, que sucede a las Pizarras de Luarca, es bastante pelítica en este sector al norte del anticlinorio del Teleno, pero incluye las mismas intercalaciones conocidas como "calizas del Trigal" en el sinclinal de Truchas. La Formación Casaio en esta última estructura se considera en gran parte como un equivalente lateral de la

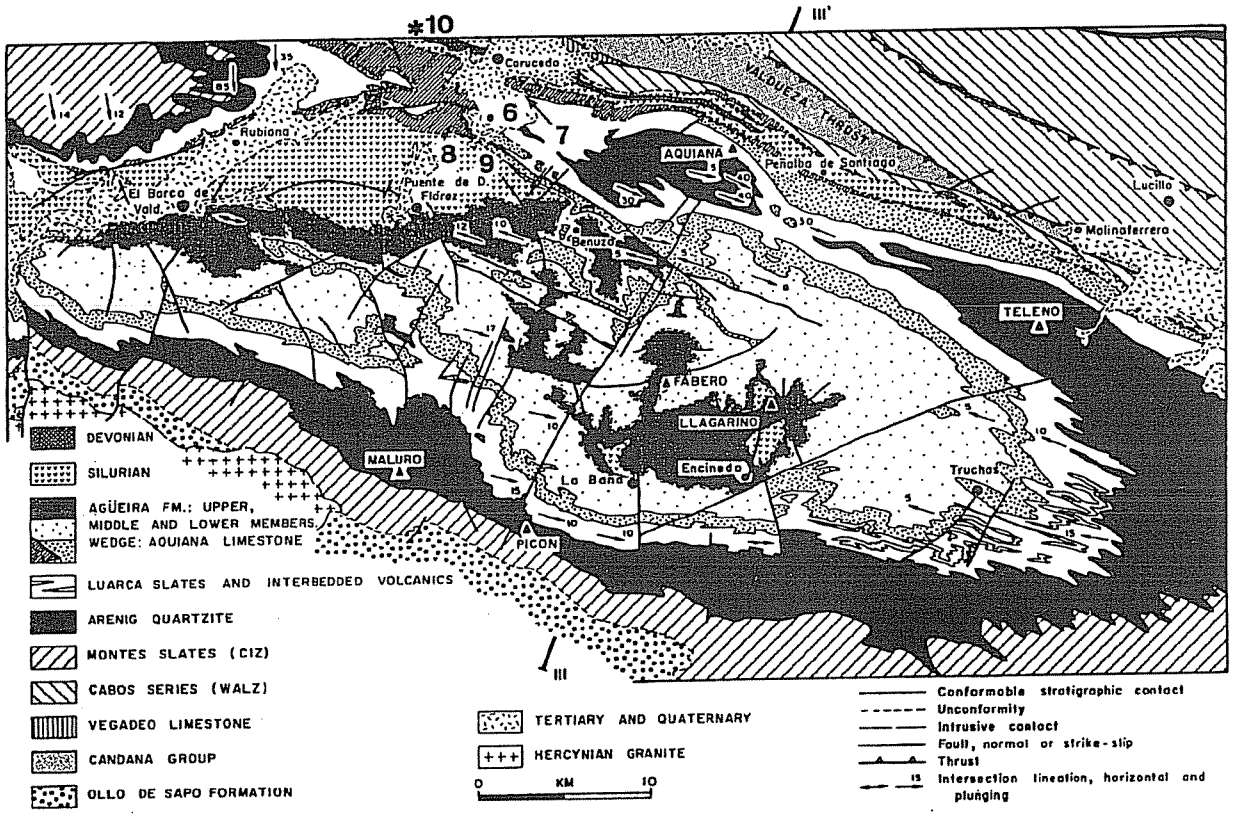


Figura 15.- Esquema geológico del sinclinal de Truchas (mitad sur del mapa) y de los extremos orientales de los sinclinales del Sil (entre Rubiana y Puente de Domingo Flórez) y Caurel-Peñalba (la estructura septentrional con núcleo devónico), con indicación de las paradas 6 a 10. En lugar de los miembros inferior, medio y superior de la "formación Agüeira" del sinclinal de Truchas, deben leerse formaciones Casaio, Rozadais y Losadilla, respectivamente. Base cartográfica reproducida de la fig. 2 de Martínez Catalán *et al.* (1992a).

Caliza de La Aquiana (Martínez Catalán *et al.*, 1992a: fig. 9), debido principalmente a la edad pre-Hirnantiense de los equinodermos y conodontos encontrados en las "calizas del Trigal" (Sarmiento *et al.*, en prensa). La reconstrucción paleogeográfica propuesta por Martínez Catalán *et al.* (1992a) muestra que cambio lateral de facies estuvo determinado por la existencia de una falla extensional, activa durante la sedimentación, que flanqueaba por el sur los domos del Caurel, La Aquiana y Teleno (Fig. 16). Aunque la parte inferior de la Formación Casaio había sido detectada en facies de cuarcitas masivas en el flanco norte del anticlinal del Teleno (Hacar, 1990: confundida con la Serie de Los Cabos en cartografías previas), nunca hasta ahora se había detectado en facies tan pelíticas e intercalando las "calizas del Trigal". Ello apoya la hipótesis de Martínez Catalán et al. (1992a), en el sentido de un desarrollo de pliegues transversos conjugados con la tectónica extensional, debido a una cierta componente transcurrente de las principales fallas normales (lístricas-profundas), de la que son vestigio los patrones de interferencia observados en las estructuras formadas en la primera fase hercínica.

Además del reconocimiento de estas intercalaciones calcáreas en la Formación Casaio, visitaremos una cantera abandonada en la base de la Caliza de La Aquiana, donde se aprecia el elevado componente bioclástico de la formación. Los horizontes con abundantes tecas completas de cistideos, son muy similares a los observados en otras calizas del Ashgill pre-Hirnantiense del resto del Macizo Hespérico (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996a), y descartan definitivamente la edad silúrica de la Caliza de La Aquiana, considerada factible por muchos autores precedentes y algunas cartografías MAGNA.

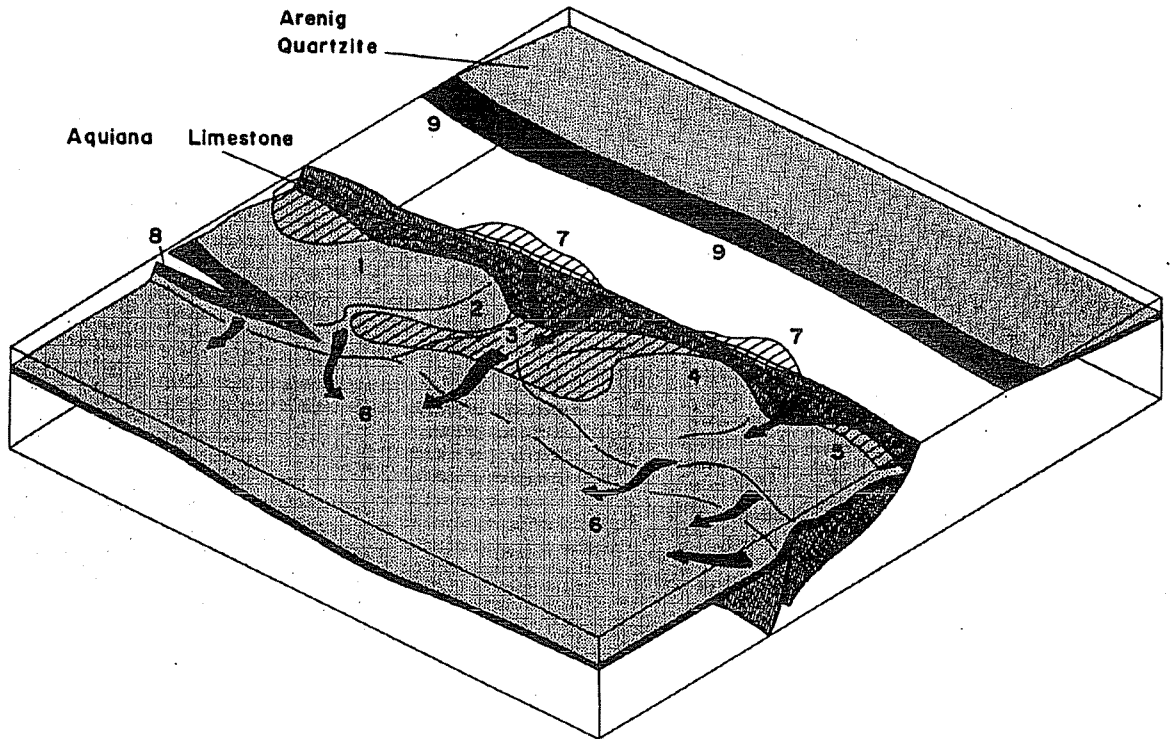


Figura 16.- Bloque diagrama esquemático que ilustra los elementos y la morfología de la cuenca de sedimentación para el Ordovícico terminal en el borde meridional de la Zona Asturoccidental-leonesa. Su límite con la Zona Centroibérica se sitúa convencionalmente en la falla lístrica (a la derecha) que generó el semigraben donde se acumularon importantes espesores de Caliza de La Aquiana (rayado paralelo). Los domos (1, Caurel; 4, Aquiana; 5, Teleno) y las depresiones transversas (3, cubeta de Las Médulas) se debieron posiblemente a una cierta transcurrencia asociada al régimen extensional. El número 6 representa la cuenca previa a los sinclinales del Sil y Truchas, con los sentidos de transporte de elementos detríticos procedentes de de su margen septentrional (esencialmente cantos de caliza de origen local, incorporados a la Formación Rozadais). 7 y 9 corresponden a las áreas del actual flanco norte del sinclinal de Peñalba, por entonces un umbral en gran parte emergido y erosionado, donde la Caliza de La Aquiana (7) llega a depositarse localmente sobre el Grupo de Los Cabos (9). Por último, el número 8 representa un posible área de afloramiento y erosión de la falla meridional, que dio lugar al adelgazamiento o desaparición parcial de la cuarcita del Arenig a lo largo del flanco inverso del anticlinal del Piornal actual. Esquema reproducido de Martínez Catalán *et al.* (1992a: fig. 8).

Sección de Peñarrubia-Salas de la Ribera (Parada 8)

Corresponde al borde meridional del semigraben de Las Médulas y al flanco norte del sinclinal del Sil, cerca de su terminación periclinal oriental (Fig. 15).

La sección se sitúa entre los km 25-27 de la antigua carretera N-120 entre Ponferrada y O Barco de Valdeorras (Fig. 17). En una parada previa en el embalse de Peñarrubia, puede apreciarse el contacto basal de la Caliza de La Aquiana, que aquí se apoya directamente sobre las Pizarras de Luarca. En el anticlinal formado por esta última unidad, hemos localizado un yacimiento de graptolitos del Oretaniense inferior (*Expansograptus mancus*), aproximadamente 80 m por debajo de la Caliza, lo cual deja entrever una posible erosión de la formación pizarrosa, previa al depósito de las calizas, con un contacto netamente disconforme entre ambas unidades.

La Caliza de La Aquiana se presenta muy recristalizada en este corte; alcanza aquí una potencia mínima de 250 m y forma el pico de Portela del Cuerno, a más de 400 m de altura

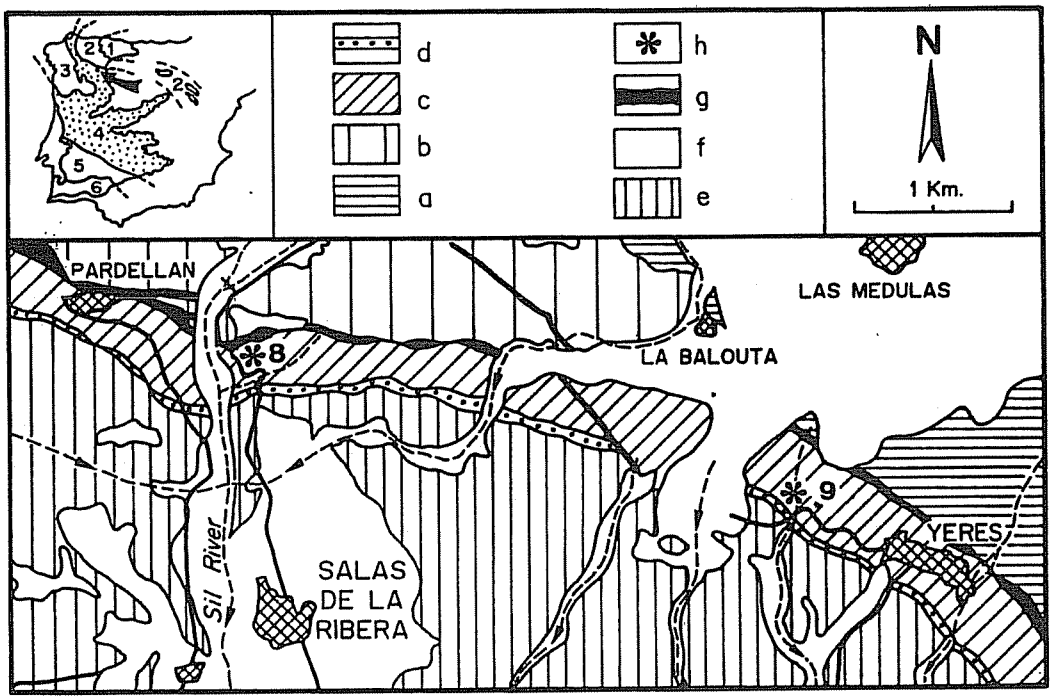


Figura 17.- Mapa geológico de detalle de un sector del flanco septentrional del sinclinal del Sil, al norte del Puente de Domingo Flórez (León). Los asteriscos indican la situación de las secciones de Salas de la Ribera (Parada 8, a la izquierda) y oeste de Yeres (Parada 9), sintetizadas en la Fig. 18. En el recuadro superior derecho se anota su posición en el marco de las divisiones del Macizo Hespérico. Unidades litoestratigráficas: a, Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio); b, Caliza de La Aquiana (Ashgill); c, Pizarras negras graptolíticas (Llandovery-

sobre la carretera. Los únicos fósiles encontrados son restos de pelmatozoos, entre ellos placas columnares identificadas como *Cyclocharax paucicrenellatus*, recogidos en los horizontes próximos al techo de la formación.

La parte superior de la Caliza de La Aquiana se encuentra normalmente (paleo)carstificada, y los rellenos cársticos tienen una naturaleza esencialmente limonítica a brechoide, habiéndose explotado en numerosos puntos de la región para la obtención de colorantes. Las así llamadas "minas de pintura" del vecino pueblo de Pardellán, en la orilla opuesta del río Sil, constituyen uno de los Puntos de Interés Geológico de Galicia (Duque *et al.*, 1983), tanto por la espectacularidad de sus galerías, como por el paisaje resultante del vaciado del karst. Este tipo de depósitos limonítico-terrosos constituye una capa-guía cartográfica, asociada a la base de la sucesión silúrica, dentro de los sinclinales del Sil y del Caurel-Peñalba, como han indicado los trabajos de Matte (1968), Dozy (1983) y la segunda edición del MAGNA 1:50.000 (Hojas 156, 157, 189, 190-192). El horizonte fue nombrado como "*nivel ferruginoso de Peites*", "*Valdevilla*" o "*Pardellán*" en las Hojas geológicas citadas, cuyos autores lo interpretan como un "hard ground" ferruginoso en la base de las pizarras negras silúricas, dado que su registro continúa lateralmente incluso en áreas donde no se depositó la Caliza de La Aquiana: otra alternativa sería suponer que ésta resultó completamente carstificada, quedando como testimonio el residuo pulverulento. En cualquier caso, actualmente no existen evidencias claras que permitan considerar al "nivel ferruginoso de Pardellán", como un auténtico paleokarst presilúrico, ligado en ese caso al descenso eustático global del Hirnantiense, a consecuencia del cual se registró la erosión parcial de la Caliza de la Aquiana depositada en torno a los domos del Caurel, Piornal y Teleno (Fig. 16). En muchas ocasiones, tales horizontes ferruginosos son múltiples, e intersectan oblicuamente la estratificación de diversas unidades ordovícicas, con-

centrándose el hierro liberado por la descomposición de los sulfuros presentes en muchas pizarras, tanto en diaclasas, como en planos de falla y contactos mecanizados.

En el corte de la Caliza de La Aquiana al pie del pueblo de Pardellán, en su misma ribera del río Sil, podemos divisar desde donde nos encontramos tres de estos "niveles ferruginosos": de ellos, dos se disponen oblicuamente en el interior de la caliza, en tanto que el tercero aflora en su contacto con el Silúrico. Este último podemos observarlo en detalle en el mismo corte de la carretera, donde existe un reconocimiento minero en los materiales limoníticoterrosos, sin que la superficie kárstica hollada en la caliza tenga tampoco un aspecto muy antiguo.

La sucesión silúrica (Fig. 18) se inicia con 180 m de pizarras negras masivas (Formación Llagarinos), que intercalan en su mitad inferior niveles tufíticos esporádicos de 10 a 40 cm de espesor. La base de la unidad se presenta muy tectonizada en esta sección, pero 2 km hacia el este contiene graptolitos del Telychiense tardío. Por lo tanto, la transgresión silúrica alcanzó este sector, contiguo al umbral de Peñalba, mucho más tardíamente que en otras áreas más meridionales al mismo, como la parte oriental y flanco sur del sinclinal del Sil, o bien el núcleo del sinclinal de Truchas. En todos estos puntos la base de la unidad contiene distintas asociaciones graptolíticas, de edades comprendidas entre el Rhuddaniense basal y el Aeroniense (Riemer, 1966; Gutiérrez-Marco y Robardet, 1991).

Entre los 85-105 m por encima del techo de la Caliza de La Aquiana, hemos registrado asociaciones sucesivas de graptolitos del Sheinwoodiense (Wenlock), atribuíbles a las Biozonas de *Monograptus belophorus, Cyrtograptus rigidus* y *C. ramosus-C. perneri*. Sigue un tramo de 6 m muy tectonizado, tras el cual existen nuevas pizarras graptolíticas que contrastan litológicamente con el conjunto anterior. Ello se manifiesta por su elevado contenido en sulfuros, que a veces se concentran en forma de nódulos piritosos en horizontes bien definidos, y por su mayor resalte morfológico, consecuencia de variaciones composicionales y texturales. Es posible que este cambio sedimentario esté relacionado con las alteraciones oceanográficas ligadas al Evento Lundgreni del Homeriense temprano, y que se manifiestan por cambios litológicos correlacionables en diversas secuencias mundiales (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996b, con referencias previas).

Los graptolitos más antiguos registrados en esta parte superior de la sucesión corresponden a especies oportunistas (*Pristiograptus parvus*) o bien a supervivientes (*P. dubius, Gothograptus nassa*) a la extinción masiva que da nombre al Evento Lundgreni, el más crítico de toda la historia evolutiva de los graptoloideos. Por encima de este horizonte, la diversidad taxonómica continúa siendo muy baja, apenas limitada a *Pristiograptus dubius* y *Colonograptus deubeli*, en asociación con *Colonograptus praedeubeli* (en la parte inferior del tramo) y *Colonograptus ludensis* (en la parte alta). Los materiales del Homeriense culminan con la Biozona de *C. ludensis*, reconocible por una asociación casi monoespecífica o a lo sumo acompañada por *P. dubius*.

El conjunto formado por las Biozonas de *C. deubeli-praedeubeli* y de *C. ludensis*, pese a su baja diversidad, es muy rico en fósiles de graptolitos. Tanto es así, que este yacimiento de Salas de la Ribera es conocido desde antiguo: tras su descubrimiento por Prado (1862), fue mencionado también por Monreal (1878) y otros autores ya en el presente siglo. Sus pizarras ferruginosas fosilíferas fueron explotadas en distintas épocas con fines ornamentales, y actualmente constituyen revestimientos interiores, por ejemplo, en numerosos espacios comunes y en todas las habitaciones del Hotel del Temple en Ponferrada (León).

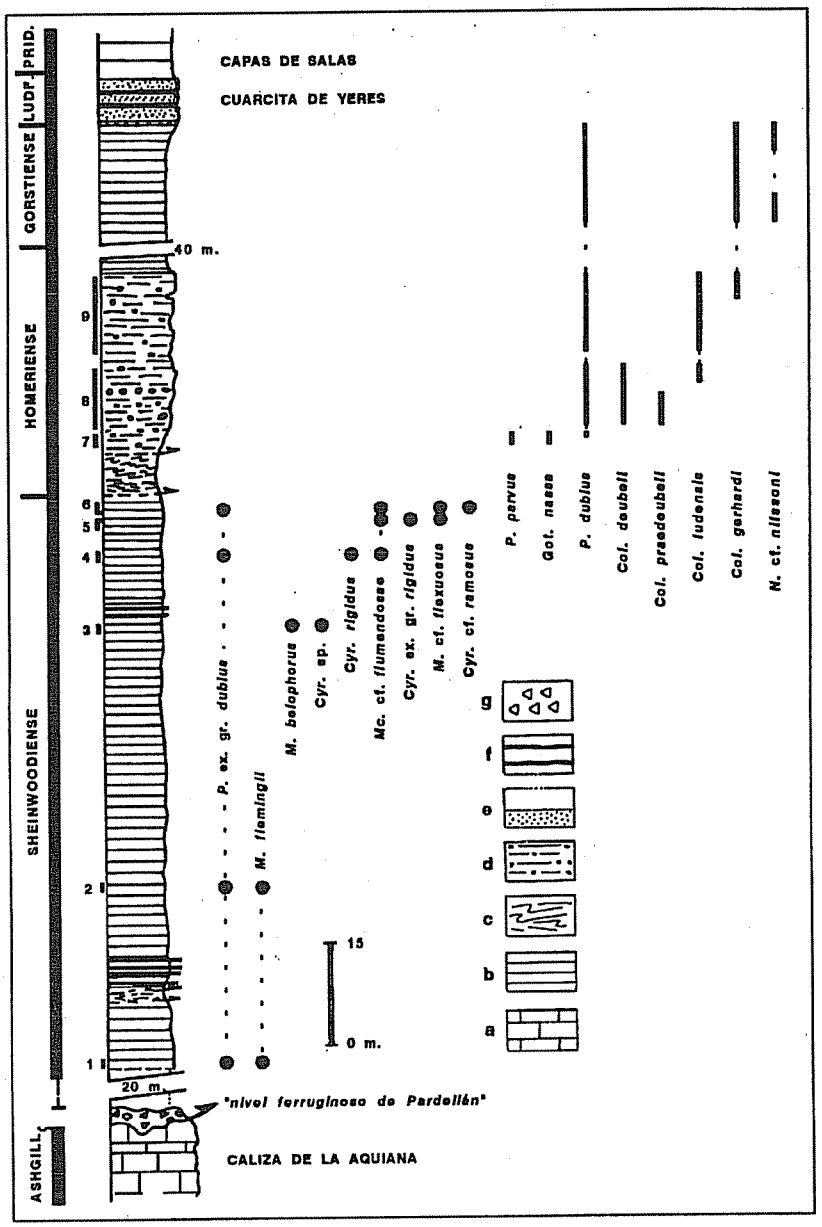


Figura 18.- Columna estratigráfica sintética de los materiales silúricos en el flanco norte del sinclinal del Sil, compuesta a partir de las secciones de Salas de la Ribera y Yeres (Fig. 15 y 17). Litologías: a, calizas; b, pizarras negras; c, tramos tectonizados en pizarras negras; d, limolitas con nódulos de sulfuros de hierro; e, areniscas y pizarras con cloritoide; f, horizontes tufíticos. Abreviaturas de géneros de graptolitos: M, *Monograptus*; P, *Pristiograptus*; Mc., *Monoclimacis*; N, *Neodiversograptus*; C, *Cyrtograptus*; Col., *Colonograptus*, Got., *Gothograptus*. Según Gutiérrez-Marco *et al.* (en preparación).

Además de los fósiles de graptolitos, las pizarras negras de la mitad inferior de la sucesión contienen restos dispersos de braquiópodos epiplanctónicos indeterminables (rinconeláceos). Los horizontes del Homeriense tardío incluyen por su parte, raros restos desarticulados de pterigótidos (euriptéridos). La distribución de los rabdosomas de graptolitos en el plano de sedimentación es enteramente aleatoria, y apenas existen evidencias de orientación por suaves corrientes de fondo, restringidas a horizontes concretos del Homeriense. El más singular es un nivel de concentración de sinrabdosomas de *Colonograptus deubeli*, que reviste un carácter único en el mundo, y donde estas supercolonias se presentan acumuladas a favor de exuvios

de euryptéridos varados en el fondo (Gutiérrez-Marco y Lenz, en prensa). La presencia de sinrabdosomas, abundantes planos con rabdosomas aislados orientados aleatoriamente, y formas mesopelágicas (*Cyrtograptus ramosus*), son argumentos que llevan a suponer un ambiente marino profundo en esta sección. Ello contrasta con sucesiones contemporáneas del Wenlock "iberotípicas" (= Zonas Cantábrica y Centroibérica meridional), donde la sedimentación reviste un carácter más somero, llegando a registrar interrupciones sedimentarias frecuentes, siempre en ambientes de plataforma interna.

Sección de Yeres (Parada 9)

El corte se realiza siguiendo un camino de tierra, 1 km al ONO de Yeres (Fig. 17). La sección contempla los dos tercios superiores de la Formación Llagarinos, la Cuarcita de Yeres típica (con intercalaciones de pizarras con cloritoide), y la parte basal de las Capas de Salas.

Desde el punto de vista paleontológico, nos centramos en la veintena de metros de pizarras negras infrayacentes a la Cuarcita de Yeres. Éstas contienen graptolitos y restos articulados de pelmatozoos planctónicos, atribuidos al Sheinwoodiense (Ludlow "inferior") en virtud de la asociación de *Neodiversograptus* cf. *nilssoni* (raro), *Colonograptus*? *gerhardi* (muy abundante) y *Pristiograptus* cf. *dubius* (frecuente). Muchos planos presentan rabdosomas orientados por corrientes, y se ha encontrado un único sinrabdosoma de *C.*? *gerhardi*.

Los horizontes equivalentes a la Cuarcita de Yeres, en la prolongación occidental del flanco norte del sinclinal, al oeste del río Sil, están formados por limolitas negras con pocas cuarcitas, y contienen diversos trilobites, braquiópodos y moluscos de netas afinidades bohémicas. La asociación fue correlacionada con la Biozona de *Prionopeltis archiaci* (Ludfordiense tardío), definida en la parte superior de la Formación Kopanina de la cuenca de Praga (Rábano *et al.*, 1993). A su vez, su presencia responde a un evento sedimentario en el norte de Gondwana (Evento Cardiola, Evento Kopanina Superior), con el que concluye el depósito de pizarras negras graptolíticas y da comienzo una sedimentación más variada, con características más someras y ricas en carbonatos.

Las Capas de Salas ilustran perfectamente los nuevos cambios paleoambientales, con faunas bentónicas o nectobentónicas más comunes, y sedimentos enriquecidos en silicatos alumínicos, a expensas de los cuales se verifica la formación y crecimiento diagenético del cloritoide, cuya abundancia y carácter estratoligado, resulta igualmente característico de esta unidad. Unos 50 m por encima de la base de la misma se encontraron recientemente graptolitos del Pridoli basal (*Neocolonograptus ultimus*: Piçarra *et al.*, en prensa), acompañados por trilobites, braquiópodos y abundantes restos desarticulados de escifocrinoides (*Scyphocrinus* sp., entre otros).

Sección de La Barosa (Parada 10)

El afloramiento corresponde al flanco meridional y núcleo del sinclinal del Caurel-Peñalba (Fig. 15). La sucesión está ligeramente invertida, y mirando hacia el sur destaca la pared rocosa formada por el techo de la Caliza de La Aquiana. Sobre ella se apoyan las pizarras negras graptolíticas (corte externo al revestimiento del túnel), que se continúan con piza-

rras con cloritoide ricas en nódulos centi- a decimétricos (diámetro máximo: 60 cm.), de naturaleza silícea o dolomítica, algunos de ellos con núcleo septarizado. En los nódulos de la colada de barro contigua a la carretera, pueden encontrarse restos de ortocerátidos, bivalvos (*Cardiolinka* sp.) y algunos cálices de crinoideos. Este nivel corresponde al Prídoli.

La parte superior de la formación de pizarras se va enriqueciendo progresivamente en gruesos cristales de cloritoide, que obliteran fósiles y estructuras sedimentarias, al tiempo que cerca de su techo aparecen las primeras intercalaciones arenosas y calcáreas con fósiles del Devónico inferior: este último tramo corresponde a las "capas de transición", diferenciadas por Rabu (1977), entre los miembros Portela (pizarras con cloritoide) y Carucedo (calizas) de su "formación de Peñalba", una unidad compresiva silúrico-devónica. Se trata de lumaquelas de braquiópodos, dominadas numéricamente por órtidos, junto a escasos espiriféridos y raros fragmentos de trilobites facópidos. Sobre las alternancias se sitúa una unidad propiamente calcárea, que constituye el núcleo Devónico del sinclinal del Caurel-Peñalba. Los fósiles son abundantes, y han sido citados en el presente corte por Drot y Matte (1967), Matte (1968), Rabu (1977), Abril *et al.* (1982) y Truyols-Massoni (1986). El último trabajo establece la presencia de horizontes del Praguiense con *Novakia acuaria* (dacrioconárido). Otros grupos representados son los braquiópodos, crinoideos, tabulados y raros bivalvos.

Como ya indicamos, la base de la unidad calcárea ofrece un tránsito gradual con las pizarras con cloritoide infrayacentes. Esta alternancia en bancos de calizas y pizarras, presenta un aspecto inmejorable para la obtención de conodontos devónicos, hasta la fecha no investigados en ningún afloramiento de la región. Con este fin examinaremos el nuevo corte de la carretera al norte de la gasolinera de La Barosa (km 435,150 de la N-120), donde se propone realizar un pequeño muestreo de prueba, a cargo de los especialistas interesados.

Gran pliegue acostado del Caurel (Parada 11)

La observación se realiza entre los kilómetros 8 y 11 de la carretera entre Quiroga y Folgoso do Courel (Fig. 19), con paradas para fines fotográficos a la altura de la desviación de Campodola (km 9-9,5). Se trata de un gran sinclinal acostado hacia el norte (Fig. 20), prácticamente isoclinal, con plano axial subhorizontal; su semilongitud de onda es aproximadamente de 1 km y el flanco inverso alcanza entre 8 y 9 km de desarrollo. El perfil parabólico se encuentra definido por los resaltes formados por las cuarcitas del Arenig, que constituyen roquedos de tonos claros (Penas das Franzas), en tanto que las zonas oscuras del núcleo, cubiertas de vegetación, corresponden a las Pizarras de Luarca del Ordovícico Medio, engrosadas en el sector de la charnela debido a su menor competencia. Esta espectacular estructura se encuentra catalogada como Punto de Interés Geológico de Galicia (Duque *et al.*, 1983). Por encima del flanco inverso del sinclinal del Caurel, debería situarse en este corte el flanco normal del anticlinal del Piornal, desaparecido localmente por erosión, pero cuyas raíces se sitúan unos km más al sur (Matte, 1968).

El conjunto orográfico de la Sierra del Caurel (= Serra do Courel) está nucleado en torno a estos dos grandes pliegues acostados, el anticlinal del Piornal y el sinclinal del Caurel, que a su vez se superponen tectónicamente al anticlinorio de Sarria, perteneciente al Manto de Mondoñedo. De acuerdo con los autores que han estudiado la región (Matte, 1968; Martínez Catalán, 1985), y en especial con la interpretación más actualizada de Martínez Catalán *et al.*

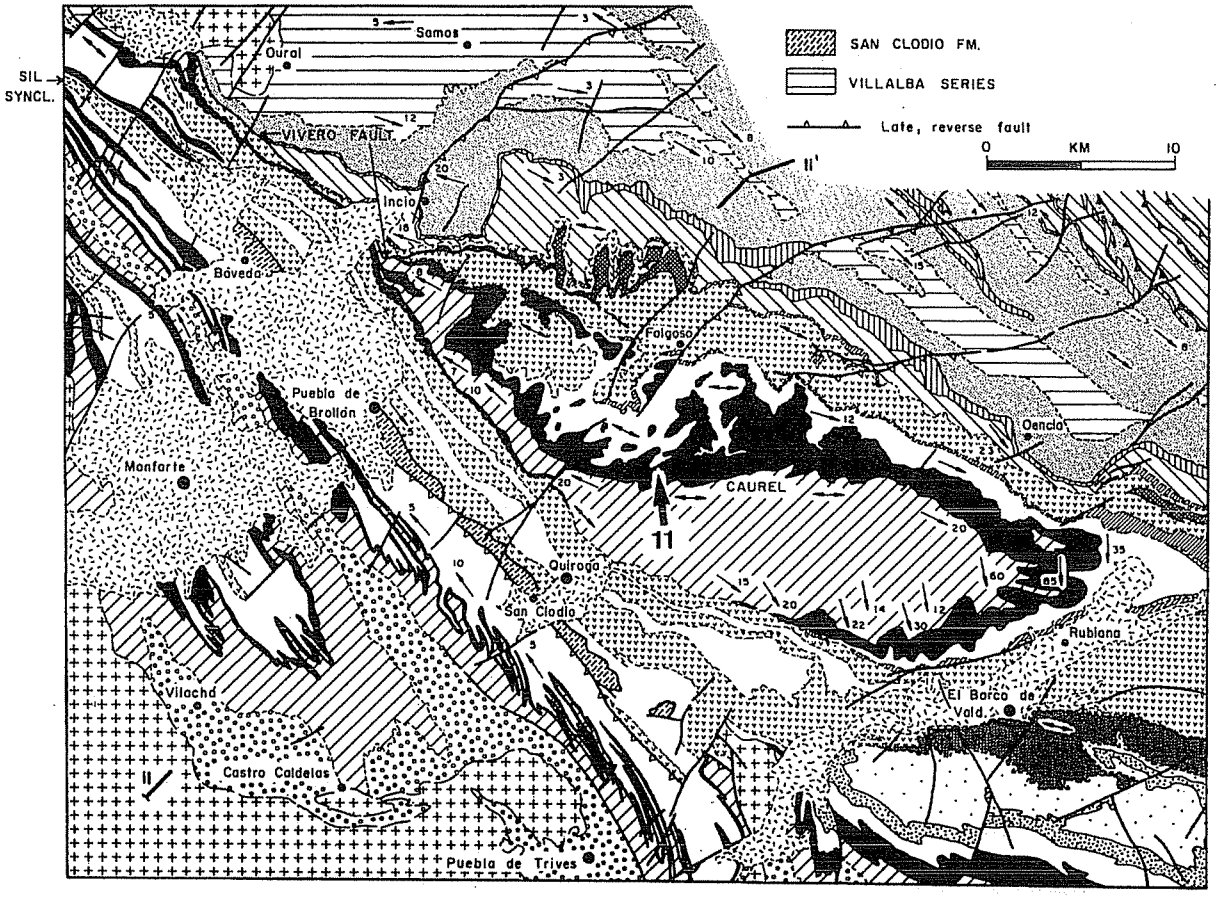


Figura 19.- Esquema geológico de la región del Caurel y valle del Sil, indicando la situación de la parada 11. Además de la extremidad occidental del sinclinal del Caurel-Peñalba (con núcleo siluro-devónico al N de Folgoso y S de Oencia), se reconoce el anticlinal del Piornal en toda su extensión (dibujado por la cuarcita del Arenig -en negro- y sus formación de base -rayado oblicuo izquierdo-), y también los sinclinales de Monforte (al SO) y del Sil (Bóveda-Quiroga-El Barco). Leyenda litoestratigráfica como en la Fig. 15; base cartográfica reproducida de la fig. 3 de Martínez Catalán *et al.* (1992a).

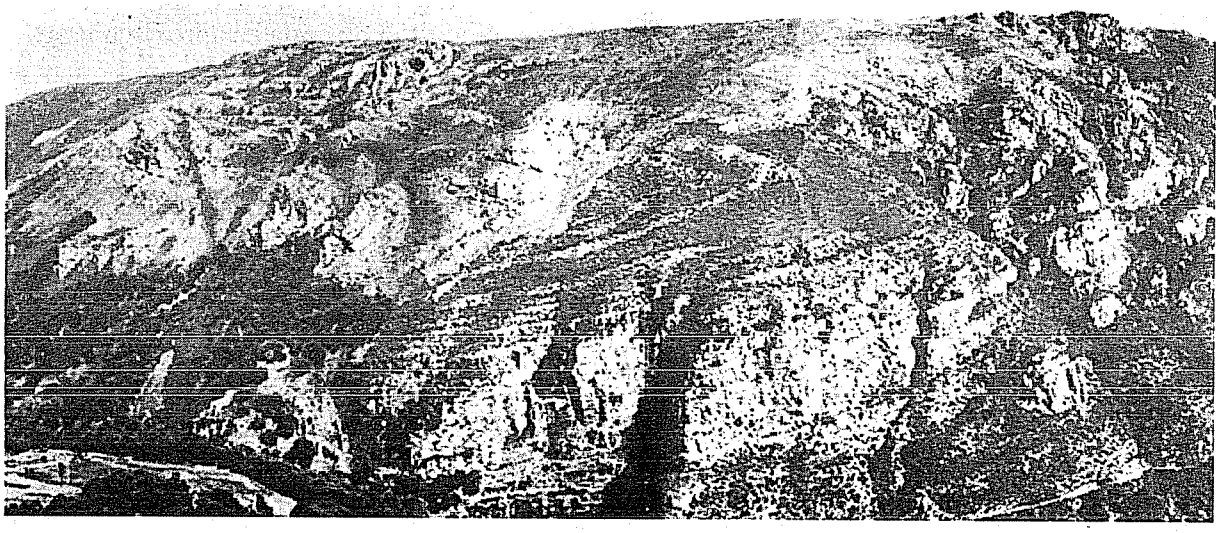


Figura 20.- Panorámica del gran sinclinal acostado del Caurel, tomada al este del km 9-9,5 de la carretera entre Quiroga y Folgoso do Courel (Lugo).

(1992a), el anticlinal del Piornal se originó por el mismo proceso de inversión tectónica que dio lugar al anticlinal del Teleno, según el cual las fallas activas durante la sedimentación ordovícico-silúrica en un régimen extensional, generaron al invertirse un anticlinal en rampa con vergencia hacia el N-NE (Fig. 21). Tras cesar la inversión tectónica, los pliegues fueron aplastados y sufrieron cizallamiento, un proceso acusado con mucha mayor intensidad por la región NO (anticlinal del Piornal-sinclinal del Caurel) que en su prolongación hacia el SE (anticlinal del Teleno-sinclinal de Peñalba), por disminución del gradiente de los esfuerzos de cizalla en el mismo sentido. Ambos procesos se atribuyen a la primera fase de deformación hercínica (D1). Las fases posteriores D2 y D3 apenas modificaron la geometría de estos grandes pliegues tumbados (Martínez Catalán *et al.*, 1992a).

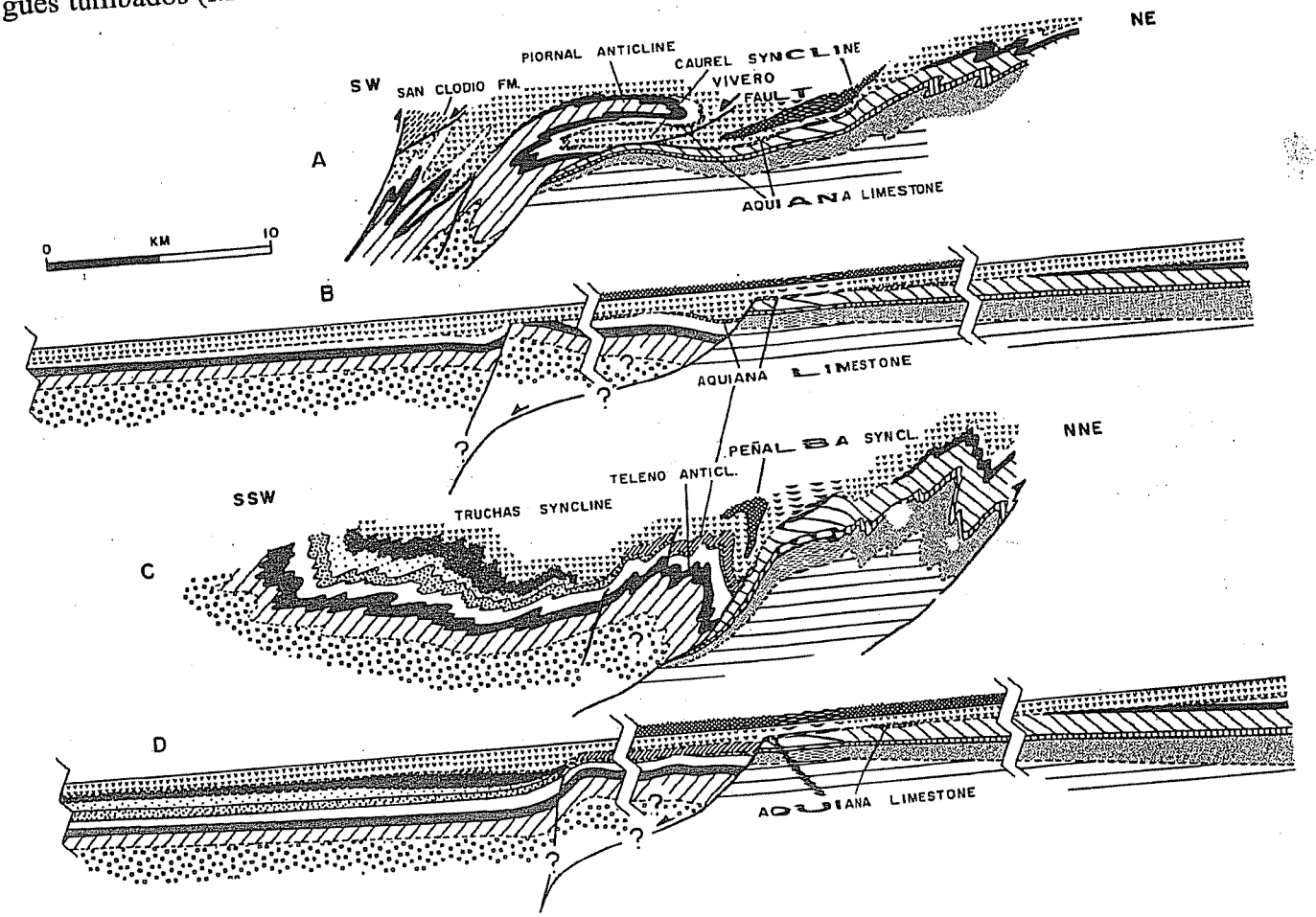


Figura 21.- Esquema paleogeográfico y estructural del límite entre las Zonas Centroibérica (a la izquierda) y Asturoccidental-leonesa (a la derecha), en dos secciones transversas al sinclinal del Caurel-Peñalba. Puede observarse la existencia de un sistema de fallas activas durante la sedimentación ordovícico-silúrica, que condicionó el área de depósito de las distintas unidades (Cuarcita Armoricana en negro, Caliza de La Aquiana en rayado oblicuo denso, materiales silúricos con trama "en v"). Tras el proceso de inversión tectónica de la falla lístrica principal, el aplastamiento y cizallamiento de los pliegues fue mayor en el noroeste (Sierra del Caurel: A-B), que en el sureste (área del Teleno: C-D). Reproducido de Martínez Catalán *et al.* (1992a: fig. 7).

Bibliografía

Abril Hurtado, J., Pliego Dones, D. y Rubio Navas, J. 1982. *Memoria explicativa de la Hoja nº 191 (Silván) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie MAGNA).* Instituto Geológico y Minero de España, 56 pág.

Barros Lorenzo, J.C. 1989. Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco sur del Sinclinorio de Truchas (Ourense-León, NW de España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **14**, 93-116.

Dozy, J.J. 1983. The Geology of the region to the Southeast of Lugo (N.W. Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **52**, 513-524.

Drot, J. y Matte, P. 1967. Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (N.W. de España). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **93**, 87-92.

Duque Lucas, L.C., Elizaga Muñoz, E. y Vidal Romaní, J.R. 1983. *Puntos de Interés Geológico de Galicia-Instituto Geológico y Minero de España*, 136 pág.

Gutiérrez-Marco, J.C. y Lenz, A.C. En prensa. Graptolite synrhabdosomes: biological or taphonomic entities?. *Paleobiology.*

Gutiérrez-Marco, J.C. y Robardet, M. 1991. Découverte de la zone à *Parakidograptus acuminatus* (base du Llandovery) dans le Silurien du Synclinorium de Truchas (Zone asturo-léonaise, Nord-Ouest de l'Espagne): conséquences stratigraphiques et paléogéographiques au passage Ordovicien-Silurien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* [2], **312**, 729-734.

Gutiérrez-Marco, J.C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I. y Arias, D. 1996. Equinodermos ordovícicos del noroeste de España. *In* Palacios, T. y Gozalo, R. (eds): *Comunicaciones XII Jornadas de Paleontología*, Badajoz (ISBN 84-7723-262-8), 67-69.

Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C., Robardet, M. y Piçarra, J.M. 1996. Wenlock-Ludlow graptolite biostratigraphy and extinction: a reassessment from the southwestern Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**, 656-663.

Hacar Rodríguez, M.P. 1990. *Investigación de pizarras en la reserva estatal "Sinclinal de Truchas" (León).* Memoria (con la colaboración de V. Rubio Úbeda, P. Villar Alonso, M. Castaño Menéndez y J.C. Barros Lorenzo). Informe interno, Instituto Tecnológico Geominero de España, 1-96 (inéd.).

Hernández Sampelayo, P. 1922. Criaderos de Mineral de Hierro de España. Tomo IV, Hierros de Galicia, tomo I. *Memorias del Instituto Geológico de España*, **30**, 1-483.

Martínez Catalán, J.R. 1985. Estratigrafía y estructura del domo de lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 2ª Serie **2**, 1-291.

Martínez Catalán, J.R., Hacar Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaún, A. y González Lodeiro, F. 1992a. Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, **81** (2), 545-560.

Martínez Catalán, J.R., Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Pulgar, J.A. y Marcos, A. 1992b. La Zona Asturoccidental-Leonesa: estructura. *In* J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 463-468.

Matte, Ph. 1968. La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue de Géologie Alpine*, 44, 152-270.

Monreal, L.N. 1878. Datos geológicos acerca de la provincia de León, recogidos durante la campaña de 1877 a 1878. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **5**, 201-207

Pérez-Estáun, A. 1978. Estratigrafía y estructura de la Rama S. de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, **92**, 1-151.

Pérez-Estaún, A., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Bastida, F. y Pulgar, J.A. 1992. Estratigrafía de la Zona Asturoccidental-leonesa. *In* J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 453-461.

Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C. y Robardet, M. En prensa. Prídoli graptolites from the Iberian Peninsula: a review of previous data and new records. *Canadian Journal of Earth Sciences,*

Prado, C.de 1862. *Breve reseña geológica de la provincia de Avila y de la parte occidental de la de León.* Imprenta Nacional, 14 p.

Rábano, I., Gutiérrez Marco, J.C. y Robardet, M. 1993. Upper Silurian trilobites of Bohemian affinities from the West Asturian-Leonese Zone (NW Spain). *Geobios*, **26**, 361-376.

Rabu, 1977. *Le Paléozoïque du Bierzo (prov. de León- NW Espagne): Stratigraphie, Structure, Métallogénie.* Thèse du 3e cycle, Université de Rennes.

Riemer, W. 1966. Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **81**, 7-20.

Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C. y Robardet, M. En prensa. Conodontos ordovícicos del noroeste de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España.*

Truyols-Massoni, M. 1986. *Nowakia acuaria* (Praguiense, Devónico inferior) de la Zona Asturoccidental-leonesa (NO de España). *Breviora Geologica Asturica*, **27**, 12-16.

Zeitz, U. y Nollau, G. 1984. Ordoviz und Silur im Sil-Synclinorium südlich Ponferrada (Provinz León), NW-Spanien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **135**, 211-222.

Excursión A:

Paleontología de las cuencas terciarias de As Pontes y Roupar (A Coruña)

PALEONTOLOGIA DE LAS CUENCAS TERCIARIAS DE AS PONTES Y ROUPAR (A CORUÑA)

Introducción geológica

A. Sáez[1], M. Alonso[2], M. Sánchez[2], Ll. Cabrera[1], B. Ferrús[1] & A. Huerta[1]

[1] Universitat de Barcelona. Dep. Geologia Dinamica, G. i P. Campus de Pedralbes. 08028-Barcelona.

[2] ENDESA. Mina de Puentes de García Rodríguez. Sección Geología. As Pontes (A Coruña).

Las cuencas terciarias gallegas

Del conjunto de cuencas terciarias existentes en Galicia, algunas de ellas se agrupan en dos corredores de fallas direccionales con orientación NW-SE (Bacelar *et al.*, 1988, Santanach *et al.* 1988; Santanach, 1994). La cuenca de As Pontes de García Rodríguez es la más conocida de todas gracias a su explotación minera y se sitúa, junto con la de Roupar, en el corredor más septentrional de los dos reconocidos (Figs. 1 y 2).

La Cuenca de As Pontes

Características generales

La cuenca de As Pontes es elongada con una orientación NW-SE y unas dimensiones máximas de 7 km por 2,5 km (Fig. 3).El sustrato y los márgenes de la cuenca están integrados por materiales precámbricos y paleozoicos, estructurados y metamorfizados durante la orogenia hercínica. La cuenca es asimétrica y ha sido estructurada en dos cubetas, separadas por un umbral (Figs. 3 y 4). Mientras que los márgenes septentrionales están delimitados por estructuras tectónicas contractivas, los meridionales lo están por el contacto discordante entre el sustrato y la base del relleno cenozoico.

Estructura de la cuenca

La franja de fracturación NW-SE en la que se generó durante el Terciario la cuenca de As Pontes es una zona transcurrente dextrógira compleja (fig. 2). La deformación de la estructura hercínica preexistente del sustrato muestra como el margen norte de la cuenca cenozoica esta definido por una falla direccional NW-SE. Esta falla tiene un salto en dirección de algo menos de un kilómetro y muestra dos inflexiones contractivas (Santanach *et al.* 1988).

En detalle, el margen norte de la cuenca lo constituye el frente de un sistema de escamas cabalgantes, de dirección E-W (fig. 3). Este sistema se inflexiona y verticaliza, adoptando una dirección NNW-SSE. Los cabalgamientos buzan al N, son casi horizontales en la cubeta W y mas verticalizados en la cubeta E, mostrando en el Terciario saltos entre 100 y 800 m.

La cubeta W está limitada al E por una importante falla normal de dirección N-S y con unos 200 m de salto. El umbral que separa ambas cubetas queda definido por la confluencia de ésta falla normal y el sistema de cabalgamientos (fig. 3).

Estratigrafía del relleno cenozoico

La potencia de la sucesión sedimentaria cenozoica que rellena la cuenca varía según los distintos sectores. Es máxima (unos 400 m) en los sectores septentrionales, tectónicamente más activos, y disminuye hacia los márgenes meridionales a la vez que solapa el sustrato de la cuenca (Fig. 4).

El dispositivo sedimentario que relleno la cuenca estaba integrado por sistemas aluviales de pequeñas dimensiones, cuyas áreas fuente estaban situadas sobre todo al norte y este del margen septentrional de la cuenca. En sus zonas proximales, estos dispositivos eran conglomeráticos y arenosos, más desarrollados en la cubeta oriental. En las zonas terminales de

los sistemas aluviales se desarrollaron zonas lacustres profundas a someras y palustres generando una amplia variedad de depósitos incluidos los niveles de lignito. Los sistemas aluviales experimentaron repetidas fases de expansión y retracción, lo que provocó que las zonas de deposición lacustre-palustre variaran sensiblemente de extensión y ubicación a lo largo de la evolución de la cuenca y que desaparecieran repetidamente.

El relleno sedimentario de la cuenca se inició con unos delgados y discontinuos niveles de brechas. Sobre estos materiales se dispone el resto del relleno de la cuenca, que se subdivide en cuatro grandes unidades definidas a partir del criterio del desarrollo relativo de las facies aluviales, lacustres y de lignito (Fig. 3):

Unidad 1:

En la *cubeta occidental* tiene 120 m de potencia máxima. Está integrada por una sucesión inferior de lutitas lacustres verdes que alternan o incluyen areniscas. Muestran acumulaciones bioclásticas de gasterópodos limnicos (Planorbidae, Hidrobiidae), bivalvos, ostrácodos y carófitas. Estas facies terrígenas inferiores alternan hacia arriba con capas de lignito hasta quedar cubiertas por uno de los dos paquetes de lignito principales de la mina (paquete "H"). Este lignito muestra características de sedimentación lacustre. Los lignitos incluyen restos de troncos silicificados, muchas veces alineados en niveles y nunca en posición de vida. Frecuentemente en el carbón se reconocen finas láminas en las que se concentran espículas de esponja y capas de lutitas intercaladas con fósiles de gasterópodos limnicos (Hidrobia, Lymnaea y Planorbidae). Además, en el lignito se han encontrado restos de cocodrilos (Alligatorinae) y tortugas, junto a semillas de plantas acuáticas (Cabrera *et al.* 1994) y restos de peces de agua dulce y de mamíferos; estos ultimos característicos del Oligoceno superior (López Martínez *et al*, 1993).

En la *cubeta oriental* alcanza una potencia similar. En su base registra un tramo aluvial de lutitas arenosas verde-grisaceas. Siguen unas lutitas verdes, lacustres y cíclicas que contienen arcillas magnésicas neoformadas y niveles de arcillas carbonatadas y carbonatos con gasterópodos limnicos incluyendo Potamides y bivalvos (Brell y Doval, 1979; López Martínez *et al.* 1993; Sáez y Cabrera, 1994). Encima de este tramo lacustre se registran unos pocos metros de laminitas lacustres de arcilla-carbonato con calcita magnesiana (Sáez y Cabrera, 1994). Estas laminitas contienen espículas de esponja y cistos de crisofitas en sus términos arcillosos y restos de diatomeas y gasterópodos límnicos en los términos carbonatados.

Unidad 2:

Alcanza una máxima potencia de 100 en la cubeta oriental y de 120 m en al cubeta occidental en el margen norte de la cuenca. En las dos cubetas el registro sedimentario es similar y está formado por secuencias en las que alternan niveles métricos de facies aluviales de lutitas y areniscas lenticulares con niveles de lignito de espesor métrico. No se han observado en los depósitos de este tramo facies lacustres tan bien desarrolladas como en la unidad anterior. Los materiales más altos de esta unidad iniciaron el solapamiento del alto estructural que separa las cubetas oriental y occidental. El contenido fosilífero consiste exclusivamente en restos de paleoflora y palinomorfos.

Unidad 3

Tiene mas de 60 m de potencia en ambas cubetas. Esta constituida exclusivamente por lutitas, areniscas arcósicas y conglomerados grises y blanquecinos. Las areniscas forman cuerpos lenticulares de base erosiva encajada, de hasta algunos metros de potencia y extensión lateral decamétrica, registrando procesos de relleno de canal por acreción vertical. No se registran facies lacustres ni carbonosas ni tampoco restos fósiles. Los depósitos de esta unidad prácticamente solaparon todo el alto estructural que separa las dos cubetas.

Unidad 4

Alcanza un máximo espesor de 180 m en la cubeta occidental y unos 140 m en la oriental. En las dos cubetas esta unidad muestra rasgos similares y está formado por secuencias métricas

a decamétricas en las que alternan facies aluviales de lutitas y areniscas lenticulares con niveles de lignito de espesor decamétrico a métrico. La parte baja de esta unidad incluye los niveles de carbón más potentes, destacando el paquete "Beta" con 30-40 m de potencia. En la parte alta de la unidad las facies aluviales se vuelven progresivamente dominantes, decreciendo la potencia y extensión lateral de los niveles de lignito hasta desaparecer.

No se encuentran restos de fauna en esta unidad. Los datos palinológicos recogidos en los niveles de carbón de esta unidad indican condiciones paleoclimáticas tropicales-subtropicales, cálidas y húmedas (Medus, 1965 a,b; Baltuille *et al.* 1990; Baltuille *et al.* 1992).y la existencia de numerosas plantas características de ambiente de pantano y "marsh". Sin embargo, también se registraron un gran cantidad de polen de coníferas, interpretado por Medus, 1965 a,b como el comienzo de un cambio hacia condiciones de clima más templado o seco.

Edad del relleno terciario de la cuenca

La edad de los materiales cenozoicos que rellenan la cubeta de As Pontes se ha establecido correlacionando las magnetozonas establecidas en la sucesión completa (Huerta 1995) con los datos biocronoestratigráficos procedentes del yacimiento de mamíferos fósiles localizado cerca de la base de la unidad I (López Martínez *et al.*, 1983).

La presencia en el yacimiento de *Issiodoromys cf. minor* (MP 25-26) permite atribuir la magnetozona más antigua registrada en la cuenca al cron 10r (28.7 Ma) y la más moderna al 6An (22.5 Ma) (Huerta *et al.*, 1996). De esta manera, se puede decir que el registro sedimentario preservado en la cuenca de As Pontes abarca el límite del Stampiense-Chattiense, el Oligoceno superior(Chattiense) y parte del Mioceno inferior (Aquitaniense inferior), con una duración de 6.2 a 6.7 Ma (Huerta *et al* 1996). La falta de unos 60 m de registro sedimentario en la parte alta de la sucesión, debido a la erosión postdeposicional, lleva a pensar que la sedimentación en la cuenca pudo llegar fácilmente hasta el límite Aquitaniense-Burdigaliense (Huerta *et al* 1996).

La Cuenca de Roupar

La cuenca de Roupar se encuentra en el mismo corredor de fallas que la cuenca de As Pontes al sur de ésta (fig. 2). Es interpretable como una cuenca de estructura compleja dividida en varias subcubetas, adosada a la falla de desgarre dextrógiro principal (Santanach *et al.*, 1988).

El registro sedimentario alcanza en sondeo los 64 m de potencia. En esta cuenca sólo se ha señalado la presencia de depósitos de arcillas verdes con fósiles de moluscos ("Potamides") de gran talla (IGME, 1979-84).

Bibliografía

Bacelar, J.; Alonso, M.; Kaiser, C.; Sanchez, M.; Cabrera, L.; Sáez, A.; Santanach, P. (1988): La Cuenca Terciaria de As Pontes (Galicia): su desarrollo asociado a inflexiones contractivas de una falla direccional. *II Congr. Geologico de España. Simposios*: 113 -121.

Bacelar, J.; Cabrera, L.; Ferrús, B; Sáez, A. & Santanach, P. (1992). Control tectónico sobre la acumulación de lignitos de la cuenca terciaria de As Pontes (La Coruña), NW de España. Salamanca: *VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios* t.2: 227-238

Baltuille, J.M., Becker, P.J.D., Benda, L. & Calzaga, .I. (1992). A contribution to the subdivision of the Neogene in Spain using palynology. *Newsletters on Stratigraphy*, **27:** 41-57.

Brell, J.M. & Doval, M. (1979): Relaciones entre los sedimentos neógenos de Galicia y las alteraciones de sus substrato. Interpretación paleoclimática. *Acta Geol. Hipánica,* **14:** 190-194.

Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., Santanach, P., & Bacelar, J. (1996). Onshore cenozoic strike-slip basins in NW Spain. In P. Friend & C. Dabrio (Eds.), *Spanish Tertiary Basins,* pp. 247-253. Cambridge University Press.

Cabrera, L., Hagemann, H.W., Pickel, W., & Sáez, A. (1994). Lacustrine to telmatic evolutionary of the Cenozoic As Pontes Basin (Nw, Spain): Significance of the petrology and geochemistry of its coals. *14 th International Sedimentological Congress I A S, Abstracts,* 53-3

Cabrera, L., Hagemann, H.W., Pickel, W., & Sáez, A. (1995). The coal bearing cenozoic As Pontes Basin (NW Spain): Geological influence on its coal's characteristics. *International Journal of Coal Geology,* **27:**201-226.

Cabrera, L., Jung, W., Kirchner, M., & Sáez, A. (1994). Crocodilian and Paleobotanical findings from tertiary lignites of As Pontes Basin (Galicia, N.W. Spain). *Courier Frosh -Inst Senckenberg,* **173:**153-165.

Ferrús, B. (1994): Estructura de la cuenca de As Pontes. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe,* **19:** 73-89

Huerta, A (1995): *Magnetocronología de las sucesiones cenozoicas de la Cuenca de As Pontes (La Coruña, NW de España).* Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, 151 pp.

Huerta, A., Parés, J.M., Cabrera, L., Ferrús, B., & Sáez, A. (1996): Datación magnetoestratigráfica de la cuenca terciaria de As Pontes (Galicia, NW de España). *Geogaceta,* **20**: 1021-1024.

IGME (1979-1984): Proyecto para la investigación de lignito en la región de Galicia. Fases I-III (inédito):

López Martinez, N.; Fernandez Marrón, M.T.; Pelaez Campomanes, P. & De la Peña Zarzuelo, A. (1993): Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España,* **6** (3-4): 19-28.

Nonn, H. (1966). *Les regions cotieres de la Galice (Espagne); etude geomorphologique de la Galicie (Espagne).* Publ. Fac Letr. Univ. Strasbourg. Found. Bauling, **3**:591 pgs.

Sáez, A., & Cabrera, L. (1994). Sedimentación lacustre en la cuenca cenozoica de As Pontes (A Coruña). *Geogaceta,* **27:** 59-62.

Santanach, P. (1994): Las Cuencas Terciartias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe,* **19:** 57-71.

Santanach, P.; Baltuille, J.; Cabrera, L., Monge, A., Sáez, A. and Vidal-Romaní, J. (1988): Cuencas Terciarias gallegas ralcionadas con corredores de fallas direccionales. *Congreso Geológico de España. Simposios,* 123 -133.

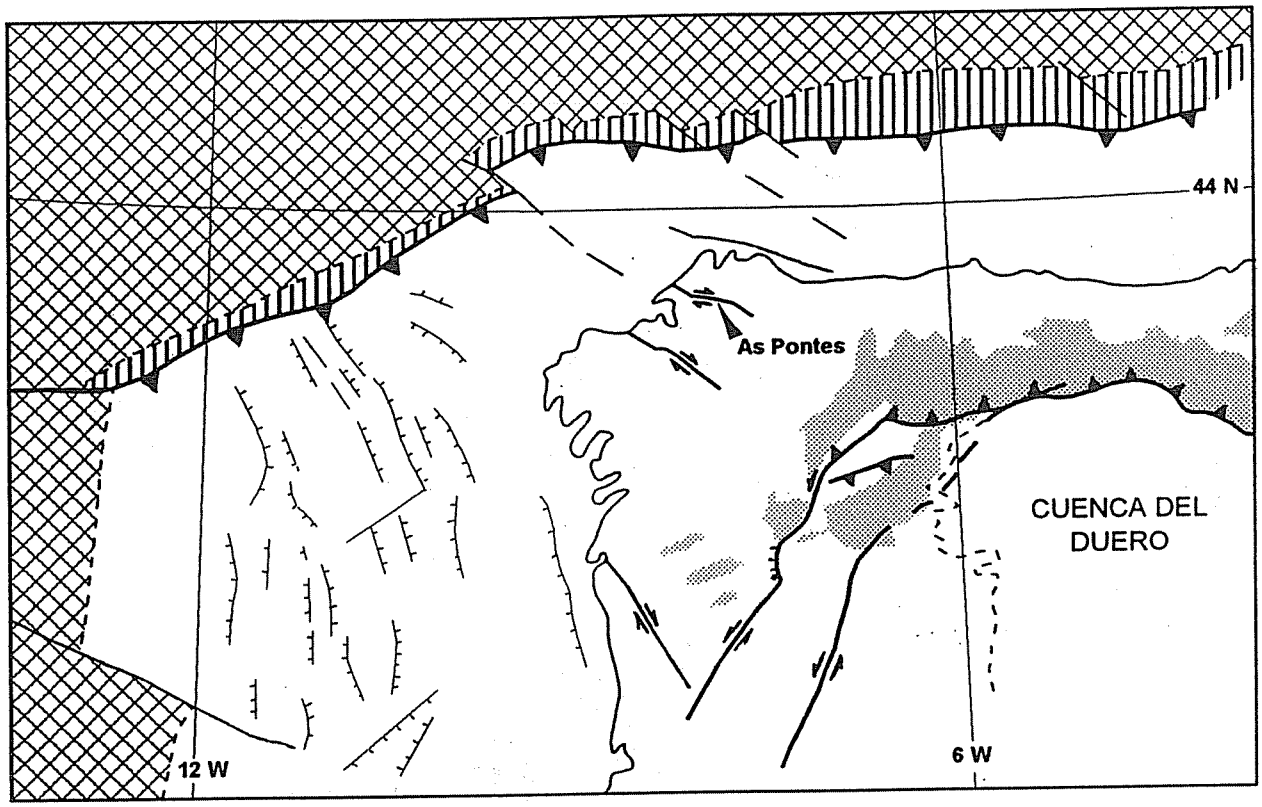


Figura 1.- Esquema de las grandes unidades estructurales en las que se enmarcan las cuencas terciarias del NW de la península Ibérica. A) El orógeno pirenaico en el límite entre las placas Europea e Ibérica. B) La placa europea está representada por la corteza oceánica del golfo de Vizacaya (cuadriculado). Justo al norte del límite de placas, representado por el frente de subducción, se encuentra el prisma de acreción (rayado oblicuo). En la placa Ibérica, de W a E se distingue corteza oceánica (cuadriculado), corteza continental adelgazada con fallas normales N-S heredada del rifting del Jurásico y Cretácico inferior (punteado), y corteza continental normal (blanco) en la que se han indicado las principales estructuras pirenaicas (cabalgamientos y fallas direccionales), las zonas con altitudes superiores a los 1000 m sobre el nivel del mar (rayado vertical) y el límite (línea discontinua) occidental del Terciario de la cuenca del Duero (CD). (Santanach, 1994)

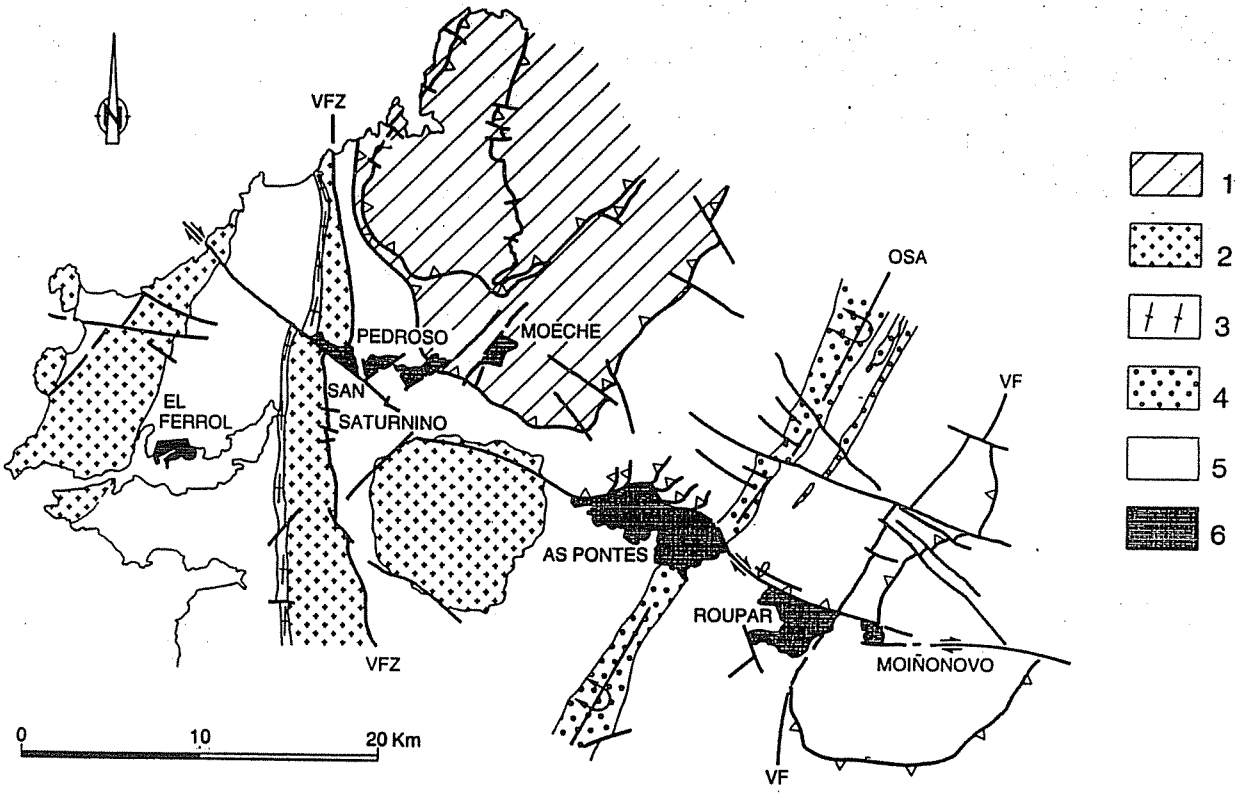


Figura 2.-. Esquema estructural del corredor de fallas transcurrentes de Pedroso-As Pontes-Roupar-Moiñonovo y sus cuencas asociadas. Estas cuencas están asociadas a la existencia de diferentes tipos de terminación y relevo de las fallas: terminación contractiva (área de Pedroso), inflexión contractiva (cuencas de As Pontes y Roupar), relevo extensivo (Moiñonovo). 1) Basamento precámbrico-paleozoico, 2) Granitos, 3) Gneis, 4) Precámbricos en facies "Ollo de Sapo", 5) Metasedimentos paleozoicos, 6) Cuencas Terciarias; VFZ: Zona de Falla de Valdoviño, OSA: Antiforme de Ollo de Sapo y VF: Falla de Viveiro (modificado de Bacelar *et al.*, 1992).

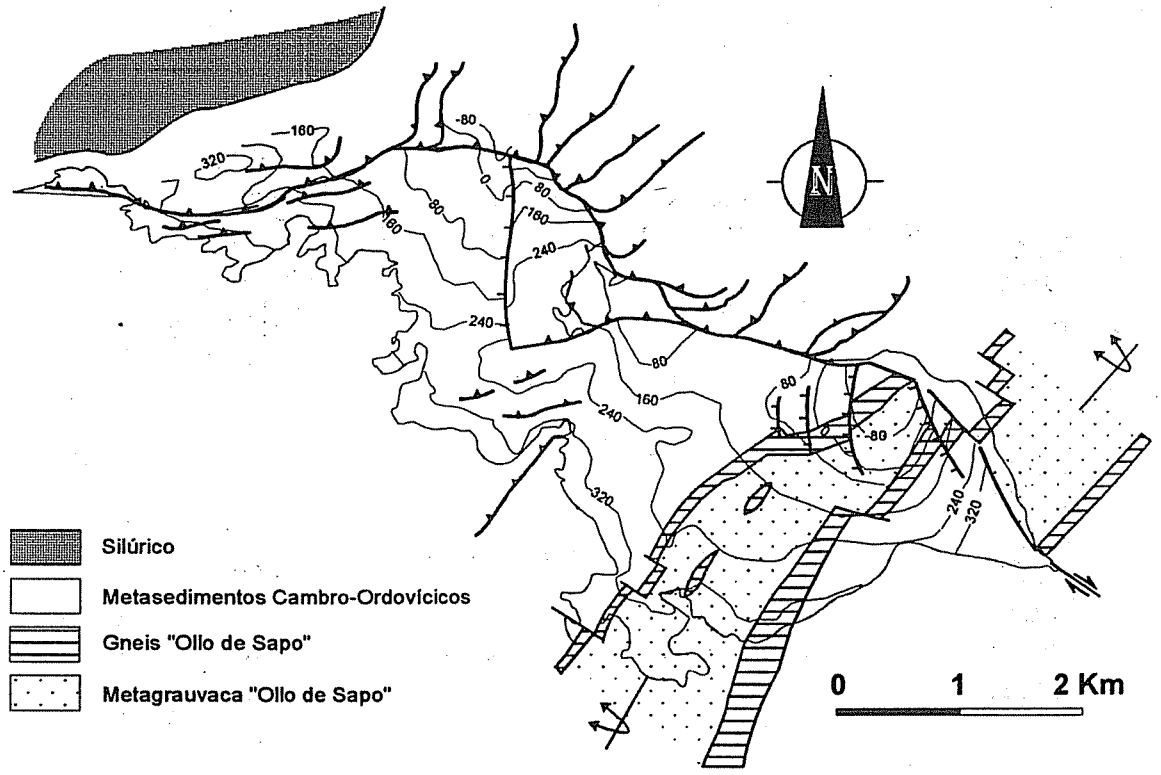


Figura 3.- Estructura, mapa de isobatas (respecto al nivel del mar) y mapa del basamento aflorante de la cuenca de As Pontes, mostrando el desplazamiento del anticlinorio hercínico integrado por materiales precámbricos (Modificado de Bacelar *et al.*, 1992, según Bernat Ferrús trabajos en curso).

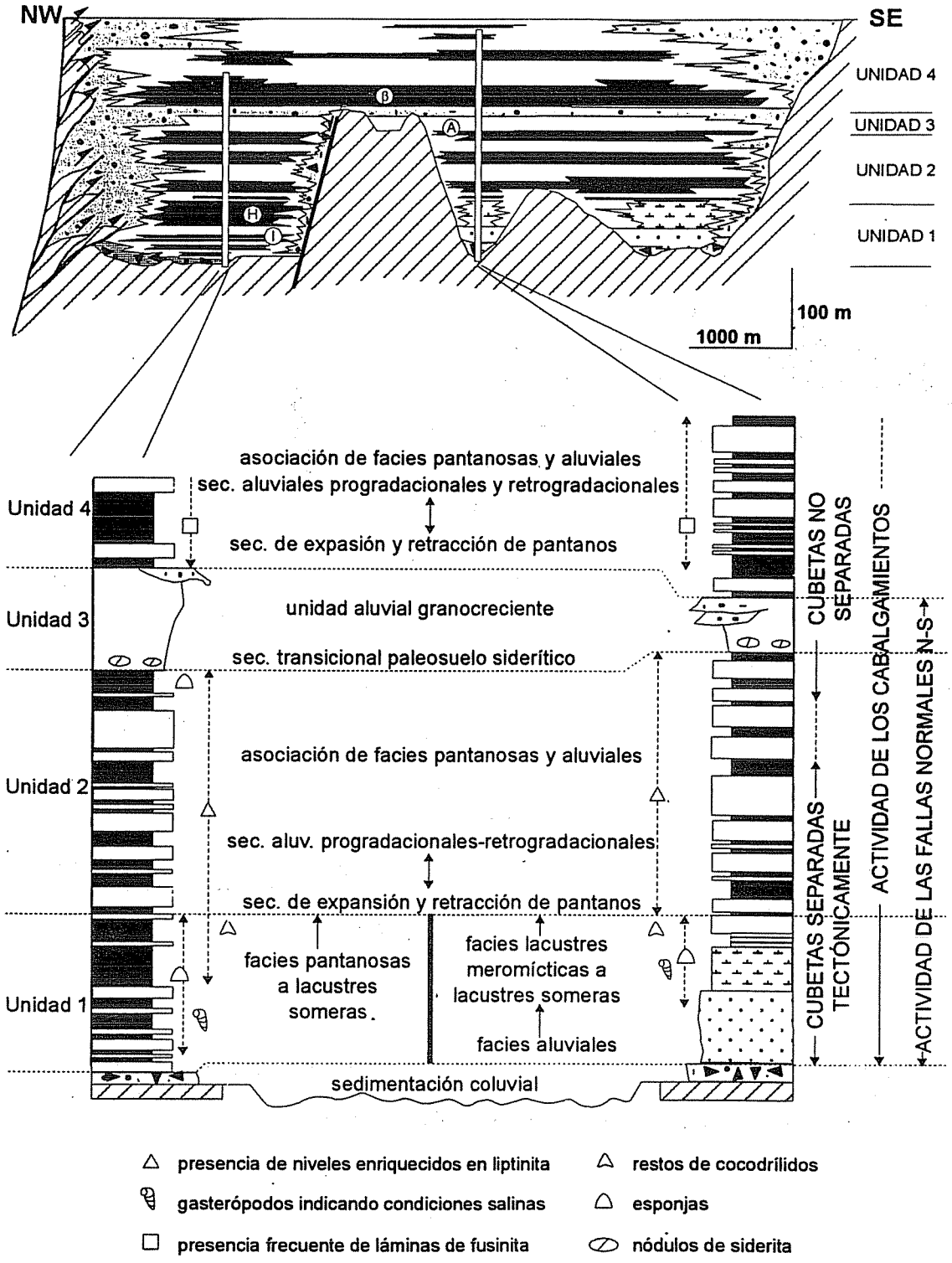


Figura 4.- Diagrama estratigráfico del relleno sedimentario de As Pontes señalando sus características más importantes, rasgos secuenciales y las relaciones con las estructuras tectónicas. (Modificado de Cabrera *et al.*, 1995).

PALEONTOLOGÍA

E. Barrón[1] & L. Santos Fidalgo[2]

[1] Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810 - Aveiro, Portugal; y Dpto. Paleont., UCM.

[2] Instituto Unversitario de Xeoloxía, Universidade da Coruña, 15071 A Coruña, España.

Los restos paleontológicos encontrados en las cuencas terciarias gallegas son escasos. Los primeros datos corresponden a Médus (1965a), Nonn (1966) y Menéndez Amor (1975). Las cuencas de As Pontes y de Roupar (Fig.1) son las que ofrecen más información paleoambiental al respecto. En la primera se han encontrado restos de micromamíferos, grandes mamíferos, peces, plantas y moluscos, mientras que en la de Roupar se han encontrado únicamente restos de moluscos. Las malas condiciones de afloramiento y de conservación de fósiles dificultan el hallazgo de los mismos.

Micromamíferos

En la cuenca de As Pontes los datos biocronológicos más importantes corresponden a los micromamíferos presentes en la capa H/I (Fig. 2). Se han reconocido dos especies: cf. *Issiodoromys minor* (Schlosser, 1884) y *?Eomyidae* indet. La primera es la más abundante, representada por 60 fragmentos de esmalte dentario correspondientes a las murallas, sinclinales y senos de los molares (Fig. 3A). La segunda está representada por un sólo resto de molar superior que conserva la pared proximal, el protocono y el hipocono con algo de marfil (Fig.3B). Este tipo de faunas son típicas del principio del Oligoceno superior europeo (López Martínez *et al.*, 1993).

Macromamíferos

En lo que respecta a los macromamíferos, en la capa de lignito H (Fig. 2), se han encontrado restos esqueléticos de un mamífero de gran talla, identificado como *Anthracotheriidae* indet (Fig. 4), probablemente de edad Oligocena y, por tanto, congruente con la edad precisada por los micromamíferos.

Peces

El nivel H/I (Fig. 2) proporcionó un diente faríngeo de un *Cyprinidae* indet (pez de agua dulce del hemisferio norte), un fragmento de hueso de un *Perciforme*, así como un resto dentario de cocodrilo. Investigaciones posteriores (Cabrera *et al.*, 1994) muestran restos de reptiles fósiles (Crocodylia, *Diplocynodom* s. l.) (Fig. 5) que, junto con los pólenes, frutos y rasgos sedimentológicos, sugieren el desarrollo de medios lacustres y pantanosos de posible edad oligocénica.

Macrorestos vegetales

El conocimiento del contenido paleobotánico de los sedimentos de las cuencas terciarias gallegas se encuentra aún en sus primeras etapas, habiéndose realizado estudios puntuales, casi todos de índole palinológica, en 7 de las 15 cuencas citadas por López Martínez *et al.* (1993).

Desde el punto de vista de los restos vegetales macroscópicos existe un trabajo preliminar sobre algunos frutos fósiles obtenidos en los lignitos de As Pontes (Menéndez Amor, 1975), los cuales arrojan una edad pleistocena que no está en concordancia con el conjunto de los datos paleontológicos, y otro de restos foliares (López Martínez *et al.*, 1993).

Los macrorestos vegetales proceden de la capa Delta (Fig. 2). El deterioro sufrido durante el almacenamiento no ha permitido la identificación de todos los restos. Los restos determinados corresponden a filicales (*Goniopteris styriaca*), coníferas (*Pinus*, *Abies*), salicáceas (*Salix angusta*), fagáceas (*Dryophylum*), miricáceas (*Myrica lignitum*), lauráceas

(*Laurophyllum* y *Daphnogene bilinica*), anacardiáceas (*Rhus*) y algunos restos de hojas o foliolos que podrían corresponder a *Aralia* y *Carya*, respectivamente. Las especies determinadas tuvieron una amplia distribución durante todo el Paleógeno y el Neógeno, aunque la fitoasociación parece indicar una edad oligocena o miocena inferior ya que es comparable con otras floras de estas épocas de España, Francia, Checoslovaquia y Hungría (López Martínez *et al.*, 1993).

Polen

Los datos polínicos proporcionados por Menéndez Amor (1975) y Médus (1965a) contribuyen a situar la edad de los lignitos de los niveles superiores de As Pontes en el Oligoceno superior o Mioceno inferior.

Los lignitos y arcillas de As Pontes fueron objeto de un interesante estudio palinológico (Medus y Nonn, 1963; Nonn y Medus, 1963; Medus, 1965a, 1965b). En particular, este estudio es el primero de índole paleobotánica que se realizó en una cuenca terciaria gallega; siendo muy interesante desde un punto de vista paleoecológico, ya que en él se definen tres agrupaciones vegetales y se expone un diagrama polínico en el que se puede observar cómo se produjo una variación de la vegetación a lo largo del tiempo (Medus, 1965a, 1965b).

En relación a las asociaciones registradas, Medus (1965b), desde un punto de vista ecológico, las subdivide en los siguientes grupos: i) plantas palustres, acuáticas y subacuáticas, en donde incluye Nymphaeaceae, Potamogetonaceae y al tipo polínico Typhaceae-Sparganiaceae; ii) plantas ribereñas, destacando Cyrillaceae, Taxodiaceae y *Nyssa*; y iii) plantas de los alrededores de la zona o de declives alejados de la laguna, entre las que señala a Sapotaceae, Pinaceae, *Symplocos*, *Engelhardia* y *Ficus*.

Estos grupos vegetales tuvieron una variación a lo largo del tiempo, en relación al clima que existió en la zona, así en la base de la sucesión estudiada por Medus (1965a, 1965b), se desarrolló una vegetación densa y cerrada, de tipo subtropical húmedo en la que abundaban Pteridophyta, Simarubaceae y Cyrillaceaea. Posteriormente, seguramente a causa de una caída en el régimen de precipitaciones, hay una abertura de la vegetación apareciendo *Engelhardia* y el tipo polínico Sparganiaceae-Typhaceae. Esta fase termina con un aumento de los granos bisacados correspondientes a las Pinaceae. En una tercera fase, se repiten las condiciones subtropicales, y se desarrollan bosques y pantanos. Finalmente, a techo de la columna hay una cambio de vegetación que consiste en la expansión de Betulaceae y *Carya*, y un aumento de Ericaceae y *Engelhardia*, lo que se puede interpretar como un cambio en las condiciones climáticas que pasarían de ser subtropicales a ser templadas y otra vez, períodos de apertura de la vegetación.

Curiosamente este cambio en las condiciones climáticas es paralelo a la variación de las proporciones de caolinita/illita que presentan los sedimentos, ya que los mayores niveles de caolinita se depositaron en los períodos de intensa actividad química del lago, que corresponderían con los de vegetación más boscosa y cerrada, siendo las illitas arcillas detríticas que provienen de erosiones mecánicas que se producirían en momentos de vegetación abierta.

Medus (1965a, 1965b), relaciona estas asociaciones palinológicas con la flora del Mioceno Superior de Coiron (Francia) descrita por Depape y Grangeon (1958), por lo que la califica de neógena. Estudios polínicos más recientes llevados a cabo por Menéndez Amor (1975) y Baltuille *et al.* (1990, 1992), corrigen esta datación, asignando la cuenca de As Pontes al Oligoceno superior-Mioceno Inferior.

Moluscos

En lo que a moluscos se refiere, se ha encontrado una rica asociación de *Hydrobia* sp. a techo de la capa H/I de As Pontes (Fig. 2). La capa muestreada ha proporcionado restos de *Planorbarius* sp. y de *Lymnaea* sp. asociadas a *Hydrobia* sp.

La cuenca de Roupar ha proporcionado también niveles de arcillas verdes ricos en *Hydrobia* sp., así como un yacimiento de grandes gasterópodos del género *Potamides* (*Potamides lamarcki*) (Fig. 6) y de un bivalvo muy abundante (*Mactra* sp.). El hallazgo de

gasterópodos y bivalvos en Galicia ya había sido señalado por Nonn (1966) en las cuencas de As Pontes y Roupar.

Bibliografía

Baltuille, J.M..; Becker-Platen, J.D.; Benda, L. & Ivanovic Calzaga, Y. (1990). A contribution to the division of the Neogene in Spain using palynological investigations. *Abstracts of the IX Congress of RCMNS, Barcelona*, 39-40.

Baltuille, J.M.; Becker-Platen, J.D.; Benda, L. & Ivanovic-Calzaga, Y. (1992). A contribution to the subdivision of the Neogene in Spain using Palynology. *Newsletters in Stratigraphy*, **27**: 41-57.

Cabrera, L.; Jung, W.; Kirchner, M.; Sáez, A. & Schleich, H. H. (1994). Crocodilian and Palaeobotanical findings from the Tertiary lignites of the As Pontes basin (Galicia, NW-Spain). (Corcodylia, Plantae). *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **173**: 153-165.

Depape, G. & Grangeon, P. (1958). Les flores miocènes de la France. *Comptes Rendus du 83eme Congres des Societés Savantes, Aix-Marseille*, 153-170.

López Martínez, N.; Fernández Marrón, M.T.; Peláez-Campomanes, P. & De la Peña Zarzuelo, A. (1993). Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **6**: 19-28.

Medus, J. (1965a). *Contribution palynologique à la connaissance de la flore et de la végétation Néogène de l'ouest de l'Espagne. Étude des "sédiments récents" de la Galicie*. Thèse 3eme cycle, Université de Montpellier, 91 pp.

Medus, J. (1965b). L'evolution biostratigraphique d'une lagune néogène de Galicie (Espagne). *Pollen et Spores*, **VII**: 381-393.

Medus, J. & Nonn, H. (1963). Premiers résultats d'analyses polliniques à Puentes de García Rodríguez (province de Galice, Espagne) et conclusions géomorphologiques qui en découlent. *Comptes Rendus de l' Académie des Sciences, Paris*, **256**: 1570-1572.

Menéndez Amor, J. (1975). Análisis paleobotánico de algunas muestras de lignitos procedentes de Puentes de García Rodríguez (La Coruña). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **73**: 121-124.

Nonn, H. (1966). *Les régions côtières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique*. Les Belles Lettres, Paris, 3,591 pp.

Nonn, H. & Medus, J. (1963). Primeros resultados geomorfológicos y palinológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **71**: 87-94.

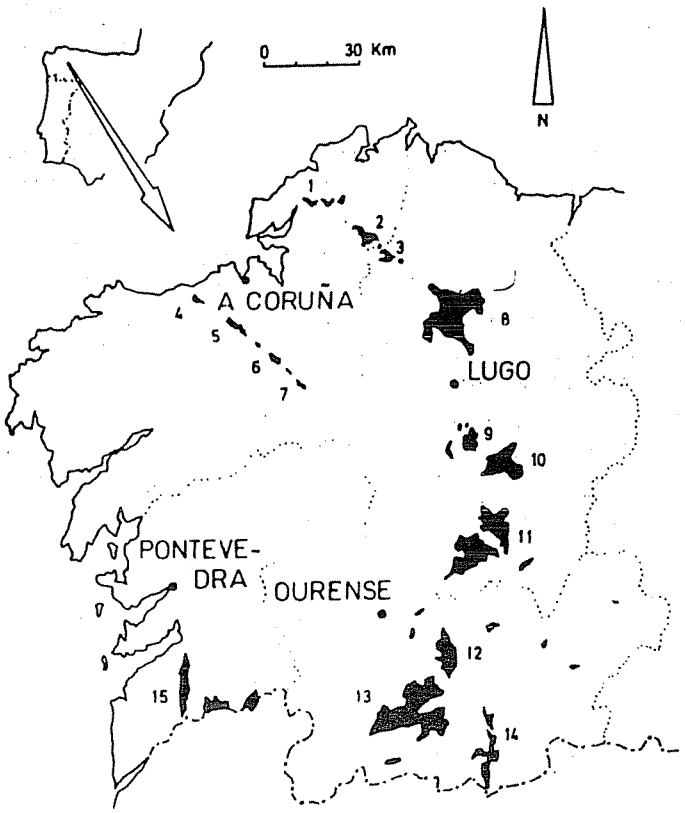


Figura 1.- Localización de las cuencas terciarias gallegas. 1.- Pedroso; 2.- As Pontes; 4.- Lendo; 5.- Meirama; 6.- Xanceda; 7.- Boimorto; 8.- Vilalba; 9.- Páramo; 10.- Sarria; 11.- Monforte de Lemos; 12.- Maceda; 13.- Xinzo da Limia; 14.- Verín; 15.- Tuy. Tomado de López Martínez *et al.* (1993)

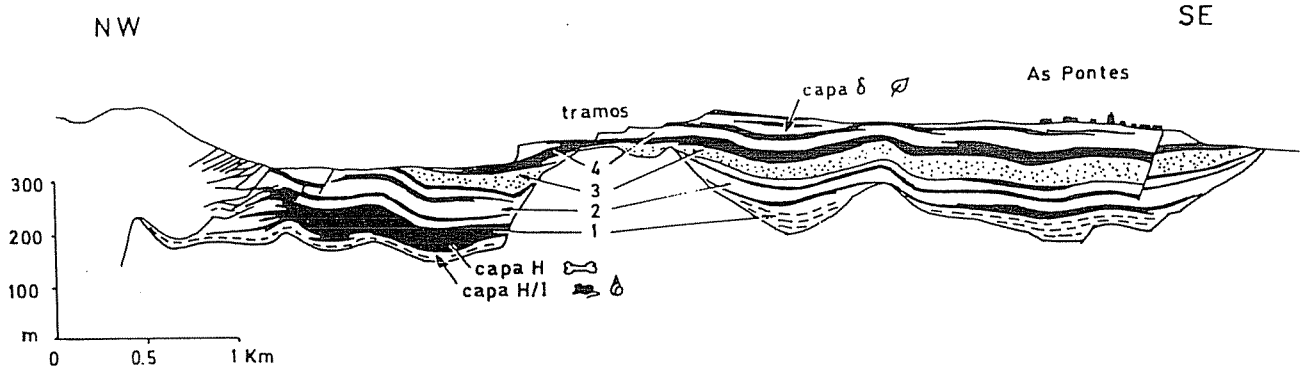


Figura 2.- Posición de las muestras fosilíferas de la mina de As Pontes. 1) nivel inferior de arcillas verdes H/I con cf. *Issiodoromys minor*, inmediatamente subyacente al nivel de carbón H con Anthracotheridae. 2) nivel superior de arcillas carbonosas de la capa Delta, con macrorestos vegetales. Tomado de López Martínez *et al.* (1993)

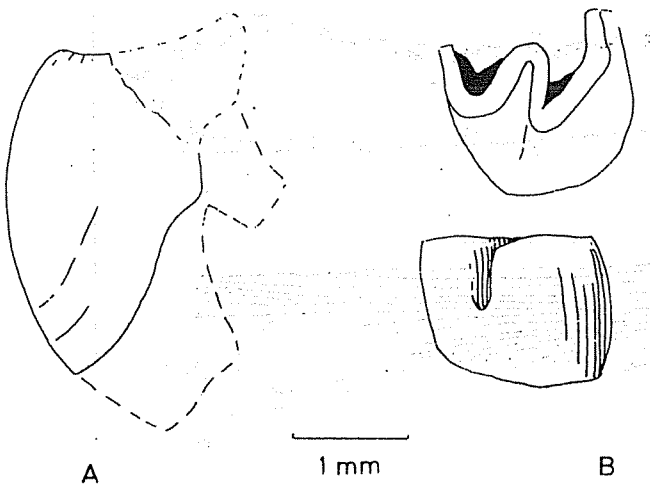


Figura 3.- Micromamíferos de As Pontes, nivel H/I: A) cf. *Issiodoromys minor* (Schlosser, 1984), fragmento de M1-2 sup. derecha, vista anterior. B) ?*Eomydae* indet., fragmentode M1-2 sup. derecha, vistas oclusal y lingual. Tomado de López Martínez *et al.* (1993)

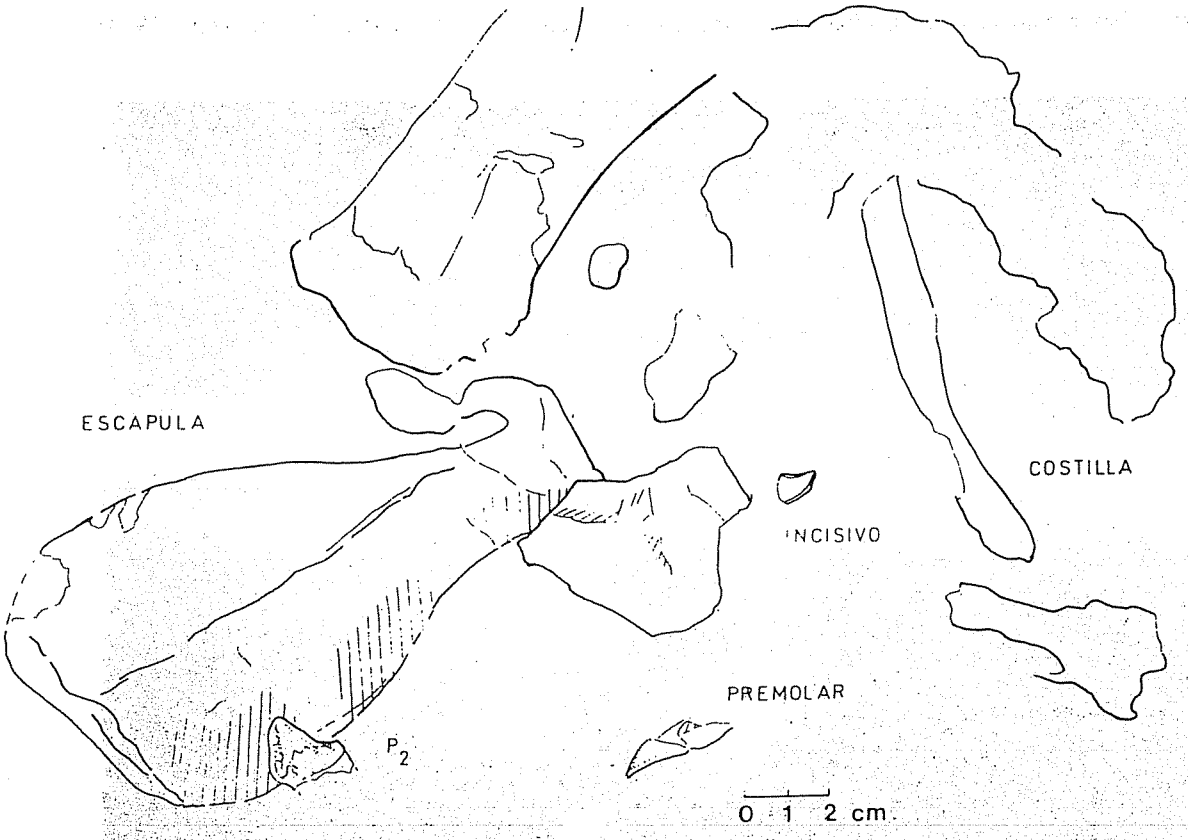


Figura 4.- *Anthracotheriidade* indet. de la mina de As Pontes, niveles de carbón inferiores (capa H). P2 es el segundo premolar cortante característico de los Antracotéridos. Tomado de López Martínez *et al.* (1993)

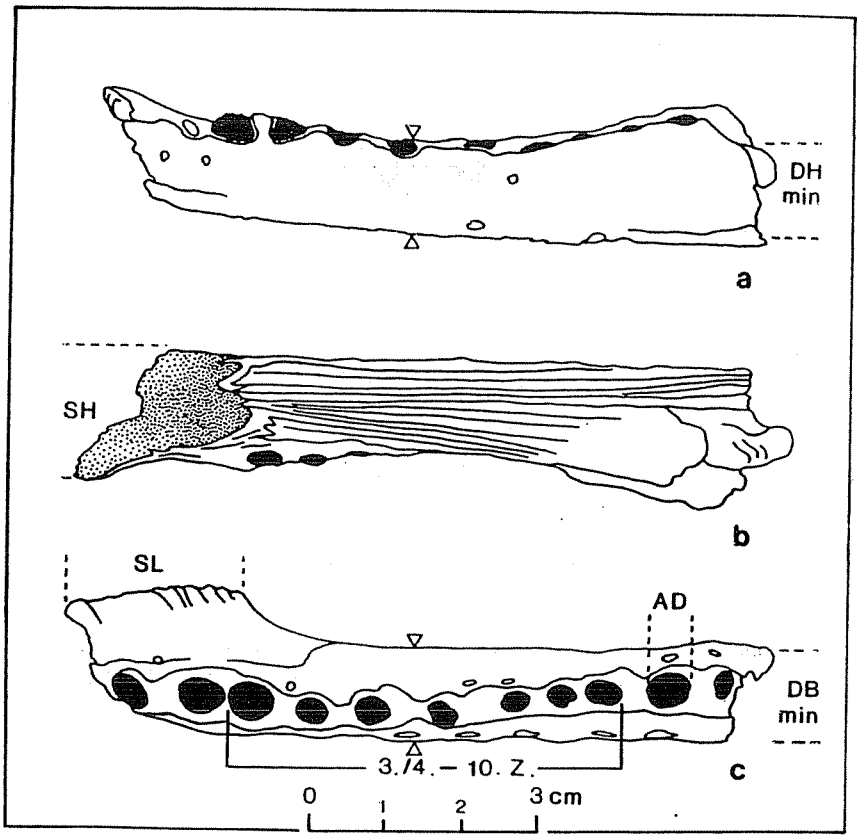


Figura 5.- Fragmento de hemimandíbula izquierda de *Diplocynodon* spec. Tomado de Cabrera *et al.* (1994)

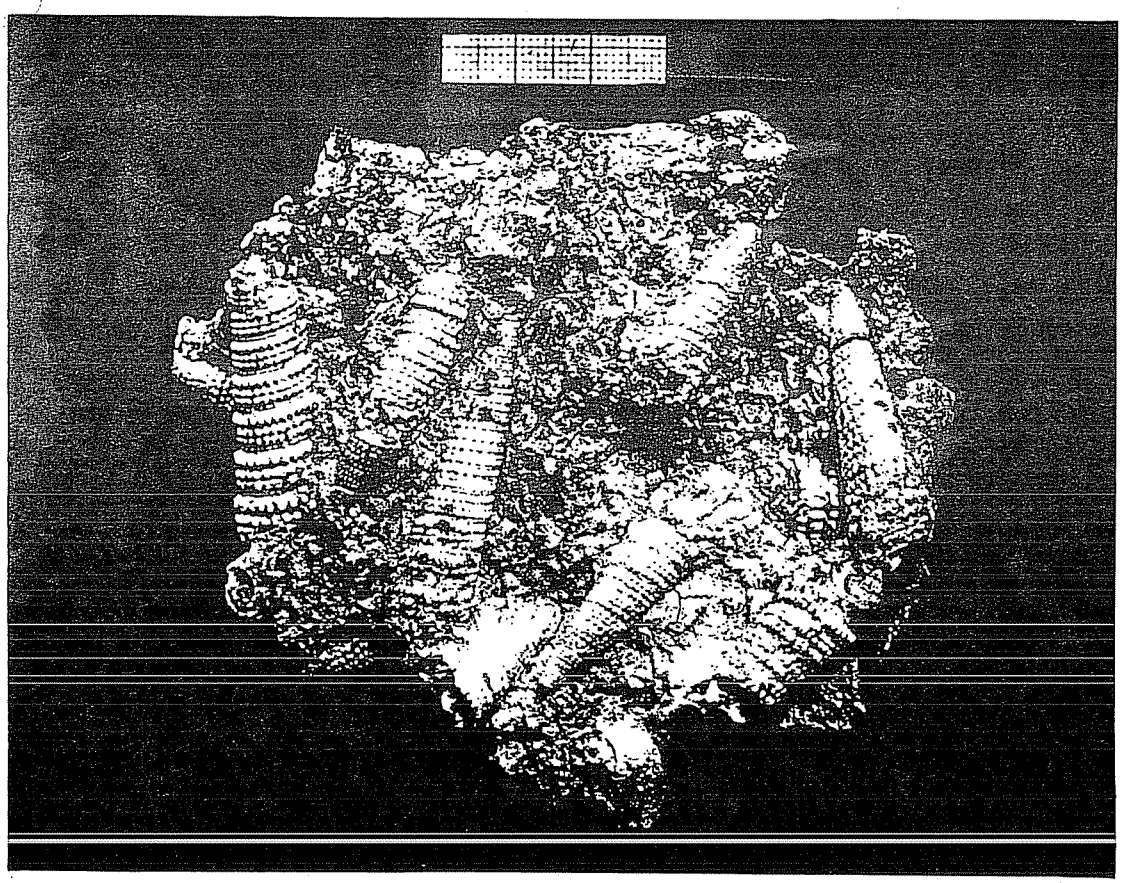


Figura 6.- Muestra de mano con *Potamides lamarcki* (BROGNIART) de Roupar. Tomado de López Martínez *et al.* (1993)

Excursión B:

Fósiles del Paleozoico Inferior del Manto de Mondoñedo (Lugo)

FÓSILES DEL PALEOZOICO INFERIOR DEL MANTO DE MONDOÑEDO (LUGO)

M. Arbizu[1], J.C. Gutiérrez-Marco[2], E. Liñán[3] e I. Rábano[4]

[1] Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.
[2] Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.
[3] Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.
[4] Museo Geominero (ITGE), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

Introducción y marco geológico

El Dominio del Manto de Mondoñedo está formado esencialmente por una importante megaestructura que ocupa la mitad occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa, y cabalga tectónicamente sobre el Dominio del Navia-Alto Sil, situado al E del mismo (Fig. 1). Como sucede en general en toda la Zona Asturoccidental-leonesa, la sucesión del Paleozoico Inferior se inicia con una secuencia completa del Cámbrico, sucedida en continuidad por los materiales Ordovícico-Silúricos, que se apoya discordante sobre un basamento esquistoso neoproterozoico. En la sucesión del Paleozoico Inferior no se advierten discontinuidades estratigráficas importantes.

La tectónica hercínica, que afectó al conjunto precámbrico-paleozoico depositado en la Zona Asturoccidental-leonesa, generó en primer lugar grandes pliegues tumbados D1, vergentes hacia el este, de los cuales los más importantes son el anticlinorio de Mondoñedo-Lugo-Sarria y el sinclinal de Villaodrid. El flanco común a ambos pliegues mide más de 20 km de longitud (en perfil transversal a sus ejes respectivos), lo que puede dar idea de las dimensiones alcanzadas por la megaestructura (Fig. 1). Asociados a los grandes pliegues tumbados se desarrollaron pliegues menores y la esquistosidad principal S1. Tras su formación, los pliegues se vieron afectados por aplastamiento y cizallamiento simple. La segunda fase de deformación (D2) genera los cabalgamientos y las zonas de cizalla dúctil subhorizontal asociadas, en una tectónica de tipo "thick-skinned", con apilamiento complejo de mantos, que afectan incluso al basamento. También se forma una nueva esquistosidad S2, generalmente de crenulación. Por último, la tercera fase (D3) genera grandes pliegues abiertos de plano axial subvertical, asociados a otros pliegues menores y a una esquistosidad de crenulación S3, de escala local. El mayor de estos pliegues tardíos y amplios es el antiforme o domo de Lugo, aproximadamente homoaxial con los pliegues de primera fase. A favor del mismo aflora el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y su autóctono relativo (Grupo de Cándana), en la llamada ventana tectónica del Gistral. Las principales estructuras posteriores son accidentes extensionales (fallas normales, a veces de gran desarrollo horizontal y vertical) y kink-bands subhorizontales en relación con las mismas.

El metamorfismo de la Zona Asturoccidental-leonesa es esencialmente sincinemático, de carácter regional plurifacial, epi- a catazonal, cuya intensidad aumenta progresivamente hacia el oeste. Ello influye decisivamente en la mayor probabilidad de descubrir yacimientos de fósiles paleozoicos, y en mejores condiciones de estudio, cuanto más nos desplacemos hacia el este. Esta es una de las razones por la que los pliegues más orientales del Manto de Mondoñedo concentran el mayor número de localidades fosilíferas conocidas en el Paleozoico Inferior de Galicia (alrededor de dos centenares de yacimientos enclavados principalmente en la mitad oriental de la provincia de Lugo). La otra razón tiene que ver con circunstancias pro-

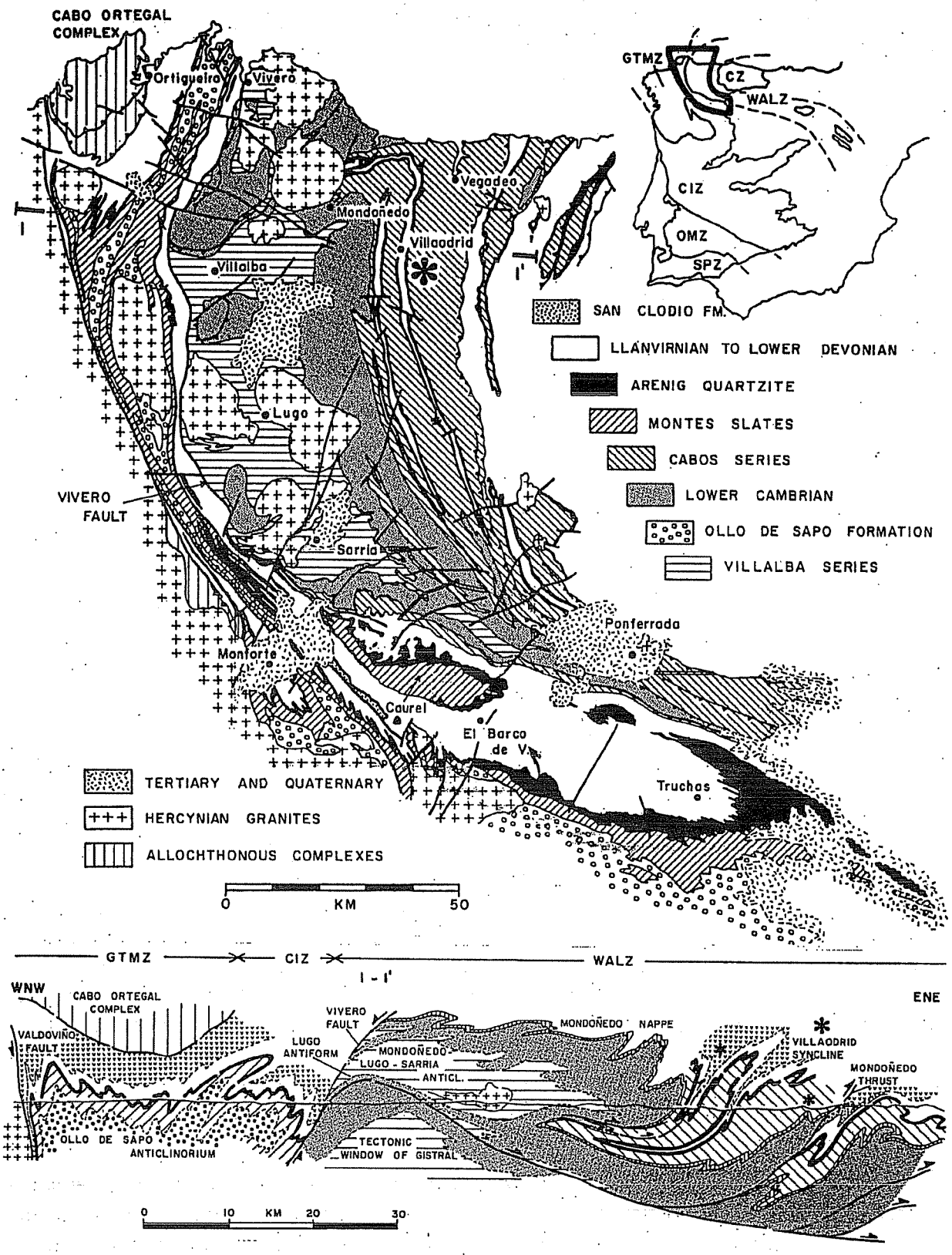


Figura 1. - Esquema geológico general de la Zona Asturoccidental-leonesa y del Dominio del Ollo de Sapo del norte de la Zona Centroibérica, indicando la posición del sinclinal de Villaodrid (asterisco) y el perfil estructural I-I' (detallado debajo). La situación del mapa se encuadra en la Península (GTMZ, Zona Galaico-transmontana; WALZ, Zona Asturoccidental-leonesa; CIZ, Zona Centroibérica. Reproducido de Martínez Catalán *et al.* (1992a).

pias del ambiente sedimentario y los factores paleoecológicos que condicionan la distribución primaria de muchos organismos: la sucesión Cámbrico-Silúrica del Dominio del Manto de Mondoñedo se depositó en una serie de altos paleoestructurales, con una menor subsidencia y tal vez en condiciones más favorables para la vida (más someras o con fondo mejor ventilado), que las áreas circundantes. En este sentido, los materiales presilúricos del Manto de Mondoñedo son mucho menos potentes que en el surco del Navia-Alto Sil, en tanto que la sucesión del Dominio del Caurel-Peñalba es compleja y estuvo condicionada por una tectónica sinsedimentaria en régimen extensional.

Las referencias bibliográficas básicas acerca de la estratigrafía y estructura del Dominio del Manto de Mondoñedo son las de Walter (1968), Marcos (1973), Pérez Estaún (1978), Martínez Catalán (1985), Bastida *et al.* (1984, 1986), Pérez Estaún *et al.* (1992) y Martínez Catalán *et al.* (1992a, 1992b).

El propósito de esta excursión es visitar distintas localidades fosilíferas en el núcleo del anticlinal del Eo, sinclinal de Villaodrid y sinclinal de Rececende, estudiando los principales horizontes paleontológicos de la sucesión cambro-silúrica. La situación de las paradas, todas ellas del sector oriental del Manto de Mondoñedo, se indica en la Fig. 2.

Estratigrafía

En la Fig. 3 se presenta una columna estratigráfica generalizada para el Paleozoico Inferior del Dominio del Manto de Mondoñedo. Los materiales cámbricos comienzan con una potente sucesión arenosa (**Grupo Cándana**), que se apoya discordante sobre el basamento neoproterozoico (**Serie de Villalba**). La existencia de una unidad intermedia más pelítica, con intercalaciones de areniscas y calizas, ha permitido subdividir este Grupo en tres formaciones: la Cuarcita de Cándana Inferior, las Pizarras de Cándana y la Cuarcita de Cándana Superior. La potencia conjunta disminuye a 600-800 m en el anticlinal de Riotorto, pero en áreas más meridionales puede superar los 1.000 m. Desde el punto de vista cronoestratigráfico, el Grupo Cándana fue referido al Cámbrico Inferior por Walter (1968), y más concretamente al rango Cordubiense basal-Ovetiense inferior por Liñán y Perejón (1997).

Por encima de la unidad anterior se individualizan unas **"Capas de Tránsito"** con la siguiente formación, constituidas por más de 200 m de pizarras con intercalaciones lenticulares de areniscas y calizas. En ellas se localizan los importantes yacimientos paleontológicos de la Hermida (al sur de Riotorto, Lugo) y Piedrafita del Cebrero (anticlinal de Becerreá), entre otros, que han suministrado trilobites y arqueociatos del Ovetiense superior (ver Liñán y Perejón, 1997; y Perejón *et al.*, 1997, para actualización de referencias previas).

La **Caliza de Vegadeo** alcanza unos 100 m de espesor en el sector NE del Manto de Mondoñedo. Todos los autores coinciden en situar el límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio dentro de la formación, debido a las evidencias bioestratigráficas reconocidas en las unidades que la delimitan a muro y techo. En virtud de estos datos, Liñán y Perejón (1997) asignan la Caliza de Vegadeo al rango Marianiense basal-Leoniense temprano.

La unidad calcárea da paso a una nueva sucesión detrítica potente, con neto predominio arenoso, conocida como Grupo o **Serie de Los Cabos** (1.000-4.500 m). Su base está formada por 10 m (al oeste) a más de 40 m (al este) de pizarras margosas fosilíferas ("capas de Riotorto inferiores" o "margas de Vegadeo"), que presentan un abundante registro paleontológico (prin-

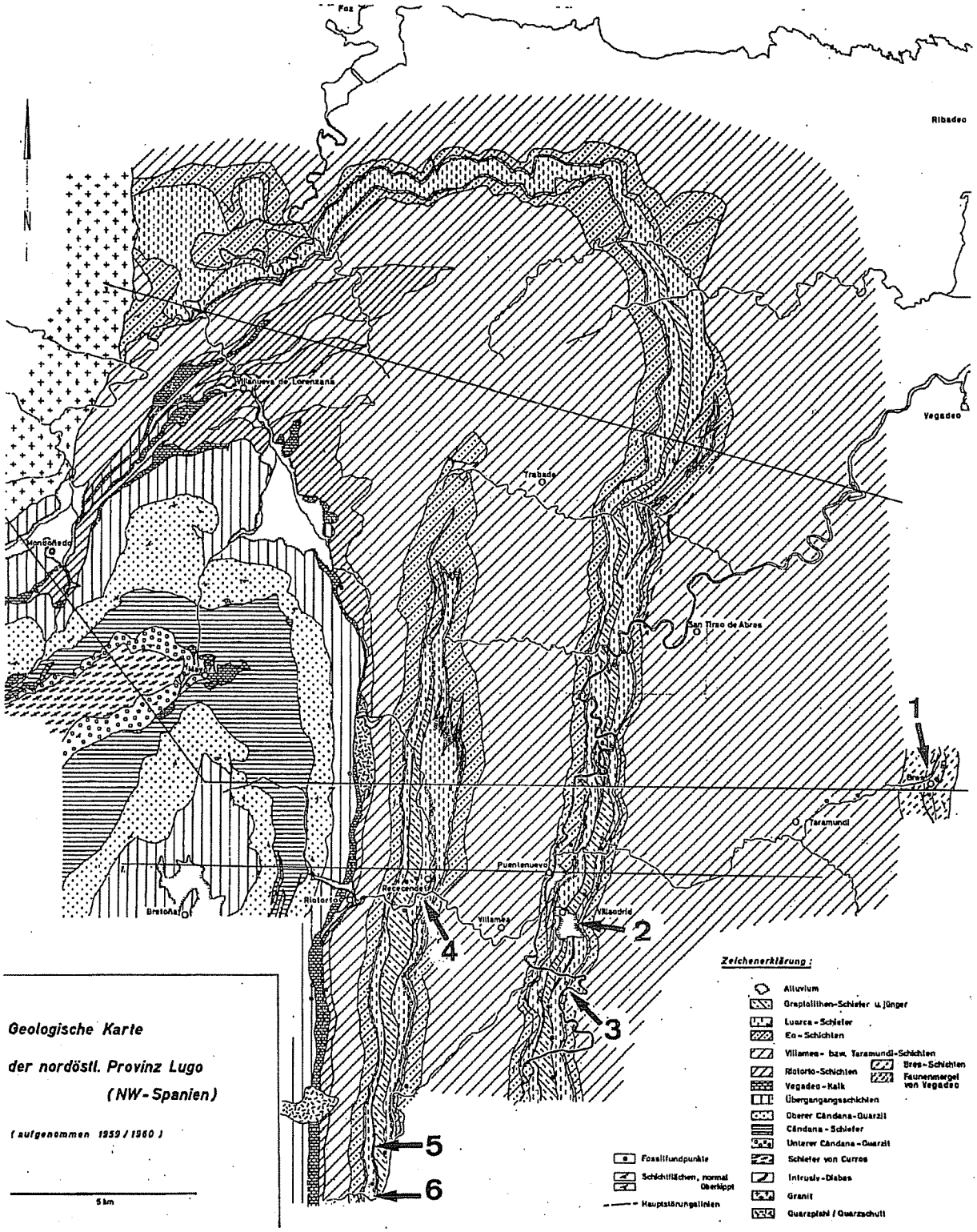


Figura 2. - Situación de los yacimientos paleontológicos y las paradas seleccionadas en la parte norte del Dominio del Manto de Mondoñedo, que corresponden al anticlinal del Eo (1), sinclinal de Villaodrid (2-3) y sinclinal de Rececende (4-6). Base cartográfica reproducida de Walter (1968).

cipalmente trilobites y equinodermos) comprendido entre la parte media del Leoniense y el Caesaraugustiense superior tardío (Liñán y Perejón, 1997, con referencias previas). El resto de la Serie de Los Cabos agrupa una potente sucesión de areniscas, cuarcitas y pizarras, en la que se individualizan algunas formaciones y miembros según el predominio o constancia de una u otra de estas litologías en tramos amplios de la secuencia general. El registro paleontológico es muy escaso y poco significativo (icnofósiles, raros braquiópodos y equinodermos), pero la continuidad de la sucesión entre unidades del Cámbrico Medio (en la base) y las pizarras ordovícicas (a techo), permite considerar una edad todavía cámbrica (Cámbrico Medio tardío, y sobre todo Cámbrico Superior), cuanto menos para más de la mitad inferior de la formación. Hacia techo, la Serie de Los Cabos se vuelve mucho más cuarcítica, con facies e icnofósiles similares a los de la Cuarcita Armoricana de otros ámbitos del Macizo Hespérico. En los sinclinales de Villaodrid y Rececende, este tramo fue nominado por Walter (1968) como **Capas del Eo** y asignado enteramente al Ordovícico Inferior. Desde el punto de vista litoestratigráfico, se trata de una formación constituida por dos miembros: el inferior (= Capas del Eo Inferior: 170-200 m), consiste en alternancias de cuarcitas y pizarras, y el superior (= Capas del Eo Superior o abreviadamente "cuarcita del Eo": 40-50 m), formado por cuarcitas claras en bancos gruesos. Los horizontes con icnofósiles (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*) se distribuyen en toda la Formación del Eo, y llegan a ser localmente abundantes en la cuarcita superior, sin duda alguna de edad Arenig.

Por encima de la unidad anterior se sitúan 150 m de pizarras y limolitas negras (**Pizarras de Luarca**), que en la base suelen presentar un tramo de espesor variable (0-60 m) con intercalaciones arenosas, representativo de una transición gradual con la unidad infrayacente. La Formación Luarca se compone de pizarras y limolitas oscuras masivas y de aspecto muy homogéneo, si bien en los sinclinales de Villaodrid y Rececende cabe resaltar la existencia, hacia su parte media o inferior, de intercalaciones apreciables de areniscas cloríticas (de 10-30 m de potencia máxima). Asociadas a ellas, o lateralmente a las mismas, se desarrollan los principales horizontes de hierro oolítico explotados en la región. Por su aparente constancia, Pello García (1976) distinguió informalmente a estas areniscas con hierros con el nombre de "*tramo arenoso basal*", lo que en la práctica le llevaría a subdividir las Pizarras de Luarca en tres miembros (según este autor, los dos restantes serían las "filitas de base" y las "filitas de techo"). No obstante, dicha subdivisión es prácticamente inviable, ya que el "tramo arenoso basal" presenta una escasa continuidad lateral, y tampoco puede descartarse cierta multiplicidad vertical, advertida en algunos afloramientos.

Las Pizarras de Luarca son atribuídas regionalmente al Ordovícico Medio, época de la que existe un amplio registro paleontológico en los sinclinales de Villaodrid y Rececende (Hernández Sampelayo, 1915; Walter, 1968; Gutiérrez-Marco y Rábano, 1984; Gutiérrez-Marco, 1986). Sin embargo, los últimos 15-40 m de la formación proporcionaron recientemente, tan sólo en los sinclinales de Villaodrid y Rececende, dos litohorizontes distintivos con fósiles de indudable edad Ordovícico Superior (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1997). El más antiguo de los dos (*Capa Rececende*) consiste en 3-10 m de pizarras fosilíferas de color beige a gris oscuro, cuya base se sitúa entre 15 y 40 m bajo el techo de las Pizarras de Luarca; contiene abundantes briozoos y braquiópodos del Caradoc. El segundo (*Capa Vilargondurfe*) es delgado y de naturaleza ferruginosa (0,3-0,6 m; máximo 2 m): tiene escasa continuidad lateral y, cuando aparece, lo hace siempre en proximidad inmediata al techo de la formación pizarrosa (entre 0-6 m por debajo del mismo). Este horizonte es rico en restos de equinodermos y otros grupos fósiles, probablemente del Ashgill pre-Hirnantiense.

La sucesión ordovícica prosigue por encima de las Pizarras de Luarca, con una alternancia de areniscas, limolitas y pizarras, de unos 40-80 m de espesor, que culmina con otros 6-13 m de materiales eminentemente cuarcíticos. Dicho conjunto fue diferenciado por Walter (1968) con el nombre de **"Alternancia pelítico-arenosa"**, perteneciente al rango Ordovícico Superior-Silúrico basal. Sin embargo, esta división fue incorporada a la Formación Luarca s.l. por Marcos (1973) y otros autores posteriores, que consideraban la existencia de una discontinuidad importante en la base de la sucesión silúrica. Las nuevas investigaciones desarrolladas por Gutiérrez-Marco *et al.* (1997a) han permitido identificar, en la mitad inferior de la "Alternancia pelítico-arenosa", las facies de las "pelitas con fragmentos", del Ashgill terminal perigondwánico (Robardet y Doré, 1988; Paris *et al.*, 1995). Por otro lado, el tramo más elevado de cuarcitas gruesas, con las que culmina la unidad, ha proporcionado también los primeros horizontes con graptolitos del Silúrico basal (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1997a, 1997b). Ello demuestra una continuidad sedimentaria en el límite Ordovícico-Silúrico, denostada o nunca probada hasta el momento en este sector del Manto de Mondoñedo.

La sucesión silúrica se inicia, pues, en el tercio superior de las cuarcitas de edad Rhuddaniense (Llandovery "inferior"), y prosigue con pizarras negras graptolíticas ricas en sulfuros de hierro, a veces concentrados en nódulos. La potencia mínima estimada para la unidad es de aproximadamente 11-15 m; las asociaciones de graptolitos corresponden a diversas biozonas del Aeroniense y Telychiense (Llandovery "medio" y "superior"). La parte más elevada de los materiales silúricos se compone de al menos otros 20 m de pizarras ricas en cloritoide diagenético, a veces precedido por un tramo basal de cuarcitas negras, de 5 m de potencia máxima y escasa continuidad lateral, restringido al flanco normal del sinclinal de Rececende. Los graptolitos identificados por encima de esta segunda cuarcita corresponden al Telychiense terminal, y los más modernos de toda la sucesión alcanzan el Homeriense tardío (Wenlock "superior").

Descripción de las paradas

A continuación, presentaremos el contenido de los puntos programados para el reconocimiento *in situ*, de los horizontes paleontológicos más representativos del Paleozoico Inferior en el Manto del Mondoñedo. Como podrá constatarse, la estratigrafía de los materiales que suceden a la cuarcita del Arenig es difícil de reconstruir en detalle, debido a la importante deformación que afecta a todas las escalas a estos grandes pliegues acostados (sinclinales de Villaodrid y Rececende), cuyo núcleo presenta despegues a favor de los materiales del Silúrico o del Ordovícico Superior, y entre cuyos flancos respectivos (normal e inverso) se producen apreciables variaciones sedimentarias, tanto en virtud de las distancias originales este-oeste (de hasta 20-30 km de recorrido en profundidad), como a consecuencia de la tectónica sinsedimentaria (que por ejemplo ayuda a interpretar que los hierros oolíticos se sedimentasen con preferencia en las áreas occidentales -flancos inversos- de ambos pliegues).

Las Fig. 2 a 4 indican la posición de las paradas. En líneas generales se ha procurado seguir un orden estratigráfico de unidades progresivamente más modernas, planteando los desplazamientos desde las estructuras más orientales (anticlinal del Eo) a las más occidentales (sinclinal de Rececende).

* Parada nº 1: Los trilobites del Cámbrico Medio del anticlinal del Eo

El primero de los puntos a observar se sitúa en los alrededores de Bres, en el cruce de carreteras hacia Vegadeo y La Garganta (Fig. 2 y 3). Corresponde aproximadamente al núcleo del anticlinal del Eo, donde afloran niveles del Cámbrico Medio ricos en trilobites. Los fósiles de esta unidad fueron descubiertos en el siglo pasado por Barrois (1882) cerca de Vegadeo, en la prolongación septentrional de esta misma estructura, y desde entonces han sido objeto de diversos estudios paleontológicos.

Aunque el afloramiento elegido para la excursión se sitúa ya en Asturias, resulta más accesible y prolífico que el citado por Marcos (1973) en Villardíaz (término de Fonsagrada, Lugo), en la propia continuación en Galicia (hacia el sur) del anticlinal del Eo.

Las Capas de Riotorto que afloran en las proximidades de Bres, están constituídas por margas y lutitas de colores claros, rojos y amarillentos. En la base, que es más margosa, Walter (1963) encontró Ellipsocephalidae, y más arriba, la parte alta del miembro inferior, el mismo autor (1963, 1968) refiere abundantes trilobites. El afloramiento fue estudiado en detalle por Sdzuy (1968), quien diferencia 36 niveles fosilíferos y cita los trilobites *Acadolenus* cf. *decorus, Conocoryphe (Parabailiella) matutina, C. (P.)* cf. *languedocensis, C. (Conocoryphe) heberti, Dawsonia* cf. *oelandica, Dawsonia* sp., *Peronopsella prokovskajae prokovskajae, Peronopsella* sp., *Condylopyge* cf. *carinata, Condylopyge* cf. *rex, Paradoxides*? cf. *enormis, Badulesia* n.sp. A, *Badulesia tenera, B. granieri, B. juliverti juliverti, B. paschi, Bailiaspis dalmani, Bailiella* cf. *tenuicincta, Ctenocephalus* cf. *antiquus, Pardailhania hispida, P. hispanica, P. multispinosa, Paradoxides rouvillei, Agraulos longicephalus, A.* cf. *arenosus* y *Solenopleuropsis* sp.

Estas faunas de trilobites son típicas de una facies sublitoral, y representan una biozonación continua desde el Leoniense Medio hasta el Caesaraugustiense (Cámbrico Medio): ver Liñán y Perejón (1997, en el presente volumen).

* Parada nº 2: Graptolitos en la base de las Pizarras de Luarca

La segunda localidad a estudiar se sitúa en el flanco oriental (o normal) del sinclinal de Villaodrid, al SE de las casas más meridionales del pueblo de Vilaodriz (su nombre gallego original), en la margen izquierda del arroyo de Flouxeira (Fig. 2 y 4).

Se trata del corte existente en el talud de la carretera a Aldeguer, donde de este a oeste, afloran sucesivamente: a) más de 11 m de cuarcitas gruesas correspondientes a la Cuarcita del Eo Superior (Arenig); b) una alternancia cuarcítica en capas delgadas ("capas de transición" con las Pizarras de Luarca), de 40 m de espesor; y c) pizarras arcillosas blandas, azul oscuras a negras, de la base de la Formación Luarca.

Los 5 primeros metros de las pizarras contienen una asociación de graptolitos del Oretaniense inferior, constituída por *Didymograptus artus* (la especie con dos estipes pendientes, en forma de diapasón) y *Expansograptus*? *mancus* (con rabdosoma extensiforme). Además de los graptolitos, en los mismos niveles hay restos de moluscos bivalvos (*Redonia*) y trilobites (*Neseuretus* cf. *avus*).

Este yacimiento paleontológico fue descubierto por Walter (1968) y revisado por Gutiérrez-Marco (1986: localidad VILL-I). Su mayor interés reside en datar el inicio de la sedimentación pizarrosa exactamente en el Oretaniense inferior (aprox. Llanvirn basal), y no

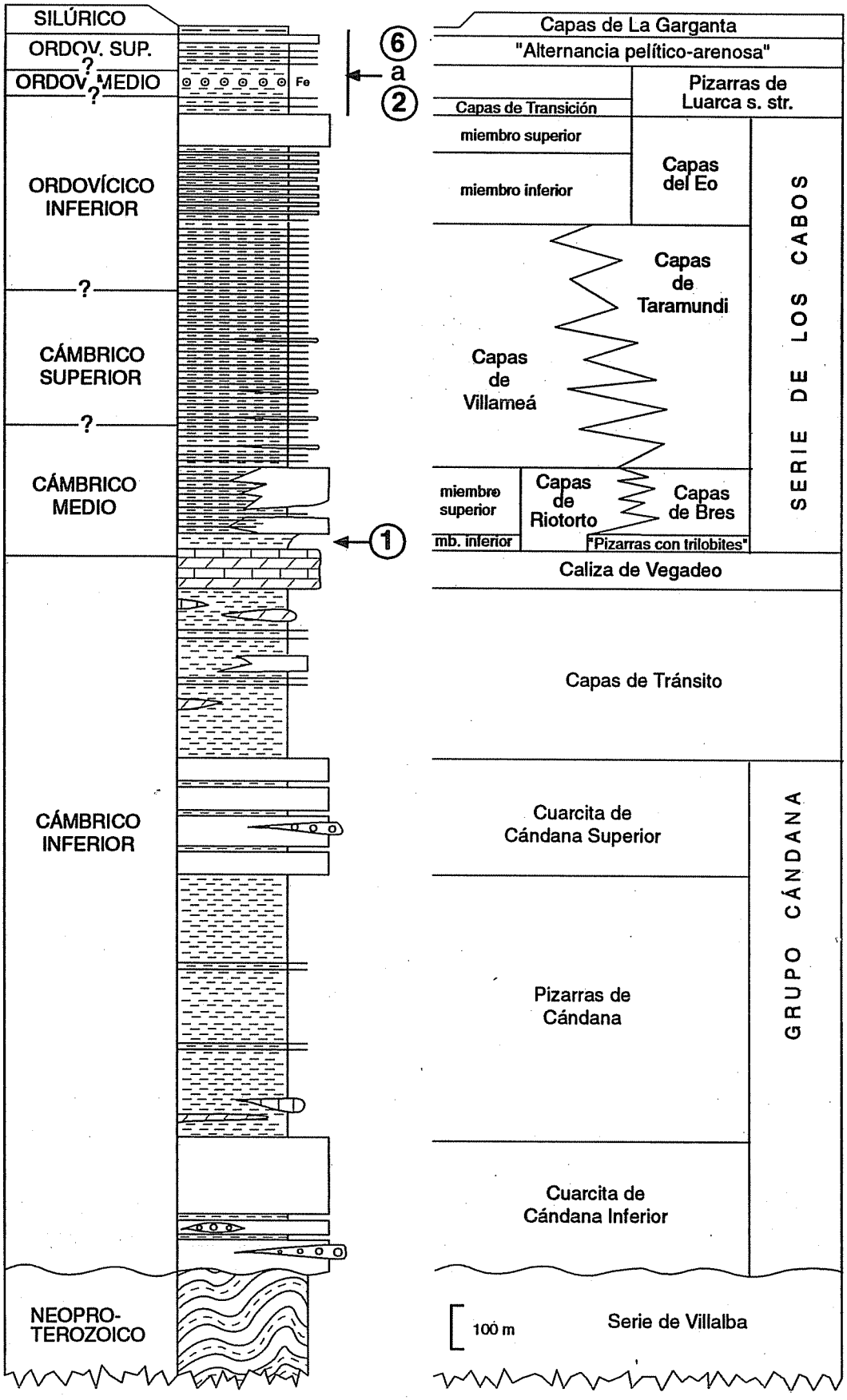


Figura 3. - Columna estratigráfica generalizada del Dominio del Manto de Mondoñedo, indicando la situación de las paradas. Leyenda litológica como en la figura 4. Modificado de Bastida *et al.* (1984).

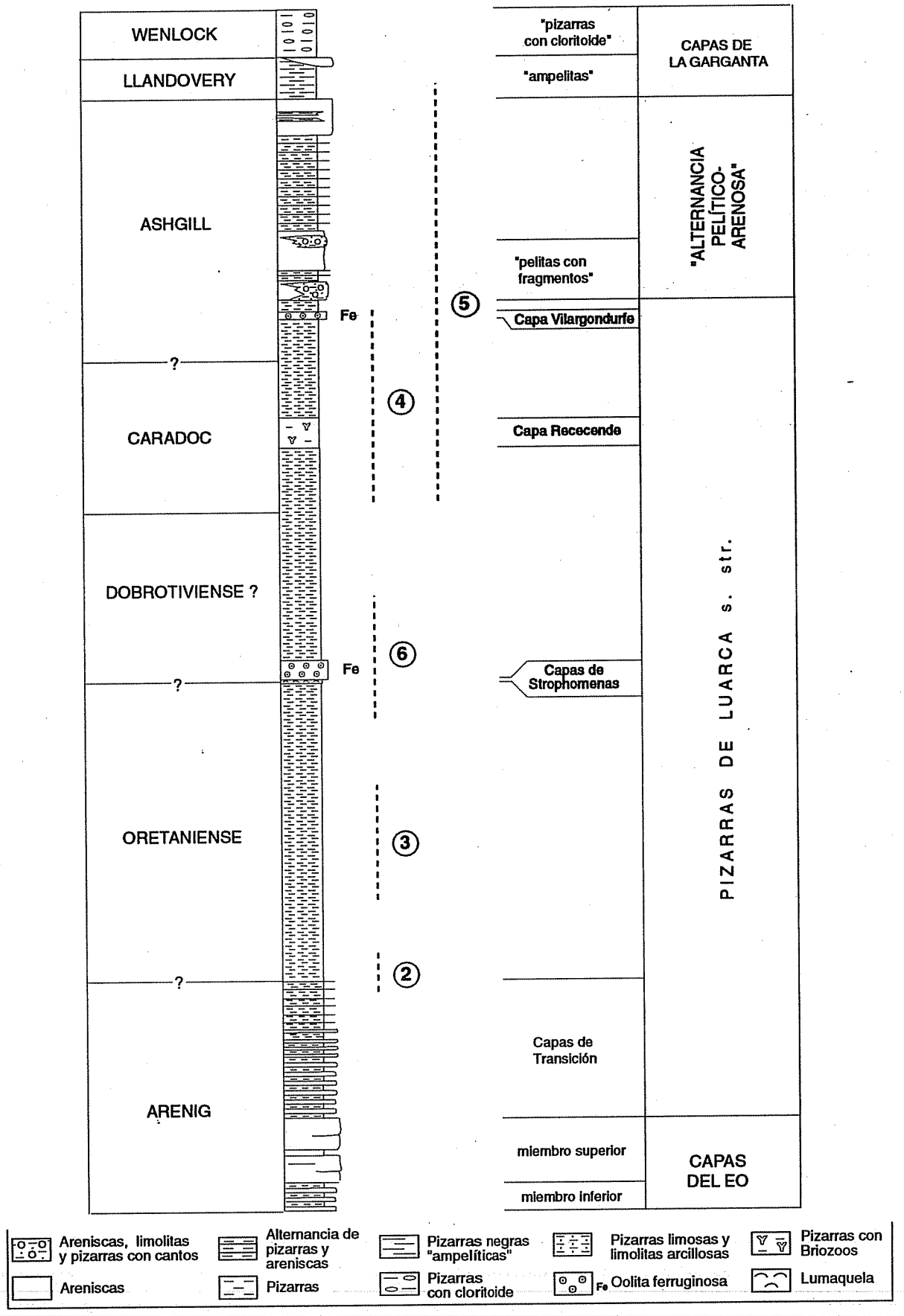


Figura 4. - Columna estratigráfica general de la sucesión ordovícico-silúrica en los sinclinales de Villaodrid y Rececende, indicando la extensión vertical de las paradas. Unidades ordovícicas según Walter (1968).

en el Arenig superior o el Llandeiliense, como había sido admitido regionalmente por otros autores. Desde el punto de vista paleontológico, constituye uno de los escasos yacimientos del noroeste peninsular que han proporcionado graptolitos extensiformes ordovícicos.

En el regreso hacia A Pontenova, la carretera pasa bajo un pequeño arco horadado en la Cuarcita del Eo Superior, perteneciente al flanco opuesto del sinclinal de Villaodrid (flanco inverso u occidental).

*** Parada nº 3: Trilobites oretanienses de las Pizarras de Luarca**

Unos kilómetros al sur de la parada anterior, estudiamos una nueva sección del tránsito entre las Capas del Eo y las Pizarras de Luarca, localizada igualmente en el flanco oriental del sinclinal de Villaodrid (Fig. 2 y 4).

La Cuarcita del Eo Superior forma un pronunciado resalte en el valle del río Eo, al E de la aldea de Xinzo (A Pontenova). En el corte de la carretera que se dirige a Vilaboa, afloran pizarras fosilíferas, pertenecientes a horizontes estratigráficos más elevados que los de la parada nº 2. Éstos fueron explotados también en una pequeña cantera pocos metros más al E (descendiendo en la sucesión), que pasa inadvertida por encontrarse prácticamente colmatada por escombros y suelo vegetal. Como en el caso anterior, los primeros fósiles fueron descubiertos por Walter (1968), y la localidad revisada más tarde por Gutiérrez-Marco (1986: punto VLL-I).

El yacimiento es de edad Oretaniense superior, a la que corresponden la mayor parte de los horizontes fosilíferos encontrados hasta ahora en las Pizarras de Luarca del Manto de Mondoñedo. En la presente localidad aparecen trilobites (*Neseuretus tristani, Ectillaenus giganteus, Isabelinia glabrata, Zeliszkella* sp.), junto a raros graptolitos (*Didymograptus* cf. *murchisoni*) y moluscos (*Redonia* sp., *Sinuites* sp.).

*** Parada nº 4: Capa Rececende, con briozoos y braquiópodos del Caradoc**

La parada se realiza en una cantera aprovechada como depósito maderero al este de Rececende, entre los km 25 y 26 de la carretera a Riotorto (Fig. 2 y 4). Desde el punto de vista geológico, la sucesión corresponde a una repetición tectónica del flanco normal del sinclinal de Rececende, donde aflora la mitad superior de las Pizarras de Luarca, a partir de una intercalación cuarcítica situada hacia su parte media (reconocible en el extremo oriental de la sección). La sucesión observada a partir de ese punto (por encima de estos 8 m de cuarcita) comprende los siguienetes tramos: a) 40 m de pizarras grises; b) 18-20 m de pizarras de color beige; c) un horizonte ferruginoso delgado, muy alterado y de aspecto arcilloso, con bioclastos (capa Vilargondurfe: 40 cm); d) 6 m de pizarras oscuras; y e) Alternancias pelítico-arenosas (*sensu* Walter, 1968), estas últimas pertenecientes a la unidad suprayacente a las Pizarras de Luarca.

El tramo de pizarras crema (b) es bastante fosilífero, especialmente en sus 3 m basales, que constituyen el estratotipo de la *Capa Rececende*. En ella aparecen abundantes briozoos, además de algunos braquiópodos, gasterópodos, trilobites y equinodermos. Gutiérrez-Marco *et al.* (1997a) identificaron briozoos trepostomados erguidos de ramas gruesas (muy frecuentes: uno de ellos es el que ilustra la cubierta posterior del presente volumen), colonias anastomosadas y flabeliformes de *Chasmatoporella* sp. (muy frecuentes) y *Chasmatopora* sp.

(raros), zoarios masivos hemiesféricos (frecuentes, con aspecto muy similar al de ciertos tabulados), ceramoporoideos incrustantes (frecuentes) y raros restos de criptostomados bifoliares o arborescentes (artrostílidos). Entre los braquiópodos se citan provisionalmente *Aegiromena aquila*, *Gelidorthis* sp., *Svobodaina*? sp., *Jezercia*? sp., y fragmentos indeterminables de inarticulados. Hay también gasterópodos de gran talla (*Holopea*? sp.), trilobites (*Zetillaenus* sp. y *Deanaspis*? sp.) y placas aisladas de cistideos rombíferos (*Caryocrinites* cf. *rugatus*).

El yacimiento tiene interés porque plantea la existencia de posibles discontinuidades estratigráficas dentro de una sucesión correlacionada hasta ahora con las Pizarras de Luarca (ver discusión en Truyols *et al.*, 1997). Por su parte, el conjunto fosilífero es comparable a las "margas con briozoos" del Caradoc pre-Actoniense de otras áreas del Macizo Hespérico, y su hallazgo en Galicia representa el horizonte paleontológico más antiguo del Ordovícico Superior conocido actualmente en el noroeste peninsular.

En proximidad inmediata a esta cantera, en el Km 25 de la carretera LU-124, existe un buen afloramiento de las pizarras negras silúricas del núcleo del sinclinal. En ellas se localiza el horizonte con los graptolitos más modernos encontrados hasta la fecha en el Manto de Mondoñedo: se trata de la forma del Wenlock tardío *Colonograptus deubeli*, descubierta por Walter (1968) en la presente sección. Asimismo, cabe recordar que cerca de esta parada se sitúa también el pueblo de Riotorto, 2,5 km al sur del cual radica el famoso yacimiento paleontológico de la Hermida. Es éste uno de los más antiguos de todo el Manto de Mondoñedo, y en él Walter (1963, 1968) cita el hallazgo de la "fauna de *Dolerolenus*" del Ovetiense superior, en materiales directamente infrayacentes a la Caliza de Vegadeo.

*** Parada nº 5: Aspectos paleontológicos y cicloestratigráficos del límite Ordovícico-Silúrico en el sinclinal de Rececende.**

En esta parada estudiamos una sucesión del Ordovícico Superior intercalada tectónicamente en el flanco inverso del sinclinal de Rececende, pero que pertenece en realidad al flanco normal del mismo. El perfil se sitúa en las inmediaciones del km 48,650 de la carretera N-640 (Lugo-Ribadeo: Fig. 2 y 4) donde, en un corte oeste-este, observamos los siguientes conjuntos, separados por fallas o cabalgamientos: a) Pizarras de Luarca típicas, probablemente un tramo de la mitad inferior de la formación (buzamiento invertido); b) miembro inferior de la Alternancia pelítico-arenosa (*sensu* Walter, 1968), y tramo culminante de las Pizarras de Luarca infrayacentes (incluyendo la Capa Vilargondurfe): el conjunto alcanza más de 35 m de potencia y presenta un buzamiento normal; c) parte superior de las Pizarras de Luarca, previa a la que intercala la Capa Vilargondurfe, también en serie normal: el tercio superior de este tramo incluye la Capa Rececende; y d) cuarcitas y limolitas negras con intercalaciones de pizarras graptolíticas, más jóvenes cuanto más al este (serie invertida).

Los conjuntos b) y c) se presentan con buzamiento normal, y el accidente que los separa no debe eliminar un espesor importante en la mitad superior de la Formación Luarca. Caminando en sentido opuesto (desde el este), a partir del cabalgamiento que delimita los materiales silúricos, se observa primero un tramo de 58 m de pizarras grises y beiges, que incluye en su tercio superior una capa de más de 3 m con abundantes fósiles de briozoos (Capa Rececende), similar a la de la parada nº 4. A unos 10 m sobre la falla que separa este tramo del siguiente, entre pizarras grises, se observa un litohorizonte ferruginoso delgado (Capa Vilargondurfe: 30 cm), hoy día muy alterado (por total descalcificación) aunque distintivo, que contiene diminutas placas columnares de equinodermos (morfotipos *Cyclocharax paucicrene-*

llatus, *Ristnacrinus* cf. *cirrifer*, *Aonodiscus* cf. *spinosus* y *Cyclocyclicus* sp.) del Ashgill pre-Hirnantiense (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1997a). Sobre él descansan todavía unos 4 m de pizarras azuladas antes de pasar a la siguiente unidad.

La "Alternancia pelítico-arenosa" que sucede a las Pizarras de Luarca, comienza con una cuarcita delgada (60 cm) sobre la que se sitúan 15 m de grauvacas de aspecto masivo, divididas en dos tramos (superior e inferior) por una intercalación cuarcítica de 6 m de espesor. Las grauvacas engloban granos y cantos dispersos, generalmente de cuarzo o cuarcita, que pueden alcanzar 3 cm de diámetro, si bien la inmensa mayoría tiene un tamaño menor de 0,8 cm. Sobre las grauvacas superiores se disponen pizarras grises de escaso espesor, que entran en contacto tectónico con las Pizarras de Luarca del flanco inverso del pliegue. Desde los puntos de vista litológico, sedimentario y topológico, la sucesión de grauvacas con cantos, más sus cuarcitas asociadas, es absolutamente comparable a las facies de "pelitas con fragmentos" del Hirnantiense, que afloran en un amplio sector de la plataforma del norte de Gondwana (para referencias completas y datación ver Robardet y Doré, 1988; Brenchley *et al.*, 1991; Paris *et al.*, 1995; García Palacios *et al.*, 1996). Su descubrimiento en estos afloramientos del Manto de Mondoñedo (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1997a) no es único en Galicia, si bien representa la primera referencia a las facies glaciomarinas del Hirnantiense en la Zona Asturoccidental-leonesa. Este afloramiento concreto del sinclinal de Rececende es, por tanto, muy importante para la correlación, y corresponde a la sección donde las "pelitas con fragmentos" alcanzan un mayor espesor, entre todos los cortes conocidos hasta el momento en los sinclinales de Villaodrid y Rececende que intercalan este tipo de facies.

El tramo terminal de las "Alternancias pelítico-arenosas" de Walter (1968), está formado normalmente por 6-13 m de cuarcitas oscuras en capas gruesas. Esta unidad aflora ligeramente invertida en el presente corte (tramo d), al este del cabalgamiento que la separa de las Pizarras de Luarca (tramo c), tal y como lo hemos descrito en el primer párrafo de explicación de esta parada. Su base visible comprende 3 m de alternancias de cuarcitas negras y pizarras, seguidas por otros 3 m de cuarcita masiva negra, en bancos de espesor centimétrico a decimétrico. Directamente por encima de esta última se sitúa 1 m de limolitas negras con graptolitos de las Biozonas acuminatus (*Parakidograptus acuminatus, Cystograptus* cf. *ancestralis, Normalograptus* aff. *normalis, Neodiplograptus lanceolatus, N.* cf. *diminutus*?), vesiculosus y cyphus (*Cystograptus vesiculosus, Neodiplograptus* cf. *fezzanensis*?, *Normalograptus* ex gr. *normalis, Dimorphograptus confertus, Monograptus* cf. *austerus, Coronograptus cyphus*). Las tres asociaciones son representativas del Rhuddaniense, y la primera de ellas define internacionalmente la base del Silúrico, con lo cual el límite Ordovícico-Silúrico de situaría muy probablemente en la base del horizonte fosilífero, o bien dentro de las cuarcitas masivas infrayacentes.

Por encima de las limolitas del Llandovery "inferior", la sucesión prosigue con 6 m de limolitas con laminaciones arenosas delgadas y bandeados de sulfuros. En la parte alta de este tramo vuelven a aparecer graptolitos (*Stimulograptus* ex gr. *sedgwickii*?, *Demirastrites*? *rastrum* y "*Demirastrites*" cf. *magnificus*, entre otros), probablemente representativos del Aeroniense terminal. A partir de aquí se inicia la propia unidad de pizarras negras graptolíticas, cerca de cuya base encontramos un nuevo horizonte fosilífero, muy ubicuo en el conjunto del Manto de Mondoñedo, correspondiente a la Biozona linnaei del Telychiense basal. Las identificaciones que acabamos de citar provienen de Gutiérrez-Marco *et al.* (1996b). Los principales hallazgos de graptolitos silúricos realizados en los sinclinales de Villaodrid y Rececende, fueron citados o descritos por Hernández Sampelayo (1915), Quintero (1962),

Walter (1968) y Romariz (1969), a los que se añaden algunos otros puntos descubiertos durante el proyecto MAGNA.

La excepcionalidad del corte que acabamos de describir merecería su reconocimiento y protección futura, proponiéndolo por nuestra parte como nuevo Punto de Interés Geológico (PIG) de Galicia.

*** Parada nº 6: Capas de Strophomenas y minas de Orrea**

La última parada del itinerario propuesto, se centra en otro magnífico corte de carretera que recopila el conjunto de la sucesión ordovícico-silúrica, desde las Capas del Eo del Arenig, hasta las pizarras negras graptolíticas del Llandovery, ambas inclusive. No obstante, el propósito específico para este afloramiento es estudiar el horizonte de hierro oolítico que aflora en el Km 50,400 de la carretera N-640, aproximadamente a medio camino entre Órrea y Lodás (Fig. 2 y 4), reconocido históricamente en las minas de "As Columbas". Son éstas seis galerías horizontales de orientación general N-S, que se extienden en una distancia de 2 km, transversalmente a los valles de los arroyos del Val y de Orrea. Hernández Sampelayo (1931) aporta una cartografía detallada de las labores de interior, realizadas a principios de siglo, y cubica las reservas del yacimiento en un mínimo de medio millón de toneladas de hierro metal. El mineral más frecuente es el *hidróxido* o *rubio*, fruto de la alteración del *carbonato* (mena oolítica original), con leyes en hierro que varían entre el 32 y el 45 % como mucho, y promedios del 13-16 % en sílice y 0,7-0,8% de fósforo.

La capa de hierro que aflora en el talud de la carretera tiene 5 m de potencia y se encuentra intensamente alterada; desde el punto de vista estratigráfico, aparece intercalada en las Pizarras de Luarca, 40 m por encima del último banco cuarcítico de la "serie de transición" con la Cuarcita del Eo. En su base presenta a su vez 45 cm de pizarras cloritosas, verdes a ferruginizadas, ricas en fósiles, que corresponden a las llamadas "*capas de strophomenas*" de Hernández Sampelayo (1915, 1922, 1931), conocidas en idéntica posición en distintos puntos del sinclinal de Rececende. Según este autor, su carácter lumaquélico y descalcificado, unido a su situación a muro de la capa de hierro, la hicieron muy útil como nivel guía blando por donde se perforaba para seguir la mineralización.

La asociación de braquiópodos presente en las "capas de strophomenas", está siendo revisada en la actualidad, y consta de varias especies de órtidos y estrofoménidos, así como de inarticulados de grandes dimensiones. Desde las primeras identificaciones taxonómicas aportadas por Hernández Sampelayo (1915, 1931), donde predominan las formas británicas conocidas a partir del Caradoc, los únicos estudios posteriores constan en informes mineros impublicados y tienen poca fiabilidad. En este sentido, la lista de braquiópodos reproducida por Lunar (1977), fue recogida más tarde en otras publicaciones (por ejemplo Martínez Catalán, 1985): la relación de taxones citados coincide sospechosamente con una asociación galesa del límite Llanvirn-Caradoc, descrita en el trabajo de MacGregor (1961), que con seguridad difiere de la asociación reconocida por nosotros en las "capas de strophomenas" (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1997a).

Apéndice: Aspectos geológico-mineros de los hierros de Villaodrid

Las minas de hierro de Villaodrid se presentan en una extensión aproximada de 2 km, a lo largo del flanco inverso del sinclinal homónimo, entre el norte de Boulloso (ribera derecha del río Turia) y el sureste del puente sobre el Eo (A Pontenova). Su explotación se inició en 1904, si bien los trabajos preparatorios datan de 1899, en cuyo intervalo se construyeron las principales instalaciones. Entre ellas merecen destacarse los primeros hornos de calcinación, y el ferrocarril de vía estrecha (34 km) para el embarque de mineral en Ribadeo, con su terminal de carga junto al castillo de San Damián.

Las minas se disponen siguiendo una alineación NNE-SSO y comprendían cuatro tramos principales: Boulloso (al norte del Turia), Sarredo o Consuelo (en la orilla opuesta del mismo valle: Fig. 5), Luisa (las más visibles, que descienden desde lo alto del monte en dirección a los hornos: Fig. 5) y Vieiro (a poniente del casco antiguo de Vilaodriz y transversal al arroyo Xanfoucín).

Desde el punto de vista geológico, la mineralización corresponde a una capa de hierro oolítico, de 3-10 m de espesor, intercalada en el tercio inferior de las Pizarras de Luarca. En la Mina Consuelo y al sur de la de Luisa, se explotaron dos capas de hierro sedimentario, separadas por lo que aparentaba ser una cuña pizarrosa: la oriental o *filón pequeño* (3-5 m de media), y la occidental o *filón grande*, más potente (6-10 m de media) pero con amplias variaciones de espesor (3-14 m). El hecho de que las dos capas convergieran hasta acuñarse juntas y desaparecer en profundidad, y que en la Mina Consuelo ambas se presentasen flanqueadas externamente por la Cuarcita del Eo (Fig. 5), revela que lo que se explotó en realidad fue el núcleo de un sinclinal apretado de plano axial subvertical, secundario al flanco inverso del pliegue principal. El auténtico flanco normal del sinclinal de Villaodrid se extiende aún más al este dentro de la misma zona, aguas arriba del río Turia (antes del puente de San Mamede), prolongándose por la Pena de Funcos hasta el SE de Vilaodriz (parada 2). La datación directa del criadero viene indicada por los fósiles encontrados por Hernández Sampelayo (1931, pág. 166) en las pizarras comprendidas entre la Cuarcita del Eo y el *filón grande* de la Mina Consuelo, consistentes en restos de trilobites y una colonia juvenil de *Didymograptus (D.) murchisoni*. Este último ejemplar se conserva en el Museo Geominero de Madrid y fue revisado e ilustrado en los trabajos de Gutiérrez-Marco y Rábano (1984) y Gutiérrez-Marco (1986), implicando para el depósito oolítico una edad igual o posterior al Oretaniense superior.

En las minas de Villaodrid se explotaron dos clases de mineral: el llamado *carbonato* cloritoso, que conserva la textura oolítica original e incluso fósiles de calcimicrobios (descritos e ilustrados por Hernández Sampelayo, 1915); y el denominado *rubio*, (hidróxido crudo) compuesto por costras de hematites parda y limonita, de origen secundario por alteración y remobilización del hierro contenido en el sedimento oolítico original. Sucede que en dicha remobilización, las costras de hematites que se depositan en fisuras y rellenando zonas porosas del depósito, generan una mena de mayor ley ferrífera que el sedimento original, embarcándose para la fundición tal y como se arranca: a lo sumo, se lavaba o machacaba en pequeños trozos, para que liberase la "arena" contenida en las cavidades internas del mineral. Tal "arena" estaba formada por los núcleos de oolitos y partículas detríticas, que perdieron su envuelta o matriz ferruginosa en la fase de alteración diagenética.

Por el contrario, el mineral cloritoso carbonatado, oolítico, debía sufrir una calcinación previa en hornos de cuba, al objeto de enriquecer la mena de una ley media del 33 al 36 % que poseía el mineral en crudo, al 44-48 % del producto calcinado. Las reacciones principales eran $CO_3Fe = CO_2$

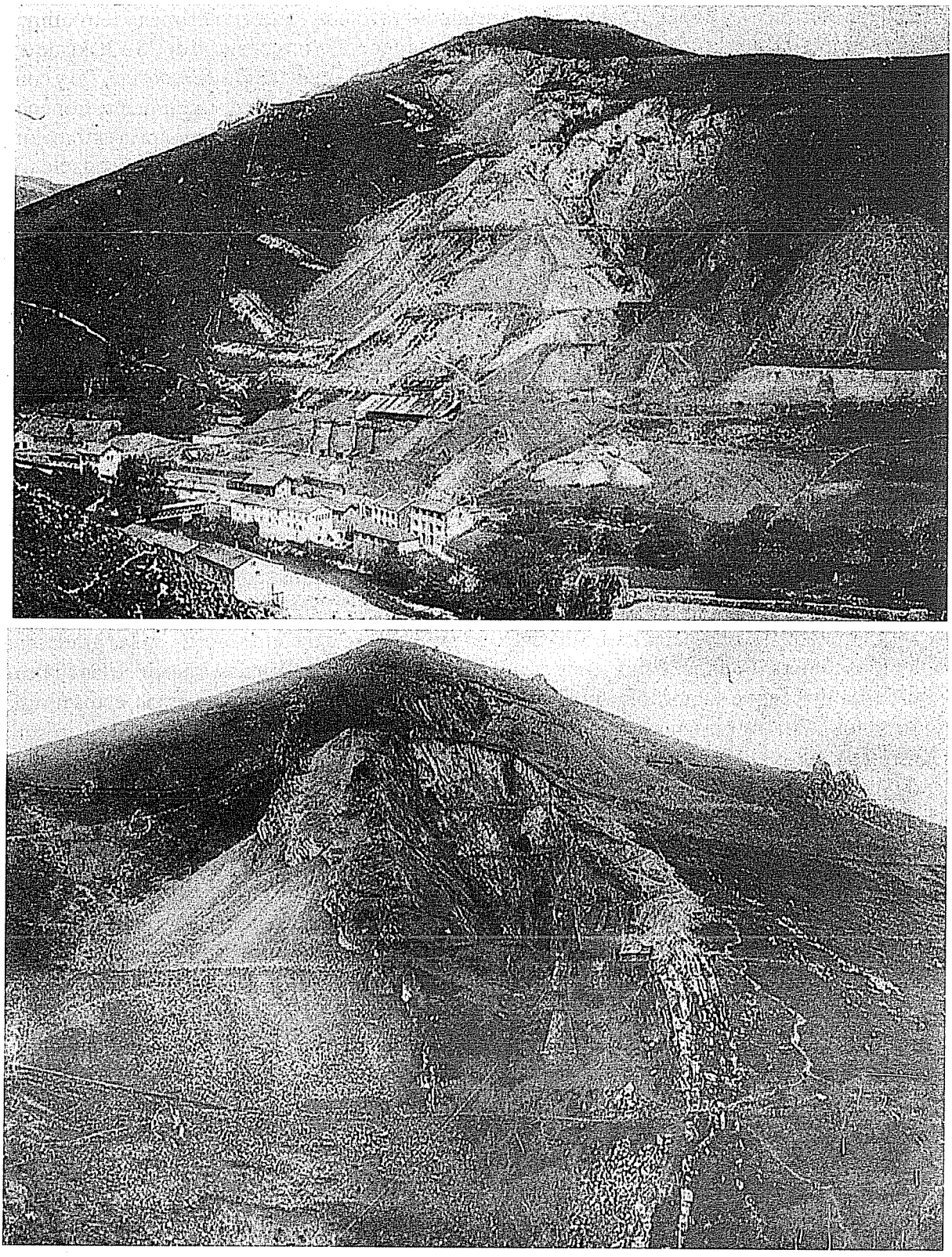


Figura 5.- Minas de Villaodrid. Arriba, frente de explotación de la Mina Luisa, al E del río Eo, en plena actividad productiva (hacia 1920). Se distinguen las gradas a cielo abierto y las galerías a media ladera. Al pie de las escombreras, se ven cuatro hornos de calcinación (el quinto aún no había sido construído). Fotografía inferior: Mina de Sarredo o Consuelo, en la prolongación septentrional del yacimiento anterior. Se observa la disposición de las galerías en el núcleo de un sinclinal apretado, delimitado por la Cuarcita del Eo. También los pilares que sostienen el cable del tranvía aéreo (éste en primer término), el cual transportaba el mineral a los hornos de Boulloso. Fotografías reproducidas de Hernández Sampelayo (1931).

+FeO (endotérmica), y $2FeO + O_2 = Fe_2O_3$. La segunda era francamente exotérmica y retroalimentaba la primera, si bien la presencia de menas complejas generaba un consumo de 28 a 30 kg de carbón por tonelada de mineral introducida, que además evitaba la generación de escorias. Tal y como describe Hernández Sampelayo (1931), la operación se practica en hornos ligeramente troncocónicos (Fig. 6 y 7), de 4 m de diámetro superior y 11 de altura, con cuatro puertas para la extracción y un cono de fundición en la parte baja, con aletas o albardas para distribuir la salida de productos. La carga de los hornos se hacía mediante plataformas de madera, que se llenaban con trozos de mineral de dimensiones equivalentes (10-15 cm), y luego se hacían bascular hasta embocarlos. El mineral calcinado se depositaba en una explanada al pie de los hornos, cubriéndolo para mantenerlo seco hasta su transporte por ferrocarril (Fig. 7). Inicialmente se construyeron dos grupos de hornos: cuatro en la *instalación de Puente Nuevo*, y tres en el apeadero de Boulloso. Los primeros en levantarse fueron los dos más meridionales (entre 1902-1903), utilizándose en su obra cerámica de la vieja fábrica de Sargadelos, con un precio total por unidad de 25.000-30.000 pesetas. En 1913 hay ya tres hornos en cada grupo, haciéndose necesaria la ampliación al producirse en profundidad un predominio progresivo del *carbonato* sobre el *rubio*. A principios de los años 30 se culmina el quinto horno de la Mina Luisa, construído con materiales de dos de los hornos de Boulloso, que habían quedado inactivos al supenderse la explotación de los pisos altos de Sarredo, desde los que el mineral era transportado mediante un tranvía aéreo (Fig. 5). Hoy en día los cinco "fornos" de A Pontenova, junto con el depósito de carga por tolva de mineral *rubio* contiguo a los mismos, han sido magníficamente restaurados y acondicionados, trasmitiendo al visitante una de las señas de identidad más sobresalientes de esta villa: la de su pasado minero.

El método de explotación variaba entre un predominio del cielo abierto, en las gradas más altas, a las canteras de unos 30 m de entrada desde la rasante de las más bajas, a partir de las cuales se abordaba el arranque subterráneo por el sistema de cámaras y pilares transversos, estos últimos soportados por la propia consistencia del mineral (Fig. 6). Las dimensiones de las galerías oscilaban entre 12x8 y 8x3 m (alto x ancho), y el arrastre del mineral se hacía por pozos de vertido que comunicaban con galerías inferiores, desde donde se conducían, bien a las tolvas de carga del ferrocarril (el *rubio*) o a las de entrada en los hornos (el *carbonato*). El *rubio* del yacimiento alcanza una ley media del 44-46% de hierro, 0,60-0,80% de fósforo y 13-16% de sílice. Las concentraciones de sílice en el carbonato calcinado subían generalmente al 18%, manteniéndose estable el fósforo.

Las labores mineras de Villaodrid constituyen un vestigio importante de la *época dorada* que alcanzó la explotación del hierro en Galicia, tras el descubrimiento y afianzamiento en la siderurgia europea, de los procedimientos *básicos* de producción de acero a partir de minerales fosforosos o semifosforosos de baja ley. Ello generó un incremento expectacular de las exportaciones en aquellos yacimientos que, como Villaodrid y Vivero, reunían unas mejores condiciones técnicas, con líneas de ferrocarril y terminales de carga apropiadas para los grandes transportes marítimos. Así, la producción conjunta de ambos yacimientos llegó a alcanzar las 300.000 toneladas anuales de mineral (crudo más calcinado), de las cuales Villaodrid aportó la cifra histórica de 180.106 toneladas en 1906 (Hernández Sampelayo, 1931). Hubo incluso un proyecto de prolongar el tren minero de Villaodrid hasta Ponferrada, unos 200 km hacia el sur (proyecto "Nueva Vizcaya en El Bierzo"), con objeto de dar salida al mar a la producción generada por otros muchos yacimientos de mineral de hierro en su recorrido (Meira, Fonsagrada, Becerreá, Coto Wagner, etc.), o bien servir para alimentar un futuro centro siderúrgico berciano. Sin embargo, nada de ello llegó a concretarse, y la Primera Guerra Mundial (1914-1918) trajo consigo una gran crisis en la minería gallega, con un importante declive de las exportaciones, que nunca más recuperaron sus cotas de producción anteriores. A partir de 1927 se produce la invasión del mercado por minerales fosforosos suecos, que copan la siderurgia europea con cotas de suministro de hasta 9 millones de toneladas anua-

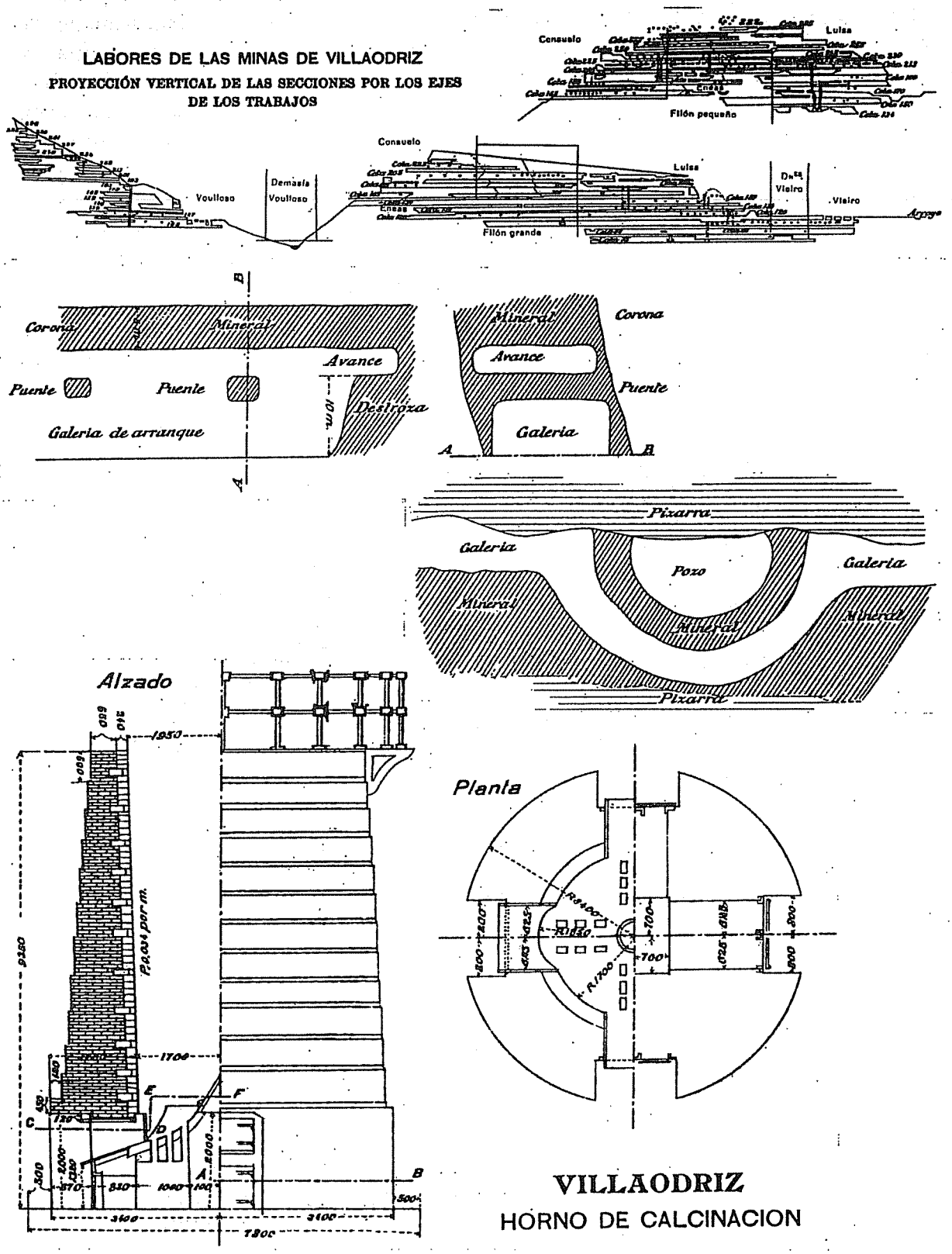


Figura 6.- Minas de Villaodrid. Arriba, plano general de las distintas galerías rasantes NNE-SSO, muy reducido. En medio, esquema del método de laboreo subterráneo en perfil, frente y planta, con pozos de vertido. Abajo, alzado y planta de uno de los hornos de calcinación de A Pontenova (según Hernández Sampelayo, 1931).

les, a un coste inferior al de las menas gallegas. Aún así, el mercado inglés sostiene las exportaciones de Villaodrid, que en los años 20 ya habían bajado a unas 30-35.000 toneladas anuales de media, con patrones de producción muy irregulares y crisis de costes por aumento de impuestos y gravámenes durante la dictadura de Primo de Rivera y la Segunda República. El periodo de la Guerra Civil Española trae consigo una mayor ralentización de la explotación, hasta la paralización total de los hornos por falta de carbón. Superada esta etapa, se hicieron las reparaciones necesarias en las minas, que continuaron siendo explotadas a bajo rendimiento hasta la década de los años 50. El ferrocarril dejó de funcionar en 1964 y, retiradas las vías, hoy día ha sido reconvertido en un cuidado camino apto para el senderismo y el cicloturismo. Por el contrario, las antiguas galerías mineras no son practicables debido a los hundimientos, habidos tras la explotación en retirada de los pilares que sustentaban a las labores subterráneas más importantes.

El impulso comercial que trajo consigo la minería fue el origen de la actual Pontenova, carácter que mantiene aún después de la extinción de la actividad minera, tras la cual resurgieron de nuevo las actividades agrarias y las industrias tradicionales.

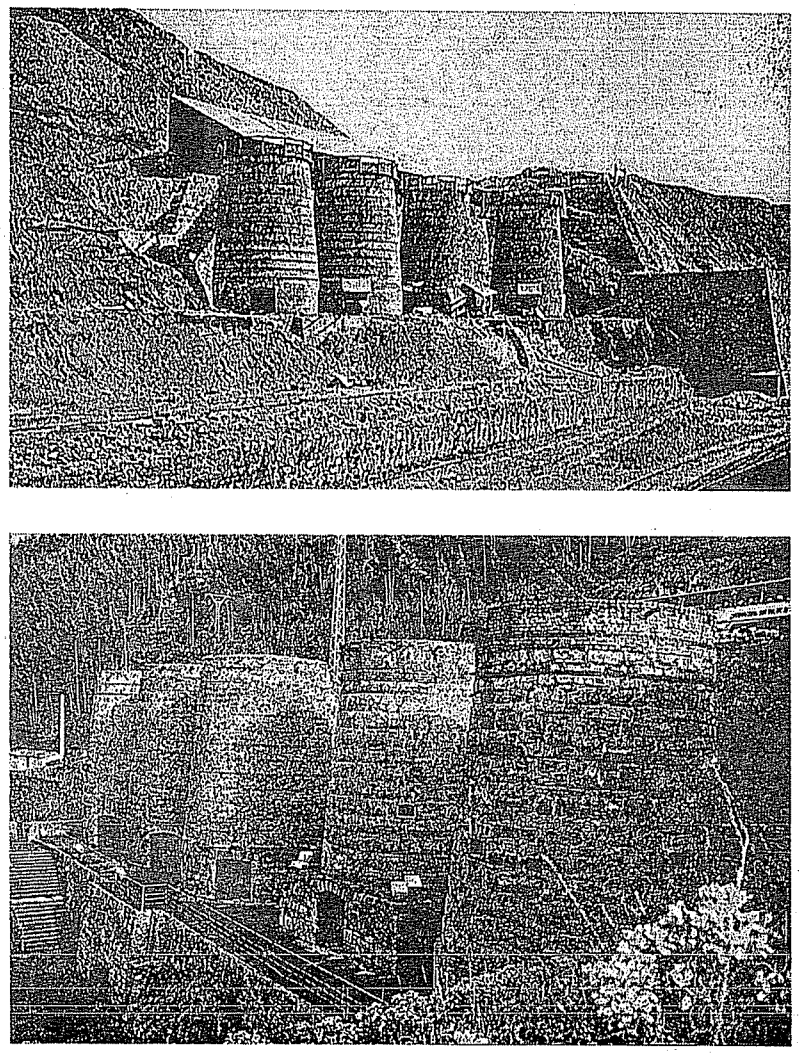


Figura 7.- Terminal del ferrocarril minero en la estación de Villaodrid (A Pontenova, Lugo). Arriba, vista general de los hornos de calcinación, hacia 1920, con el taller de machaqueo (en un nivel superior), la tolva-depósito de rubio (a la derecha) y el espacio para amontonar el mineral calcinado, junto a las vías (izquierda). Abajo, aspecto actual de "Os Fornos", una vez restaurados. Los dos que aparecen en primer término se construyeron en 1902-1903, el tercero en 1912 y el último de los cinco hacia 1925.

Agradecimientos

Los responsables de la excursión agradecen a David Jorge García García, conselleiro de Cultura del Concello de A Pontenova, las facilidades dadas para el desarrollo de la misma y la buena acogida a los participantes. También a nuestros colegas de la Universidad de Oviedo, Carlos Aramburu y Enrique Bernárdez, por la realización de las columnas generales (el primero de ellos), y la ayuda prestada en la preparación de las paradas. Esta guía compendia diversos resultados parciales de investigación, habidos en el desarrollo de los proyectos PB94-1330 de la DGES, y 351 y 410 del PICG.

Bibliografía

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

Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Martínez Catalán, J.R., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J.A. 1984. Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº1 (La Coruña) del Mapa Geológico de España E. 1:200.000. *Instituto Geológico y Minero de España*, 155 pág.

Bastida, F., Martínez Catalán, J.R. y Pulgar, J.A. 1986. Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, **8**, 415-430.

Brenchley, P.J., Romano, M., Young, T.P. y Storch, P. 1991. Hirnantian glaciomarine diamictites -evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. *In* C.R. Barnes y S.H. Williams (Eds.): *Advances in Ordovician Geology*, *Geological Survey of Canada*, **Paper 90-9**, 325-336.

García Palacios, A., Gutiérrez-Marco, J.C. y Herranz Araújo, P. 1996. Edad y correlación de la "Cuarcita de Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal). *Geogaceta*, **20** (1), 19-22.

Gutiérrez Marco, J.C. 1986. *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 701 pág. (inéd.)

Gutiérrez Marco, J.C. y Rábano, I. 1984. Fósiles ordovícicos del sinclinal de Villaodrid (Zona Asturoccidental-leonesa, NO. de España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **7**, 213-216.

Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., Truyols, J. y Villas, E. 1997a. Caracterización estratigráfica del Ordovícico Superior en el Manto de Mondoñedo (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España): primeras dataciones paleontológicas y correlación. *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología* (presente volumen).

Gutiérrez Marco, J.C., Rábano, I. y Storch, P. 1997b. Fósiles ordovícico-silúricos de Galicia. *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología* (presente volumen).

Hernández Sampelayo, P. 1915. Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *Boletín del Instituto Geológico de España*, **36**, 277-303. Hernández Sampelayo, P. 1922. Criaderos de Mineral de Hierro de España. Tomo IV, Hierros de Galicia, tomo I. *Memorias del Instituto Geológico de España*, **30**, 1-483.

Hernández Sampelayo, P. 1931. Criaderos de Hierro de España, Tomo IV. Hierros de Galicia, tomo II. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **37**, 1-561.

Hernández Sampelayo, P. 1935. Criaderos de Hierro de España, Tomo IV. Hierros de Galicia, tomo III, fascículos 1 y 2. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **42**, 1-769.

Liñán, E. y Perejón, A. 1997. El Cámbrico de Galicia y sus fósiles. *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología* (presente volumen).

Lunar Hernández, R. 1977. Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del Noroeste de la Península. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **90**, 1-211.

MacGregor, A.R. 1961. Upper Llandeilo brachiopods from the Berwyn Hills, North Wales. *Palaeontology*, **4**, 177-209.

Marcos, A. 1973. Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **6**, 1-113.

Martínez Catalán, J.R. 1985. Estratigrafía y estructura del domo de lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae*,[2], **2**, 1-291.

Martínez Catalán, J.R., Hacar Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaún, A. y González Lodeiro, F. 1992a. Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, **81** (2), 545-560.

Martínez Catalán, J.R., Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Pulgar, J.A. y Marcos, A. 1992b. La Zona Asturoccidental-Leonesa: estructura. *In* J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 463-468.

Paris, F., Elaouad-Debbaj, Z., Jaglin, J.C., Massa, D. y Oulebsir, L. 1995. Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. *In* J.D. Cooper, M.L. Droser y S.C. Finney (Eds.): *Ordovician Odyssey*. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 171-176.

Pello García, J.F. 1976. *Hierros Ribadeo-Fonsagrada-Becerreá. Estudio de las áreas de Villaodrid, Orrea y Fonsagrada*. Informe Interno ENADIMSA, 62 pág. (inédito).

Perejón, A., Moreno-Eiris, E., Fernández-Remolar, D., Menéndez, S. y García-Bellido, D. 1997. Registro paleontológico de las Calizas de Vegadeo en Galicia (España). *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología* (presente volumen).

Pérez-Estáun, A. 1978. Estratigrafía y estructura de la Rama S. de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, **92**, 1-151.

Pérez-Estaún, A., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Bastida, F. y Pulgar, J.A. 1992. Estratigrafía de la Zona Asturoccidental-leonesa. *In* J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 453-461.

Quintero, I. 1962. Graptolites en la provincia de Lugo. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **65**, 61-82.

Robardet, M. y Doré, F. 1988. The Late Ordovician diamictic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66**, 19-31.

Romariz, C. 1969. Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular. *Comunicaçôes dos Serviços Geológicos de Portugal*, **53**, 107-155.

Sdzuy, K. 1968. Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **2**, 45-58.

Truyols, J., Gutiérrez-Marco, J.C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I. y Villas, E. 1997. Bioestratigrafía y correlación de las formaciones pelíticas del Ordovícico Medio en el noroeste de la Península Ibérica: primeros resultados generales. *Comunicaciones XIII Jornadas de Paleontología* (presente volumen)

Walter, R. 1963. Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nordwest-Spanien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **117**, 360-371.

Walter, R. 1968. Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotektonische Forschungen*, **27**, 3-70.

ÍNDICE

Comunicaciones

Tema Monográfico:

A. GRANDAL D'ANGLADE & J.C. GUTIÉRREZ-MARCO. Introducción a los fósiles de Galicia. Breve reseña histórica de la paleontología gallega....1

E. LIÑÁN & A. PEREJÓN. El Cámbrico de Galicia y sus fósiles....5

J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, I. RÁBANO Y P. STORCH. Fósiles ordovícico-silúricos de Galicia....10

M. TRUYOLS-MASSONI. El Paleozoico Superior de Galicia: Síntesis paleontológica....16

A. GOY GOY. Fósiles mesozoicos de Galicia....17

E. BARRÓN & L. SANTOS FIDALGO. Síntesis paleobotánica de las cuencas terciarias de Galicia....19

A. GRANDAL D'ANGLADE, F. LÓPEZ GONZÁLEZ & J.R. VIDAL ROMANÍ. Síntesis de vertebrados fósiles de Galicia....22

Mª P. SAA OTERO. Datos palinológicos del Cuaternario de Galicia....28

A. PEREJÓN, E. MORENO-EIRIS, D. FERNÁNDEZ-REMOLAR, S. MENÉNDEZ & D. GARCÍA-BELLIDO. Registro paleontológico de las Calizas de Vegadeo en Galicia (España)....30

E. MARTÍNEZ GARCÍA & M.A. FOMBELLA. Datacion palinológica de la Unidad de Curbeiro (Pontevedra, España) y su importancia en la geología de Galicia....32

J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, C. ARAMBURU, M. ARBIZU, I. MÉNDEZ-BEDIA, I. RÁBANO, J. TRUYOLS & E. VILLAS. Caracterización estratigráfica del Ordovícico Superior en el Manto de Mondoñedo (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España): primeras dataciones paleontológicas y correlación....33

A. GRANDAL D'ANGLADE & F. LÓPEZ GONZÁLEZ. Posible coexistencia de ciervos (*Cervus elaphus*) de tallas diferentes durante el Pleistoceno....38

F. LÓPEZ-GONZÁLEZ, A. GRANDAL D'ANGLADE & J.R. VIDAL ROMANÍ. Estudio tafonómico de la muestra ósea de macromamíferos de Liñares sur (Lugo, Galicia)....40

A.V. GONZÁLEZ PORTO, E. DÍAZ LOSADA & Mª.P. SAA OTERO. Dinámica de vegetación post-würmiense en los Montes do Buio (NW de España) a través del análisis polínico....41

L. SANTOS FIDALGO, J.R. VIDAL ROMANÍ & G. JALUT. Aportación al conocimiento de la vegetación durante el Cuaternario reciente en el NO de la Península Ibérica....42

L. SANTOS FIDALGO, J.R. VIDAL ROMANÍ & G. JALUT. Evolución de la vegetación holocena en la Sierra de Queixa-Invernadoiro (Galicia, España), a través del análisis polínico....44

Proyecto 351 PICG:

G. F. ACEÑOLAZA. *Rhabdinopora* (Graptolithina) en las cuencas Eopaleozoicas del margen Gondwánico Sudamericano....49

E. DÍAZ MARTÍNEZ. Latest Ordovician-Early Silurian glaciation and carbonate deposition in the Bolivian Central Andes....51

F. R. DURAND, A.J. TOSELLI, J. N. ROSSI DE TOSELLI & J. SAAVEDRA. El Neoproterozoico y Paleozoico inferior del Sistema de Famatina (Argentina) durante la consolidación del Gondwana occidental....53

M. EL BOURKHISSI & G. N. SARMIENTO. Primeros conodontos ordovícicos del Anti-Atlas (Marruecos)....56

S.B. ESTEBAN & J.C. GUTIÉRREZ-MARCO. Graptolitos del Tremadoc del Sistema de Famatina (Argentina)....59

J.A. GÁMEZ VINTANED. Pistas fósiles de utilidad bioestratigráfica en el Cámbrico de Gondwana....63

M.C. GÖNCÜOGLU. Origin of Lower Paleozoic terranes in Turkey....66

M.C. GÖNCÜOGLU. & H. KOZLU. Lower Paleozoic evolution of the of the Gondwana-land; data from the eastern mediterranean region....68

E. GONZÁLEZ CLAVIJO, J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, E. JIMÉNEZ FUENTES, M.C. MORO BENITO & P. STORCH. Graptolitos silúricos del sinforme de Alcañices (prov. de Zamora, Zonas Centroibérica y Galaico-trasmontana) 71

R. GOZALO Y E. LIÑÁN. Revisión del género *Onaraspis* Öpik 1968 (TRILOBITA) y sus implicaciones bioestratigráficas y paleobiogeográficas para el Bilbiliense (Cámbrico Inferior) 75

J.C. GUTIÉRREZ-MARCO. Interés de la presencia de *Didymograptus murchisoni* (Graptolithina) en el Ordovícico Medio de Afganistán central, y sus implicaciones para la paleogeografía del Gondwana oriental 76

J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, R. SCHALLREUTER, M. EL BOURKHISSI & I. HINZ-SCHALLREUTER. Identificación del género *Reuentalina* (ostrácodo Palaeocopa) en el Ordovícico Medio del Anti-Atlas central marroquí 80

Z.A. HERRERA & P.R. RACHEBOEUF. Afinidades paleobiogeográficas de la fauna de braquiópodos devónicos de la Precordillera Argentina 83

A. LE HÉRISSÉ. Evolution of the phytoplanktonic distribution and seaways connections between the end Ordovician and Lower Devonian in the Gondwana-Euramerican interface 87

E. LIÑÁN & R. GOZALO. El Leoniense (Cámbrico Medio bajo) y su correlación 87

S. LORENZO, E. VILLAS & J.C. GUTIÉRREZ MARCO. Un nuevo registro de la fauna de *Hirnantia* en la Península Ibérica. Implicaciones sobre la paleobiogeografía del N de Gondwana durante el Ordovícico terminal 89

T. PALACIOS. Acritarcos del Cámbrico superior de Borobia, Soria: implicaciones bioestratigráficas 90

R. RODRÍGUEZ CAÑERO, S. GARCÍA LÓPEZ & G. SARMIENTO. Conodontos siluro-devónicos de la Peña de Ardales (Complejo Maláguide, Cordillera Bética). 92

J. ROQUÉ BERNAL. Graptolitos rhuddanienses en la Sierra de Miramar (Cadenas Costeras Catalanas) 95

M.C. SÁNCHEZ. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Mesón (Cámbrico), Cordillera Oriental argentina 97

M.A. DE SAN JOSÉ & P. HERRANZ. Facies glacioderivadas anteordovícias en la Zona Centroibérica meridional, y su relación con los eventos globales del límite inferior del Paleozoico 100

F.G. SARDI. Depositos Wolframiferos Eopaleozoicos del Sistema De Famatina, La Rioja, Argentina 104

G.N. SARMIENTO, A.A. CALVO & E. GONZÁLEZ-CLAVIJO. Conodontos paleozoicos (Ashgill - Emsiense) del Sinforme de Alcañices (oeste de Zamora, España) 108

G.N. SARMIENTO, D. FERNÁNDEZ-REMOLAR & N. HAMOUMI. Nuevos datos sobre microfósiles problemáticos de la "Brecha de Micmacca" (Cámbrico Medio inicial) en la región de Jbel Sarhro, Anti-Atlas central (Marruecos) 111

G.N. SARMIENTO, M.C. GÖNCÜOGLU, D. FERNÁNDEZ-REMOLAR & S. GARCÍA-LÓPEZ. Small shelly fossils from the Çal Tepe Formation (late Lower Cambrian - early Middle Cambrian) in its type locality, western Taurides (Turkey) 113

P. STORCH. Lower Silurian graptolite faunas of the peri-Gondwanan Europe: biostratigraphy and correlation, palaeobiogeography, environmental interpretation 115

J.-M. THERY. Los eventos cósmicos terrestres más importantes entre el Proterozoico y Devónico en el Noroeste de Gondwana: Importancia de la Paleontología para su correlación 117

J. TRUYOLS, J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, M. ARBIZU, I. MÉNDEZ-BEDIA, I. RÁBANO & E. VILLAS. Bioestratigrafía y correlación de las formaciones pelíticas del Ordovícico Medio en el noroeste de la Península Ibérica: primeros resultados generales 118

S.YANEV. The Perigondwanic terranes in the Paleozoic basement of the Balkan peninsula 120

Patrimonio paleontológico:

L. ALCALÁ & B. AZANZA. El patrimonio paleontológico virtual: un recurso didáctico, cultural y científico 127

C. CASTILLO, J. CASTILLO, J.J. COELLO, E. MARTÍN, M. MARTÍN & A. MÉNDEZ. La tutela del patrimonio paleontológico en Canarias. Valoración general 129

A. MONTERO Y C. DIÉGUEZ. Yacimientos paleontológicos y concesiones mineras. Contradicciones en la defensa del Patrimonio Paleontológico 132

Paleontología. Tema Libre:

M. T. ALBERDI, M. A. ALONSO DIAGO, B. AZANZA, M. HOYOS & J. MORALES. Sesgo y azar en la composición anatómica y taxonómica de yacimientos de vertebrados. Tres casos de estudio en medios marginales lacustres de la cuenca de Guadix-Baza 135

C. ALBEROLA & J. USERA. Biocenosis y tanatocenosis de foraminíferos de los fondos de las Islas Columbretes (Castellón) 138

B. AZANZA. Origen y evolución de los apéndices craneales de tipo asta 140

R. BAO, A. SÁEZ, S. SERVANT-VILDARY & LL. CABRERA. Caracterización e interpretación paleohidrológica de las asociaciones de diatomeas lacustres de la Fm. Quillagua (Mioceno Superior del Norte de Chile) 144

E. BARRÓN. Caracterización paleobotánica del afloramiento mioceno de Izarra (Álava, España) 147

E. BARRÓN. Estudio paleobotánico de la cuenca miocena inferior de Rubielos de Mora (Teruel, España) 149

J. BELLO, G. DELVENE, I. PÉREZ-URRESTI & J. RAMAJO. Bioestratigrafía y Paleoecología de bivalvos del Oxfordiense en el área de Calanda (Cordillera Ibérica, Teruel) 152

E. BERNARDEZ RODRIGUEZ. Selachian Biostratigraphy of the Salamanca Formation (Palaeogene, Patagonia, Argentina): Preliminary Report 156

J. M. BRITO, C.C. EMIG, A. MÁRQUEZ-ALIAGA & V. MARTÍNEZ. Los Lingúlidos del Triásico español: nuevas aportaciones 159

A. CALONGE, E. CAUS & M. AGUILAR. Revisión de las especies del género *Praealveolina* 161

M.A. CUESTA RUÍZ-COLMENARES. *Leptotheridium* sp., primer Artiodáctilo del yacimiento eocénico de Caenes (Cuenca del Duero, provincia de Salamanca, Castilla y León, España) 162

M.A. CUESTA RUÍZ-COLMENARES. Yacimientos de mamíferos del Eoceno de la cuenca del Duero (España) 165

G. DELVENE IBARROLA. Estudio paleoecológico de las asociaciones de bivalvos del Calloviense y Oxfordiense en las localidades de Ariño y Oliete 165

G. DELVENE IBARROLA, J. RAMAJO CORDERO & I. PÉREZ-URRESTI. Primeros datos sobre la paleoecología y bioestratigrafía en la Formación Sot de Chera (Ricla, Zaragoza) 169

J. B. DÍEZ, L. GRAUVOGEL-STAMM, R. RAUSCHER, J. BROUTIN & J. FERRER. Hallazgo de una microflora del Anisiense inferior en Morata de Jalón (Zaragoza) 172

J. P. FERNANDES, A. PINTO DE JESUS, F. TEIXEIRA & M. J. LEMOS DE SOUSA. Primeiros Resultados Palinológicos na Bacia Carbonífera do Douro (NO de Portugal) 176

E. FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, Mª J. SALAS, Z. HERRERA, S. GARCÍA-LÓPEZ & Y. PLUSQUELLEC. Presencia del coral tabulado *Parastriatopora gigantea* en el Devónico Inferior de Argentina 179

S. GARCÍA-LÓPEZ, J. SANZ-LÓPEZ & M. V. PARDO ALONSO. Conodontos de los sinclinales de Almadén y Guadalmez (Devónico-Carbonífero inferior), Zona Centroibérica meridional, España 183

A. GARCÍA-FORNER & J. USERA MATA. Aplicación del estudio de las poblaciones de foraminíferos fósiles a la evolución de la albufera cuaternaria de Oliva-Pego 186

S. GUERRERO-ALBA, P. PALMQVIST, B. MARTÍNEZ-NAVARRO & A. ARRIBAS. Estudio morfométrico del caballo de Venta Micena (Orce, Granada) y su comparación con los équidos actuales y del Plio-Pleistoceno de Europa y África 189

C. LAPLANA & G. CUENCA-BESCÓS. Los arvicólidos (Arvicolidae, Rodentia) del límite Pleistoceno Inferior-Medio en el relleno cárstico Trinchera Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, España) 192

M. LEIRA, R. BAO & J.R. VIDAL ROMANÍ. Aspectos paleolimnológicos de la laguna tardiglaciar de Villaseca (León) a partir del análisis de restos de microalgas 195

D. LINARES, J.M. GONZÁLEZ DONOSO & F. SERRANO. Condiciones paleoceanográficas del mar de Alborán y de la cuenca Sur Balear durante el Cuaternario inferidas a partir del estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos 198

Mª.D. MARÍN-MONFORT, E. PEÑALVER & P. MONTOYA. Recuperación y restauración de los materiales paleontológicos de Venta del Moro (Valencia) 199

E. MAYORAL & F. MUÑIZ. Primeras evidencias de *Macanopsis* (Macsotay, 1967) en la Península Ibérica 203

P. MUÑOZ BARRAGÁN, J. B. DÍEZ & J. FERRER. XYLODATA: Identificación de xilema fósil asistida por ordenador 206

M.A. MURPHY & J.I. VALENZUELA RÍOS. Evolución morfológica y posición estratigráfica del grupo *Ancyrodelloides eleanorae* (Conodonta, Devónico Inferior) 208

F. OLÓRIZ, P. PALMQVIST & J.A. PÉREZ-CLAROS. Análisis fractal de la complejidad sutural en ammonites del Jurásico superior y su relación con la geometría de la concha, tipo de ornamentación y paleoecología 209

E. ORTIZ JAUREGUIZAR. Paleoecología y evolución de la fauna de mamíferos de América del Sur durante la "Edad de las Planicies Australes" (Mioceno superior-Plioceno superior) 213

A. PARDO, J.A. ARZ & I. ARENILLAS. Zumaya Vs. Koshak: la larga polémica del límite K/T 216

A. PASCUAL & J. RODRIGUEZ-LÁZARO. Cambios ambientales en las marismas holocenas de Gernika-Urdaibai, según las poblaciones de foraminíferos bentónicos y ostrácodos 221

Z. PEREIRA & J.T. OLIVEIRA. Contribuição da palinoestratigrafia para a determinação da posição paleogeográfica da Zona Sul Portuguesa no Ciclo Hercínico 224

I. RÁBANO, A. ARRIBAS & A. RODRIGO. Fósiles mesozoicos en la colección de ejemplares tipo y figurados del Museo Geominero (ITGE, Madrid) 227

O. RUÍZ & D. PONS. Aporte de la palinología y las palinofacies a la estratigrafía secuencial del Paleógeno en la Cuenca de los Llanos Orientales, Colombia 230

J. SANZ LÓPEZ. Nueva especie de *Icriodus* (Conodonta) del Fameniense inferior 232

J. SANZ LÓPEZ, S. GARCÍA LÓPEZ & J.R. MONTESINOS LÓPEZ. Conodontos de la Formación Cardaño en el límite Frasniense-Fameniense (unidad del Gildar-Montó, Dominio Palentino, Zona Cantábrica) 234

J.R. SENDRA SAEZ. Los yacimientos de mamíferos marinos del Neógeno del Sur de la provincia de Alicante 237

J.R. SENDRA. Paleontología y folklore popular: los monstruos mitológicos de Rojales (Alicante) 241

F. SERRANO, J.M. GONZÁLEZ-DONOSO & D. LINARES. Bioestratigrafía y paleoceanografía del Plioceno en las localidades 975 (Menorca) y 976 (mar de Alborán) a partir del análisis cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos planctónicos 245

J.L. SUÁREZ ANDRÉS. Briozoos Fenestrados de la Formación Moniello (Devónico Inferior y Medio, Asturias). Primeros datos 247

J.L. SUÁREZ ANDRÉS. Corrientes en briozoos fenestrados con forma de embudo. Dos ejemplos del Devónico de Asturias 250

J. USERA & A.M. BLÁZQUEZ. *Ammonia beccarii* (Linné, 1758) (Foraminiferida, Protozoa) en el Cuaternario continental de la laguna de Villena (Alicante): Dinámica poblacional y procesos tafónómicos asociados 253

J.I. VALENZUELA RÍOS. ¿Alguién sabe qué es el Praguiense (Devónico Inferior)? 254

G.N. SARMIENTO, J. SANZ-LOPEZ, S. GARCIA-LOPEZ & N. HAMOUMI. La Biozona de *Polygnathoides siluricus* (Conodonta, Ludlow superior) en las "calizas con orthocerátidos" del Tafilalt, Anti-Atlas oriental, Marruecos 257

Guías de las excursiones

Excursión del Proyecto 351 del PICG: Paleozoico Inferior del NO de la Península Ibérica 263

Excursión A: Paleontología de las Cuencas Terciarias de As Pontes y Roupar (A Coruña) 315

Excursión B: Fósiles del Paleozoico Inferior del Manto de Mondoñedo (Lugo) 331