

# CONTENIDOS

## XV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA

M. Abad, J.G. Pendón, F. Ruiz, M.L. González-Regalado y J. Tosquella. Los deltas tortonienses del margen pasivo occidental de la Cuenca del Guadalquivir (sur de España) .....	15
M. Abad, J.G. Pendón, F. Ruiz, M.L. González-Regalado y J. Tosquella. Los niveles condensados tortonienses en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: caracterización e implicaciones geológicas .....	21
R. Aguado, J. M. Molina y J.A. Vera. La Formación Capas Rojas (Cretácico Superior) en el Mencil (Subbético Medio, provincia de Granada): precisiones sedimentológicas y bioestratigráficas .....	27
P. Álvarez-Iglesias, B. Rubio y M. Pérez-Arlucea. Comparación entre dos métodos de extracción secuencial para el fraccionamiento metálico en sedimentos marinos contaminados .....	31
M.I. Benito y R. Mas. Las dolomías del Cretácico Superior del borde sur del Sistema Central: estudio preliminar .....	37
G. Cozzi, J. Bastida, A. Alvarez-Larena, S. Martínez-Manent y P. Pardo. Características composicionales y "cristalinidad" de caolinita en bauxitas de la Fm Cantaperdius .....	43
F. García-García, J. Fernández y C. Viseras. Registro de cambios climáticos en la sedimentación de deltas de grano grueso (Tortoniense Superior, Cuenca de Granada, Cordillera Bética) .....	47
S. García-Gil, J.B. Díez, C. Muñoz-Sobrino, J. Iglesias y F. Vilas. Implicaciones Sedimentológico-estratigráficas del estudio palinológico del testigo ZV-01 (Ría de Vigo) .....	53
A. Giannetti, J.E. Caracuel, P. Monaco, J.M. Soría y A. Yébenes. Sedimentología, tafocias e icnocenosis de las parasecuencias albienses de rampa carbonatada externa en el Prebético de Alicante (Serra Gelada) .....	57
J. M. de Gibert y R. Goldring. Ictioestratigrafía e interpretación deposicional de las calcarenitas de la Piedra Bateig, Mioceno, Alicante .....	63
A. Martín-Pérez y A.M. Alonso-Zarza. Dolomitización en sistemas kársticos actuales: el caso de la Cueva de Castañar de Ibor (Cáceres) .....	67
M.I. Millán, L.M. Agüerezabala, P.A. Fernández-Mendiola y J. García-Móndejar. El surco calcarenítico intraplataforma de Desamendi: origen y evolución (Aptiense inferior, Aralar-Navarra) .....	73
J. L. Pérez-Jiménez, A. M. Alonso-Zarza y M. A. Bustillo. Sedimentología y diagénesis de las secuencias lacustres someras en el área del yacimiento neolítico de Casa Montero (Vicálvaro, Madrid) .....	77
C. Peropadre, N. Meléndez y C.L. Liesa. Niveles de tormenta en un intervalo siliciclástico costero aptiense de la subcuenca de Las Parras (Teruel): consideraciones paleogeográficas y estratigráficas .....	81
S. Pla, A. Arribas, C. Viseras y J.M. Soría. Trazas orgánicas e inorgánicas en una paleosuperficie fluvial asociada a un yacimiento de grandes mamíferos del Plioceno-Pleistoceno (Fonelas P-1, Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética) .....	85
T. Rivas, K. Mohamed, B. Rubio, D. Rey, F. Vilas, B. Alonso y G. Ercilla. Aplicación de la microscopía electrónica de barrido con electrones retrodispersados en la caracterización microtextural de sedimentos marinos y en la interpretación de registros geoquímicos .....	89
J. P. Rodríguez-López, N. Meléndez y A. R. Soría. Arquitectura estratigráfica de la Fm. Escucha (Albiense) en el flanco sur del Sinclinal de Cueva Foradada. Subcuenca de Oliete (Teruel). Cuenca Ibérica Central .....	95
B. Rubio, D. Rey, D. P. Cham, K. Mohamed, F. Vilas, B. Alonso y G. Ercilla. Fases geoquímicas de Fe y Mn en sedimentos del noreste del margen continental Atlántico de España: procesos diagénéticos y sedimentarios .....	99
P.A. Ruiz-Ortiz, J.M. Castro, G.A. de Gea y L.M. Nieto. Tempestitas del Albiense y facies asociadas: indicadores paleogeográficos de la plataforma prebética (provincias de Murcia y Alicante) .....	103
C. de Santisteban y R. Esperante. Estructura de un cauce encajado (Incised Valley), en materiales de la Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo, Cuenca Ibérica Suroccidental, Valencia .....	109
J.M. Soría, J.E. Tent-Manclús, J.E. Caracuel, A. Yébenes, C. Lancis y A. Estévez. La crisis de salinidad Tortoniense: su registro en la zona de enlace entre las cuencas de Fortuna y del Bajo Segura .....	113
M. Vázquez, C. Osácar, C. Arenas, C. Sancho y L. Auqué. Variabilidad de la señal isotópica ( $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ ) del sistema tobáceo actual del Parque del Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza) .....	119

## IV COLOQUIO DE ESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL PERMICO Y TRIÁSICO DE ESPAÑA

A. Arche, J.B. Díez y J. López-Gómez. Identificación del Pérmico Inferior (Autuniense) en el subsuelo de la cuenca del Ebro, NE de España .....	127
E. Barrón, J.J. Gómez, A. Goy, A.P. Pieren. Asociaciones palinológicas del tránsito Rhaetiense-Hettangiense en Asturias (España) .....	133
W. Martínez del Olmo. El Muschelkalk del sondeo Jaraco-1 (SE de España) .....	137
R. de la Horra, J. López-Gómez y A. Arche. Caracterización de la unidad Conglomerados de Valdemeca en la transición Pérmico-Triásico de la Cordillera Ibérica centro-oriental .....	141
C. de Santisteban y M. March-Benloch. Los depósitos con facies Muschelkalk (Formación Dolomías y calizas de Cañete) del anticlinal de Jalance (Valencia) .....	147
J. Fernández, C. Viseras, J.M. Soría y F. García. Dinámica sedimentaria en el relleno de un paleovalle durante el Triás medio y superior en la región de Almedina-Alcaraz, España .....	151
P. Garay-Martín. Unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior en el Dominio Espadán-Calderona (Provincias de Castellón y Valencia) .....	155
P. Garay-Martín. Unidades litoestratigráficas del Triásico medio en el dominio Espadán-Calderona (Provincias de Castellón y Valencia) .....	159
P. Garay-Martín. Rasgos generales del Dominio Triásico Espadán-Calderona (Provincias de Castellón y Valencia) .....	163
A. García-Fornier, P. Plasencia, J. A. Villena, C. Martínez-Pérez y A. Márquez-Aliaga. Recursos didácticos del Museo de Geología de la Universitat de València: "Colección Ictiofósiles del Triásico" .....	167
S. García-Gil, J.B. Díez y N. Solé de Porta. Palinostratigrafía de la Formación Cuesta del Castillo (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, España) .....	171
J. M. de Gibert, E. Ramos, M. Marzo, K. Tawengj y N. Bolatti. Trazas fósiles e Ictiofacies y su relación con el ambiente sedimentario, Formación Hawaz, Ordovícico, Ubia .....	175
A. Goy, A. Pérez-López y F. Pérez-Valera. Ammonoideos del Ladinense en la Unidad de Cabo Cope (Zonas Internas, Cordillera Bética) .....	179
J. J. Gómez, A. Goy y A. Márquez-Aliaga. Bioestratigrafía del tránsito Triásico-Jurásico en Asturias: ammonoideos y bivalvos entre Avilés y Caravia. (España) .....	183
J. Sha, L. Lin, L. Zhu, Y. Pang, X. Fu y X. Wang. Distribution pattern of Late Triassic Pergamidia (Bivalvia) and its significance .....	189
A. Márquez-Aliaga, P. Plasencia y S. Ros. Bivalvos del Retiense de la Formación Imón (Tarragona, España): en homenaje a Francesc Calvet .....	193
J. D. Martín-Martín, D. Gómez-Gras, T. Sanfeliu y D. Parcerisa. El metamorfismo de muy bajo grado en sedimentos permo-triásicos de la Cordillera Ibérica oriental (sierras de Espina y Espadán, Castellón) .....	197
J. D. Martín-Martín, D. Gómez-Gras, T. Sanfeliu y K. Zoghiani. Origen de la asociación de minerales de la arcilla del Permo-Triásico del Desert de les Palmes (Castellón). Relación con la alteración del zócalo hercínico .....	
A. Pérez-López y F. Pérez-Valera. Tipos de facies y denominaciones del Triásico en los distintos dominios de la Cordillera Bética .....	
J. A. Pérez-Valera, F. Pérez-Valera y A. Goy. Bioestratigrafía del Ladinense Inferior en la región de Calasparra (Murcia, España) .....	
F. Pérez-Valera, A. Pérez-López y J. A. Pérez-Valera. Definición de la Formación Cebegín para los carbonatos de facies Muschelkalk depositados en un área intermedia externa del Paleomargen Sudibérico .....	
F. Pérez-Valera y A. Pérez-López. Definición de la Formación Siles para los carbonatos de facies Muschelkalk depositados en un área proximal del Paleomargen Sudibérico .....	
P. Plasencia y A. Márquez-Aliaga. Aportaciones al estudio de la recuperación y extinción de los conodontos durante el Triásico .....	
S. K. Pukhonto. The Lower-Middle Permian boundary in continental facies in the north of the European Russia .....	
L. Razola. El triásico superior del borde NW de la Cordillera Ibérica (Prov. de Segovia, Soría y Guadalupe) .....	
D. Sánchez-Fernández, J. Martín-Chivelet, J. López-Gómez, A. Márquez-Aliaga y L. Márquez. La facies Muschelkalk en la franja Mijares-Monserrat (Cordillera Ibérica Meridional, Valencia) .....	
Y. Sánchez-Moya, E. Barrón y A. Sopena. Nuevos datos sobre la edad del Buntsandstein de la Cordillera Cantábrica .....	251
José Luis Sanz. Reptiles triásicos del registro español .....	255
J. Suarez-Alba. La Mancha Triassic and Lower Lias Stratigraphy, a Well Log Interpretation .....	259
R.H. Wagner y E. Mayoral. El Pérmico inferior de la cuenca de Valdevar (Sevilla, SW de España) .....	263

S  
551.3.051  
CON  
XV



Universitat d'Alacant  
Universidad de Alicante



VNIVERSITAT D VALÈNCIA

# Geo-Temas

## Volumen 8

**XV Congreso Nacional de Sedimentología  
y  
IV Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía  
del Pérmico y Triásico de España**

## SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La Sociedad Geológica de España fue fundada en 1985 y tiene como fines la promoción, fomento y difusión del conocimiento, progreso y aplicaciones de la Geología, el asesoramiento en materia científica y educativa a las Instituciones y Entidades que lo requieran, y la representación de los intereses científicos de la comunidad geológica de España a nivel internacional. Sus miembros tienen derecho a participar en todas las actividades organizadas por la Sociedad, a optar a ocupar cualquiera de sus cargos directivos y a recibir gratuitamente las publicaciones periódicas de la Sociedad: Geogaceta y Revista de la Sociedad Geológica de España.

### Junta de Gobierno de la Sociedad Geológica de España

Alfonso Meléndez Hevia (Presidente)  
José Mangas Viñuela (Vicepresidente)  
José Eugenio Ortiz Menéndez (Secretario 1º)  
Gabriel Gutiérrez Alonso (Tesorero)  
Juan Antonio Morales (Vicesecretario)  
Rosa Tejero López (Secretario 2º)  
Irene de Bustamante Gutiérrez (Vocal)  
Ana Rosa Soria de Miguel (Vocal)  
Ángela Alonso Millán (Vocal)  
Juan Carlos Cañaveras Jiménez (Vocal)  
Ana Crespo Blanc (Vocal)  
Julia Cuevas Urionabarrenechea (Vocal)  
Pablo Gumiel Martínez (Vocal)

### Editores de la Sociedad Geológica de España

Carlos Sancho Marcén (Editor Principal)  
María José Huertas Coronel (Editor Adjunto 1º)  
Ferrán Colombo Piñol (Editor Adjunto 2º)

*Dirección de la sede de la Sociedad Geológica de España: Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n 37008 Salamanca.*

### GEO-TEMAS

Geo-Temas es una publicación de carácter no periódico en la que se recogen resúmenes extensos de las comunicaciones presentadas en los Congresos Geológicos que, con carácter cuatrienal, celebra la Sociedad Geológica de España, así como en los congresos, simposios u otras reuniones de carácter científico organizados por las Comisiones de la SGE y las asociaciones afiliadas o vinculadas a ésta mediante convenios específicos. La publicación de los resúmenes de comunicaciones presentadas a cualquiera de estos eventos es resultado del acuerdo entre los órganos rectores de la Sociedad Geológica de España y los comités organizadores de dichos actos. Los organizadores de cada reunión son responsables de la obtención de los fondos necesarios para cubrir en su totalidad la edición y difusión del correspondiente número de Geo-Temas. Al no constituir una publicación de carácter periódico y no estar contemplada estatutariamente dentro de la SGE, Geo-Temas es distribuida exclusivamente a los inscritos en los actos a los cuales va dirigida la edición, reservándose no obstante un cierto número de ejemplares para su distribución por parte de la Sociedad Geológica de España.

La Sociedad Geológica de España no se hace responsable de las opiniones vertidas por los autores de los artículos firmados, siendo por tanto responsabilidad exclusiva de los autores respectivos. La propiedad intelectual atribuye al autor la plena disposición y explotación de la obra creada, de acuerdo con las leyes vigentes. Queda prohibida la reproducción total o parcial de textos e ilustraciones de esta revista con fines comerciales sin autorización escrita de la Sociedad Geológica de España. Se permite sin necesidad de autorización la reproducción en fotocopias para uso personal.

Depósito legal: A-685-2005

ISSN: 1567-5172

Impresión: Segara Sánchez, S.L. - ELX



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



532269937X

S  
JJI.3.051  
CON  
XV



# XV Congreso nacional de Sedimentología y IV Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España

ELCHE 2005 ELX  
SEDIMENTOLOGÍA

FAC. CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA
R. 18.071
Proc. D
R.B. 22708364
R.I. 33251861



Elche del 11 al 14 de septiembre de 2005  
Homenaje a la profesora D<sup>a</sup> Carmina Virgili Rodón

Editores:

**Jesús E. Caracuel Martín**  
**Ferran Colombo Piñol**  
**Ana Márquez Aliaga**  
**Jesús M. Soria Mingorance**



Universitat d'Alacant  
Universidad de Alicante



UNIVERSITAT ID VALÈNCIA



EX LIBRIS



BIBLIOTECA

Facultad de *e. e. Geológicas*

Donativo de *Dr. Alfonso Sopena*

*15. 3. 2006*

Fotografía de la portada: *ripples* de oscilación en sedimentos del Messiniense. Margen norte de la Cuenca del Bajo Segura (Alicante). Autor: Dr. Jesús Soria.

**XV Congreso nacional de Sedimentología  
y  
IV Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía  
del Pérmico y Triásico de España**

---

*COMITÉ ORGANIZADOR*

---

**Presidente:**

Alfonso Meléndez Hevia (Univ. de Zaragoza)

**Organización:**

Ana Márquez Aliaga (Univ. de Valencia)

**Secretario:**

José M. Marín Ferrer (Museo Paleontológico de Elche)

**Tesorero:**

Manuel Iñesta Alcolea (Museo Paleontológico de Elche)

**Vocales:**

Joaquín Bastida Cuairan (Univ. de Valencia)

Jesús E. Caracuel Martín (Univ. de Alicante)

Ignacio Fierro Bandera (Museo Paleontológico de Elche)

Antonio Molina García (Museo Paleontológico de Elche)

Jesús M. Soria Mingorance (Univ. de Alicante)

Alfonso Yébenes Simón (Univ. de Alicante)

---

*COMITÉ EDITORIAL*

---

Jesús E. Caracuel Martín (Univ. de Alicante)

Hugo Corbí Sevilla (Univ. de Alicante)

Ferran Colombo Piñol (Univ. de Barcelona)

José M. Marín Ferrer (Museo Paleontológico de Elche)

Ana Márquez Aliaga (Univ. de Valencia)

José A. Pina Gosálbez (Univ. de Alicante)

Jesús M. Soria Mingorance (Univ. de Alicante)

José E. Tent Manclús (Univ. de Alicante)

Alfonso Yébenes Simón (Univ. de Alicante)



ORGANISMOS PATROCINADORES



UNIVERSITAT ID VALÈNCIA



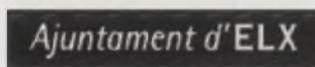
Universitat d'Alacant  
Universidad de Alicante  
Vicerrectorado de Extensión Universitaria

ICBIBE-UV  
UNIVERSITAT DE VALÈNCIA



GENERALITAT  
VALENCIANA  
CONSELLERIA D'EMPRESA,  
UNIVERSITAT I CIÈNCIA

ORGANISMOS COLABORADORES



cultura d'elx

turisme d'elx



MUSEO DE GEOLOGÍA DE LA UNIVERSITAT DE VALÈNCIA  
Departamento de Geología

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or introductory paragraph.

Second section of faint, illegible text, appearing to be a list or a series of short paragraphs.

Third section of faint, illegible text, continuing the list or series of paragraphs.

Fourth section of faint, illegible text, possibly a concluding paragraph or a separate entry.

Fifth section of faint, illegible text at the bottom of the page, possibly a footer or a final note.

## Presentación

Entre los objetivos de la Sociedad Geológica de España destaca el de agrupar a los profesionales del ámbito de las Ciencias de la Tierra que desde diferentes perspectivas y sensibilidades contribuyan a un mejor conocimiento científico y técnico del entorno geológico tanto español como de otras regiones con las que existan lazos científicos y afinidades culturales.

Dentro del abanico de publicaciones de la SGE, la revista *Geo-Temas* surgió como una necesidad de agrupar en una publicación no periódica las comunicaciones científicas a congresos y reuniones temáticas que de otra manera tenían poca difusión y eran muy difíciles de localizar después de la realización del evento científico.

En el presente volumen de *Geo-Temas* se han integrado las comunicaciones presentadas tanto al XV Congreso Nacional de Sedimentología, como al IV Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, gracias a la labor de los autores, de los editores y del equipo organizativo.

La realización conjunta de ambos eventos científicos en el ámbito de la ciudad de Elche es una magnífica ocasión para realizar un reconocimiento a la labor científica y docente de la Prof. Dra. Carmina Virgili Rodón. Es una satisfacción presentar este nuevo volumen de *Geo-Temas* editado como Homenaje a Carmina Virgili Rodón que ha sido una gran impulsora de los estudios sobre el Pérmico y

el Triásico de la Península Ibérica ya desde los lejanos tiempos en los que realizó los trabajos de campo de su magnífica tesis doctoral.

La amplia variedad temática de las comunicaciones presentadas ofrece una buena oportunidad para conocer las tendencias recientes en la Sedimentología y en la Geología del Pérmico y Triásico. Como se observa en la primera parte de este volumen de *Geo-Temas*, la Sedimentología está estrechamente vinculada a otras disciplinas de las Ciencias de la Tierra. Así se presentan estudios relacionados con la estratigrafía que versan sobre arquitectura estratigráfica, interpretación de sistemas de depósito y paleogeografía. En conexión con la paleontología se tratan aspectos de taxonomía, bioestratigrafía, icnología y tafonomía. Otro grupo de trabajos están dedicados a la petrología sedimentaria, mineralogía, geoquímica y geología ambiental. En la segunda parte de este volumen se revela que el Pérmico y Triásico representan un periodo de tiempo de gran interés para la comunidad científica, no solamente en aspectos puramente sedimentológicos y estratigráficos, sino en otros relacionados con la paleontología, petrología y mineralogía y didáctica de la Geología.

Finalmente hay que agradecer los esfuerzos y desvelos de todas las personas que con su trabajo e interés han contribuido a que este nuevo volumen de *Geo-Temas* sea una realidad.

*Los editores*

The first part of the book discusses the historical context of the research, including the role of the state and the impact of globalization. It also examines the theoretical framework used in the study, drawing on concepts from political science and sociology. The second part of the book presents the empirical findings, which are based on a series of interviews and focus group discussions. The findings show that there is a significant gap between the official policy and the actual practice of the state. This gap is attributed to a number of factors, including the lack of resources and the influence of interest groups. The third part of the book discusses the implications of the findings for policy-making and for future research. It argues that a more holistic approach is needed, one that takes into account the complex interactions between different actors and institutions. The book concludes with a series of recommendations for the state and for civil society.

The second part of the book discusses the empirical findings, which are based on a series of interviews and focus group discussions. The findings show that there is a significant gap between the official policy and the actual practice of the state. This gap is attributed to a number of factors, including the lack of resources and the influence of interest groups. The third part of the book discusses the implications of the findings for policy-making and for future research. It argues that a more holistic approach is needed, one that takes into account the complex interactions between different actors and institutions. The book concludes with a series of recommendations for the state and for civil society.

# Índice

## XV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA

<b>M. Abad, J.G. Pendón, F. Ruiz, M.L. González-Regalado y J. Tosquella</b> Los deltas tortonienses del margen pasivo occidental de la Cuenca del Guadalquivir (sur de España).....	15
<b>M. Abad, J.G. Pendón, F. Ruiz, M.L. González-Regalado y J. Tosquella</b> Los niveles condensados tortonienses en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: caracterización e implicaciones geológicas .....	21
<b>R. Aguado, J. M. Molina y J.A. Vera</b> La Formación Capas Rojas (Cretácico Superior) en el Mencil (Subbético Medio, provincia de Granada): precisiones sedimentológicas y bioestratigráficas .....	27
<b>P. Álvarez-Iglesias, B. Rubio y M. Pérez-Arlucea</b> Comparación entre dos métodos de extracción secuencial para el fraccionamiento metálico en sedimentos marinos contaminados .....	31
<b>M.I. Benito y R. Mas</b> Las dolomías del Cretácico Superior del borde sur del Sistema Central: estudio preliminar.....	37
<b>G. Cozzi, J. Bastida, A. Alvarez-Larena, S. Martínez-Manent y P. Pardo</b> Características composicionales y "cristalinidad" de caolinita en bauxitas de la Fm Cantaperdius .....	43
<b>F. García-García, J. Fernández y C. Viseras</b> Registro de cambios climáticos en la sedimentación de deltas de grano grueso (Tortoniense Superior, Cuenca de Granada, Cordillera Bética) .....	47
<b>S. García-Gil, J.B. Diez, C. Muñoz-Sobrino, J. Iglesias y F. Vilas</b> Implicaciones Sedimentológico-estratigráficas del estudio palinológico del testigo ZV-01 (Ría de Vigo) .....	53
<b>A. Giannetti, J.E. Caracuel, P. Monaco, J.M. Soria y A. Yébenes</b> Sedimentología, tafofacies e inocenosis de las parasecuencias albienses de rampa carbonatada externa en el Prebético de Alicante (Serra Gelada) .....	57
<b>J. M. de Gibert y R. Goldring</b> Icnoestratigrafía e interpretación deposicional de las calcarenitas de la Piedra Bateig, Mioceno, Alicante .....	63
<b>A. Martín-Pérez y A.M. Alonso-Zarza</b> Dolomitización en sistemas kársticos actuales: el caso de la Cueva de Castañar de Ibor (Cáceres).....	67
<b>M.I. Millán, L.M. Agirrezabala, P.A. Fernández-Mendiola y J. García-Móndejar</b> El surco calcarenítico intraplataforma de Desamendi: origen y evolución (Aptiense inferior, Aralar-Navarra) .....	73
<b>J. L. Pérez-Jiménez, A. M<sup>a</sup>. Alonso-Zarza y M<sup>a</sup>. A. Bustillo</b> Sedimentología y diagénesis de las secuencias lacustres someras en el área del yacimiento neolítico de Casa Montero (Vicálvaro, Madrid) .....	77
<b>C. Peropadre, N. Meléndez y C.L. Liesa</b> Niveles de tormenta en un intervalo siliciclástico costero aptiense de la subcuenca de Las Parras (Teruel): consideraciones paleogeográficas y estratigráficas .....	81

<b>S. Pla, A. Arribas, C. Viseras y J.M. Soria</b> Trazas orgánicas e inorgánicas en una paleosuperficie fluvial asociada a un yacimiento de grandes mamíferos del Plioceno-Pleistoceno (Fonelas P-1, Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética) .....	85
<b>T. Rivas, K. Mohamed, B. Rubio, D. Rey, F. Vilas, B. Alonso y G. Ercilla</b> Aplicación de la microscopía electrónica de barrido con electrones retrodispersados en la caracterización microtextural de sedimentos marinos y en la interpretación de registros geoquímicos.....	89
<b>J. P. Rodríguez-López, N. Meléndez y A. R. Soria</b> Arquitectura estratigráfica de la Fm. Escucha (Albiense) en el flanco sur del Sinclinal de Cueva Foradada. Subcuenca de Oliete (Teruel), Cuenca Ibérica Central .....	95
<b>B. Rubio, D. Rey, D. P. Cham, K. Mohamed, F. Vilas, B. Alonso y G. Ercilla</b> Fases geoquímicas de Fe y Mn en sedimentos del noreste del margen continental Atlántico de España: procesos diagenéticos y sedimentarios .....	99
<b>P.A. Ruiz-Ortiz, J.M. Castro, G.A. de Gea y L.M. Nieto</b> Tempestitas del Albiense y facies asociadas: indicadores paleogeográficos de la plataforma prebética (provincias de Murcia y Alicante).....	103
<b>C. de Santisteban y R. Esperante</b> Estructura de un cauce encajado (Incised Valley), en materiales de la Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo, Cuenca Ibérica Suroccidental, Valencia.....	109
<b>J.M. Soria, J.E. Tent-Manclús, J.E. Caracuel, A. Yébenes, C. Lancis y A. Estévez</b> La crisis de salinidad Tortoniense: su registro en la zona de enlace entre las cuencas de Fortuna y del Bajo Segura .....	113
<b>M. Vázquez, C. Osácar, C. Arenas, C. Sancho y L. Auqué</b> Variabilidad de la señal isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ) del sistema tobáceo actual del Parque del Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza) .....	119
<b>IV COLOQUIO DE ESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL PERMICO Y TRIÁSICO DE ESPAÑA</b>	
<b>A. Arche, J.B. Díez y J. López-Gómez</b> Identificación del Pérmico Inferior (Autuniense) en el subsuelo de la cuenca del Ebro, NE de España .....	127
<b>E. Barrón, J.J. Gómez, A. Goy, A.P. Pieren</b> Asociaciones palinológicas del tránsito Rhaetiense-Hettangiense en Asturias (España) .....	133
<b>W. Martínez del Olmo</b> El Muschelkalk del sondeo Jaraco-1 (SE de España).....	137
<b>R. de la Horra, J. López-Gómez y A. Arche</b> Caracterización de la unidad Conglomerados de Valdemeca en la transición Pérmico-Triásico de la Cordillera Ibérica centro-oriental.....	141
<b>C. de Santisteban y M. March-Benlloch.</b> Los depósitos con facies Muschelkalk (Formación Dolomías y calizas de Cañete) del anticlinal de Jalance (Valencia).....	147
<b>J. Fernández, C. Viseras, J.M. Soria y F. García</b> Dinámica sedimentaria en el relleno de un paleovalle durante el Trías medio y superior en la región de Almedina-Alcaraz, España .....	151

<b>P. Garay-Martín</b> Unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior en el Dominio Eespadán-Calderona (Provincias de Castellón y Valencia) .....	155
<b>P. Garay-Martín</b> Unidades litoestratigráficas del Triásico medio en el dominio Espadán-Calderona (Provincias de Castellón y Valencia)...	159
<b>P. Garay-Martín</b> Rasgos generales del Dominio Triásico Espadán-Calderona (Provincias de Castellón y Valencia) .....	163
<b>A. García-Forner, P. Plasencia, J. A. Villena, C. Martínez-Pérez y A. Márquez-Aliaga</b> Recursos didácticos del Museo de Geología de la Universitat de València: "Colección Icnofósiles del Triásico" .....	167
<b>S. García-Gil, J.B. Díez y N. Solé de Porta</b> Palinoestratigrafía de la Formación Cuesta del Castillo (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, España).....	171
<b>J. M. de Gibert, E. Ramos, M. Marzo, K. Tawengi y N. Bolatti</b> Trazas fósiles e Icnofacies y su relación con el ambiente sedimentario, Formación Hawaz, Ordovícico, Libia .....	175
<b>A. Goy, A. Pérez-López y F. Pérez-Valera</b> Ammonoideos del Ladiniense en la Unidad de Cabo Cope (Zonas Internas, Cordillera Bética).....	179
<b>J. J. Gómez, A. Goy y A. Márquez-Aliaga</b> Bioestratigrafía del tránsito Triásico-Jurásico en Asturias: ammonoideos y bivalvos entre Avilés y Caravia. (España) .....	183
<b>J. Sha, L. Lin, L. Zhu, Y. Pang, X. Fu y X. Wang</b> Distribution pattern of Late Triassic Pergamidia (Bivalvia) and its significance .....	189
<b>A. Márquez-Aliaga, P. Plasencia y S. Ros</b> Bivalvos del Retiense de la Formación Imón (Tarragona, España): en homenaje a Francesc Calvet.....	193
<b>J. D. Martín-Martín, D. Gómez-Gras, T. Sanfeliu y D. Parcerisa</b> El metamorfismo de muy bajo grado en sedimentos permo-triásicos de la Cordillera Ibérica oriental (sierras de Espina y Espadán, Castellón) .....	197
<b>J. D. Martín-Martín, D. Gómez-Gras, T. Sanfeliu y K. Zoghlami</b> Origen de la asociación de minerales de la arcilla del Permo-Triásico del Desert de les Palmes (Castellón). Relación con la alteración del zócalo hercínico.....	201
<b>A. Pérez-López y F. Pérez-Valera</b> Tipos de facies y denominaciones del Triásico en los distintos dominios de la Cordillera Bética.....	205
<b>J. A. Pérez-Valera, F. Pérez-Valera y A. Goy</b> Bioestratigrafía del Ladiniense Inferior en la región de Calasparra (Murcia, España) .....	211
<b>F. Pérez-Valera, A. Pérez-López y J. A. Pérez-Valera</b> Definición de la Formación Cehegín para los carbonatos de facies Muschelkalk depositados en un área intermedia-externa del Paleomargen Sudibérico .....	217
<b>F. Pérez-Valera y A. Pérez-López</b> Definición de la Formación Siles para los carbonatos de facies Muschelkalk depositados en un área proximal del Paleomargen Sudibérico .....	223

<b>P. Plasencia y A. Márquez-Aliaga</b> Aportaciones al estudio de la recuperación y extinción de los conodontos durante el Triásico .....	229
<b>S. K. Pukhonto</b> The Lower-Middle Permian boundary in continental facies in the north of the European Russia.....	233
<b>L. Razola</b> El triásico superior del borde NW de la Cordillera Ibérica (Prov. de Segovia, Soria y Guadalajara) .....	239
<b>D. Sánchez-Fernández, J. Martín-Chivelet, J. López-Gómez, A. Márquez-Aliaga y L. Márquez</b> La facies Muschelkalk en la franja Mijares-Monserrat (Cordillera Ibérica Meridional, Valencia) .....	245
<b>Y. Sánchez-Moya, E. Barrón y A. Sopena</b> Nuevos datos sobre la edad del Buntsandstein de la Cordillera Cantábrica .....	251
<b>José Luis Sanz</b> Reptiles triásicos del registro español.....	255
<b>J. Suarez-Alba</b> La Mancha Triassic and Lower Lias Stratigraphy, a Well Log Interpretation .....	259
<b>R.H. Wagner y E. Mayoral</b> El Pérmico inferior de la cuenca de Valdeviar (Sevilla, SW de España).....	263

**XV CONGRESO NACIONAL  
DE SEDIMENTOLOGÍA**

---

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

PHILOSOPHY DEPARTMENT

PHILOSOPHY 101

LECTURE NOTES

BY

PROFESSOR

JOHN

SMITH

CHICAGO, ILLINOIS

1998

© 1998

ALL RIGHTS RESERVED

NO PART OF THIS PUBLICATION

MAY BE REPRODUCED

WITHOUT PERMISSION

IN WRITING FROM THE

PUBLISHERS

UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS

# Los deltas tortonienses del margen pasivo occidental de la Cuenca del Guadalquivir (sur de España)

M. Abad<sup>1</sup>, J.G. Pendón<sup>2</sup>, F. Ruiz<sup>1</sup>, M.L. González-Regalado<sup>1</sup> y J. Tosquella<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus Universitario El Carmen, 2107, Huelva, España.

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Campus Universitario de El Carmen, 21071 Huelva, España

## ABSTRACT

*Along the northwestern foreland margin of the Guadalquivir Basin, Southern Spain, various deltaic systems were developed during the Tortonian as a result of the interplay between the sea level fluctuations and the continental sediment supply. Three sectors were distinguished with distinct characteristics of the depositional environments, as recorded in: (a) extension, (b) topographic gradient, (c) sediment grain-size, and (d) subenvironment lithofacies. The most extended deltaic system is located in the eastern sector, with moderate to high topographic gradient and broad deltaic plain, with marshes and braided channels. The topographic gradient is moderate to low in the other sectors. The prograding / transgressing trends of each deltaic system were controlled by: (a) their alluvial feeding systems, and (b) the coastal erosional processes.*

**Key words:** Deltas, Facies Architecture, Tortonian, Guadalquivir Basin, SW Spain

## INTRODUCCIÓN

Un delta consiste en un depósito construido por un sistema suministrador de sedimento terrestre, típicamente de naturaleza aluvial, en un cuerpo de agua, tanto un lago como el mar. El resultado es la progradación localizada, a menudo irregular, de la línea de costa. Este proceso de progradación está controlado por el sistema alimentador terrestre, un abanico aluvial o un río, en el que pueden interferir los cambios relativos del nivel del mar y/o los procesos marinos de oleaje, mareas y corrientes. A grandes rasgos, tanto la geometría, como dimensiones, distribución y características de los depósitos de los diferentes submedios deltaicos dependen (Nemec, 1990) de: (a) la descarga fluvial (volumen, naturaleza, estacionalidad), (b) la acción de los agentes hidrodinámicos de la cuenca (oleaje y mareas), (c) la tectónica y (d) el contexto fisiográfico en el que se sitúa (gradiente topográfico, configuración del paleorrelieve, etc).

En la Cuenca del Guadalquivir se han descrito diferentes sistemas deltaicos a lo largo de su margen pasivo durante el Tortoniano (Fig. 1A) (Borrego, 1986; Baceta y Pendón, 1999; Pendón *et al.*, 2001). Su proceso de formación se relaciona con el descenso relativo del nivel del mar, y el avance correspondiente de los sistemas continentales hacia cuenca, durante el Tortoniano medio en el inicio del depósito de la Secuencia B de Sierro *et al.* (1990); relacionado con el Ciclo 3.2 de cambio del nivel del mar de Tercer Orden (Haq *et al.*, 1988). El ascenso posterior del nivel del mar controla el depósito del Cortejo Sedimentario Transgresivo,

TST (Complejo Basal Transgresivo, Pendón *et al.*, 2004) y favorece la creación de un espacio de acomodación grande, que facilitó la progradación / agradación de los sistemas costeros en los primeros estadios de la transgresión a lo largo de todo el margen pasivo de la cuenca (Fig. 1B, 1ª Etapa) (Abad *et al.*, en prensa). El ascenso progresivo del nivel del mar, durante el Tortoniano superior, se registra mediante la inundación y abandono de deltas y valles fluviales, así como por la formación de depósitos carbonatados y mixtos de naturaleza costera y marina. La tendencia retrogradante de los sistemas costeros es muy clara durante esta época.

Este estudio consiste en una revisión de la arquitectura de facies y las características generales de los deltas tortonioses en los sectores occidental y central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. El análisis permite integrar los resultados dentro de la evolución del relleno sedimentario de la cuenca, controlada por los cambios relativos del nivel del mar durante parte del Mioceno superior.

## RESULTADOS

Los cuerpos deltaicos mejor registrados en el área estudiada se localizan en tres sectores (Fig. 1.A), que muestran diferencias significativas (Tabla I).

### Sector A. Niebla-Paterna del Campo (Huelva)

Se han descrito diferentes sistemas deltaicos en este sector, con una disposición general radial y muy próximos entre sí. En general, se trata de cuerpos sedimentarios de pequeña

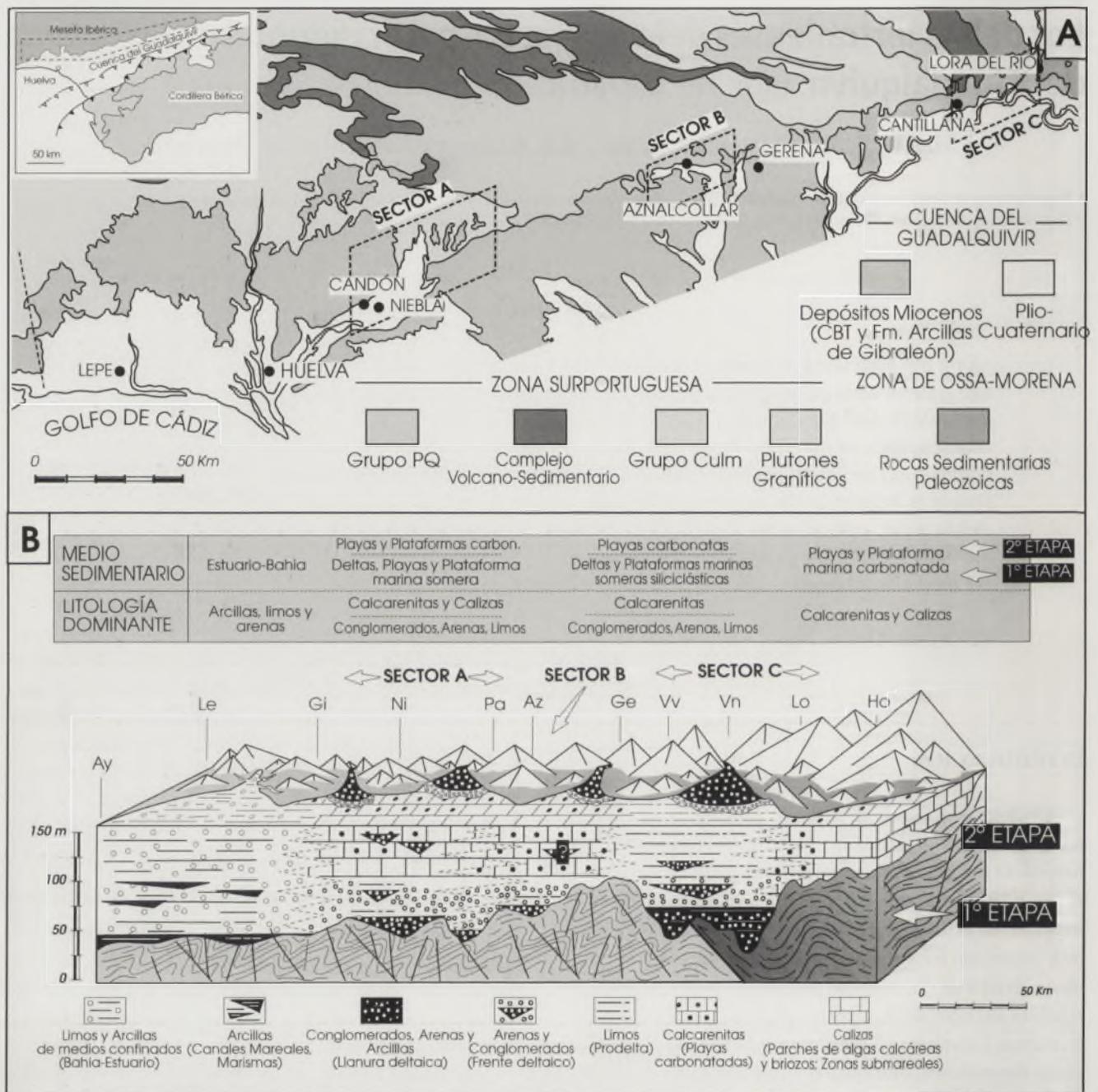


FIGURA 1. (A) Localización geográfica y geológica de los sectores estudiados a lo largo del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. (B) Reconstrucción paleogeográfica del margen pasivo de la cuenca durante el Tortoniano medio y superior.

extensión, geometrías lenticulares y continuidad lateral escasa. El gradiente topográfico es moderado, mientras que el paleorrelieve adyacente presenta una configuración muy irregular, aunque suavizada. La distribución granulométrica dominante comprende arenas y conglomerados con un grado de selección moderado. Entre las litofacies (Nemec, 1990) propias de la llanura deltaica destacan Gm, Gp, Sh y Sp. Los restos carbonosos y los fragmentos de ostreidos y cirrípedos son comunes en los depósitos más finos. En el frente deltaico predominan los sedimentos arenosos, con intercalaciones conglomeráticas y un grado de selección moderado-alto (Gms, Gh, Sm, Shc, St). Sus depósitos contienen fauna aislada de ostreidos, pectínidos y cirrípedos con grado de bioturbación muy elevado en los tramos arenosos,

producido principalmente por el icnogénero *Ophiomorpha*. Los depósitos de prodelta están formados por arenas finas y limos bien seleccionados (litofacies Fb, Fl, Sr). La aparición de galerías de *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*, así como de ejemplares aislados de *Heterostegina*, *Clypeaster* y pectínidos es muy frecuente.

En conjunto, los deltas del Sector A presentan características propias de sistemas de grano grueso (gravas y arenas), de aguas someras y de gradiente deposicional moderado-bajo. Dado su carácter grosero y la ausencia de depósitos finos, localización y rasgos sedimentológicos observados, la llanura deltaica correspondería a un sistema de tipo trenzado. El frente deltaico no ha registrado un gradiente o inclinación elevada, por lo que los procesos tractivos y el

retrabajo de los depósitos mediante la acción del oleaje predominaron. En el prodelta, formado por sedimentos finos, domina la sedimentación hemipelágica y la llegada puntual de avenidas fluviales desde el continente mediante flujos gravitacionales.

#### **Sector B. Aznalcollar (Sevilla).**

Los depósitos deltaicos que afloran en este sector registran un sistema deltaico de pequeñas dimensiones, localizado en un contexto fisiográfico algo más abrupto que en el caso anterior. En general, forman depósitos muy groseros de continuidad lateral escasa. Los depósitos fluviales de la llanura deltaica no se han registrado. Las facies mejor representadas son las del frente deltaico, entre las que destacan las litofacies Gg, Gms, Sp, Sh, Sm y Fb. El contenido fósil en estos depósitos es escaso, y compuesto por restos de fauna marina costera (ostreidos y balánidos). En los niveles arcillosos es posible encontrar abundantes restos carbonosos. La aparición de galerías, *Ophiomorpha* y *Skolithos*, en los tramos más finos es frecuente. Los depósitos de prodelta están formados por arenas finas y limos con fauna y restos carbonosos raros. Las litofacies más frecuentes son Sm, Sh, Sr, Fl y Fb.

El sistema de este sector se interpreta como delta de aguas someras, que aportaba principalmente gravas y arenas gruesas, localizado en un contexto fisiográfico mucho más irregular y abrupto que en el caso previo. La llanura deltaica no se ha registrado, si bien las características de los depósitos más groseros reflejan la posible inmadurez del sistema alimentador. Se han identificado estratificaciones inclinadas paralelas, que indican la existencia de procesos tractivos y gravitacionales sobre un frente deltaico de pendiente sedimentaria moderada. Las facies de prodelta registran procesos de sedimentación hemipelágica, con sedimentación rápida del material en suspensión transportado desde la desembocadura y la acción de corrientes tractivas de régimen bajo de flujo. Hay llegada puntual de flujos gravitacionales más energéticos a las zonas de prodelta.

#### **Sector C. Cantillana-Lora del Río (Sevilla)**

Este delta presenta dimensiones muy superiores a las registradas en los otros sectores. El paleorrelieve en este sector es muy irregular y abrupto, con un paleogradiante topográfico muy pronunciado. La granulometría dominante en los depósitos consiste en gravas y arenas, con un grado de selección de moderado a alto. Las llanuras deltaicas se localizan en afloramientos en zonas deprimidas del sustrato paleozoico, que corresponden a la Cuenca Pérmica del Viar. Probablemente esta depresión se constituyó como la zona de alimentación preferente de este delta, si bien, los depósitos fluviales miocenos han sufrido una erosión intensa durante la jerarquización del sistema fluvial cuaternario. Las litofacies mejor representadas son Gm, Gp, Gt, St, Sp, Fm, Fl, Fsc. En los depósitos limosos y arcillosos es frecuen-

te la presencia de rizolitos, restos carbonosos y ejemplares aislados de ostreidos; así como de galerías de *Thalassinoides* y *Skolithos*. Las facies de frente deltaico están mucho mejor representadas (Gm, Gms, Gp, Gg, Sg, Sp, St, Fb). Son, sobre todo, depósitos conglomeráticos y arenoso (en menor proporción arcillas), con abundantes fragmentos de ostreidos, pectínidos y cirrípedos; localmente con bioturbación intensa por *Ophiomorpha*, *Skolithos* y *Conichnus* y con restos de vegetales mayores muy frecuentes. Los depósitos de prodelta están formados por limos y arenas finas con frecuentes intercalaciones más groseras. Las litofacies más frecuentes son Sh, Sm, Sr, Fb y Gms. La aparición de niveles de acumulación de *Heterostegina* y ejemplares dispersos de *Clypeaster* y pectínidos, además de dientes de seláceos y restos de cetáceos es muy común.

El delta del Sector C constituye un sistema de aguas someras, pero que desarrolla una pendiente deposicional algo más pronunciada que en los casos anteriores, como refleja el desarrollo de estratificaciones inclinadas de gran escala hacia mar. La llanura deltaica refleja la existencia de sectores amplios con vegetación inferior (marismas) en áreas interdistributarias, entre las que se desarrollan zonas de canales trenzados (corrientes más o menos confinadas) con un gran volumen de sedimento, constituido por gravas y arenas. En el frente deltaico dominan los procesos tractivos y gravitacionales, con un retrabajo intenso de los depósitos cercanos a la línea de costa, producido por oleaje y corrientes mareales. Por último, el prodelta registra sedimentación hemipelágica y deceleración de los procesos gravitacionales procedentes de la desembocadura (sedimentación rápida del sedimento fino transportado en suspensión, así como depósito del sedimento detrítico grosero).

### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El desarrollo de sistemas deltaicos tortonienses a lo largo del margen pasivo de la Cuenca de Guadalquivir, es una constante puesta de manifiesto por varios autores. Su formación se relaciona con el descenso del nivel del mar que precedió a la transgresión tortoniense y su evolución posterior estuvo controlada directamente por la relación existente entre la tasa de creación de espacio de acomodación y la tasa de sedimentación. Las tendencias (progradante/retrogradante) y los cambios paleogeográficos registrados en los diferentes sectores estudiados han dependido en gran medida, por tanto, de las características de los sistemas alimentadores de estos deltas y de la acción de los procesos erosivos costeros sobre los depósitos litorales. Dicha respuesta ante un mismo proceso, el ascenso progresivo del nivel del mar en etapas diferentes, ha sido distinta según el sector considerado.

La comparación de los deltas muestra diferencias significativas en sus dimensiones, geometría, fauna y arquitectura de facies. De esta forma, el delta descrito en el Sector C

SECTORES	SECTOR A: NIEBLA-PATERNA DEL CAMPO	SECTOR B: AZNALCOLLAR	SECTOR C: CANTILLANA-VILLANUEVA DE RIO Y MINAS
MARCO FISIOGRAFICO	Paleorrelieve irregular y suavizado Proximidad a un frente de sierra muy envejecido y de poca entidad (desnivel inferior a 100 metros) Paleovalles fluviales poco desarrollados y de continuidad lateral limitada. Patrón radial de sistemas alimentadores. Desarrollo leve de llanura deltaica y frente deltaico.	Paleorrelieve irregular y abrupto. Paleogeografía topográfica moderado-elevado Frente de Sierra más marcado que en el Sector Niebla-Paterna (desnivel superior a 150 metros). Continuidad lateral baja en depósitos deltaicos. Facies de llanura deltaica no registradas	Paleorrelieve irregular y abrupto. Paleogeografía topográfica elevado Frente de Sierra de mayor importancia con desniveles imponentes (superiores a 250 metros) Extensión lateral amplia de los depósitos deltaicos. Cambios laterales de facies frecuentes. Llanuras deltaicas amplias con vegetación.
GEOMETRIA Y DIMENSIONES	Planar-lenticular. Inferior a 10-15 Km cuadrados	Lenticular. 5 Km cuadrados.	Planar. Decenas de Km cuadrados
DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE GRANO	Gravas y arenas medias fluviales con G.S.S. moderado-bajo. Frente deltaico y prodelta formado por arenas finas y limos. Intercalaciones conglomeráticas. Cantos aislados frecuentes. G.S.S. moderado-alto.	Gravas y arenas medias con G.S.S. bajo en frente deltaico. Limos y arenas finas con G.S.S. moderado en prodelta	Gravas y arenas gruesas-medias de frente deltaico con G.S.S. moderado. Arenas finas y limos bien seleccionados en prodelta. Cantos aislados y frecuentes niveles conglomeráticos intercalados.
LLANURA DELTAICA	LITOFACIES (Nemec, 1990): Gm, Gp, Sh y Sp (registro en malas condiciones) FLORA/FAUNA: Restos carbonosos aislados y fragmentos escasos de ostréidos y cirripodos. INTERPRETACION: Sistema fluvial de tipo trenzado. Corrientes poco confinadas con carga sedimentaria de arenas y gravas.	NO REGISTRADA	LITOFACIES (Nemec, 1990): Gm, Gp, Gt, St, Fm, Fl, Fsc (mal registradas) FLORA/FAUNA: Restos carbonosos aislados. Fragmentos raros de ostréidos. Galerías de <i>Skolithos</i> y <i>Thalassinoides</i> Rizolitos. INTERPRETACION: Sistema fluvial con carga arenosa, tipo trenzado de corrientes confinadas. Desarrollo amplio de marismas vegetadas en zonas interdistributarias.
FRETE DELTAICO	LITOFACIES (Nemec, 1990): Gms, Gh, Sm, Shc, St FLORA/FAUNA: Fauna, en ocasiones bien conservada, de ostréidos, peclitidos y cirripodos. Galerías de <i>Ophiomorpha</i> muy frecuentes. INTERPRETACION: Procesos tractivos en frente deltaico y barra de desembocadura fluvial. Retrabajo puntual, por oleaje. Llegada estacional de aporte sedimentario.	LITOFACIES: Gg, Gms, St, Sp, Sh, Sm, Fb FLORA/FAUNA: Restos vegetales superiores y carbonosos, ostréidos y cirripodos. Galerías frecuentes de <i>Skolithos</i> y <i>Ophiomorpha</i> . INTERPRETACION: Procesos tractivos y flujos gravitacionales en frente deltaico con pendiente sedimentaria de moderada-elevada. Retrabajo puntual por oleaje.	LITOFACIES: Gm, Gms, Gp, Gg, Sg, Sp, St, Fb FLORA/FAUNA: Fragmentos de ostréidos y balanús muy frecuentes. Tramos más finos bioturbados intensamente por <i>Ophiomorpha</i> , <i>Conichnus</i> y <i>Skolithos</i> . INTERPRETACION: Procesos tractivos en frente deltaico y barra de desembocadura fluvial. Retrabajo puntual, por oleaje. Llegada estacional de aporte sedimentario.
PRODELTA-PLATAFORMA MARINA SOMERAADYACENTE	LITOFACIES (Nemec, 1990): FB, Fl, SR (GMS) FLORA/FAUNA: Acumulaciones o ejemplares aislados de <i>Heterostegina</i> . Restos de <i>Clypeaster</i> . Aparición frecuente de <i>Ophiomorpha</i> . INTERPRETACION: Sedimentación hemipelágica y por corrientes de densidad arenosas.	LITOFACIES: Sm, Sh, Sr, Fl, Fb FLORA/FAUNA: Galerías de <i>Ophiomorpha</i> y <i>Thalassinoides</i> . Bivalvos, gasterópodos y cirripodos aislados. Restos carbonosos muy comunes en tramos arcillosos. INTERPRETACION: Sedimentación rápida por decantación del material fino en suspensión. Corrientes tractivas de régimen bajo. Corrientes de densidad.	LITOFACIES: Sh, Sm, Sr, Fb (Gms) FLORA/FAUNA: ejemplares aislados de peclitidos y ostréidos bien conservados. Acumulaciones monoespecíficas de <i>Heterostegina</i> . Galerías de <i>Thalassinoides</i> . Niveles de acumulación de restos carbonosos. INTERPRETACION: Sedimentación rápida por decantación del material fino en suspensión y hemipelágicas. Corrientes tractivas y llegada puntual de flujos gravitacionales.
TIPO DE DELTA	Delta de aguas someras, de gradiente moderado a bajo, alimentado por sistema fluvial trenzado con carga sedimentaria de gravas y arenas.	Delta de aguas someras de gradiente moderado y superior al de sector A. El sistema fluvial alimentador no se ha registrado, aunque existen indicios de un río algo immaduro. Aporte grueso (gravas y arenas gruesas)	Delta de aguas someras, con gradiente moderado-elevado y grandes dimensiones. Amplia Llanura deltaica de canales trenzados con desarrollo de zonas de marismas. El río aporta un volumen grande de gravas y arenas.

TABLA I. Principales características, litofacies e interpretación de los deltas del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir (GSS: Grado de Selección del Sedimento).

(Camtillana-Lora del Río) presenta dimensiones mayores y es el que aportaba un volumen mayor de sedimento a la costa y plataforma marina adyacente. Presenta una tendencia claramente progradante durante la etapa inicial de relleno de la cuenca, que pasa a ser retrogradante en la segunda etapa (Fig. 1B). La llanura deltaica estaba formada por varios sistemas de canales trenzados separados por un cuerpo de marismas ampliamente vegetado. El amplio desarrollo de un frente deltaico de inclinación elevada, en el que dominaban los procesos gravitacionales, ha quedado registrado. Los deltas de los otros sectores son de dimensiones menores y el volumen de aporte a la costa y plataforma fue menor también. El aporte sedimentario al Sector B (Aznalcóllar) fue algo superior al producido en el sector más occidental (Niebla-Paterna). Los sistemas fluviales presentan características de mayor inmadurez composicional y textural del sedimento, sobre todo en el caso de Aznalcóllar, y existen evidencias de un funcionamiento estacional de los ríos. No obstante la dificultad en la reconstrucción de las tendencias registradas, puede identificarse una etapa inicial con procesos de agradación/retogradación y el abandono de los sistemas deltaicos, con formación de sistemas de playas y plataformas de sedimentación mixta y carbonatada en la etapa segunda (Fig. 1B).

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Plan Propio de la Universidad de Huelva (Grupo de "Paleontología y Ecología Aplicadas) y por el Plan Andaluz de Investigación (Grupo RNM-238).

#### REFERENCIAS

Abad, M., Pendón, J.G., Ruiz, F., Rodríguez-Vidal, J. y López-González, N., (en prensa): Respuesta Estratigráfica a la Transgresión Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: Datos Preliminares. *Geogaceta*

- Borrego, J. (1986): Sedimentación neógena en el borde septentrional de la Cuenca del Guadalquivir, Sector de Aznalcóllar (Sevilla). Tesis Licenciatura Univ. Sevilla (Mem. Inédita), 312 pps.
- Baceta, J.I. y Pendón, J.G. (1999): Estratigrafía y Arquitectura de Facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, Sector Occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 12: 419-438.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988): *Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles*. En: *Sea-level Changes – An Integrated Approach* (Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H., Rossy, C.A., Van Wagoner, J.V., Eds.) *Society of Economic Palaeontologists and Minealogists Spec. Publ.* 42: 71-108.
- Pendón, J.G., González-Regalado, M.L., Ruiz, F., Abad, M. y Tosquella, J. (2001): Pulsos transgresivos neógenos en el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. *Geotemas* 3 (2): 13-16.
- Pendón, J.G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M.L., Bacetas, J.I. y Tosquella, J. (2004): Transgressive Sequences on Foreland Margins: A Case Study of the Neogene Central Guadalquivir Basin, Southern Spain. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 110 (2): 503-515.
- Nemec, W (1990): Deltas. Remarks on terminology and classification. En: *Coarse-Grained Deltas* (Colella, A y Prior, D.A, Eds). *International Association of Sedimentologists Spec. Publ.* 10: 3-12 pp.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1995): Late Neogene Depositional Sequences in the Foreland Basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Cristal Kinematics* (P.F. Friends y C.J. Dabrio, Eds.). *Cambridge Univ. Press* 339-345.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that every entry should be supported by a valid receipt or invoice to ensure transparency and accountability.

2. The second part of the document outlines the specific procedures for recording transactions. It details the steps involved in entering data into the accounting system, including the use of standardized codes and descriptions to facilitate data analysis and reporting.

3. The third part of the document addresses the issue of data security and access control. It discusses the implementation of robust security measures to protect sensitive financial information from unauthorized access and potential data breaches.

4. The fourth part of the document focuses on the importance of regular audits and reconciliations. It explains how these processes help identify discrepancies, correct errors, and ensure the accuracy of the financial statements.

5. The fifth part of the document discusses the role of technology in modern accounting. It highlights the benefits of using accounting software to streamline processes, reduce manual errors, and provide real-time access to financial data.

6. The final part of the document provides a summary of the key points discussed and offers recommendations for best practices in financial record-keeping. It encourages organizations to adopt a proactive approach to financial management to ensure long-term success.

The document also includes a section on the importance of training and education for accounting staff. It stresses that ongoing professional development is essential for staying current in a rapidly changing field and for ensuring the highest quality of financial reporting.

Furthermore, the document touches upon the ethical considerations that accountants must adhere to. It emphasizes the need for integrity, objectivity, and confidentiality in all financial dealings, as these principles are fundamental to the trust placed in the accounting profession.

In conclusion, the document provides a comprehensive overview of the various aspects of financial record-keeping. It serves as a valuable resource for anyone involved in the management of an organization's finances, offering practical guidance and insights into effective financial practices.

The document is structured into several sections, each addressing a different aspect of the financial record-keeping process. This structured approach allows readers to easily navigate the content and find the information most relevant to their specific needs.

Overall, the document is a well-organized and informative resource that provides a clear and concise overview of the financial record-keeping process. It is a valuable tool for anyone looking to improve their financial management practices and ensure the accuracy and integrity of their financial records.

The document is a comprehensive guide to financial record-keeping, covering all the essential aspects of the process. It is a must-read for anyone involved in the management of an organization's finances, offering practical advice and insights into effective financial practices.

# Los niveles condensados tortonienses en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: caracterización e implicaciones geológicas.

M. Abad<sup>1</sup>, J.G. Pendón<sup>2</sup>, F. Ruiz<sup>1</sup>, M.L. González-Regalado<sup>1</sup> y J. Tosquella<sup>1</sup>

1 Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus Universitario El Carmen, 21071 Huelva.

2 Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Campus Universitario El Carmen, 21071 Huelva.

## ABSTRACT

*The Late Tortonian condensed section along the foreland margin of the Guadalquivir Basin, Southern Spain, overlies an omission surface recorded within the uppermost deposits of the Niebla Fm. TST, Middle to Late Tortonian. It is composed of brown silty and clayey sediments up to 50 % of glauconite grains, with abundant benthic foraminifers. The fossil content, foraminifers and ostracods, within a grain-size decreasing points to a progressive deepening upward. The REE concentration shows a gradual increase of the glauconite maturity along the vertical, with unhomogeneous evolution according to a continental sediment input. The depth of the marine bottom was the main controlling factor of the glauconite maturity, being the sediment accumulation rate a secondary factor. The upper increase of terrigenous sediments, with a glauconite decreasing, records the deposition of the overlying Gibraleón Shale Fm. HST.*

**Key words:** Condensed Section, Glauconite, Omission Surface, Late Tortonian, Guadalquivir Basin.

## INTRODUCCIÓN

Los depósitos condensados registran un espesor pequeño de sedimento, que se ha formado durante un periodo de tiempo largo. Un estrato condensado se origina como resultado de un ascenso rápido del nivel marino, acompañado por disminución del aporte sedimentario. La escasez de sedimento frente a un contenido fosilífero elevado, se explica por el predominio de la tasa de subida del nivel del mar frente a la tasa de acumulación sedimentaria, que produce la concentración (en número y diversidad) de microfósiles en las secciones condensadas. Su potencial de preservación aumenta por la acción de procesos de cementación y precipitación de minerales autígenos (glauconita, fosfatos, etc.). Las secciones condensadas (Loutit *et al.*, 1988) suprayacen depósitos transgresivos y, en perfiles sísmicos, vienen indicadas por superficies de *downlap*, que reflejan hambruna sedimentaria máxima conforme se produce el desplazamiento hacia tierra de los depocentros, como consecuencia de la subida rápida del nivel del mar. Esta superficie separa el cortejo transgresivo (TST) infrayacente del cortejo de nivel alto (HST) suprayacente. También están descritas delimitando parasecuencias.

El relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir, a lo largo del margen pasivo septentrional, registra varias

secciones condensadas siendo objeto de este trabajo la formada en el Tortoniense superior (Fig. 1). Se sitúa a techo de la Fm Niebla (Tortoniense medio-superior), el Cortejo Sedimentario Transgresivo discordante sobre la Meseta Ibérica, e infrayacente a la Fm Arcillas de Gibraleón (Tortoniense superior-Plioceno inferior), el Cortejo de Nivel Alto; entre las secuencias B y C de Sierro *et al.*, (1995). Este trabajo se centra en el nivel de limos glauconíticos, que separa ambas formaciones. Los depósitos superiores de la Fm Niebla son (Baceta y Pendón, 1999) calcarenitas (*grainstone*, *packstone* y *rudstone*,) que presentan en su techo numerosas alteraciones diagenéticas (cavidades grandes de varios cm y alargadas en varias direcciones, irregulares y rellenas de sedimento fino, con nódulos de hierro, etc.). Sobre estos depósitos se elabora una superficie irregular y neta, interpretada como una superficie de omisión, en ocasiones tapizada por cantos centimétricos de calizas y valvas de ostreidos y pectínidos y, en menor proporción, restos de cetáceos, seláceos, crustáceos, decápodos y gasterópodos. Dicha superficie marca el yacente de la sección condensada, con limos y arcillas de color crema (2,5 m) y hasta un 50% de granos de glauconita y foraminíferos bentónicos abundantes. El objetivo de este trabajo es la integración de los datos obtenidos en un estudio pluridisciplinar (análisis de facies, bioestratigrafía, mineralogía, geoquímica, etc.), con el fin de profundizar en las

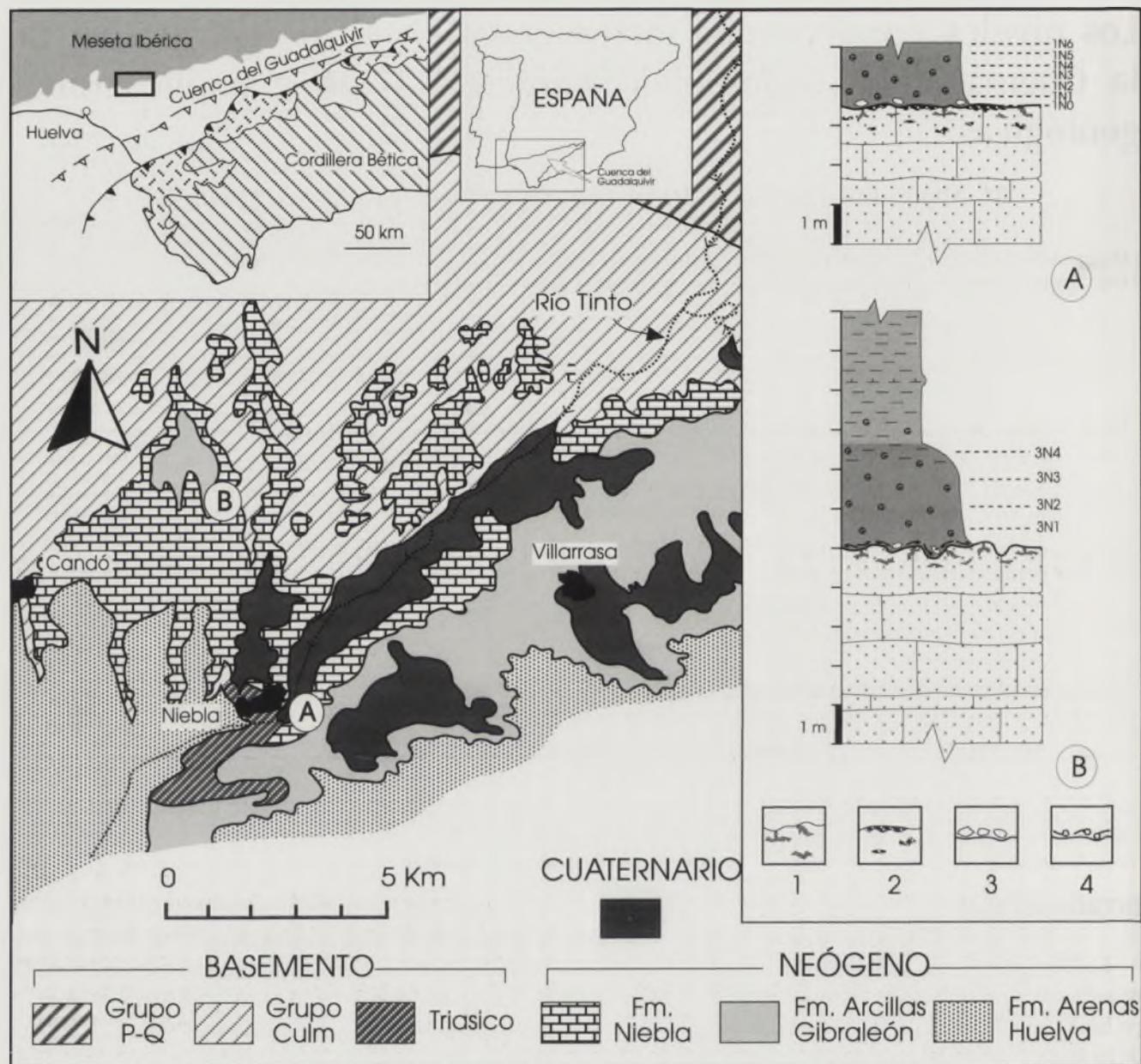


FIGURA 1. Situación geográfica y geológica de las secciones condensadas estudiadas, con indicación de las muestras estudiadas. 1, Cavidades irregulares rellenas de microfósiles y granos de glauconita; 2, Concentraciones de óxidos de hierro; 3, Clastos angulosos de caliza; 4, Acumulaciones de conchas.

condiciones de formación de estos depósitos y en las implicaciones de su aparición y evolución. Asimismo, los resultados constituyen una herramienta muy útil en la correlación y datación a nivel global de los cambios del nivel del mar a diferente escala, que tuvieron lugar durante el Tortonense superior.

## RESULTADOS

### Composición mineralógica

La composición del sedimento, con la distribución vertical de los principales componentes, que constituye la sección condensada se indica mediante porcentajes en la Fig. 2. Se aprecian tres tramos distintivos, que se reflejan en el contenido de los granos de glauconita. Inicialmente se enriquece (muestras 3N1 ó 1N0-1), disminuye a mitad del tramo (3N2

ó 1N2-1N4) y, finalmente, nuevo incremento en la proporción de glauconita (3N3 ó 1N5). Esta tendencia es similar a la observada en el contenido en calcita. Por otro lado, los filosilicatos, feldespatos y cuarzo presentan, a grandes rasgos, una tendencia contraria. El inicio del depósito de la unidad suprayacente registra la desaparición de los granos de glauconita y un aumento brusco del contenido en filosilicatos.

Las tendencias de glauconita y de calcita parecen indicar el predominio de los caparzones de foraminíferos y ostrácodos, como sustrato preferente en el proceso de glauconitización (además de pellets y micas). El incremento de feldespatos, filosilicatos y cuarzo a mitad del tramo, acompañado por un descenso en el porcentaje de granos de glauconita, indica la llegada de sedimento desde el continente, probablemente durante fases de estabilización del nivel del mar o disminución de su tasa de ascenso.

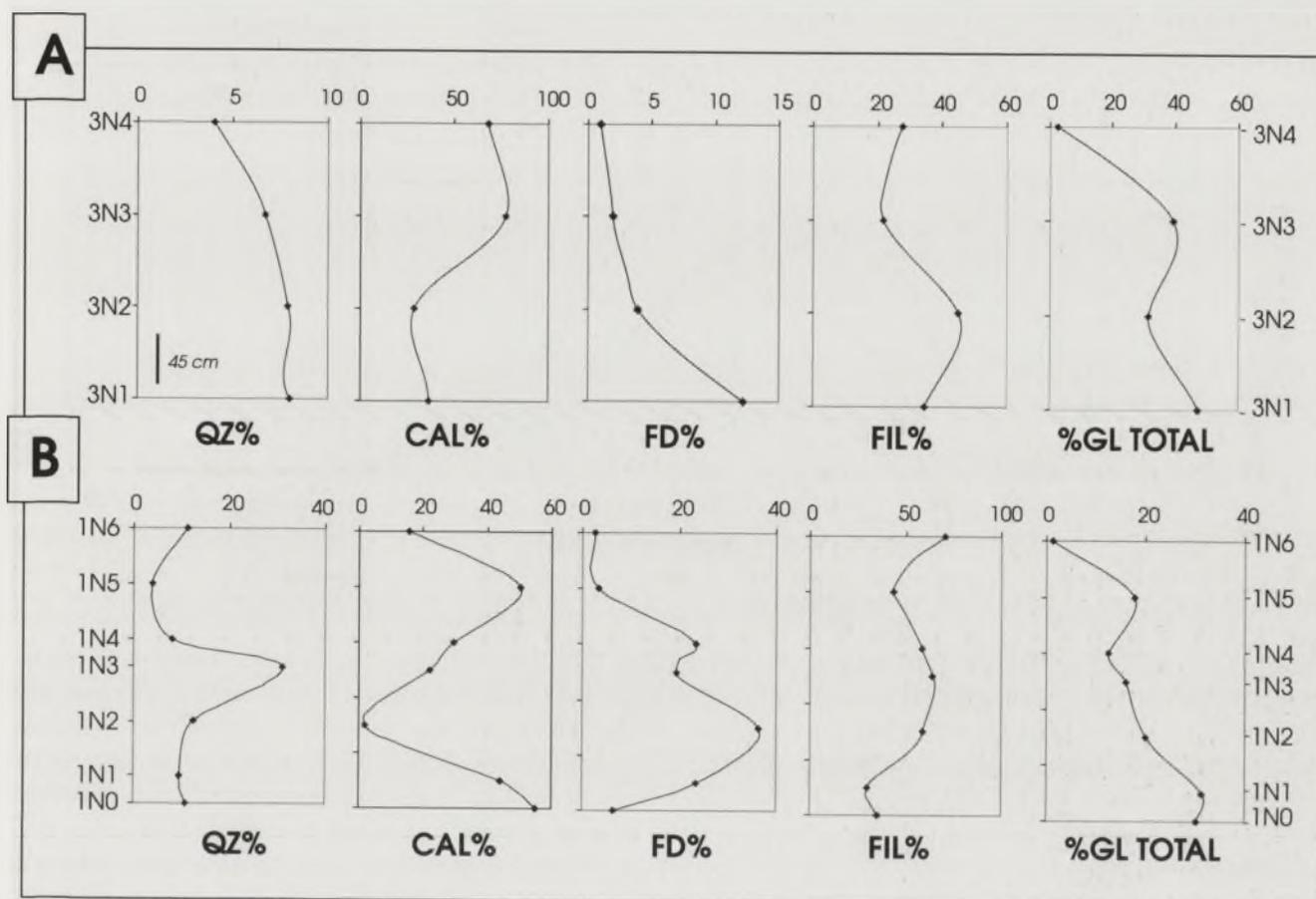


FIGURA 2. Análisis de composición mineralógica (DRX) y porcentaje en peso del contenido en glauconita.

### Granulometría

En todos los casos, dentro del nivel condensado (3N1 a 3N3) se diferencia un máximo (Fig. 3), que corresponde a la fracción en que se concentra la glauconita (100-250  $\mu$ m), mientras que los tamaños inferiores corresponden al resto de componentes (filosilicatos y calcita). Se observa una distribución granulométrica heterométrica, en general, producto de la mezcla del componente autógeno del sedimento con el resto, principalmente calcita y otros filosilicatos. La tendencia granodecreciente de la sección queda bien registrada en todas las curvas, con una disminución progresiva del tamaño de grano correspondiente a arena fina y un aumento de la fracción limo fino, muy fino y arcilla. En el tránsito a la unidad suprayacente (muestra 3N4) se produce una disminución drástica del tamaño de grano correspondiente a arena fina y muy fina, fracción en la que se concentran los granos de glauconita, y se inicia el predominio de las fracciones limosa y arcillosa.

### Micropaleontología

El contenido micropaleontológico de la sección comprende foraminíferos y ostrácodos. Se han determinado 300 especies de foraminíferos, siendo los bentónicos más abundantes *Cibicides pseudoungerianus*, *Cibicides floridanus*, *Marginulina costata*, *Martinotiella communis*, *Sphaeroidina bulloides* y *Uvigerina striatissima*. Mientras que las formas planctónicas más abundantes son *Globigerina bulloides*,

*Neogloboquadrina acostaensis*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides obliquus*, *G. trilobus*, y *Globoquadrina altispira*. Ciertos foraminíferos bentónicos (*H. bellincioni*, *M. costata*, *Brizalina arta* y *O. tenuicostata*) requieren condiciones ambientales más favorables de aguas poco agitadas y contenido bajo en oxígeno (Diz, 2004). El índice Planctónicos/Bentónicos oscila entre 10-16%, con lo que se estima unas condiciones de plataforma media. La contribución cronoestratigráfica de algunas formas planctónicas (*N. acostaensis*, *Turborotalia humerosa*, *Globigerina apertura*, *Globigerina eamesi*, *Globigerinoides bollii* y *G. extremis*) indican Tortoniense superior (Zona *Turborotalia humerosa* de Sierro, 1985; Zona M.13 de Berggren *et al.*, 1995). Se han diferenciado 11 géneros y 19 especies en el escaso contenido en ostrácodos, que permite diferenciar dos niveles en la sección: (a) Basal, los primeros 0,60 m, con especies de medios infralitorales (*Auryla laryiensis*, *Urocythereis paranensis*, *Xestoleberis paisi*), de plataforma externa (*Henryhowella parthenopaea*, *Cytherella vulgatella*) e, incluso, de medios batiales (*Costa tricostata*, *Henryhowella sarsii profunda*) y (b) Superior, los restantes 1,90 m, con una asociación típica de medios de plataforma externa y talud superior (*Bairdopilata spp.*, *Henryhowella spp.*, *Krithe spp.*, *Parakrithe*).

### Paleoicnología

La presencia de icnogéneros (*Thalassinoides isp.*, *Planolites isp.*), en general de pequeñas dimensiones, es muy

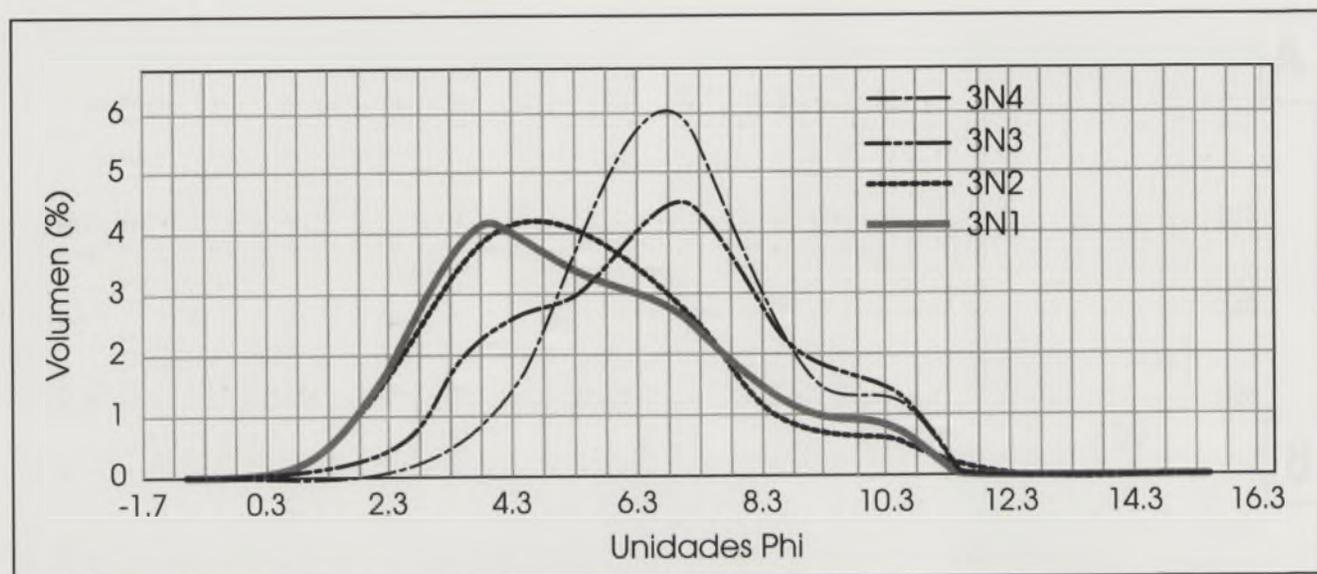


FIGURA 3. Distribución granulométrica de las muestras de sedimento.

frecuente, especialmente en la parte basal del tramo. El índice de icnofábrica (Droser y Bottjer, 1986) presenta un valor intermedio. Se deducen tasas de sedimentación bajas con valores reducidos de oxígeno en fondos firmes y ligeramente litificados (p.e. Cattaneo y Steel, 2003).

#### Análisis de la Glauconita

El contenido modal de la glauconita aumenta desde la base hacia el techo en la sección (Fig. 2). Los granos tienen un diámetro entre 100-250  $\mu\text{m}$ , son subredondeados (predominan las morfologías esferoidales y lobuladas) y presentan tonalidad verde oscuro en el núcleo y verde claro en su borde, con grietas frecuentes en superficie. Las imágenes BSE reflejan variación composicional, con proporciones más elevadas de  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{K}^+$  en su núcleo y cantidades menores de  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  que en el borde. Varios cristales muestran el núcleo redondeado y truncado por un borde externo, en el que aparecen cristales pequeños de apatito e inclusiones de ilmenita. La estructura interna de la glauconita desarrolla patrón en roseta. De acuerdo con todas estas características, Pendón *et al.* (2003) sugieren una elevada madurez de la glauconita y su clasificación como autóctona o intrasecuencial, de acuerdo con Amorosi (1995).

#### Geoquímica de Tierras Raras

La concentración de la mayoría de elementos y tierras raras incrementa desde abajo hacia arriba (Fig. 1), tanto en la glauconita como en la roca total; que muestran evolución similar y correlación negativa con el  $\text{CaCO}_3$ . Los patrones normalizados a NASC de los Elementos de Tierras Raras (REE) en muestras de roca total y de glauconita se indican en la Fig. 4. Todos los cristales muestran un patrón similar, con enriquecimiento en REE. Los perfiles paralelos indican un origen semejante para todos los cristales. Los patrones de REE normalizados respecto al NASC son muy parecidos entre sí, con perfiles convexos y subparalelos. Sin embargo,

las MREE se enriquecen en glauconita, comparadas con las LREE y HREE. Las concentraciones de REE en la roca total son mayores que en la glauconita. Estos patrones de REE de la roca total son similares a los descritos previamente en este mineral. Aún así, la anomalía positiva de Ce en la glauconita no se ha observado en la roca total. Esta característica puede ser debida a una mayor fugacidad del oxígeno durante la cristalización de la glauconita, variaciones entre condiciones anóxicas y óxicas, o fluctuaciones en las condiciones de Eh. La glauconita estudiada muestra concentración intermedia de REE en comparación con la glauconita de Jordania. El contenido en REE se ha propuesto como factor significativo en la determinación del grado de madurez de este mineral. Esta circunstancia se refleja en el aumento progresivo de la proporción de glauconita y de su concentración en REE hacia el techo de la sección, lo que manifiesta un incremento continuo de la madurez de la glauconita en la vertical.

#### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El horizonte de glauconita Tortoniense superior representa una sección condensada en el tránsito de condiciones transgresivas durante el depósito de los sedimentos constituyentes de la Fm Niebla, con desarrollo de una superficie de inundación máxima, a la estabilización relativa del nivel del mar cuando se generaron los depósitos de la Fm Arcillas de Gibraleón. Las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos, junto con la disminución del tamaño de grano del sedimento, indican una profundización progresiva del medio.

Por otro lado, el aumento en la concentración de tierras raras se interpreta como un incremento gradual de condiciones favorables para la formación de la glauconita (incremento de su madurez). Sin embargo, la evolución a lo largo de la sección no fue homogénea, tal y como se deduce de la tendencia registrada en su composición mineralógica. La disminución de sedimento autógeno a la mitad del tramo,

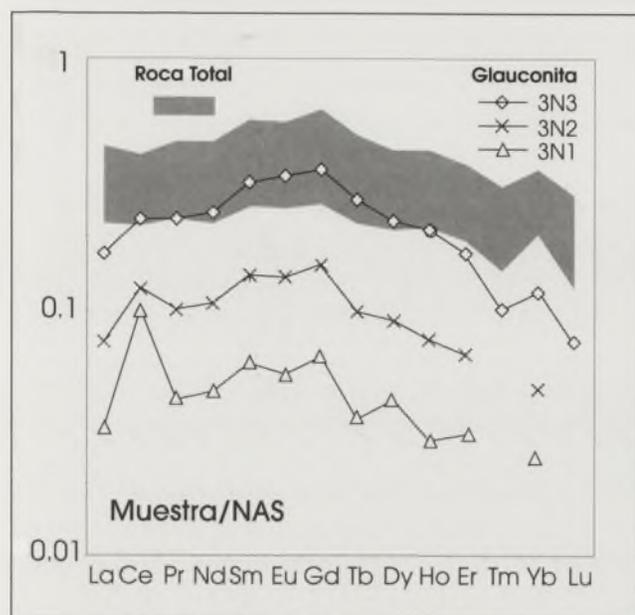


FIGURA 4. Contenido en REE normalizado a NASC de la glauconita y de roca total en la sección condensada.

unida al incremento de cuarzo, feldspatos y filosilicatos, avalan un aporte sedimentario continental. Esta circunstancia condicionó la composición mineralógica del sedimento y la disminución de glauconita. Por otro lado, el incremento en la tasa de sedimentación ha podido interferir en el proceso de glauconitización, restándole eficacia. Aunque el incremento de la concentración de tierras raras y potasio hacia el techo del tramo denota un aumento continuo en la madurez de la glauconita, paralelo a una profundización del medio. Esta circunstancia hace que la profundidad del fondo marino, y las reacciones hidrogeoquímicas asociadas, se constituya como el factor controlante principal de la madurez de la glauconita; de tal forma que un aumento batimétrico implicaría condiciones más propicias para la formación de glauconita evolucionada. Posibilidad ya indicada por autores previos, a través del intenso proceso de disolución de óxidos de Fe/Mn y movilización de  $Fe^{3+}$  a  $Fe^{2+}$  que se produce a profundidades de 150-200 m en el océano actual. La tasa de sedimentación, que influye en la concentración de granos de glauconita en el sedimento pero no en su composición química, como consecuencia probable de la existencia de un sustrato menos favorable para este proceso, constituye un factor controlante secundario.

El fin de la transgresión y la estabilización del nivel del mar se registra en la disminución, progresiva y rápida, de la proporción de glauconita por encima de la sección. Ello indica un incremento de la proporción de terrígenos (principalmente filosilicatos), probablemente producido por el restablecimiento del aporte sedimentario una vez finalizada la pulsación transgresiva que originó la sección condensada.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración de J. de la Rosa en el análisis geoquímico de la glauconita. Este trabajo ha sido

financiado por el Plan Propio de la Universidad de Huelva (Grupo de "Paleontología y Ecología Aplicadas") y por el Plan Andaluz de Investigación (Grupo RNM-238).

#### REFERENCIAS

- Amorosi, A. (1995): Glaucóny and Sequence Stratigraphy: A Conceptual Framework of Distribution in Siliciclastic Sequences. *Journal of Sedimentary Research* B65: 419-425.
- Baceta, J.I. y Pendón, J.G. (1999): Estratigrafía y Arquitectura de Facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, Sector Occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 12: 419-438.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. y Aubry, M.P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations* (W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry & J. Hardenbol, Eds.). *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Spec. Publ.*, 54: 129-212, Tulsa.
- Cattaneo, A. y Steel, R.J. (2003): Transgressive Deposits: A Review of their Variability. *Earth Science Reviews* 62: 187-228.
- Diz, P. (2004): *Foraminíferos bentónicos en la Ría de Vigo*. Tesis Doct. Univ. Vigo (Mem.inéd.) 630 p.
- Droser, M. L. y Bottjer, D. J., (1986). A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 558-589.
- Loutit, T.S., Handerbol, J., Vail, P.R. y Baum, G.R. (1988): Condensed Sections: The Key to Age Determination and Correlation of Continental Margin Sequences. En: *Sea-Level Changes - An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hasting, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Rossy, J.V. Van Wagoner, Eds.). *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Spec. Publ.* 42: 183-213.
- Pendón, J.G., De la Rosa, J. y Abad, M. (2003): Geochemical Characterization of the Glaucóny Horizon within the Upper Boundary of the Tortonian Basal Transgressive Complex in Niebla, the Guadalquivir Basin, Southern Spain. *3<sup>rd</sup> R.A.C.N.S. Congress, Abstracts*: 121-123.
- Sierro, F.J. (1985): *Estudio de los microforaminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Mioplioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. España)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca, 392 pp.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1995): Late Neogene Depositional Sequences in the Foreland Basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Cristal Kinematics* (P.F. Friends y C.J. Dabrio, Eds.). *Cambridge Univ. Press* 339-345.

... of the ...

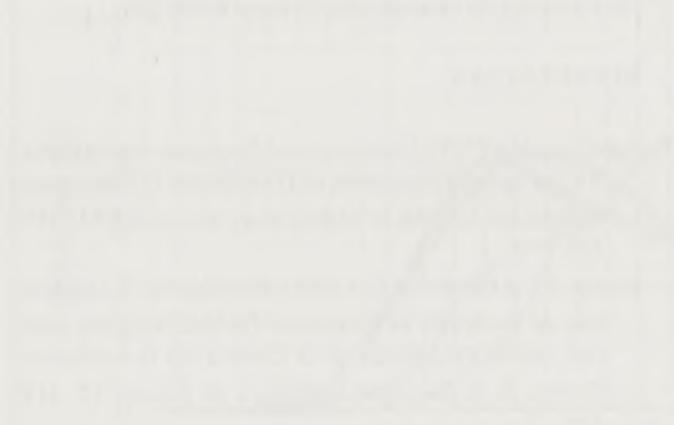


Figure 1: ...

... of the ...

... of the ...

... of the ...



Figure 2: ...

... of the ...

... of the ...

... of the ...

# La Formación Capas Rojas (Cretácico Superior) en el Mencal (Subbético Medio, provincia de Granada): precisiones sedimentológicas y bioestratigráficas

R. Aguado<sup>1</sup>, J. M. Molina<sup>2</sup> y J. A. Vera<sup>3</sup>

1 Departamento de Geología. Escuela Politécnica Superior de Linares. Universidad de Jaén. 23700 Linares (Jaén).

2 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. 23071 Jaén.

3 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada, 28071 Granada.

## ABSTRACT

*The Mencal in the Median Subbetic is an inselberg rising from the lower level of the Guadix-Baza Basin. It has a dome structure made of Early Liassic limestones (Gavilán Fm) that were deposited in a shallow marine platform. In the Mencal stand out some small outcrops of pelagic marly limestones, marls and radiolarites of later ages (Late Liassic-Upper Cretaceous) in contact with the Early Liassic limestones. All these pelagic facies were deposited on an irregular palaeotopography, but mainly in small elongated depressions linked to faults, with palaeokarstic features in its fault surfaces. The presence of these pelagic facies with different age immediately adjacent to the Gavilán Fm limestones would indicate us a complex sedimentary history with different stages of deposition, erosion and fracturation along the Jurassic and the Cretaceous. Among these pelagic facies they are marly limestones with pink and white colors belonging to the Capas Rojas Fm of the Late Cretaceous whose age has been determined with calcareous nannoplankton as Late Campanian, specifically belonging to the Uniplanarius trifidus Zone (NBK20).*

**Key words:** Capas Rojas Fm., Campanian, Subbetic, calcareous nannoplankton

## INTRODUCCIÓN

El Mencal en el Subbético Medio (Cordillera Bética) es un típico monte isla que alcanza 1.449 m de cota máxima, compuesto por calizas del Jurásico Inferior. Está rodeado por materiales cenozoicos menos resistentes a la erosión de la cuenca de Guadix-Baza con un nivel de colmatación situado a unos 980-1.000 m de altura. El Mencal, con unas dimensiones de unos 4,5 km de Este a Oeste y 3,5 km de Norte a Sur, se sitúa inmediatamente al Este de la localidad de Pedro Martínez (provincia de Granada) entre cuatro hojas del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000, concretamente las nº 970 (Huelma), 971 (Cuevas del Campo), 992 (Moreda) y 993 (Benalúa) (Fig. 1). Como trabajos previos hay que citar los de Fallot *et al.* (1960), Comas *et al.* (1970) y Comas (1978). Estos autores describen la presencia de calizas del Lias inferior que son los que componen la casi totalidad del macizo pero también indican la existencia muy localizada de otros materiales de edades más modernas en la parte superior del Cerro Mencal. Concretamente el magnífico trabajo de Fallot *et al.* (1960) publicado justo en el año del fallecimiento del primer firmante indica la existencia de rocas sedimentarias del Lias medio, Tithónico superior-Ber-

riasiense, así como del Senoniense. Comas (1978) data en el Cerro del Mencal materiales del Toarciense, Tithónico superior-Berriasiense y del Coniaciense. El objetivo fundamental del trabajo que presentamos es dar a conocer las características estratigráficas y precisar la edad de las margocalizas de la Fm Capas Rojas (Cretácico Superior) que aparecen en la parte central del Mencal.

## ESTRATIGRAFÍA

El conjunto del Mencal está formado por calizas blancas depositadas en un ambiente de plataforma marina somera del Lias inferior pertenecientes a la Fm Gavilán. Presentan una gran potencia, teniendo en cuenta además que el muro no es observable, de más de 300 m, y una estructura en domo. Sin embargo, en este conjunto existen depresiones de pequeña extensión muy cubiertas por labores de cultivo en potentes suelos con abundantes cantos calizos muy redondeados, que se deben situar sobre un sustrato de rocas principalmente margosas y margocalizas. En algunos puntos del contacto entre los suelos de las tierras de cultivo y las calizas de la Fm Gavilán, además de calcretas recientes, se han encontrado en afloramientos de pequeña extensión y de mala cali-

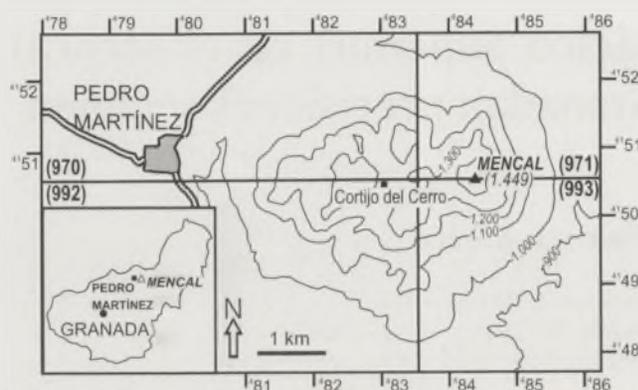


FIGURA 1. Localización geográfica del Mencil y del Cortijo del Cerro.

dad margocalizas y margas amarillentas, que no muestran ningún fósil en las muestras estudiadas, y radiolaritas verdosas y marrones con abundantes radiolarios silicificados. El contacto con la Fm Gavilán aparece generalmente como una superficie de falla karstificada o un paleokarst irregular, localmente tapizado con abundantes óxidos de hierro. Estas formaciones margosas y silíceas se sitúan principalmente en dos bandas estrechas (50 a 80 m) claramente observables en foto aérea, de modo que corresponderían probablemente al relleno de paleofosas alargadas y controladas por dos juegos de fracturas principales de direcciones N 50° E y N 163° E. Estas fracturas atraviesan todo el macizo carbonatado y debido a la erosión más reciente dan lugar a tres barrancos importantes que se disponen en forma aproximadamente radial al Macizo del Mencil: los barrancos de Chorreras o de la Pilica hacia el NE, el del Boquerón hacia el NNO y el de Fuente Amarguilla hacia el SSE.

Prácticamente en el centro del Macizo del Mencil se encuentra el Cortijo del Cerro (Fig. 1) situado a una cota de 1290 m y con coordenadas UTM 48300-415050, inmediatamente al N del cual aparece un pequeño afloramiento, ya citado como hemos dicho en la introducción por Fallot *et al.* (1960), de margocalizas de colores rosa y blanquecinas que pertenecen claramente a la Fm Capas Rojas, la más característica del Cretácico Superior de la Zona Subbética (Vera y Molina, 1999). Estas margocalizas se sitúan en contacto paleokárstico directo con las calizas de la Fm Gavilán. Se han muestreado para analizar su microfacies y su contenido en nanoplancton calcáreo. La microfacies es poco significativa ya que son *mudstone* de micrita con algún foraminífero planctónico del género *Globotruncana* mal conservado. Curiosamente también hemos encontrado en este mismo afloramiento entre las margocalizas de la Fm Capas Rojas fragmentos de belemnites, *aptychus* (*Lamellapyichus angulocostatus?*) y *pygopes* claramente redepositados que indicarían la existencia de materiales pelágicos resedimentados del Jurásico Superior-Cretácico inferior.

## BIOESTRATIGRAFÍA

Se ha estudiado el contenido en nanofósiles de varias muestras de las margocalizas de la Fm Capas Rojas recogi-

das entre 8 y 10 m al N del Cortijo del Cerro. En general la preservación de los especímenes es mala o pobre con fragmentación intensa. En la figura 2 se presenta una selección de microfotografías de nanofósiles calcáreos característicos.

El límite Campaniense/Maastrichtiense se ha definido tradicionalmente por medio de la primera aparición del ammonites *Pachydiscus neubergicus* (Birkelund *et al.*, 1984; Odin *et al.*, 1996) pero las rocas de esa edad en la Cordillera Bética no contienen ammonites. Por este motivo, Aguado (1993) utilizó los foraminíferos planctónicos para correlacionar las zonas de nanofósiles con la escala cronoestratigráfica estándar. Tal y como se prefería generalmente en aquel momento se usó como límite Campaniense/Maastrichtiense la última aparición del foraminífero *Globotruncanita calcarata*. Sin embargo, estudios posteriores han demostrado que el límite Campaniense/Maastrichtiense definido por la primera aparición de *P. neubergicus* quedaría dentro de la Zona de *Globotruncana falsostuarti* de foraminíferos planctónicos, y bastante próximo a la primera aparición del foraminífero *Gansserina gansseri*. De acuerdo con esto, la mayor parte de lo que había sido considerado como Maastrichtiense inferior, pasa a ser Campaniense superior. De hecho, en el momento actual tiende a usarse con nanofósiles, como un bioevento próximo al límite Campaniense/Maastrichtiense, la desaparición de *Broinsonia parca* ssp. *constricta* (Burnett, 1998). Todo esto afecta a la edad de las muestras del Mencil estudiadas, así que teniendo en cuenta los datos más recientes, la edad de todas ellas sería Campaniense superior concretamente en la Zona de *Uniplanarius trifidus* (NBK20), y algunas de la Subzona de *Reinhardtites levis* (NBK20b).

## CONCLUSIONES

En el macizo del Mencil, formado por calizas del Lías inferior (Fm. Gavilán) depositadas en una plataforma marina somera, llama la atención la existencia de pequeños afloramientos de margocalizas, calizas margosas, margas y radiolaritas pelágicas de edades posteriores (Lías superior-Cretácico Superior) en contacto con las calizas liásicas. Todas estas facies pelágicas se depositaron sobre un paleorelieve irregular, pero principalmente en pequeñas fosas alargadas ligadas a fallas cuyas superficies muestran rasgos paleokársticos. La presencia de estas facies pelágicas heterocrónicas directamente en contacto con las calizas de la Fm Gavilán nos indicaría una compleja historia sedimentaria con distintas etapas de depósito, erosión y fracturación a lo largo del Jurásico y Cretácico. Entre estas facies pelágicas se encuentran margocalizas de colores rosa y blanco pertenecientes a la Fm Capas Rojas del Cretácico Superior cuya edad se ha precisado mediante nanoplancton calcáreo como Campaniense superior, concretamente de la Zona de *Uniplanarius trifidus* (NBK20).

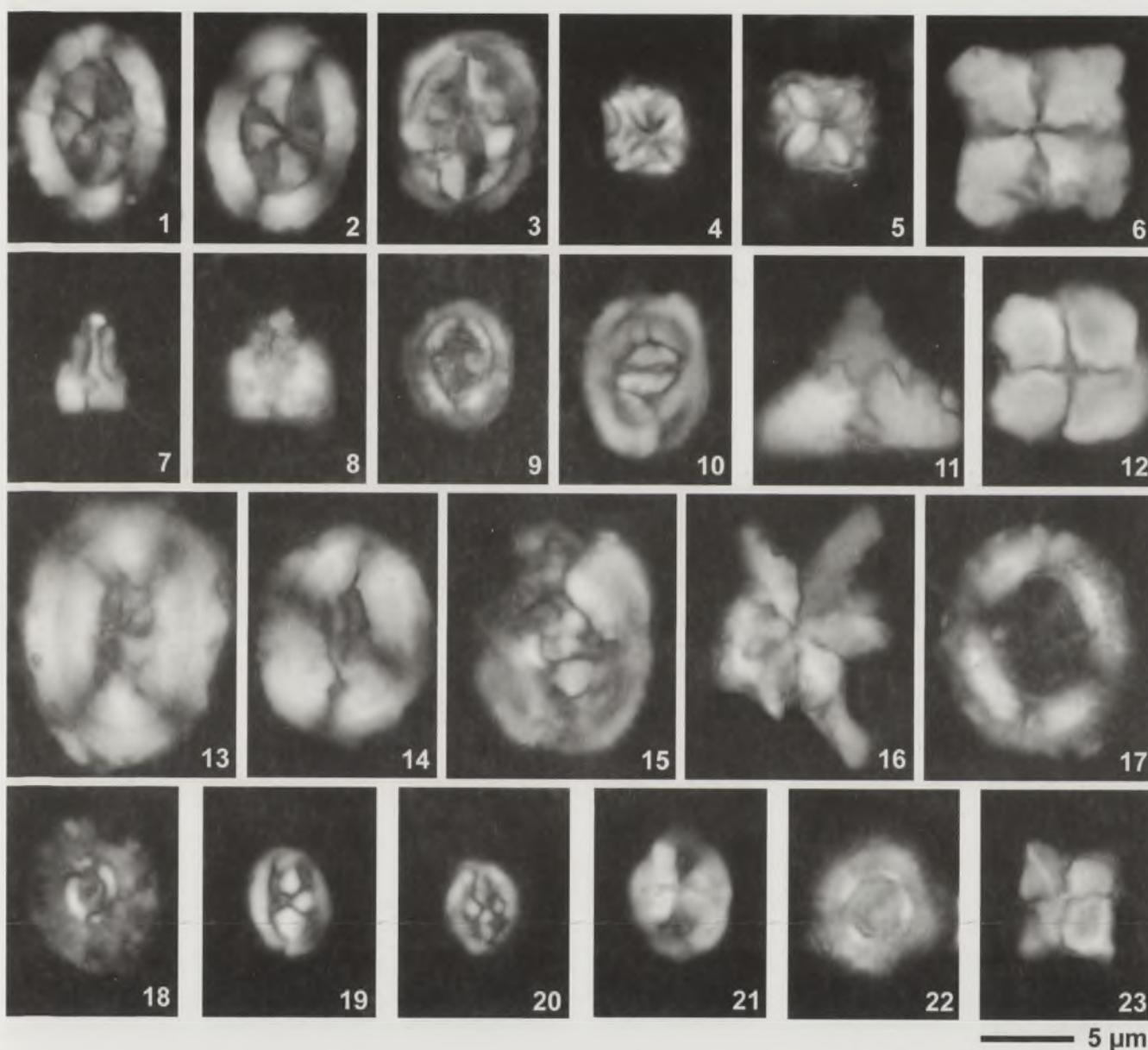


FIGURA 2. Microfotografías de nanofósiles característicos de los materiales de la Fm. Capas Rojas, situados en las proximidades del Cortijo del Cerro (Mencal). Todas están tomadas con nicóles cruzados y presentan una ampliación de 3000x.

1,2. *Arkhangelskiella confusa* Burnett, 1998; 1, 0°, muestra Mencal-1; 2, 5°, muestra Mencal-1; 3. *Gartnerago segmentatum* (Stover, 1966) Thierstein, 1974, 20°, muestra Mencal-1; 4,5. *Micula decussata* Vekshina, 1959; 4, 20°, muestra Mencal-1; 5, 20°, muestra Mencal-1; 6,23. *Uniplanarius gothicus* (Deflandre, 1959) Hattner & Wise, 1980; 6, 0°, muestra MEN-7; 23, 10°, muestra Mencal-1; 7. *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961) Prins & Sissingh, 1977, 40°, muestra Mencal-1; 8. *Ceratolithoides* sp. cf. *C. prominens* Burnett, 1998, 0°, muestra Mencal-1; 9. *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Pivetaeu, 1952, 60°, muestra Mencal-1; 10. *Zeughrabdotos bicrescenticus* (Stover, 1966) Burnett in Gale et al., 1996, 65°, muestra Mencal-2; 11. *Uniplanarius trifidus* (Stradner in Stradner & Papp, 1961) Hattner & Wise, 1980, 10°, muestra Mencal-1; 12. *Uniplanarius* sp. 1 Aguado, 1993, 0°, muestra MEN-7; 13,14. *Broinsonia parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. *constricta* Hattner et al, 1980; 13, 20°, muestra Mencal-2; 14, 50°, muestra MEN-7; 15. *Reinhardtites levis*, 45°, muestra Mencal-2; 16. *Rucinolithus?* *magnus* Bukry, 1975, muestra MEN-6; 17. *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit, 1965) Thierstein, 1971, 0°, muestra MEN-7; 18. *Biscutum coronum* Wind & Wise in Wise & Wind, 1977, 10°, muestra MEN-5; 19,20. *Staurolithites ellipticus* (gartner, 1968) Lambert, 1987; 19, 30°, muestra MEN-6; 20, 45°, MEN-7; 21. *Tranolithus phacelosus* Stover, 1966, 0°, muestra MEN-7; 22. *Cylindralithus* sp. cf. *C. biarcus* Bukry, 1969, muestra MEN-7

## REFERENCIAS

- Aguado, R. (1993): *Nannofósiles del Cretácico de la Cordillera Bética (Sur de España)*. Bioestratigrafía. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 413 p. + 37 lám.
- Birkelund, T., Hancock, J. M., Hart, M.B., Rawson, P.F., Remane, J., Robaszynski, F., Schmid, F. & Surlyk, F. (1984): Cretaceous stage boundaries - Proposals. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 33, 3-20.
- Burnett, J. A. (1998): Upper Cretaceous. In: *Calcareous nannofossil biostratigraphy* (Bown, P. R., ed.) Chapman & Hall, London, pp. 132-199.
- Comas (1978): *Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y Evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno Inferior (Zona Subbética, Andalucía)*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco, 323 p. (inédita).
- Comas, M.C., García-Dueñas, V., González-Donoso, J.M., y Rivas, P. (1970): Sobre el Jurásico del Mencil y su relación con otras series subbéticas de la transversal de Granada. *Acta Geol. Hisp.*, 5: 77-81.
- Fallot, P., Faure-Muret, A. y Fontboté, J.M. (1960): Observaciones geológicas sobre el macizo del Mencil y sus alrededores (Granada). *Notas Comun. Inst. Geol. Min. España*, 60: 3-72.
- Odin, G.S. (Compiler), Hancock, J.M., Antonescu, E., Bonnemaison, M., Caron, M., Cobban, W.A., Dhont, A.V., Gaspard, D., Jagt, J.W.M., Kennedy, J., Melinte, M., Néraudeau, D., von Salis, K., y Ward, P.D. (1996): Definition of a Global Boundary Stratotype Section and Point for the Campanian/Maastrichtian boundary. *Bull. Instit. Royal Sci. Nat. Belgique. Sci. Terre*, 66-Supp., 111-117.
- Vera, J.A. y Molina, J.M. (1999): La Formación Capas Rojas: caracterización y génesis. *Estudios Geol.*, 55: 45-66.

# Comparación entre dos métodos de extracción secuencial para el fraccionamiento metálico en sedimentos marinos contaminados

P. Álvarez-Iglesias, B. Rubio y M. Pérez-Arlucea

Dpto. de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, Vigo (Pontevedra), 36310, palvarez@uvigo.es, brubio@uvigo.es, marlucea@uvigo.es

## ABSTRACT

Two sequential extraction procedures have been compared to study the metallic distribution of Fe, Cu, Pb and Zn in sediment samples from the intertidal area of the San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain). Tessier *et al.* (1979) procedure is recommended to discriminate between reactive, bound to carbonates and bound to Fe-Mn oxyhydroxide fractions, however Huerta-Díaz and Morse (1990) procedure is preferred to differentiate from metals bound to organic matter to bound to sulphides. Both procedures, in general, give similar results, but in the case for Pb, the results can not be compared due to the high pollution in the area, which causes an overload of the chemical system during the sequential extraction. It is recommended the Huerta-Díaz and Morse procedure for this element. Also, this is preferred to determine Fe and Zn bound to silicates and Cu bound to organic matter-sulphides.

**Key words:** trace metals, sequential extraction, marine sediments, pollution.

## INTRODUCCIÓN

La interacción de los metales pesados con los componentes abióticos y bióticos del medio depende de su asociación con las distintas fases sedimentarias. Los métodos de extracción secuencial se han utilizado, a pesar de sus limitaciones, para obtener información sobre la distribución de metales traza en las distintas fracciones del sedimento (Tessier *et al.*, 1979; Izquierdo *et al.*, 1997), pudiéndose emplear para conocer el potencial de movilización y la biodisponibilidad metálica. Consisten en la separación de distintas fracciones metálicas definidas operacionalmente mediante la utilización de una secuencia de extractantes con reactividad cada vez mayor en el proceso de extracción o de distinta naturaleza frente al anterior. La elección de una u otra técnica va a depender de las distintas fracciones metálicas que se quieran estudiar, así como de la procedencia de las muestras y sus características composicionales (Izquierdo *et al.*, 1997; Gómez-Ariza *et al.*, 2000). Es por esto que diversos autores optan por combinar la información obtenida mediante varias técnicas de especiación (Schramel *et al.*, 2000; Otero *et al.*, 2003), no existiendo un procedimiento estándar óptimo para todo tipo de muestras sedimentarias. El objetivo de este trabajo es comparar los resultados obtenidos por dos métodos de extracción secuencial en una zona costera contaminada altamente por Pb y moderadamente por Cu y Zn (Álvarez-Iglesias *et al.*, 2003), y valorar la utilidad de la combinación de varias técnicas en caso de contaminación

considerable por algunos metales. Se considerarán también las variaciones en las condiciones redox para elementos sensibles a éstos, tales como el Fe.

## MATERIAL Y MÉTODOS

En 1998 se recogieron tres testigos sedimentarios de unos 25 cm de longitud en la zona intermareal de la Ensenada de San Simón (parte interna de la Ría de Vigo, Noroeste de España). Las características generales para estos testigos se detallan en trabajos previos (Álvarez-Iglesias *et al.*, 2003). Los sedimentos presentan un alto contenido de materia orgánica (del orden del 10%) y un porcentaje muy bajo de carbonatos (<1%). Las concentraciones metálicas se sitúan dentro de un rango estrecho para Fe, Cu y Zn ( $2.33 \pm 0.64$  %,  $43.54 \pm 12.43$   $\mu\text{g g}^{-1}$ ,  $137.74 \pm 51.29$   $\mu\text{g g}^{-1}$ , respectivamente), mientras que para el Pb se observa una mayor variabilidad ( $2016 \pm 1787$   $\mu\text{g g}^{-1}$ ).

La especiación metálica se realizó de acuerdo con los métodos de extracción secuencial de Tessier *et al.* (1979) ligeramente modificado (Álvarez-Iglesias *et al.*, 2003) y Huerta-Díaz y Morse (1990) sobre 25 muestras seleccionadas (Tablas 1 y 2). El método propuesto por Tessier *et al.* (1979) es uno de los más usados en la actualidad (Gómez-Ariza *et al.*, 2000; Schramel *et al.*, 2000; Otero *et al.*, 2003). Con este método (TE) se obtienen cinco fracciones: intercambiable (A), ligada a carbonatos (B), ligada a oxihidróxidos de Fe y Mn o reducible (C), ligada a materia orgánica-sulfuros u oxidable (D) y

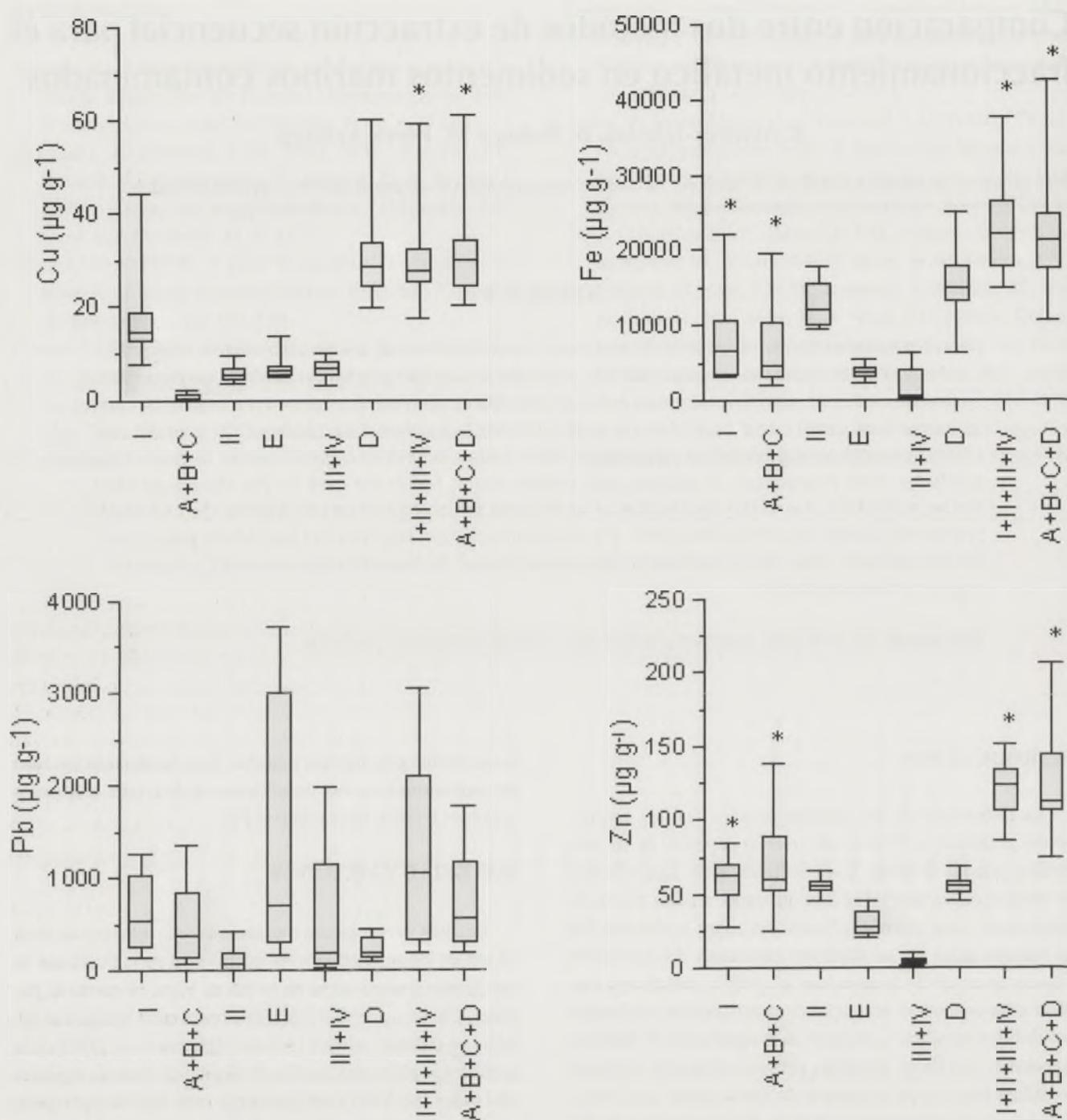


FIGURA 1. Representación de las concentraciones metálicas según los dos métodos de especiación utilizados para Cu, Fe, Pb y Zn mediante diagramas de cajas. El asterisco representa aquellas fracciones o conjunto de fracciones entre las que no se encontraron diferencias estadísticamente significativas.

residual (E). El método propuesto por Huerta-Díaz y Morse (1990) permite diferenciar entre la fracción metálica ligada a la materia orgánica y la ligada a sulfuros. Este método (HU) sirve para separar cuatro fracciones: reactiva (I), silicatos (II), ligada a materia orgánica (III) y pirítica (IV). Las concentraciones metálicas en los extractos obtenidos se determinaron por Espectrometría de Absorción Atómica (EAA). La precisión de los resultados de la extracción secuencial se comprobó comparando la suma de las fracciones medidas (A, B, C, D, E) con las concentraciones metálicas totales determinadas

por digestión triácida (Tessier *et al.*, 1979; Fernandes, 1997). Se obtuvo una variabilidad media del 10-20 %. A la hora de comparar los dos métodos de extracción seleccionados se debe considerar que, mientras que con el método TE se produce una disolución completa del sedimento, con el método HU quedan partículas resistentes al ataque tras finalizar la extracción. Se han comparado las distintas fracciones del modo siguiente: A+B+C frente I (conjunto de fracciones reactivas), D frente a III+IV (conjunto de fracciones oxidables), E frente a II y A+B+C+D frente I+II+III+IV.

Fracción	Reactivo	Agitación	Temperatura	tiempo
A	8 ml MgCl <sub>2</sub> 1 M (pH 7.0)	continua	ambiente	1 hora
B	8 ml NaOAc (pH 5, ajustado con HOAc)	continua	ambiente	5 horas
C	20 ml NH <sub>2</sub> OH·HCl 0.04 M (en HOAc al 25 % (v/v))	ocasional	96 ± 3 °C	6 horas
D	3 ml HNO <sub>3</sub> 0.02 M 5 ml H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> al 30 % (pH 2, ajustado con HNO <sub>3</sub> )	ocasional	85 ± 2 °C	2 horas
	3 ml H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> al 30 % (pH 2, ajustado con HNO <sub>3</sub> )	intermitente	ambiente	3 horas
	5 ml NH <sub>4</sub> OAc, 3.2 M (en HNO <sub>3</sub> al 20 %)	continua		30 minutos
E	2 ml de HCl 10 ml de HF		ambiente alta (microondas)	toda la noche 30 min

TABLA 1. Esquema del método de extracción secuencial propuesto por Tessier et al. (1979) modificado (Álvarez-Iglesias et al., 2003). A: intercambiable, B: ligada a carbonatos, C: ligada a oxihidróxidos de Fe y Mn, D: ligada a materia orgánica-sulfuros, E: residual.

## RESULTADOS

Con el método TE las fracciones sedimentarias mayoritarias son la oxidable y la residual para el Cu (~76% y ~20%), la residual y la reducible para el Pb (~56% y ~20%), y la oxidable y la reducible para Fe y Zn (~56% y ~29% para Fe y ~35% y 36% para Zn). Con el método HU las fracciones mayoritarias son, para Cu, Fe y Zn, la reactiva y la ligada a silicatos (~56% y ~20% para Cu, ~32% y ~57% para Fe, y ~49% y ~48%, para Zn, respectivamente) y para Pb, las fracciones reactiva y piritica (~57% y ~33%).

Combinando la información obtenida por los dos métodos de especiación (TE y HU) se observa que la contribución al total metálico de las fracciones intercambiable y ligada a carbonatos de los metales estudiados, así como la ligada a materia orgánica, es muy baja. Una proporción importante de Fe, Pb y Zn se encuentra en la fracción reactiva, principalmente ligada a oxihidróxidos de Fe y Mn. Mientras que para el caso del Cu, en función del método de especiación utilizado, predomina el Cu reactivo (HU) o el ligado a materia orgánica-sulfuros (TE). En cuanto a la fracción ligada a silicatos obtenida por ambos métodos (E frente a II), se observa que para Fe y Zn es superior la obtenida por el método TE (E), mientras que para Cu y Pb es mayor la del método HU (II).

## DISCUSIÓN

Se ha comprobado la semejanza entre variables mediante la aplicación del test-t para muestras relacionadas, destacando que no existen diferencias significativas entre el conjunto de fracciones no residuales para Cu, Fe y Zn, y el conjunto de fracciones reactivas para Fe y Zn. Estas variables presentan entre sí una correlación positiva altamente significativa ( $r=0.419-0.981$ ,  $p \leq 0.037$ ). También destaca que el conjunto

de las fracciones ligada a materia orgánica-sulfuros son significativamente distintas al comparar los resultados obtenidos por los dos métodos utilizados ( $p < 0.006$ ). Para Cu, Fe y Zn (Figura 1), no existen diferencias significativas entre la suma de las fracciones no residuales según el método TE (A+B+C+D) y la suma de las distintas fracciones obtenidas por el método HU (I+II+III+IV). Por tanto, ambos métodos se podrían utilizar a la hora de determinar el conjunto de fracciones metálicas potencialmente biodisponibles para los distintos organismos, sin realizar una diferenciación con respecto a su movilidad y toxicidad.

Por el contrario, para el Pb es significativamente más elevada la suma de las concentraciones obtenidas según el método HU (Fig. 1), posiblemente debido a la alta concentración de este elemento en el área de estudio (Álvarez-Iglesias *et al.*, 2003). Esto seguramente haya producido una sobrecarga del sistema químico, por lo que parte del Pb determinado en la fracción residual (E) se encuentre en fracciones más biodisponibles. Es muy probable que con el método TE no se haya extraído todo el Pb ligado a materia orgánica-sulfuros, lo que explicaría la mayor contribución de la fracción E frente a la II, y las mayores contribuciones de las fracciones III y IV frente a la D. También es superior el Pb reactivo obtenido por el método HU.

Para Fe y Zn la suma de las fracciones A, B y C según el método TE es similar a la de la fracción reactiva según el método HU (Fig. 1). Por tanto, con ambos métodos se podría determinar el conjunto de fracciones metálicas más móviles, más biodisponibles para los organismos, ante un cambio en diversas condiciones del medio (salinidad, pH, Eh). Sin embargo, si fuera necesario realizar una diferenciación entre las fracciones más lábil, ligada a carbonatos y a oxihidróxidos de Fe-Mn se debería seleccionar el método de Tessier *et al.* (1979).

Fracción	Reactivo	Agitación	Temperatura	Tiempo
I	20 ml HCl 1 N	continua	ambiente	16 horas
II	30 ml HF 10 M	continua	ambiente	16 horas
III	10 ml H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> concentrado	continua	ambiente	2 horas
IV	10 ml HNO <sub>3</sub> concentrado	continua	ambiente	2 horas

TABLA 2. Esquema del método de extracción secuencial propuesto por Huerta-Díaz y Morse (1990). I: reactiva, II: ligada a silicatos, III: ligada a materia orgánica, IV: pirítica.

Finalmente, para el caso del Cu, el hecho de ser significativamente menores las concentraciones para las fracciones A+B+C frente a la fracción I (Fig. 1) podría deberse, por una parte, a la existencia de contaminación moderada por Cu en el área de estudio (Álvarez-Iglesias *et al.*, 2003), y por otra, a la diferente respuesta de este elemento frente a los distintos reactivos empleados en ambos métodos de extracción secuencial, o bien a la diferente respuesta de este elemento frente al Eh y/o pH. Como el Cu suele aparecer asociado a la materia orgánica (Schramel *et al.*, 2000), no es probable que su menor concentración en las fracciones A+B+C se deba a que la extracción haya sido parcial por una sobrecarga del sistema químico. En cuanto a los reactivos empleados, en el método de extracción TE se utiliza hidroxilamina hidrocloreuro para separar la fracción C (Tabla 1). Este reactivo disuelve preferentemente los óxidos de Fe y Mn amorfos, así como los oxihidróxidos de Mn, mientras que los óxidos y oxihidróxidos de Fe apenas son atacados (Schramel *et al.*, 2000). Parte del Cu, por tanto, podría no haber sido extraído por completo debido a que se encontrara coprecipitado con oxihidróxidos de Fe. Además, Sahuquillo *et al.* (1999) han demostrado que para el Cu la extracción con este reactivo depende del pH, siendo menor la extractabilidad al aumentar el pH. En el caso del método HU se utiliza HCl 1 N (Tabla 2), disolución mucho más ácida que las utilizadas con el otro método (Tessier *et al.*, 1979), lo que justificaría el mayor porcentaje de Cu encontrado en la fracción I frente a A+B+C y que la concentración de Cu en la fracción D sea mucho mayor que en III+IV (Fig. 1). El Cu presente en los oxihidróxidos, que no hayan sido totalmente disueltos en los primeros pasos del método TE, puede ser recuperado en la fracción D. Para el caso de Fe, Cu y Zn, la distinta distribución al comparar las fracciones E con II (E<II) y D con III+IV (D>III+IV), es debida al ataque parcial de los silicatos presentes en las muestras por el ácido nítrico empleado (Vallis, 1999) en el método TE para la extracción de la fracción D, produciéndose una sobreestimación de la fracción ligada a materia orgánica-sulfuros, y por tanto, siendo menor la proporción correspondiente a la fracción residual (E).

## CONCLUSIONES

A la hora de determinar el conjunto de las fracciones metálicas no residuales son útiles ambos procedimientos de extracción, siempre y cuando no exista un grado de con-

taminación alto por los metales objeto de estudio. Para el caso de sedimentos significativamente contaminados se recomienda la selección del método HU para determinar la fracción no residual.

Cuando se quiere determinar el conjunto de fracciones metálicas más móviles, aquellas afectadas por cambios en la fuerza iónica del agua, en el pH o en el nivel de oxigenación del medio, también se pueden utilizar ambos métodos para Fe y Zn.

A la hora de determinar la fracción ligada a silicatos se debe seleccionar el método de Huerta-Díaz y Morse (1990) para evitar una sobreestimación del contenido de estos metales en la fracción ligada a materia orgánica y sulfuros.

Para los metales más sensibles a cambios redox, tales como Cu y Fe, se recomienda la utilización del método de Huerta-Díaz y Morse (1990) porque permite una diferenciación más clara de las fracciones oxidables y reducibles.

## AGRADECIMIENTOS

P. A. I. agradece al MEC la concesión de una beca F. P. U. Contribución a los proyectos REN2003-02822 MAR, REN2003-03233MAR, REN2003-09394/MAR y VEM2003-20093-C03-03 (MCYT), PGIDIT03RMA30101PR y CO/085/03 (XUGA) e IGCP 464 (UNESCO), de los grupos XM1 y XM2 (nº355) de la Universidad de Vigo.

## REFERENCIAS

- Álvarez-Iglesias, P., Rubio, B. y Vilas, F. (2003): Pollution in intertidal sediments of San Simón Bay (Inner Ria de Vigo, NW of Spain): total heavy metal concentrations and speciation. *Marine Pollution Bulletin*, 46: 491-503.
- Fernandes, H. M. (1997): Heavy metal distribution in sediments and ecological risk assessment: the role of diagenetic processes in reducing metal toxicity in bottom sediments. *Environmental pollution*, 97 (3): 317-325.
- Gómez Ariza, J. L., Giráldez, I., Sánchez-Rodas, D. y Morales, E. (2000): Comparison of the feasibility of three extraction procedures for trace metal partitioning in sediments from South-West Spain. *The Science of the Total Environment*, 246: 271-283.
- Huerta-Díaz, M. y Morse, J. W. (1990): A quantitative method for determination of trace metal concentrations in sedimentary pyrite. *Marine Chemistry*, 29: 119-144.

- Izquierdo, C., Usero, J. y Gracia, I. (1997): Speciation of heavy metals in sediments from salt marshes on the Southern Atlantic Coast of Spain. *Marine Pollution Bulletin*, 34 (2): 123-128.
- Otero, X. L., Huerta-Díaz, M. A. y Macías, F. (2003): Influence of a turbidite deposit on the extent of pyritization of iron, manganese and trace metals in sediments from the Guaymas Basin, Gulf of California (Mexico). *Applied Geochemistry*, 18: 1149-1163.
- Sahuquillo, A., López-Sánchez, J. F., Rubio, R., Rauret, G., Thomas, R. P., Davidson, C. M y Ure, A. M. (1999): Use of a certified reference material for extractable trace metals to assess sources of uncertainty in the BCR three-stage sequential procedure. *Analytica Chimica Acta*, 382: 317-327.
- Schramel, O., Milchalke, B y Kettrup, A. (2000): Study of the copper distribution in contaminated soils of hop fields by single and sequential extraction procedures. *The Science of the Total Environment*, 263: 11-22.
- Tessier, A., Campbell, P. G. C. y Bisson, M. (1979): Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical Chemistry*, 51: 844-851.
- Vallis, H. (1999): Anthropogenically derived heavy metals in recent sediments of the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Chemosphere*, 38: 945-962

First main paragraph of text, starting with a faint opening word or phrase.

Second main paragraph of text, continuing the narrative or discussion.

Third main paragraph of text, possibly containing a sub-section or a change in topic.

Fourth main paragraph of text, likely the concluding part of the page's content.

# Las dolomías del Cretácico Superior del borde sur del Sistema Central: estudio preliminar

M.I. Benito y R. Mas

Dpto. Estratigrafía-U.E.I. de Correlaciones Estratigráficas, Facultad C.C. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid-CSIC, 28040 Madrid. Spainmaribel@geo.ucm.es

## ABSTRACT

*This study is focused on the carbonate units of the Late Cretaceous of the South margin of the Central System (Caballar, Castrojimenos and Burgo de Osma Formations). These units are totally or partially dolomitized, and they have been studied in order to interpret the timing and the diagenetic environment in which dolomites precipitated and to infer the mechanism for dolomitization. Petrographic and geochemical data of dolomites of the three units suggest that they precipitated from the same fluids despite the different sedimentary environments in which these units were deposited. Moreover, data suggest that dolomites precipitated via reflux of hypersaline brines proceeding from the overlying latest Cretaceous to Paleogene evaporitic units.*

**Key words:** Dolomite, petrography, isotopes, Late Cretaceous, South margin of the Central System

## INTRODUCCIÓN; CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO

Los materiales del Cretácico superior objeto de este estudio afloran a lo largo de una franja de dirección NE-SO que bordea las estribaciones sur del Sistema Central. En concreto, este trabajo se ha realizado en el Término Municipal de Patones (Provincia de Madrid), en el Barranco de las Cuevas, donde la serie del Cretácico superior, que yace discordantemente sobre el basamento varisco, alcanza un espesor de casi 200 m (Fig. 1). Aquí la serie comienza con las areniscas y lutitas, de edad Cenomaniense-Coniaciense, que corresponden a las Formaciones Utrillas, Castro de Fuentidueña y Segovia, (Alonso y Mas, 1982) y por encima se sitúan los depósitos carbonáticos objeto de este estudio, de edad Coniaciense-Campaniense, que están formados por calizas y dolomías en las que se han diferenciado 3 unidades (Alonso y Mas, 1982) (Figs. 1 y 2).

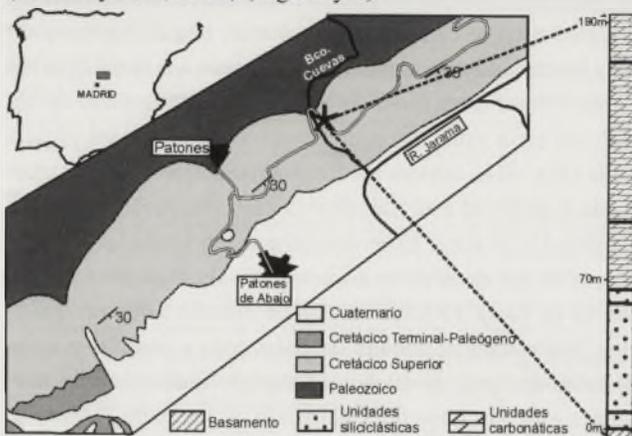


FIGURA 1. Situación geográfica, esquema geológico y columna estratigráfica simplificada de la zona de estudio.

La primera unidad carbonática corresponde a la Fm Dolomías tableadas de Caballar que está formada por dolomías tableadas que se depositaron en un ambiente de llanura de marea. En la parte inferior de esta unidad predominan las secuencias de tipo "muddy" que a techo pueden presentar laminaciones algares. Hacia la parte superior van predominando secuencias de tipo "grainy" formadas por dolowackstones a dolograinsstones en las que se pueden apreciar estructuras tractivas. El techo de esta unidad corresponde a una superficie de brechificación.

Le sigue la Fm Calizas y dolomías de Castrojimenos, la de mayor espesor, en la que se pueden diferenciar dos miembros (Fig. 2). El miembro inferior comienza con calizas, calizas dolomíticas y margas que se disponen en secuencias de somerización. La parte inferior de estas secuencias está formada por calizas y calizas dolomíticas de mudstone a packstone entre las que se encuentran acumulaciones de rudistas en posición de vida. La parte superior de estas secuencias está formada por margas, calizas y calizas dolomíticas mudstone y wackestone de foraminíferos bentónicos, ostrácodos que suelen presentar intensa bioturbación, porosidad fenestral y nodulizaciones incipientes. El miembro superior de la Fm Castrojimenos está formado por dolomías de aspecto masivo que localmente presentan estratificación cruzada a gran escala y que han sido interpretadas como barras submareales.

La siguiente unidad corresponde a la Fm Calizas de Burgo de Osma que está formada por dolomías bioclásticas y dolomías mudstone con abundante porosidad fenestral y pseudomorfos de evaporitas que se depositaron en una llanura mareal.

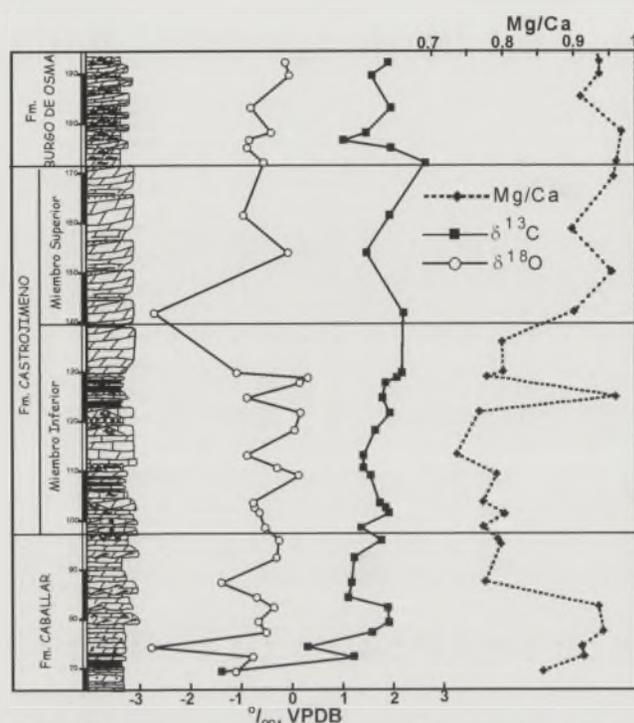


FIGURA 2. Columna estratigráfica de las unidades dolomíticas del Cretácico Superior estudiadas y geoquímica isotópica y relación Mg/Ca de las dolomías.

Este trabajo ha consistido en la caracterización petrográfica y geoquímica de las unidades dolomíticas de esta zona.

## METODOLOGÍA

Este trabajo se ha basado en el estudio de 125 láminas delgadas, doblemente pulidas y sin cubrir de 30 mm de espesor. Todas ellas fueron examinadas mediante un microscopio de polarización acoplado a un equipo de catodoluminiscencia (CL) fría Technosyn® modelo MK-II. Una vez examinadas, las láminas de 30 mm se tiñeron con Alizarina roja S y ferricianuro potásico. Posteriormente, y basándonos en las imágenes obtenidas con la CL, se realizaron los análisis geoquímicos elementales sobre las láminas delgadas con el equipo de microsonda electrónica de la UCM. Los análisis isotópicos de C y O de las dolomías se realizaron en el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Michigan. Para ello, las muestras fueron pulverizadas e introducidas en una disolución de acetato sódico y ácido acético 1M durante 24-48 horas con el fin de disolver la calcita presente en las muestras y así evitar la contaminación de los datos. Posteriormente, se realizó difracción de RX en cada muestra para comprobar que toda la calcita había sido disuelta.

## PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS DOLOMIAS

### Fm Caballar

Esta unidad está totalmente dolomitizada, aunque en la mayor parte de las muestras se preserva la textura deposicional. Los términos más finos "muddy", de textura mudstone y wackestone y predominantes en la base de la

unidad, están formados por mosaicos dolomicrocíticos y dolomicroesparíticos algo ferrosos que presentan una luminiscencia mate de color marrón (Fig. 3A). En los términos grainy, más abundantes hacia el techo de la unidad, tanto los componentes micríticos como la matriz micrítica están formados por mosaicos dolomicroesparíticos (Fig. 3B) poco ferrosos y de luminiscencia roja. Adicionalmente, en los niveles con textura grainstone, la porosidad intergranular está rellena de mosaicos subidiotópicos de cristales de dolomita algo ferrosa que presenta con CL un bandeado de color rojo y marrón que ocluye los poros de tamaño menor de 50 micras. Asimismo, en algunos de estos depósitos tractivos la mayor parte de los componentes carbonáticos se encuentran disueltos y la porosidad móldica está parcialmente cementada por dolomita rombóhedrica (Fig. 3B) que presentan una luminiscencia zonada de color marrón y rojizo idéntica a la dolomita precipitada en la porosidad intergranular.

Químicamente las dolomictitas y dolomicroesparitas de la parte inferior de la unidad presentan una relación Mg/Ca media, cercana a la estequiometría, de 0.91 (Fig. 2). Sin embargo las dolomías de la parte superior de la unidad son cálcicas, presentando una relación Mg/Ca media de 0.78 (Fig. 2). La composición isotópica en O de las dolomías de esta unidad varía entre  $-0.1$  y  $-2.7‰$  (media:  $-0.9‰$ )  $\delta^{13}C$ , por su parte, varía entre  $-1.4$  y  $+2‰$  (media:  $+1.2‰$ ), correspondiendo los valores más negativos a las dolomías de la base de la unidad (Fig. 2).

### Fm Castrojimeno

Miembro inferior. Este conjunto está parcialmente dolomitizado. En general, los niveles de textura mudstone y wackestone, más abundantes en la base de la unidad y entre los niveles margosos, están muy poco dolomitizados. En estos niveles la dolomita se encuentra en forma de agregados milimétricos o submilimétricos de romboedros de dolomita no ferrosa de hasta 50 micras de diámetro y de luminiscencia zonada de color rojo y marrón, que remplazan a la matriz micrítica y que también pueden rellenar parcialmente la porosidad intraesquelética y la móldica (Fig. 3C). La dolomita, a su vez, suele estar parcial o totalmente calcitizada.

Los niveles que presentan textura packstone o grainstone, así como los parches de rudistas que se encuentran intercalados entre estas facies, presentan una dolomitización más intensa que afecta fundamentalmente a la matriz y a los componentes micríticos, pero no afecta al esqueleto de los rudistas cuya microestructura suele estar muy bien preservada (Fig. 3D), aunque en las dolomías que se encuentran hacia el techo de este miembro la dolomitización afecta a la totalidad de la roca. Estas dolomías están formadas por mosaicos de subidiotópicos a idiotópicos de cristales romboédricos de hasta 150-200 micras de diámetro que presentan una luminiscencia zonada de color rojo y marrón y están constituidos por un núcleo de aspecto sucio, que en ocasiones está parcialmente calcitizado, y una parte externa de aspecto más limpio y transparente.

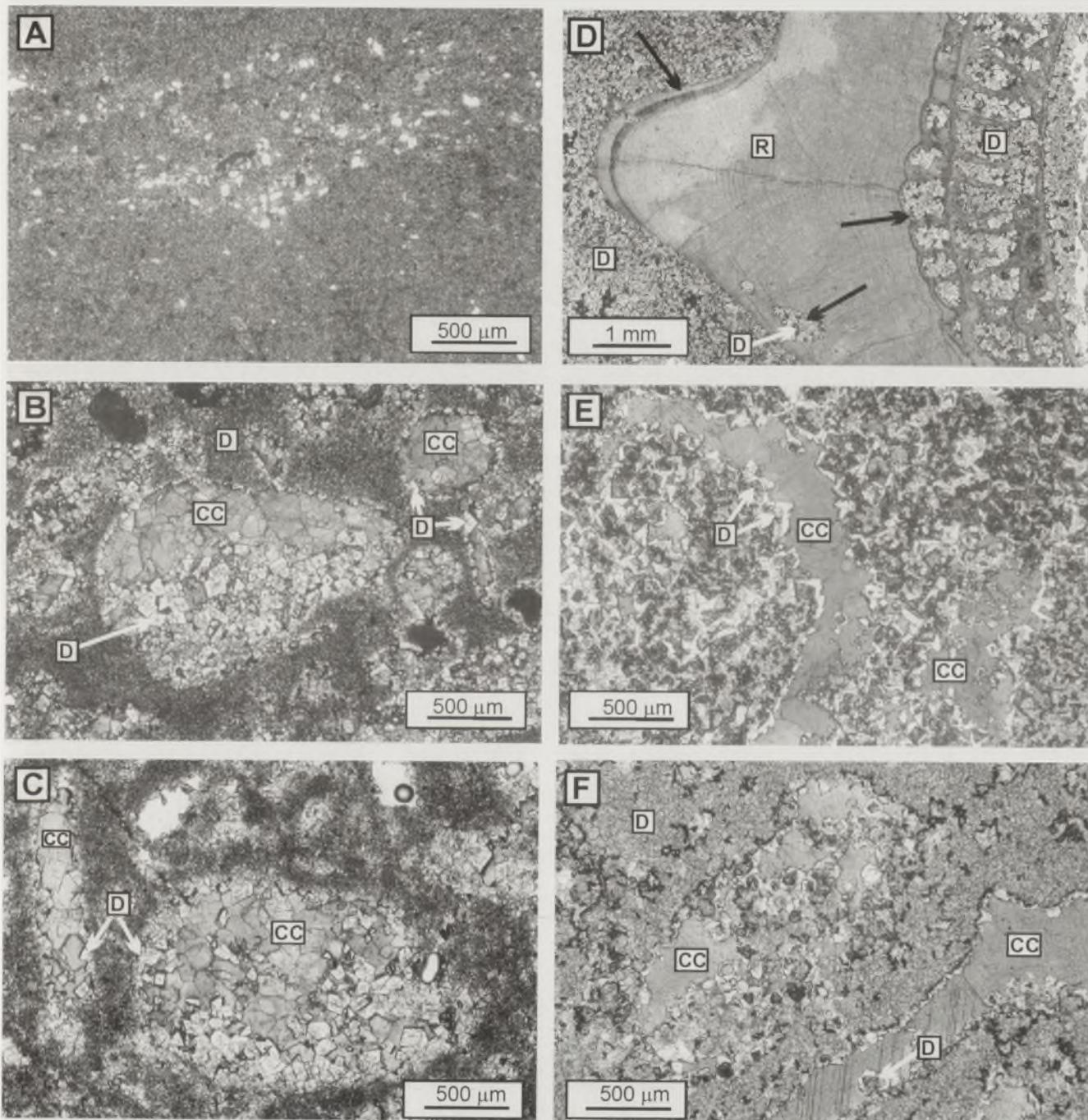


FIGURA 3. Microfotografías de las dolomías del Cretácico Superior del área de Patones. Todas las fotografías se han realizado sobre láminas delgadas teñidas. a) Aspecto general de las dolomicritas de la parte inferior de la Fm. Caballar. b) Aspecto de las dolomías de la parte media y superior de la Fm. Caballar. La dolomita (D) reemplaza a la matriz formando mosaicos dolomicroesparíticos y rellena parcialmente la porosidad móldica en forma de romboedros de mayor tamaño. La porosidad móldica se ocluye por un cemento de calcita posterior. c) Aspecto de las dolomías del Miembro inferior de la Fm. Castrojimeno. La dolomita (D) reemplaza a la matriz y cementa parcialmente la porosidad móldica que es ocluida por un cemento de calcita (CC). Obsérvese la similitud entre estas dolomías y las de la fotografía anterior. d) Detalle de un fragmento de rudista (R) del Miembro inferior de la Fm. Castrojimeno. Obsérvese que la dolomitización afecta a la matriz, al relleno de la porosidad intraesquelética y al relleno de las perforaciones que afectan al rudista pero no afecta al esqueleto del rudista cuya microestructura se encuentra bien conservada. e) Aspecto de las dolomías del Miembro superior de la Fm. Castrojimeno. Los cristales de dolomita (D) reemplazan a la matriz y cementan parcialmente la porosidad móldica y presentan, en general, un núcleo romboédrico de aspecto sucio que se encuentra parcial o totalmente calcitizado y una parte exterior de aspecto claro. La porosidad está ocluida por un cemento de calcita (CC) posterior. f) Aspecto de las dolomías de la Fm. Burgo de Osma. La dolomita (D) reemplaza a la matriz y cementa parcialmente la porosidad móldica que, a su vez, está ocluida por un cemento de calcita (CC). La dolomita presenta, en general, un aspecto sucio y, hacia el borde de las cavidades, presenta un núcleo romboédrico de aspecto sucio, que suele estar parcial o totalmente calcitizado, y un borde externo de aspecto claro. Obsérvese la similitud de estas dolomías con las de la fotografía anterior.

Químicamente la mayor parte de las dolomitas de este miembro son cálcicas ya que presentan una relación Mg/Ca media de 0.78. (Fig. 2). Ocasionalmente, en uno de los niveles dolomíticos intercalado entre margas, la dolomita, que se encuentra intensamente calcitizada, presenta una relación Mg/Ca media de 0.96. La composición isotópica en O de las dolomías de esta unidad varía entre  $-0.40$  y  $-1.1\text{‰}$  (media:  $-0.3\text{‰}$ ), la composición isotópica en C entre  $+2.8$  y  $+1.3\text{‰}$  (media:  $+1.7\text{‰}$ ) (Fig. 2).

**Miembro superior:** Este conjunto se encuentra totalmente dolomitizado, aunque en muchas de las muestras se puede inferir la textura deposicional por la presencia de abundante porosidad móldica. Estas dolomías están formadas por mosaicos de subidiotópicos de cristales de dolomita no ferrosa y de luminiscencia de color rojizo, de hasta 150 micras de diámetro, que presentan un núcleo de hábito romboédrico de aspecto sucio y abundante microporosidad, que suele estar intensamente calcitizado, y una parte externa de aspecto claro y luminiscencia de color rojizo que suele estar mejor conservada (Fig. 3E). En el límite entre el núcleo microporoso y la parte externa de los cristales, que se encuentran en continuidad óptica, suele haber una franja de hasta 10-15 micras de espesor en la que la dolomita ha sido totalmente disuelta o calcitizada (Fig. 3E). También en este miembro la porosidad móldica está cementada parcialmente por dolomita de hábito romboédrico (Fig. 3E) y luminiscencia zonada de colores marrón, rojo, amarillo y negro/no luminiscente.

Químicamente las dolomitas del miembro superior presentan una relación Mg/Ca media de 0.94. (Fig. 2). La composición isotópica en O varía entre  $-0.1$  y  $-2.8\text{‰}$  (media:  $-0.5\text{‰}$ ) y la composición isotópica en C entre  $+2.7$  y  $+0.6\text{‰}$  (media:  $+1.7\text{‰}$ ) (Fig. 2).

Estas dolomías son petrográficamente y químicamente muy similares a las que se encontraban en el miembro inferior entre los niveles margosos y estaban intensamente calcitizadas.

#### **Fm Burgo de Osma**

Esta unidad se encuentra totalmente dolomitizada aunque generalmente se puede inferir la textura deposicional por la presencia de abundante porosidad fenestral y móldica. Estas dolomías petrográficamente son idénticas a las dolomías del Miembro superior de la Fm Castrojimenense. Están formadas por mosaicos subidiotópicos de cristales de dolomita formados por un núcleo de hábito romboédrico y microporoso, que suele estar parcial o totalmente calcitizado, y una parte externa de aspecto claro que suele estar mejor conservada y que suele ocupar la totalidad del espacio existente entre los núcleos microporosos (Fig. 3F). También en este caso, la dolomita cementa parcialmente la porosidad móldica presentando una luminiscencia zonada marrón-rojo o de color rojo intenso (Fig. 3F).

Químicamente estas dolomitas son también muy similares a las del conjunto infrayacente. Presentan una relación Mg/Ca media de 0.94. (Fig. 2). La composición isotópica en O varía entre  $+0.05$  y  $-0.9\text{‰}$  (media:  $-1.2\text{‰}$ ) y la com-

posición isotópica en C entre  $+2.2$  y  $+1.5\text{‰}$  (media:  $+2\text{‰}$ ) (Fig. 2).

## **DISCUSIÓN**

El estudio petrográfico de las dolomías del Cretácico superior del borde Sur del Sistema Central sugiere que la dolomitización se produjo posteriormente a la sedimentación, durante el enterramiento de estas unidades. Por un lado la mayor parte de las dolomías corresponden a mosaicos doloespárficos que, además de remplazar, también rellenan porosidad móldica. Por esta razón, la precipitación de la dolomita tuvo que ser posterior a la disolución de los componentes que probablemente se produjo una vez que comenzó el enterramiento. Por otro lado, si bien las Fms Caballar y Burgo de Osma, se depositaron en un ambiente de llanura de marea, donde podría haberse producido un proceso de dolomitización sinsedimentaria, la Fm Castrojimenense se depositó en un ambiente de plataforma poco propicio para que se produjera este tipo de dolomitización. En esta unidad las facies del miembro inferior, más someras y formadas por mudstone y wackestone con nodulizaciones incipientes y porosidad fenestral, son las que con más probabilidad podrían haber sufrido un proceso de dolomitización sinsedimentaria y sin embargo son las que presentan un menor grado de dolomitización o incluso no están dolomitizadas. El miembro superior de la Fm Castrojimenense, por el contrario, está totalmente dolomitizado aunque estos materiales se depositaron en un ambiente de plataforma abierta poco propicio para que se produjera una dolomitización temprana.

Asimismo, un dato que sugiere que la dolomitización se produjo a la vez en todas las unidades es que tanto la petrografía como la geoquímica de las dolomías de la Fm Burgo de Osma, que se depositaron en una llanura de marea, y de las del miembro superior de la Fm Castrojimenense, formada por barras submareales de plataforma, son idénticas (Figs. 2, 3E y F), lo que sugiere que la dolomitización se produjo a partir de los mismos fluidos y en el mismo ambiente diagenético. Respecto a las dolomías del miembro inferior de la Fm Castrojimenense, su composición isotópica es muy similar a las de las unidades suprayacentes, lo que sugiere que la dolomitización también se produjo a partir de los mismos fluidos y bajo las mismas condiciones diagenéticas. El hecho de que el miembro inferior de la Fm Castrojimenense se encuentre poco dolomitizado probablemente se debió a la presencia de niveles de margas, impermeables, que habrían impedido el paso de los fluidos dolomitizantes. Este hecho también habría favorecido el que las dolomitas del miembro inferior sean cálcicas y no estequiométricas, ya que estas barreras de permeabilidad habrían impedido el suministro de Mg suficiente como para dolomitizar completamente la unidad. Es probable que parte del Mg necesario para la dolomitización procediera del Mg de la matriz micrítica, típicamente formada por calcita de alto contenido en magnesio (HMC) y aragonito, y de los componentes formados por

HMC, ya que la dolomitización afecta fundamentalmente a la matriz y componentes micríticos y no a las conchas de los rudistas (Fig. 3D), constituidas por calcita de bajo contenido en magnesio.

En la Fm Caballar, por su parte, los términos superiores de tipo grainy están formados por dolomías petrográficamente y geoquímicamente idénticas a las de las dolomías del miembro inferior de la Fm Castrojimeno suprayacentes (Fig. 3B, C), por lo que la dolomitización probablemente se produjo a la vez y a partir de los mismos fluidos. Los términos basales de la Fm. Caballar, de tipo muddy fundamentalmente, son los únicos de toda la serie que están formados por mosaicos dolomicríticos y dolomicroesparíticos algo ferrosos. Es posible que en este caso se produjera una dolomitización temprana de estos depósitos. Sin embargo, la geoquímica de estas dolomías es similar a la del resto de la serie, por lo que no se puede descartar que al menos parte de estas dolomías sufrieran un proceso de recristalización posterior que dio lugar al crecimiento de los cristales de dolomita y al reequilibrio y homogeneización de los valores isotópicos y elementales.

Con respecto al origen del proceso de dolomitización, es posible que se produjera como consecuencia del reflujo de aguas salinas que pudieron proceder de la disolución de las evaporitas de las unidades suprayacentes como la Fm. Valle de Tabladillo, del Cretácico Terminal, que se encuentra representada en áreas adyacentes y que está formada por alternancia de dolomías y evaporitas y/o por brechas de colapso, o bien de las unidades suprayacentes a la Fm. Valle de Tabladillo que están formadas por lutitas y yesos y que han sido asignadas al Cretácico terminal-Paleógeno (Portero *et al.*, 1990; Gil *et al.*, 2004). Este modelo es congruente con los datos petrográficos, ya que las unidades más altas son las que están más intensamente dolomitizadas y las que se encuentran entre los niveles margosos, que habrían servido de barrera para la entrada de los fluidos, están sólo parcialmente dolomitizadas o sin dolomitizar. Asimismo, este modelo también es congruente con los datos isotópicos, relativamente pesados, de carbono y oxígeno como se puede esperar en los modelos de reflujo de aguas salinas (e.g. Tucker y Wright, 1990). En cualquier caso, el hecho de que

en algunas muestras los isótopos de oxígeno sean más negativos puede deberse a que estas aguas salinas tuvieron mezcla de aguas meteóricas, de composiciones isotópicas más negativas, que además, habrían favorecido la disolución de las evaporitas. Modelos similares de reflujo de aguas densas salinas pero con mezcla de aguas meteóricas han sido propuestos para interpretar la dolomitización de unidades como los arrecifes del Messiniense del sur de la península (Meyers, *et al.*, 1997; Warren, 2000).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado mediante una Beca y un Contrato postdoctoral de la CAM-UE. Los autores agradecen a Gilberto Herrero, Beatriz Moral, Maribel Sevillano, Lora Wingate y Alfredo Fernández su esmerado trabajo de laboratorio.

## REFERENCIAS

- Alonso, A. y Mas, R. (1982): Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Ibérica* 8: 151-172.
- Gil, J.; Carenas, M.; Segura, M.; García Hidalgo, J.F. y García, A. (2004): Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Rev. Soc. Geol. España* 17(3-4): 249-266.
- Meyers, W.J.; Lu, F.H.; Zachariah, J.K. (1997): Dolomitization by mixed evaporite brines and freshwater. Upper Miocene carbonates. Níjar, Spain. *Jour. Sed. Res.* 67: 898-402.
- Portero, J.M.; Aznar, J.M.; Pérez-González, A.; González-Lodeiro, F. (1990): Mapa Geológico a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja 485 (Valdepeñas de la Sierra), IGME. 84 p.
- Tucker, M. y Wright, V.P. (1990): Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 482 p.
- Warren, J. (2000): Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Sci. Rev.* 52: 1-81.

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

...the most common cause of death in the United States...

# Características composicionales y "cristalinidad" de caolinita en bauxitas de la Fm Cantaperdius

G. Cozzi<sup>1,2</sup>, J. Bastida<sup>3</sup>, A. Alvarez-Larena<sup>1</sup>, S. Martinez-Manent<sup>4</sup> y P. Pardo<sup>3</sup>

1 Universidad Autónoma de Barcelona. Servicio de Difracción de Rayos X. Fac. Ciencias. 08193 Bellaterra (Cerdanyola del Vallès, Barcelona, España)

2 Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Intemin. Av. Gral Paz e/Constituyentes y Albarelos. (1650) San Martín. Pcia de Bs.As.

3 Universidad de Valencia. Dpto. Geología. 46100 Burjassot (Valencia, España)

4 Universidad de Barcelona. Dep. Crist., Miner. Dip. Miner. Fac. Geología. 08071 Barcelona (España)

## ABSTRACT

*Mineralogical and geochemical composition and "crystallinity" of kaolinites in bauxitic clays of the Cantaperdius Fm and related bauxites in the Linking Zone of Iberian Range and Catalanian Coastal Ranges (NE, Spain) are considered. The range of FWHM values (found with the same experimental conditions, in whole sample powders) for kaolinite 001 reflection is 0,197 - 0,236° (2 $\theta$ ). Variability in the composition of bauxites as well as in kaolinite "crystallinity" among the bauxite types is studied considering the sedimentological and paleogeographical background. The observed variations are in agreement with the established genetic system producing bauxite of type I deposits from bauxitic clays of types II-III, and that from marls of related formations.*

**Key words:** Bauxite, kaolinite, "crystallinity", mineralogy, geochemistry.

## INTRODUCCIÓN

Las bauxitas del Cretácico Inferior del NE de España y del SE de Francia fueron objeto de estudio en Combes (1969), que estableció un modelo general de formación de bauxitas a partir de una roca madre arcillosa alóctona en relación al nivel carbonático de referencia sobre el que se sitúa la bauxita, mediante un proceso de alteración ferralítica "in situ". El proceso podría continuar posteriormente con formación de las bauxitas mediante retrabajamiento y evolución composicional del material, no lejos del lugar de bauxitización original. Dicho proceso, podría haber quedado incompleto en determinadas circunstancias, como consecuencia de fenómenos de erosión y/o karstificación ligados a un ascenso relativo del sustrato.

Las características composicionales y distribución de dichos yacimientos, desde el punto de vista de exploración minera y aplicaciones, fueron consideradas en IGME (1974), Ordóñez (1977), IGME (1987) y sus características geoquímicas en Ordóñez *et al.* (1990).

La clasificación de los yacimientos de bauxitas de la zona de enlace Ibérica- Catalánides, quedó establecida en Combes (1969), y mantenida en Ordóñez (1977) y IGME (1987), distinguiendo 4 tipos de los que tres arman en formaciones pre-albienses, y que son objeto de consideración en el presente trabajo.

La asociación mineral reconocida en estos materiales por Combes (1969) es: caolinita + boehmita + gibbsita  $\pm$

hematites  $\pm$  clorita + illita  $\pm$  calcita  $\pm$  cuarzo; la reconocida en materiales estudiados por La Iglesia y Ordóñez (1990) es caolinita + boehmita  $\pm$  gibbsita  $\pm$  hematites  $\pm$  anatasa  $\pm$  rutilo. En este último trabajo se consideran las variaciones de cristalinidad de caolinita utilizando los valores de tamaño de cristalito para la reflexión 001 utilizando la ecuación de Scherrer, reconociendo los intervalos de valores 500-1430, 800-1600 y 714-1500 Å, en materiales de Pirineos, Catalánides y Maestrazgo, respectivamente.

Los valores de tamaño de cristalito para la reflexión 001 presentan pues una amplia gama de variación, que vamos a considerar en el presente trabajo para materiales bauxíticos del Maestrazgo; el contexto paleogeográfico de las bauxitas del Maestrazgo fue considerado ampliamente en Combes (1969), Salas (1987), Molina y Salas (1993). La relación genética entre las bauxitas de tipo I y de tipos II-III, de Combes (1969), ha sido puesta de manifiesto desde un punto de vista geoquímico en Molina y Salas (1993) y Salas *et al.* (2004); las bauxitas de tipo I derivarían únicamente de arcillas bauxíticas de tipo II-III, en términos de la aludida clasificación.

El mecanismo de formación de gibbsita en las referidas bauxitas de tipo I fue analizado en La Iglesia y Ordóñez (1990); según estos autores, los niveles de bauxitas y arcillas bauxíticas del NE de España, estarían relacionados con el funcionamiento de sistemas kársticos fosilizados por materiales detríticos del Cretácico Superior al dejar de funcionar el sistema kárstico como sistema abierto. El levanta-



FIGURA 1. Ubicación del área de muestreo (indicada con flecha) en un esquema paleogeográfico del NE de España. Modificado de Combes (1969)

miento de la cadena en el Terciario posibilitaría para estos autores, la transformación espontánea boehmita - caolinita en presencia de disoluciones con actividad de sílice en equilibrio con cuarzo y en condiciones adecuadas (porosidad incrementada).

Como paso previo al análisis de la evolución microestructural de la caolinita, en las bauxitas de la zona de enlace Ibérica - Catalánides, abordaremos en el presente trabajo, las características mineralógicas de los materiales, así como las características de "cristalinidad" de las caolinitas constituyentes.

## MATERIALES

Se analizan bauxitas y arcillas lateríticas de los tipos I, II y III de Combes (1969) descritos por dicho autor en la zona de enlace entre Cordillera Ibérica y Cordillera Costera-Catalana (Figura 1). Se trata de materiales lutítico-pisolíticos de coloración blanca a gris o rojiza, en el caso de las bauxitas tipo I, y de lutitas más o menos compactas predominantemente rojizas para materiales de los tipos II-III (ver Tabla 1), procedentes de estaciones localizadas exactamente en IGME (1987) cuya denominación se indica: a) Fuentespalda b) San Miguel c) Fte Formenta d) Boixet e) Mangraner f) Mas Morena g) Cantaperdices h) Fredes. La estación i) corresponde a la indicada en el Barranco de Cap de Terme por Combes (1969).

## MÉTODOS

El análisis mineralógico por difracción de rayos X se practicó en pastillas retroprensadas de material pulverizado de la muestra total (< 50 micras) y en agregados orientados de fracción arcilla. Los registros rutinarios de difracción obtenidos en un equipo Philips XPERT (PW3020, con ánodo de Cu y monocromador de grafito, trabajando a 40 kV, 50 mA), por conteo a tiempo de 1 seg en pasos de 0.02°, fueron también utilizados para una evaluación microestructural preliminar consistente únicamente en la medición del parámetro FWHM (anchura a media altura) de la reflexión 001 de caolinita, según el criterio propuesto por Amigo *et al.* (1994).

Para la evaluación de datos de difracción, se utilizó el paquete HighScore Plus (de PANalytical), utilizando la base de datos PDF2 (ICDD, entrega 2001) con datos obtenidos

en muestras de polvo desorientado y en muestras de agregados orientados de fracción arcilla.

Las estimaciones semicuantitativas se obtuvieron utilizando la aplicación disponible en el referido paquete, basada en el método de las intensidades de referencia (Hubbard y Snyder, 1988)

El análisis geoquímico elemental se practicó mediante FRX, equipo Philips PW2400, según los procedimientos de preparación y medición protocolizados en los Servicios Científico Técnicos de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona.

Para el análisis micromorfológico de caolinita se utilizó un microscopio electrónico de emisión de campo (FESEM) Hitachi 4100, a un voltaje de 30 Kv y potencial de extracción de 10 Kve y procesando las imágenes obtenidas con el programa Leica Q500MC QWIN v01.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las descripciones macroscópicas de litología recogidas en la tabla 1 (muestras analizadas: 2,5,8 y 8, respectivamente para los tipos 0,1,2 y 3) ponen de manifiesto que los depósitos de bauxitas de tipo I contienen bauxitas pisolíticas, así como eventualmente arcillas bauxíticas no pisolíticas. A través de los datos de composición química, se puede apreciar que bauxitas en sentido estricto, atendiendo al valor de Ki de Bardosy (1967, in Valetón, 1972) únicamente se presentan en el tipo I, mientras que en los II y III, se presentan arcillas bauxíticas.

Para bauxitas tipo I, los mayores contenidos en caolinita se asocian a los menores de hidróxidos de aluminio, y viceversa, siendo patente asimismo (Tabla 2) la presencia de diferentes hidróxidos en bauxitas de tipos II o III, si bien no se ha registrado la presencia de gibbsita entre las arcillas bauxíticas de tipo III analizadas, aunque sí entre las de tipo II.

Los menores contenidos en rutilo y anatasa se han determinado en materiales de los depósitos de tipo I, en los cuales eventualmente se han detectado bauxitas con calcita.

Los menores valores de FWHM (001) de caolinita se han registrado en bauxitas de tipo I, y los mayores, en bauxitas de tipo III. En las bauxitas de tipos II y III, se han hallado valores mayores que los encontrados en lutitas (tipo 0 de Tabla 1) señaladas como materiales de naturaleza análoga a las posibles rocas madre para bauxitas de tipos II y III, y a través de éstas de las de tipo I, por Combes (1969). Según esto, en la formación de bauxitas tipo II y III, además de producirse un enriquecimiento en caolinita, se produciría crecimiento de la misma (que se registra mayor en las de tipo II, por haber durado más tiempo, al hallarse localizadas en la base de la formación). En la ulterior evolución de arcillas bauxíticas a bauxitas de tipo I, habría continuado el crecimiento (registrado como descenso de FWHM).

Mediante FESEM, en muestras seleccionadas, se puso de manifiesto que la disminución de valores de FWHM se corresponde con aumentos de los espesores promedio entre

Tipo	Loc	Litología	Valor	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	P	
				(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	500
1	a,b	Pr-Ctt	max	0,00	15,91	2,25	1,41	0,02	0,09	44,03	50,00	0,04	17,38	19,76
			min	0,00	0,89	1,68	0,29	0,01	0,05	12,52	34,63	0,01	11,77	13,12
			med	0,00	10,04	2,02	0,62	0,02	0,08	32,36	40,13	0,03	13,39	15,22
	b	Lpr-Ctt		0,02	0,89	1,94	0,29	0,02	0,05	44,03	39,66	0,04	12,56	13,93
2	c,d,f,i	Pr-Ctt, Lpar-Ct, Lmpar-Ct, Lpar-Ct	max	0,06	23,10	2,10	0,40	0,66	0,12	40,32	37,29	0,44	11,70	13,77
			min	0,01	7,59	1,69	0,25	0,07	0,06	32,60	29,45	0,18	10,03	11,98
			med	0,03	13,66	1,84	0,33	0,29	0,08	36,79	33,89	0,27	11,23	13,04
3	i,g,h	Lpr-Ct, Lpar-Ct, Lg-Cn, Lgr-HCn	max	0,02	1,23	1,49	0,30	0,15	0,06	31,64	27,60	0,22	9,12	10,60
			min	0,05	19,27	1,89	0,40	0,42	0,15	43,93	38,22	0,27	11,84	13,77
			med	0,04	12,07	1,71	0,34	0,30	0,10	37,27	33,07	0,25	10,87	12,67
4	c	Lmpar-Ct, LMgv-Ct	max	0,10	5,78	0,66	33,60	1,67	0,05	22,68	13,53	1,13	5,29	29,99
			min	0,07	3,56	0,43	28,42	1,19	0,05	20,28	10,17	0,82	4,00	27,60
			med	0,09	4,67	0,55	31,01	1,43	0,05	21,48	11,85	0,98	4,65	28,80

TABLA 1. Variabilidad en composición química en diferentes tipos y localidades.

Tipo. 1, 2 y 3, aluden respectivamente a los tipos de depósitos de bauxita I, II y III de Combes (1969). 0, alude a margas de la Fm. Les Artoles (Salas, 1987).  
 Loc = estación de muestreo reseñada en el texto. Litología: P = bauxita pisolítica. L= lutita / r= roja; p= parda; a= amarilla; g= gris; v= verde;  
 m= moteada; C= compacta; tt= tenaz; t= moderadamente tenaz; n= poco tenaz. P = pérdida por calcinación a la temperatura (°C) indicada.

Tipo	Loc	Valor	2w	K	ζ	I	Gib	Dia	Boh	He	Mg	Go	Ru	Ana	Ca	Qz
1	a,b	máximo	0,236	95			53	8	4	7	1	9	4	3	6	
		mínimo	0,197	25						5		6	2	2	1	
		promedio	0,214	68						6		8	3	3	4	
	b		0,351	70						10		11	4	5		
2	c,d,f,i	máximo	0,386	73	s					17		18	5	8		
		mínimo	0,314	55			9		4	5		7	3	4		
		promedio	0,365	66			10		9	9		12	4	5		
3	j,g,h	máximo	0,528	83	S,c			14		21		16	5	6		
		mínimo	0,348	58				14		4		8	3	4		
		promedio	0,394	69				14		10		12	4	5		
0	e	máximo	0,371	18		5						3	4	1	72	10
		mínimo	0,338	15		5						3	4	1	65	10
		promedio	0,355	17		5						3	4	1	69	10

TABLA 2. Características mineralógicas.

Tipo y Loc., igual sentido que en Tabla 1. 2w= FWHM de reflexión 001 de caolinita. Contenidos (%) en constituyentes: K= caolinita, I=illita-moscovita, Gib= gibbsita, Dia= diasporo, Boh= boehmita, He= hematites, Mg= magnetita, Go= goethita, Ru= rutilo, Ana= anatasa, Ca= calcita, Qz= cuarzo, ζ = Indicis de otros constituyentes, a saber: c= cloritas, s= esmectitas.

planos de exfoliación distinguibles a alta magnificación (correspondientes a cristalitas).

El hecho de que los substratos de las bauxitas de tipos II - III, puedan ser tanto calizas de agua dulce como calizas de depósitos litorales someros (Molina & Salas, 1993) y el modelo general paleoambiental establecido por estos autores, es compatible con la génesis de bauxitas de tipo I, a partir de los tipos II y III (como señalan Salas *et al.*, 2004 y La Iglesia y Ordóñez, 1990) y de éstas a partir de materiales margosos como los analizados procedentes de la Fm. Les Artoles, como sugirió Combes (1969).

## AGRADECIMIENTOS

Al geólogo D. Rafael Boixadera, de Cerámica Collet S.A, por su participación en la ejecución del muestreo, en el marco de actividades de estudios de post-grado.

## REFERENCIAS

- Amigó, J.M., Bastida, J., Sanz, A., Signes, M. y Serrano J. (1994): Crystallinity of Lower Cretaceous kaolinites of Teruel (Spain). *Applied Clay Science*, 9: 1-19.  
 Combes, P.J. (1969): Recherches sur la genése des bauxi-

- tes dans le Nord-Est de l'Espagne, Le Languedoc et L'Ariège (France). *Tesis Doctoral, Univ. Montpellier, Mém. Centre d'Etudes et Rech. Geol. et Hydrogéol. Montpellier*, III-IV. 342 p.
- I.G.M.E. (1987): Investigación de menas aluminosas del NE peninsular. Fondo documental IGME, Pr. 11202. 213 p. + anexos.
- Hubbard, C.R. y Snyder R. (1988) RIR - Measurement and Use in Quantitative X Ray Diffraction *Powder Diffraction*. 3. 2: 74-77.
- La Iglesia, A. y Ordoñez, S. (1990). Cristalinidad de caolinitas en yacimientos de bauxitas cársticas del NE de España. *Bol. Soc. Españ. Mineral*, 13: 81-90.
- Molina, J.M. & Salas, R. (1993) Bauxitas karsticas del Cretácico inferior en Fuentespalda (provincia de Teruel): Estratigrafía, origen y paleogeografía. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 207-230.
- Ordóñez, S. (1977): *Las bauxitas españolas como mena del aluminio*. Serie Universitaria, Fundación Juan March, 33. 64 p.
- Ordóñez, S., Fort, R. y Bustillo, M. (1990): Estudio de las tierras raras en las bauxitas kársticas del Noreste de la Península Ibérica. *Estudios Geol.*, 46: 373-384.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d' Espada. Anàlisi de conca*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona. 345 p.
- Valeton, I. (1972) Bauxites. *Developments in Soil Science.*, N° 2. Elsevier, Amsterdam. 425 p.

# Registro de cambios climáticos en la sedimentación de deltas de grano grueso (Tortonense Superior, Cuenca de Granada, Cordillera Bética)

F. García-García<sup>1</sup>, J. Fernández<sup>2</sup> y C. Viseras<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. Campus Universitario 23071 Jaén. fegarcia@ujaen.es

<sup>2</sup> Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. E-18071 Granada. jferdez@ugr.es, viseras@ugr.es

## ABSTRACT

*During Late Tortonian the stacking of thirteen coarsening-upward sequences (10 to 50 m thick) constituted a delta succession (moreless 300 m thick) attached to the eastern margin of the Granada Basin, one of the Neogene-Quaternary basins of the central sector of the Betic Cordillera. The deltaic sequences consist of three lithofacies intervals: sandy silt interval, sandy interval and conglomeratic interval. The facies and architectural analysis suggests important discharge changes of the feeder systems during the deltaic sequence deposition. Each sequence records an increase in the feeder systems discharge. The deltas were fed by ephemeral rivers with periods of low discharge and deposition from suspension plumes (fine-grained intervals) and periods of high discharge (conglomeratic interval). Each sequence must have been deposited in a very short time period of the order of 30-50 kyr on the basis of the biostratigraphy of the delta succession. If the timing of the sequence is valid, then they are controlled by fifth-order cycles.*

**Key words:** coarse-grained deltas, climate changes, Late Tortonian, Betic Cordillera.



## INTRODUCCIÓN

Las condiciones climáticas pueden quedar registradas en los sedimentos a la escala de cambios forzados por fenómenos orbitales, por ejemplo a la escala de los ciclos de Milankovitch, o a escala más puntual ligados a eventos catastróficos. Los pequeños deltas de grano grueso con pequeñas cuencas de drenaje son los más sensibles a las variaciones climáticas (Postma, 2001). Según este mismo autor, estas variaciones se registran mejor en los subambientes deltaicos menos expuestos a la acción de los agentes de cuenca que pueden oscurecer la señal climática, es decir, en los subambientes de frente deltaico distal y prodelta. Los depósitos de frente deltaico distal y prodelta desarrollados en aguas profundas son los que mejor se prestan al reconocimiento de la señal climática, de variaciones en la descarga, en la sedimentación (Postma y Drinia, 1993). La mayoría de los trabajos que tratan el control climático sobre deltas de grano grueso se centran en deltas ligados distalmente a glaciares (Mastalerz, 1990) siendo muy reducido el número de trabajos que tratan de la incidencia de los cambios climáticos en deltas precuaternarios fuera de contextos glaciares (Postma y Drinia, *op.cit.*).

Los depósitos deltaicos descritos en este trabajo presentaban muchas de las características expuestas más arriba que

los convierten en buenos indicadores de cambios climáticos. En este trabajo se presenta un cortejo de rasgos sedimentarios (evolución de facies, arquitectura de cuerpos, secuencialidad) en frentes deltaicos y prodeltas de grano grueso que en su conjunto se interpretan como indicadores de control climático por encima de otros controles como la tectónica y el eustatismo, e incluso controles de tipo autogénico.

## ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA SUCESIÓN DELTAICA

La Cuenca de Granada es una de las cuencas intramontañas de sedimentación neógeno-cuaternaria del sector central de la Cordillera Bética. La principal característica diferenciadora de las cuencas de este sector de la cordillera donde se enmarca la Cuenca de Granada respecto a otros sectores es su definitiva continentalización a finales del Tortonense tras una historia de sedimentación marina que abarcó el Tortonense superior no terminal (Rodríguez-Fernández, 1982; Soria *et al.*, 1999). Los depósitos deltaicos que se analizan en este trabajo conforman la última unidad marina de la Cuenca de Granada.

La sucesión deltaica analizada en el borde oriental de la Cuenca de Granada representa la sedimentación de la segunda (¿y tercera?) de las seis unidades alostratigráficas

(I-VI) en que se ha dividido el relleno sedimentario de las Cuencas Postorogénicas de la Cordillera Bética (Viseras *et al.*, 2004). La sucesión deltaica está constituida por 13 secuencias granocrecientes (1-13) con espesores de escala decamétrica (10-50 m de potencia cada una) que se apilan en la vertical completando los algo más de 300 m de espesor de la sucesión deltaica completa (García-García *et al.*, 1999; García-García, 2003).

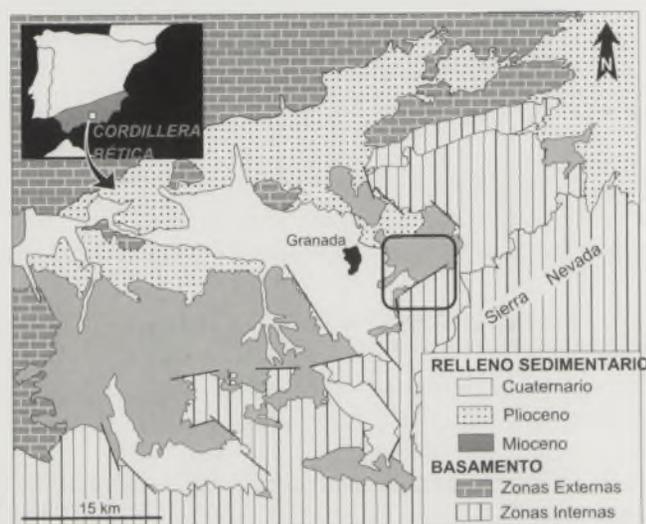


FIGURA 1. Esquema geológico de la Cuenca de Granada y su situación en el sector central de la Cordillera Bética. El área de estudio aparece enmarcada en el borde oriental de la cuenca.

### SEDIMENTOLOGÍA DE LA SECUENCIA DELTAICA

La primera de las trece secuencias que conforman la sucesión deltaica se dispone sobre depósitos calcareníticos de plataforma y distalmente sobre margas de cuenca pelágica de la Unidad I. La última secuencia (secuencia 13), a techo de la cual aparece un parche arrecifal de coral, se dispone bajo los primeros depósitos continentales de la cuenca (Unidad IV). Por tanto, un análisis a escala de toda la unidad deltaica muestra una evolución somerizante de la sucesión y, al menos, el frente deltaico distal-prodelta de las secuencias inferiores de la sucesión fueron depositadas en aguas profundas (*deep-water deltas*). Datos obtenidos en sectores próximos a partir de altura de cliniformas deltaicas y de sigmoides de plataforma-talud avalan esta hipótesis, incluso cuantificando esa batimetría en un mínimo de 200 m (García-García, 2003).

En cada una de las trece secuencias granocrecientes que conforman la sucesión deltaica se diferencian tres intervalos de litofacies que, de abajo a arriba, son un intervalo de dominio lutítico (arcillas, limos y arenas finas en menor proporción), un intervalo de dominio arenoso (con menor proporción de conglomerados de tamaño pebble hacia el techo del intervalo) y un intervalo conglomerático con grandes bloques a techo de la secuencia que pueden llegar a tener más de 1 m de diámetro. Las características sedimentarias, con ligeras variaciones, se repiten en todas las secuencias

por lo que a continuación se describen las asociaciones de facies para una secuencia deltaica tipo. Estas características sedimentarias se reconocen en subambientes de frente deltaico medio-distal en transición al prodelta.

**Litofacies lutíticas.** *Descripción:* Dentro de este intervalo, la evolución en la vertical es grano y estratocreciente desde limos sin alternancia de arenas hasta capas tabulares centimétricas de arenas finas a medias en alternancia con limos (asociación A). Aunque generalmente masivas, se reconoce laminación horizontal y ripples asimétricos en las arenas. La bioturbación con trazas de orientación vertical es abundante en algunas capas.

*Interpretación:* El intervalo lutítico es interpretado como el resultado del depósito de la decantación de partículas en suspensión desde plumas aportadas por flujos hipopícnicos en la desembocadura de los distributarios y corrientes de turbidez de baja concentración (arenas con estructuras tractivas). La intermitencia del depósito, aunque con tasas altas de sedimentación, permite el desarrollo de bioturbación vertical. La evolución granocreciente de este intervalo evidencia un progresivo aumento en la descarga del sistema alimentador con flujos más concentrados y aumento en la desembocadura de las corrientes de turbidez sobre los procesos de decantación.

**Litofacies arenosas.** *Descripción:* Al igual que en el intervalo anteriormente descrito, en este también se reconoce una evolución en la vertical de cuerpos grano y estratocrecientes. La asociación de facies dominante está representada por arenas masivas que se presentan en forma de cuerpos de altura decimétrica que muestran geometrías plano-convexas (asociación B) (espesores entre 10 y 40 cm) formadas por arena fina con una continuidad lateral de varias decenas de metros y, sobre ellas, cuerpos de arena media-gruesa, más potentes que las anteriores en el eje central de la capa (50-70 cm) y con menor continuidad lateral que las previas, con valores entre 10 y 15 m. Los cuerpos de arenas aparecen amalgamados o intercalan niveles milimétricos a centimétricos de limos. Hacia la parte alta de este intervalo aparecen cuerpos de gravas con base canalizada, potencia inferior a 1 m y poca continuidad lateral (5-15 m) (asociación C). Los márgenes de estos cuerpos canalizados son netos y de pendiente alta. Están rellenos por clastos tamaño guija soportados por la matriz y organizados en gradación positiva.

*Interpretación:* Son interpretadas la evolución progredante de lóbulos arenosos amalgamados o bien aislados con sedimentación de compensación rellenando el espacio interlobular. Estos lóbulos de arenas proceden del depósito de corrientes de turbidez de baja concentración que pudieran acumularse al final de algunos *chutes* (Prior y Bornhold, 1990; Postma y Drinia, 1993). Los cuerpos conglomeráticos canalizados a techo del intervalo (asociación C) representan el relleno por flujos de derrubios poco cohesivos o flujos hiperconcentrados sin apenas turbulencia en canales subacuáticos (*chutes*, Prior y Bornhold, 1990) a lo largo de

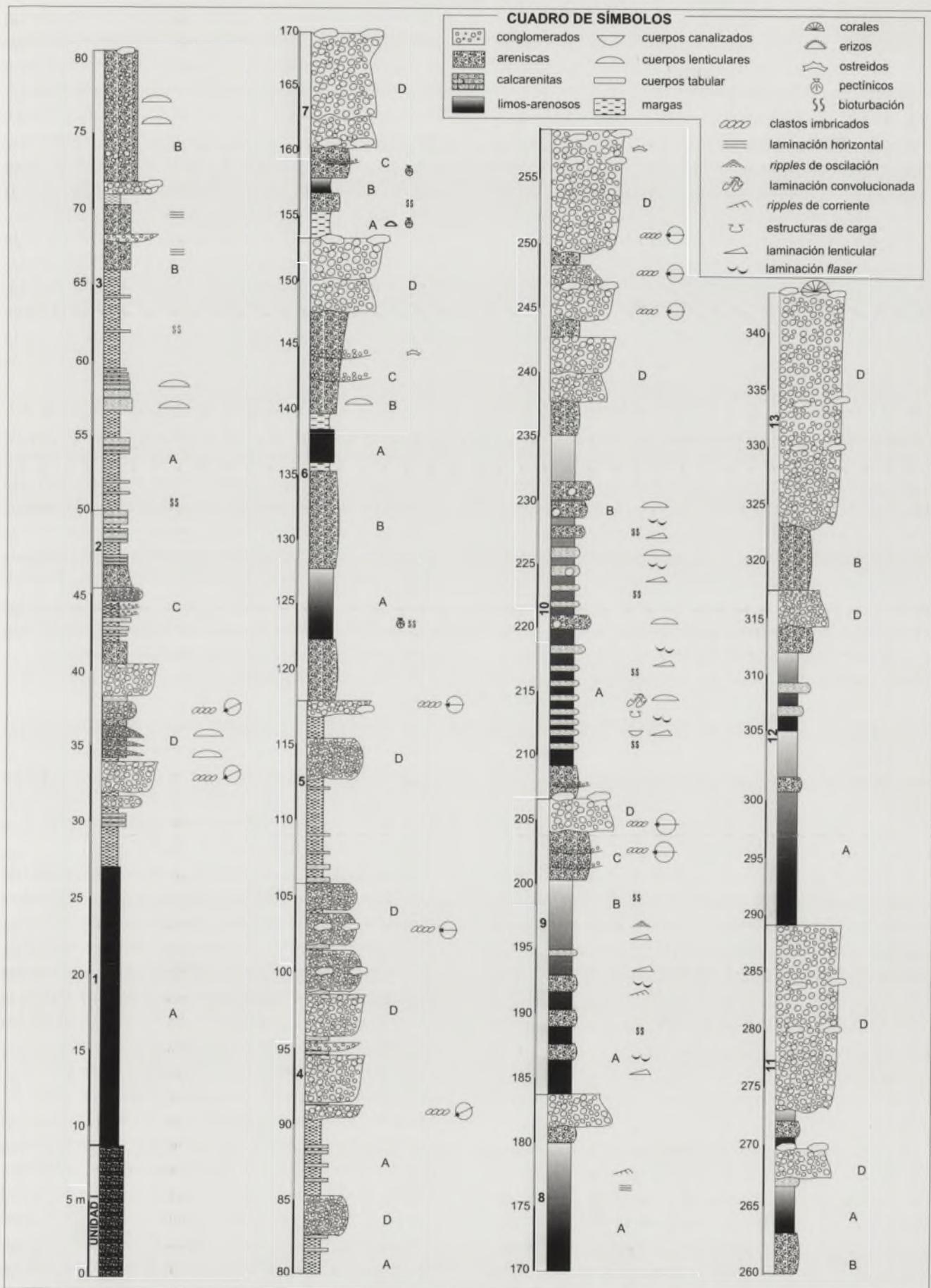


FIGURA 2. Columna estratigráfica compuesta de toda la sucesión deltaica (Unidad II) en la que se han diferenciado las 13 secuencias granocrecientes analizadas en el texto (los límites de secuencias aparecen marcados a la izquierda de la columna litológica). Las asociaciones de facies (A-D) que aparecen en la columna se describen en el texto.

los cuales se transporta sedimento conglomerático a zonas distales. Estos cuerpos están fuertemente encajados en los sedimentos de grano fino que dominan en los subambientes de frente deltaico distal y prodelta.

**Litofacies conglomeráticas.** *Descripción:* Las asociaciones de facies que aparecen en este intervalo son algo más variables que en los anteriores. Todas ellas tienen como rasgo común el contener clastos de tamaños anormalmente grandes (diámetros de 1 a 3 m) en el techo. Esta asociación está representada por cantos y bloques desorganizados, con fábrica soportada por la matriz, mal clasificados y con gradación negativa (Asociación D). Aunque la gradación negativa está poco definida, sí es frecuente encontrar los clastos de mayores dimensiones (*outsizeds* con diámetros de hasta 3 m) a techo de estos cuerpos. Algunos grandes bloques muestran abundantes ostreidos adosados. La geometría de estos cuerpos es lenticular y se reconoce bien en posiciones distales (frente deltaico distal-prodelta), con muro plano y techo convexo hacia arriba. Sus dimensiones son variables, desde espesores decimétricos hasta los 4 m de altura y desde poca continuidad lateral, inferior a 10 m, hasta varias decenas de metros de continuidad lateral. Se presentan amalgamados a techo de las secuencias con importante continuidad lateral (20-40 m) o bien en forma de cuerpos aislados con continuidad lateral inferior a 15 m y embebidos entre sedimentos finos hacia la base de cada secuencia.

*Interpretación:* La geometría lobular de los cuerpos descritos en estas facies indica que los flujos que los formaron no fueron turbulentos, probablemente se depositaron a partir de flujos de derrubios poco cohesivos (Nemec y Steel, 1984). El depósito de los cuerpos de mayores dimensiones y más groseros tuvo lugar en tramos medios del frente deltaico. Estos grandes cuerpos son el depósito a partir de flujos con gran competencia, suficiente como para transportar a techo bloques de gran tamaño con diámetros de hasta 2 y 3 m. Los cuerpos de menor escala aparecen en el frente deltaico distal, donde la energía cinética de estos flujos era frenada por el efecto de rozamiento del fondo al disminuir la pendiente. La congelación (*freezing*) de estos flujos, en parte por la cizalla basal, produce su gradación inversa.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

*Indicadores del control climático y de la poca relevancia de otros controles en la sedimentación de las secuencias deltaicas*

El contexto tectónico en el que se depositan estos deltas durante el Tortoniense es de importante subsidencia en los márgenes de las cuencas donde se desarrollan los deltas y levantamiento y rejuvenecimiento de los relieves donde se instalan sus cuencas de drenaje (García-García, 2003) consecuencia del evento compresivo intratortoniense (Estévez *et al.*, 1982). La alta preservación del sedimento fino de las secuencias deltaicas descritas apoya un contex-

to de creación de espacio de acomodación por subsidencia gradual o episódica. En este contexto de rápida subsidencia, los cambios eustáticos del nivel del mar tienen poca influencia y no se incluyen en los modelos de sedimentación deltaica controlados por la tectónica (Postma y Drinia, 1993). La buena segregación-diferenciación del sedimento en tres intervalos en función al tamaño de grano en las trece secuencias repetidas, el no reconocimiento de estructuras sedimentarias de deformación ni estructuras de origen tectónica sinsedimentarias y la ausencia de facies caóticas en la que se mezclen los tres intervalos de litofacies hacen pensar que la tectónica y los procesos de inestabilidad directa o indirectamente ligados a ella y que pudieran darse en el frente deltaico proximal no ejercieron una importante influencia en la sedimentación a la escala de las secuencias deltaicas diferenciadas.

La naturaleza turbidítica de los depósitos de frente deltaico y prodelta, como los analizados, y las características de esos cuerpos turbidíticos (importante variación en el espesor de los cuerpos arenosos, ritmicidad arenas-arcillas) han sido asociados a la estacionalidad en la escorrentía (Mastalerz, 1990). La alternancia de intervalos de sedimentación fina y grosera en áreas tectónicamente activas ha sido asociada a fluctuaciones climáticas por diferentes autores (Frostick y Reid, 1989). El patrón de apilamiento progradante de las secuencias deltaicas es otro rasgo que algunos autores han ligado a cambios climáticos y periodos de alta descarga.

*Modelo de sedimentación deltaica influida por cambios climáticos*

La casi ausencia de canales, las secuencias turbidíticas grano y estratocrecientes, la geometría lenticular de capas amalgamadas (ciclos de compensación) apunta al depósito de relativamente pequeños lóbulos de arenas y conglomerados como los descritos por otros autores en medios deltaicos (Prior y Bornhold, 1990; Postma y Drinia, 1993).

Partiendo de una correlación directa entre el tamaño de grano del sedimento para cada secuencia deltaica y la descarga del sistema alimentador, puede explicarse la evolución granocreciente de cada secuencia como el resultado de un ciclo de aumento progresivo de la descarga del sistema alimentador. Este aumento progresivo o gradual explica la evolución granocreciente también dentro de cada uno de los tres intervalos diferenciados en cada secuencia. Sin embargo, los límites entre cada uno de los intervalos de la secuencia representan un salto brusco en el tamaño de grano del sedimento, fundamentalmente el paso del intervalo arenoso al conglomerático, implicando eventos de aumento brusco en la descarga de los sistemas alimentadores. Asimismo, el límite neto entre el techo de cada secuencia –techo del intervalo conglomerático con grandes bloques– y la base de la secuencia suprayacente –muro del intervalo lutítico– representaría una caída brusca en la descarga del sistema alimentador. La mínima descarga generó flujos hipopícnicos materializados en plumas de sedimento en la desembocadura

de los distributarios de cuyo depósito resultó el intervalo lutítico o inferior de cada secuencia. La máxima descarga del sistema alimentador generaría en la desembocadura de los distributarios el depósito de flujos de masa de sedimento (debris flows poco cohesivos) a partir de flujos hiperconcentrados. La existencia de ostreidos adosados a grandes bloques indica un tiempo de almacenamiento en la franja costera antes de incorporarse al frente deltaico medio y distal, probablemente relacionado con periodos de alta descarga de los distributarios que erosionan la franja costera. Sin embargo, la ausencia de otros rasgos que señalen un tiempo de exposición de los clastos en la franja costera, como la inexistencia de clastos perforados por litófagos o de balánidos adosados a los clastos, se explicaría por desarrollo de llanuras deltaicas poco extensas y efímeras, erosionadas por fuertes avenidas.

El análisis de facies sugiere que los deltas fueron alimentados por ríos efímeros (¿estacionales?) con alta descarga. Progresivo y abruptos cambios climáticos controlaron la escorrentía, la descarga de los sistemas alimentadores, quedando registrados esos cambios en la sedimentación deltaica. La ritmicidad limos-arenas en el intervalo lutítico y arenoso interpretado en términos de lóbulos turbidíticos sugieren periódicas e intermitentes corrientes. Los cambios autocíclicos o fluctuaciones de alto orden en la descarga que afectan al aporte de sedimento pudieron haber influido y únicamente se puede eliminar el rol protagonizado por ellos si el sistema alimentador actuó como una fuente lineal y no puntual. La gran continuidad lateral de las secuencias y de los intervalos diferenciados en cada una de ellas, además de la amalgamación de cuerpos sedimentarios como los lóbulos turbidíticos arenosos y conglomeráticos sugiere coalescencia de los depósitos en la desembocadura de diferentes distributarios que en su conjunto conformarían una fuente de aporte de sedimento desde la costa de tipo lineal.

#### *Orden de la ciclicidad*

La bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos y nanofósiles realizada por Martín Pérez (1997) sitúa temporalmente la sección aquí estudiada dentro de la Zona NBN-12 del mismo autor, caracterizada por la presencia de *Neogloboquadrina humerosa* y *Discoaster quinqueramus*. Los primeros sedimentos continentales de la cuenca que se superponen a los depósitos deltaicos marcan la continentalización de la Cuenca de Granada a finales del Tortoniense (Rodríguez-Fernández, 1982; Soria *et al.*, 1999). Estas dataciones limitan cronoestratigráficamente la sucesión deltaica dentro del Tortoniense superior alto y, correlacionando con la tabla de edades absolutas de Berggren *et al.* (1995), muestran una distribución temporal para toda la sucesión deltaica no superior a 500.000 años. Dividiendo este intervalo temporal entre los 13 ciclos-secuencias que componen la sucesión deltaica, suponiendo una tasa de sedimentación media constante de una a otra secuencia, se estima que cada secuencia-ciclo climático se desarrolló en un rango entre 30 ka y 50

ka. Cada secuencia, por tanto, se deposita durante un ciclo de quinto orden. De ser válida esta aproximación al orden de los ciclos deltaicos, la sedimentación deltaica aquí descrita coincide con los ejemplos de deltas tortonienses descritos en el Mediterráneo oriental (Postma y Drinia, 1993) en su sensibilidad a los cambios climáticos controlados por ciclos astronómicos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2001-2872 (Ministerio de Ciencia y Tecnología y FEDER) y desarrollado en el seno del grupo de investigación RNM-163 de la Junta de Andalucía.

#### REFERENCIAS

- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. y Aubry, M. P. (1995): A revisited Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. En: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. (Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P. y Handerbol, J.) Eds. *SEPM Special Publication*, 54.
- Estévez, A., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1982): Evidencia de una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios geol.*, 38, 55-60.
- Frostick, L.E. y Reid, I. (1989): Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel. *J. Geol. Soc. London*, 146: 527-538.
- García-García, F., Fernández, J. y Viseras C. (1999): Organización secuencial de abanicos deltaicos controlados por la tectónica (Tortoniense Superior, Cuenca de Granada, Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2): 199-208.
- García-García, F. (2003): Modelos de sedimentación deltaica en las cuencas neógenas de la Cordillera Bética (sectores central y oriental). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 333 p.
- Martín Pérez, J. A. (1997): *Nanoplankton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (Sector Oriental)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 329 p.
- Mastalerz, K. (1990): Diurnally and seasonally controlled sedimentation on a glaciolacustrine foreset slope: an example from the Pleistocene of eastern Poland. In: Coarse-grained deltas (Colella, A. and Prior, D.B., Eds.) *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 10: 297-309.
- Nemec, W. y Steel, R. J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E. H. and Steel, R. J. (Eds). *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists*, 10: 1-31.

- Postma, G. y Drinia, H. (1993): Architecture and sedimentary facies evolution of a marine, expanding outer-arc half graben (Crete, late Miocene). *Basin research* 5, 103-124.
- Postma, G. (2001): Physical climate signatures in shallow and deep-water deltas. *Global and Planetary Change*, 28: 93-106.
- Prior, D.B. y Bornhold, B.D. (1990): The underwater development of Holocene fan deltas. *En: Coarse-grained Deltas* (Editores: Colella, A. y Prior, D.B.) International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, 75-90.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral Universidad de Granada, 224 p.
- Soria, J. M., Fernández, J. y Viseras, C. (1999): Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeos*, 151: 255-266.
- Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J. (2004): Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. *En: Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 576-581.

# Implicaciones Sedimentológico-estratigráficas del estudio palinológico del testigo ZV-01 (Ría de Vigo)

S. García-Gil<sup>1</sup>, J.B. Díez<sup>1</sup>, C. Muñoz-Sobrinó<sup>2</sup>, J. Iglesias<sup>1</sup> y F. Vilas<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio. Universidade de Vigo. Campus Lagoas-Marcosende, 36310 Vigo (Pontevedra), España. e-mail: sgil@uvigo.es, jbdiez@uvigo.es, jorgei@uvigo.es, fvilas@uvigo.es

<sup>2</sup> Departamento Bioloxía Vexetal e Ciencias do Solo. Universidade de Vigo. Campus Lagoas-Marcosende, 36310 Vigo (Pontevedra), España. e-mail: bvcastor@uvigo.es

## ABSTRACT

*Sedimentological, stratigraphical and palynological analysis has been performed on the vibro-corer ZV-01. This core is located at the inner area of the Ría of Vigo. Sedimentological analysis show that the core is compound by dark muds with variable percentages of bioclasts as well as small voids due to the presence of shallow gas. The Palynological data give an age of 1350 years B.P. (650 A.D.) for the bottom of this core. Therefore, the calculated sedimentation rate is 1.85 mm/year for the last 1350 years in this part of the Ría of Vigo. The age of the seal sediments at this location is 1380 A.D. approximately.*

**Key words:** Shallow gas, palynology, Holocene, Ría de Vigo.

## INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.

Los sedimentos de la Ría de Vigo presentan extensas acumulaciones de gas somero que han sido estudiados desde los años 90 por investigadores del Grupo de Geología Marina y Ambiental (GEOMA) de la Universidad de Vigo. Se han realizado diferentes campañas de adquisición de datos sísmicos para conocer la extensión, ubicación estratigráfica y características de los campos y expresiones acústicas del gas. También se han realizado diversas campañas de sondeos con la intención de establecer la naturaleza de los sedimentos que contienen dicho gas (García-García, *et al.*, 2003). El objetivo final es el de llegar a establecer las relaciones entre los procesos de generación-migración del gas y las facies sedimentarias.

En este estudio se presentan las conclusiones obtenidas de los análisis palinológicos del vibrocócorer ZV-01, con el objeto de datar las facies sedimentarias que contienen las acumulaciones de gas.

## METODOLOGÍA

El sondeo ZV-01 (253 cm) se ubica en el eje central de la Ría de Vigo, en la zona del Estrecho de Rande (Fig.1), sobre una línea sísmica donde el frente de gas aparece a 1,55 m bajo el fondo.

El vibrocócorer se realizó con un equipo ASTHER-1, obteniéndose una longitud de 253 cm. Se trata en general de fanos oscuros con pequeños fragmentos bioclásticos (Fig.2).

Los análisis palinológicos se han realizado utilizando

metodología clásica obteniendo 25 espectros polínicos a partir de muestras de sedimento tomadas cada 10 cm, entre los 11 y los 251 cm de profundidad, que sirven para establecer una cronología relativa de la secuencia.

La datación de  $C^{14}$  se realizó sobre una valva de *Venerupis sp* en el laboratorio Geochron Laboratorios (USA). La edad obtenida se calibró con el programa CALIB, 5.01. (Stuiver, *et al.* 2005, <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>)

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El vibrocócorer (ZV-01) se localiza en el interior de la Ría de Vigo, en las inmediaciones del Estrecho de Rande

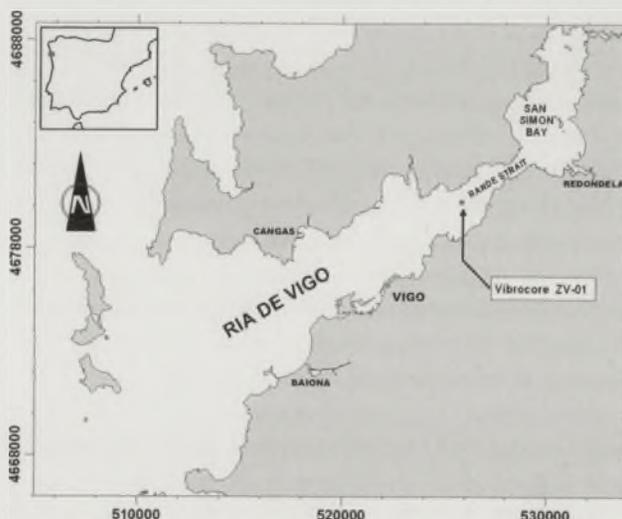


FIGURA 1. Situación del Sondeo ZV-01

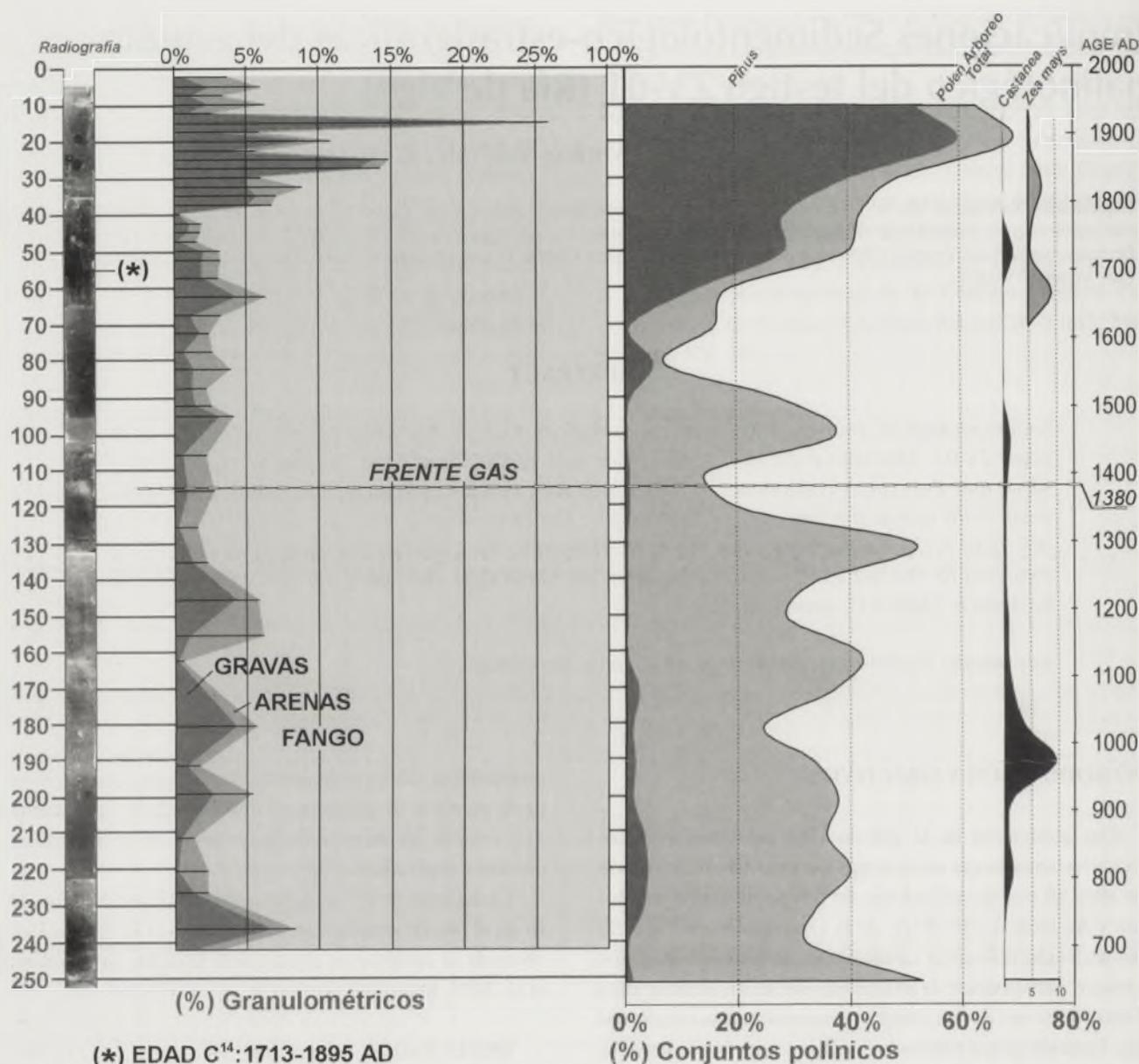


FIGURA.2. Distribución granulométrica y perfil palinológico simplificado del sondeo ZV-01.

(525805.24, 4680216.63). Tiene una longitud total de 253 cm. Desde su techo (fondo actual) hasta su base muestra los siguientes niveles:

- **Nivel 1** (0 a 65cm): Fangos grises oscuros (2.5/10 en la escala de color de Munsell). Aparece una valva de molusco de 3 cm además de numerosos fragmentos de conchas de 2 mm de tamaño medio, estos últimos disminuyen en porcentaje hacia la base del nivel. Aparecen numerosos moldes de vacuolas alargadas debidas a la presencia de burbujas de gas deformadas por compactación mecánica. En el centímetro 55 se localiza un bivalvo (*Venerupis* sp.) en posición horizontal. Conserva las dos valvas cerradas y aparece relleno del fango circundante. Se extrae para posterior datación.

- **Nivel 2** (65 a 151 cm.): Fangos de oscuros (2.5/10 en la escala de color de Munsell). Menor contenido en fragmentos de conchas que en el nivel superior. Tienen mayor plasticidad y contenido en agua. Gran cantidad de marcas cuyo posible origen sea el de escape de gas.

- **Nivel 3** (151 a 253 cm). Se observa un color ligeramente más oscuro (5/N en la escala de Munsell). Fangos con mayor contenido en agua y más finos que en los niveles suprayacentes.

Desde el punto de vista estratigráfico el sondeo corresponde a la unidad sísmica superior del registro Holoceno más reciente en la Ría de Vigo (García-Gil, 2003). En la ubicación de ZV-01, esta unidad sísmica tiene 7 m de espesor y se interpreta como los sedimentos del cortejo sedimentario de nivel alto del mar (HST), correspondientes a la elevación marina que tuvo lugar después del último episodio glaciar (Würm hace unos 18.000 años). En esta unidad aparece el frente de acumulación de gas a 115 cm.

La primera aproximación cronológica se ha basado en la datación de  $C^{14}$  (Geochron Laboratorios) sobre una valva de *Venerupis* sp., extraída del centímetro 55 a partir del techo del vibrocorer (Fig.2). La edad obtenida es de  $500 \pm 30$

años Vd. que después de ser corregida ha resultado una edad máxima [ $2\sigma$ ] de 1802 AD.

Los análisis polínicos de ZV-01 indican que la especie *Zea mays* L. (Fig.2) empieza a estar presente desde 71 cms de profundidad hasta la superficie. Esta curva permite situar en el centímetro 71 el comienzo del s. XVII (1600 AD), ya que en esta fecha tuvo lugar la introducción del maíz en la comarca del Morrazo (Rodríguez Ferreira, 2003).

La curva polínica de *Pinus*, muestra un gran incremento a partir de los 62 cm que se interpretan como resultado de las repoblaciones efectuadas con esta especie durante los últimos siglos. Los testimonios documentales más antiguos que se citan, sitúan el comienzo de estas repoblaciones en el año 1720 AD (Bouhier, 2003), si bien se sospecha que pueda haber habido algunas introducciones previas, no documentadas, en la zona del Baixo Miño, de modo que algunos autores retrasan el inicio de las repoblaciones hasta el año 1650 AD (Desprat *et al.*, 2003).

Por otra parte, el análisis polínico del sondeo ZV-1 sitúa el inicio de la curva de *Castanea* a 231 cm de profundidad, alcanzándose la máxima representación de este taxón en los sedimentos situados a 191 cm de profundidad. Las curvas de *Juglans* y *Castanea* han sido utilizadas para la datación relativa de otros perfiles polínicos obtenidos en la Ría de Vigo (Desprat *et al.*, 2003), donde se ha considerado que su aparición esta ligada a la romanización, en torno al s. I BC. Sin embargo esta interpretación parece bastante cuestionable con la información existente en la actualidad, ya que, para la época romana, solo existen evidencias del cultivo de *Castanea sativa* (Mill.) en la región de Insubria, en el Norte de Italia. En la mayoría de territorios europeos los primeros indicios del aprovechamiento de los frutos del castaño solo aparecen con posterioridad al periodo romano, y habitualmente cabe asociarlos con las estructuras socioeconómicas correspondientes al periodo medieval (Conedera *et al.*, 2003).

Este último planteamiento concuerda con la cronología disponible para las curvas polínicas de *Castanea* en todo el NW Ibérico, que señalan a la Edad Media como el periodo en el que comenzó el cultivo del castaño. En todo caso la cronología del cultivo de *Castanea* en Galicia difiere ligeramente entre sus comarcas, debido probablemente a la desigual orografía gallega y su incidencia en cuestiones mesoclimáticas y demográficas. El inicio de la curva de *Castanea* en Toiriz (Depresión de Lemos, Lugo, a 530 m de altitud) es anterior al 1040±45 BP [ $2\sigma$ : 1028-969 AD], mientras que Brins (Cuenca del Ulla, A Coruña, 350m de altitud) es posterior al 1635±70 BP [ $2\sigma$ : 465-377 AD] (van Mourik, 1986). En el depósito de Suárbol, un valle situado a 1080 m de altitud, entre las provincias de Lugo y León, el inicio de la curva de *Castanea* ha sido datado en el 1250±25 BP [ $2\sigma$ : 784-678 AD] (Muñoz Sobrino *et al.*, 1997). Por consiguiente y, a falta de una datación más precisa, esta última debe considerarse como una edad mínima razonable para el comienzo de la curva de *Castanea* en el sondeo ZV-1.

## CONCLUSIONES

Estos estudios nos han permitido llegar a establecer las edades de los límites en el sondeo llegando a tres conclusiones principales:

- a) La base del sondeo (253 cm) corresponde a una edad de 1350 años B.P. (650 A.D.)
- b) La tasa de sedimentación media para los últimos 1350 años en esta área de la Ría de Vigo es de 1,85 mm/año.
- c) La edad de los sedimentos que actúan como sello del gas es de aprox. 1380 años A.D.

Estos datos, conjuntamente con los estudios que se están realizando en la actualidad, van a permitir el establecer la correlación entre los ciclos eustáticos y la formación de campos de gas en la Rías gallegas.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución a los proyectos REN2003-03233/MAR, VEM2003-20093-C03-03, REN2003-02822/MAR del MEC y PGDIT03R-MA30101PR de la Xunta de Galicia. Contribución N° 352 del Grupo GEO-MA de la Universidad de Vigo.

## REFERENCIAS

- Bouhier, A.(2003): Galicia. Ensaio xeográfico de análise e interpretación dun vello complexo agrario. Tomo I, II. Xunta de Galicia.
- Conedera, M., Krebs, P., Tinner, W., Pradella, M., Torriani, D. (2004): The cultivation of *Castanea sativa* (Mill.) in Europe, from its origin to its diffusion on a continental scale. *Veget Hist Archaeobot*, 13, 161-179.
- Desprat, S., Sánchez-Goñi, M.F., Loutre, M.F. (2003): Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters* 213, 63-78.
- García-García, A., García-Gil, S., Vilas, F. (2003): Monitoring the Spanish gas fields in the Ría de Vigo (1991-2001). *Geo-Mar Lett.*, 23, 200-206.
- García-Gil, S. (2003). A natural laboratory for shallow gas: The Rías Baixas (NW Spain). *Geo-Marine Letters*, 23: 215-229.
- Mourik, J.M., van (1986): Pollen profiles of slope deposits in the Galician area (N.W. Spain). *Nederlandse Geographische Studies*, 12.
- Muñoz Sobrino, C., Ramil-Rego, P., Rodríguez Guitián, M.A. (1997): Upland vegetation in the north-west Iberian Peninsula alters the last glaciation: forest history and deforestation dynamics. *Veg Hist Archaeobot*, 6, 215-233.
- Rodríguez Ferreira, H.M. (2003): Xurisdicción do Morrazo nos séculos XVII e XVIII. Diputación de Pontevedra. Tomos I, II, III.

...the ... of ...

# Sedimentología, tafofacies e icnocenosis de las parasecuencias albienses de rampa carbonatada externa en el Prebético de Alicante (Serra Gelada)

A. Giannetti<sup>1</sup>, J.E. Caracuel<sup>2</sup>, P. Monaco<sup>1</sup>, J.M. Soria<sup>2</sup> y A. Yébenes<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dip. Science della Terra, Univ. Studi Perugia, Pz. Università 1, 06100 Perugia, Italia. E-mail: pmonaco@unipg.it, alice.g@katamail.com.

<sup>2</sup> Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Univ. Alicante. Apdo 99, 03080 San Vicente del Raspeig, Alicante, España. E-mail: Jesus.Caracuel@ua.es, ayebenes@wanadoo.es

## ABSTRACT

*Sedimentology, taphonomy and ichnology of Albian parasequences of the Serra Gelada ("Prebético de Alicante") are studied in order to reconstruct the sedimentary environment evolution represented in each sequence. The Albian stratigraphic succession is made up of shallowing-upwards parasequences deposited in the general context of a carbonate outer shelf affected by unidirectional currents. Different lithofacies, taphofacies and ichnocoenosis had been defined. On the base of the integrated analysis of all these three sort of data, we have established five main intervals in the parasequence and have refined its paleoenvironmental meaning. For its richness and diversity, the trace fossil assemblages represent a highly illustrative example of ethologic response of infauna to changes in water energy related to the sea-level changes at parasequence order.*

**Key words:** *ichnology, taphonomy, sedimentology, Lower Cretaceous, carbonate ramp, Prebético de Alicante.*

## INTRODUCCIÓN

En la reconstrucción de determinados paleoambientes sedimentarios resulta imprescindible la utilización de metodologías que permitan refinar las interpretaciones sedimentológicas mediante datos tafonómico-paleoecológicos. Sin embargo, en muchas ocasiones, no resulta sencillo establecer el posible carácter resedimentado y/o reelaborado de los restos fósiles, lo que puede dificultar la realización de inferencias paleoecológicas válidas. La utilización de trazas fósiles, menos proclives a experimentar procesos de resedimentación o reelaboración o, en cualquier caso, más sencillos de evidenciar, puede ayudar a resolver esta dificultad. Por otra parte, las trazas fósiles con rellenos activos en menisco poseen una notable importancia en las interpretaciones paleoambientales ya que, por ejemplo, pueden proporcionar datos acerca de las características hidrodinámicas del ambiente sedimentario.

En trabajos anteriores (Caracuel et al., 2002; Giannetti, 2004) se ha destacado la riqueza y diversidad de las trazas fósiles presentes en los sedimentos albienses de la Serra Gelada, que incluso han permitido la definición de un nuevo icnogénero (Monaco et al., en prensa), por lo que estos materiales parecen idóneos para plantear este tipo de estudio.

El objetivo fundamental de este trabajo consiste en el

estudio integrado de las litofacies, tafofacies e icnocenosis de las parasecuencias del Albiense de la Serra Gelada, desarrolladas en el contexto de una plataforma carbonatada externa, con la finalidad de conseguir una interpretación paleoambiental más detallada y precisa.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

La Serra Gelada es una pequeña alineación montañosa situada en el litoral del NE de la provincia de Alicante, entre las ensenadas de Benidorm y Altea (Fig.1). Está constituida fundamentalmente por materiales calcáreos y margosos del Cretácico inferior, cuya dirección NE-SW coincide, aproximadamente, con las directrices estructurales béticas. Desde el punto de vista regional, la Serra Gelada constituye el extremo nororiental del dominio interno de la Zona Prebética, también denominado Prebético de Alicante. Este dominio muestra una estructura a gran escala caracterizada por la presencia de una cobertera sedimentaria deformada (con pliegues y cabalgamientos de vergencia NNW junto a fallas normales y de desgarre) cuyo nivel basal de despeque corresponde a los materiales lutíticos y evaporíticos del Triásico superior en facies Keuper (De Ruig, 1992).

El Cretácico inferior de la Serra Gelada está constituido por una sucesión de materiales predominantemente cal-

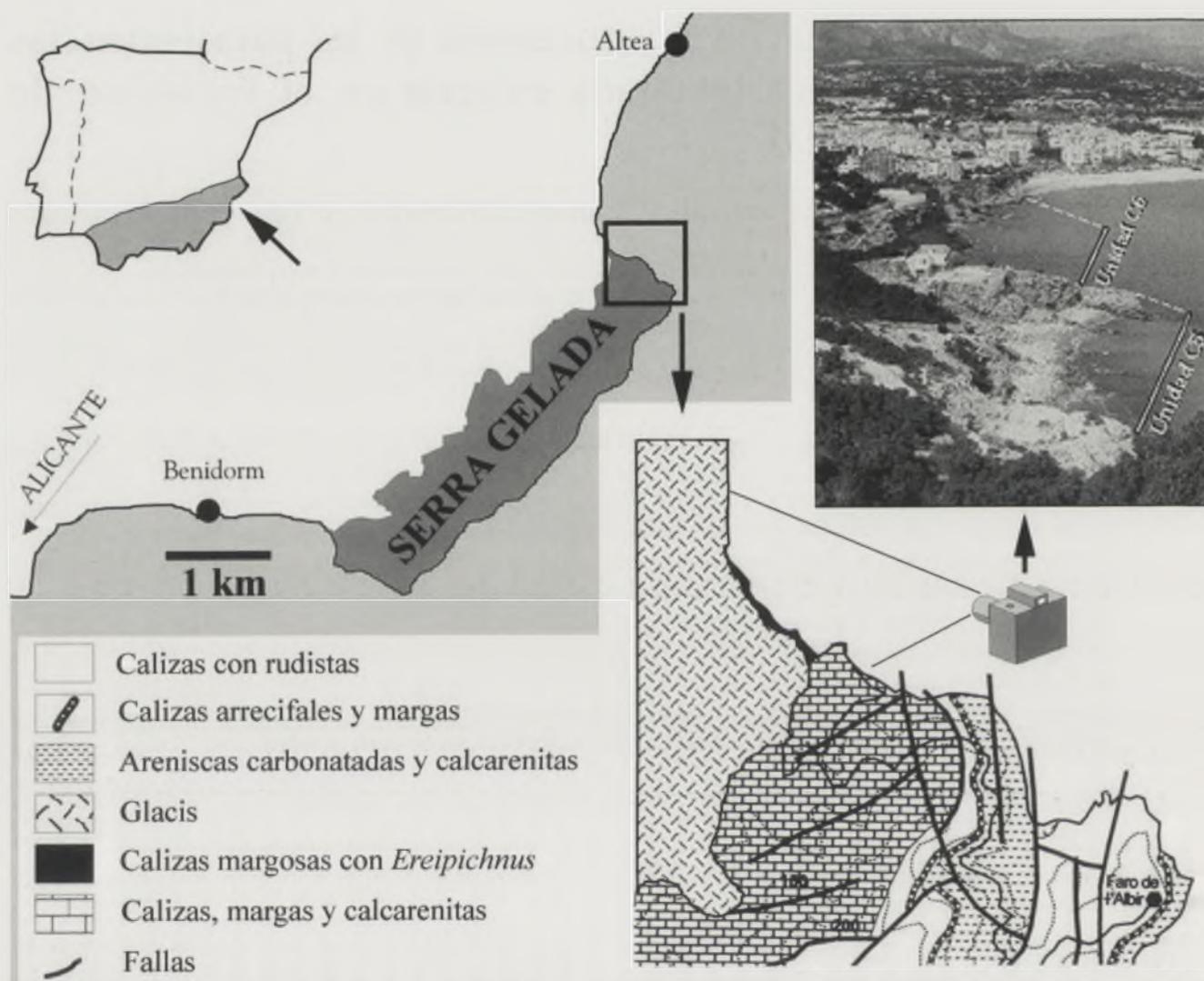


FIGURA 1. Mapa geológico del sector del Albir y localización del afloramiento estudiado en la fotografía del ángulo superior-derecho, donde se observa el aspecto general de las unidades albienses C5 y C6. Nótese las parasecuencias particularmente bien desarrolladas en la unidad C5.

cáreos, de más de 700 m de espesor, en los que es posible diferenciar seis unidades litológicas (Yébenes, 1996). Estos sedimentos se depositaron en el contexto de una extensa plataforma situada en el paleomargen sudeste de la placa Ibérica.

En este trabajo se estudian las dos últimas unidades litológicas de la sucesión cretácica, C5 "Margas, calizas nodulosas y calcarenitas" (100 m de espesor) y C6 "Margas y calizas nodulosas" (cerca de 200 m de espesor), que corresponden a la Formación Sácaras de edad Albiense inferior a medio (Castro, 1998). Las dos unidades contienen frecuentes microfósiles (equínidos, bivalvos, braquiópodos, orbitolnidos, etc.) y trazas fósiles. Ambas, se diferencian por la presencia, en la C5, de calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada de gran escala. Los afloramientos analizados se localizan en el margen NE de la sierra, concretamente en el sector del Albir (Fig. 1).

## LITOFACIES

En los materiales Albienses es posible reconocer cuatro litofacies principales.

**LA. Alternancia de calizas y margas**, constituida por margas de color gris oscuro y capas finas de *packstones/wackestones* con bioclastos muy fragmentados. Las margas contienen frecuentes equínidos irregulares y escasos foraminíferos bentónicos y planctónicos, mientras en las calizas abundan los fragmentos de equínidos, moluscos y serpulidos junto a algunos foraminíferos bentónicos y planctónicos. Se interpretan como depósitos marinos de baja energía de ambientes relativamente profundos dominados por procesos de decantación. En la base de las parasecuencias se observa un tramo especialmente potente de margas que representa el episodio de máxima profundidad.

**LB. Packstone bioclástico**, que forma bancos calcareníticos de aspecto noduloso, debido a su intensa bioturbación por *Thalassinoides*, con grano más grueso que el de las calizas de la litofacies LA. Contienen diferentes tipos de bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, corales, crinoides,

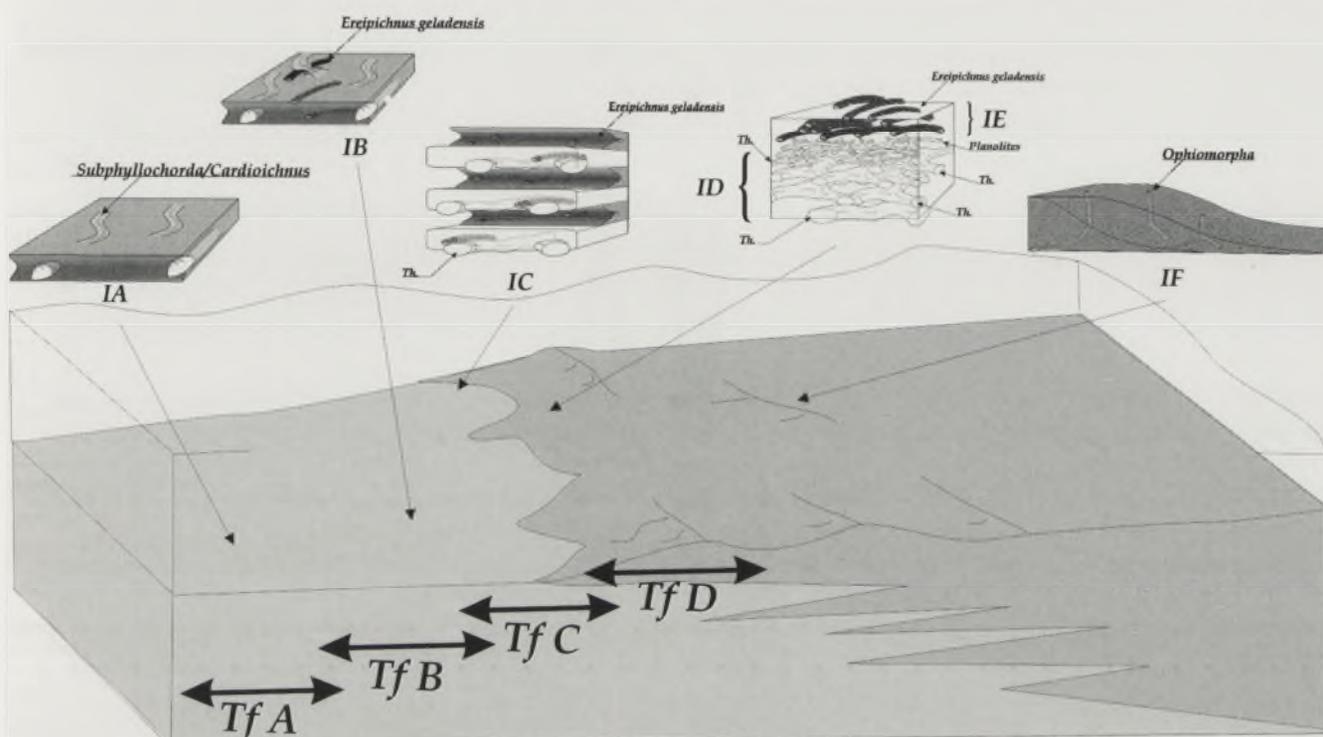


FIGURA 2. Bloque diagrama con la configuración paleogeográfica del Albiense en Sierra Gelada e información de las posiciones en la plataforma donde se desarrollan preferentemente las distintas tafofacies (TfA, TfB, TfC y TfD) e icnocenosis (IA, IB, IC, ID, IE, IF).

tecas de equínidos, algas coralínáceas, briozoos, todos ellos resedimentados, junto a orbitolínidos y otros foraminíferos bentónicos. Se depositaron en un ambiente marino de cierta energía, menos profundo que el de la litofacies anterior.

**LC. Rudstone/grainstone bioclástico**, de color pardo, con laminaciones cruzadas de gran escala que indican paleocorrientes de dirección muy constante. Los bioclastos están muy triturados y dominan los fragmentos resedimentados de bivalvos, braquiópodos, briozoos, equínidos, crinoides, gasterópodos, foraminíferos bentónicos y algas coralínáceas y clorofíceas. Corresponden a depósitos de alta energía y baja profundidad con corrientes unidireccionales que favorecerían el desarrollo de *sand-waves* que migraban hacia el NE.

**LD. Wackestone/packstone margoso**, de color gris claro y grano más grueso que el de la litofacies LC. Constituye un nivel, de escasos centímetros de espesor, que se superpone sobre la litofacies LC o, cuando ésta falta, sobre la LB. Corresponden a los depósitos de eventos transgresivos, no siempre registrados.

Las litofacies LA, LB y LC se superponen de forma cíclica y regular formando parasecuencias grano, estrato y carbonato-crecientes, que se encuentran mejor definidas en la unidad C5 (Fig. 2), ya que en la C6 suele faltar la biofacies LC. Se interpretan como secuencias de somerización con incremento de energía de abajo a arriba.

Las unidades C5 y C6 se depositaron en el contexto general de una plataforma carbonatada externa de tipo rampa. El conjunto de la unidad C5 está constituido por un apilamiento de parasecuencias de tendencia progradante. La base de la unidad C6 corresponde a una superficie de máxima

inundación con la que se inicia un nuevo apilamiento de parasecuencias con una tendencia general, peor definida, pero también progradante.

## TAFOFACIES

El análisis de las características tafonómicas y de las asociaciones esqueléticas ha permitido diferenciar cuatro tafofacies (Fig. 2).

**TfA. Equínidos en posición de vida con eventos de resedimentación.** Aparece en la litofacies LA y se caracteriza porque las concentraciones esqueléticas, de muy baja densidad, están constituidas exclusivamente por equínidos, casi siempre irregulares y excavadores, en posición de vida. La propia actividad de los equínidos bioturbó el sedimento y condujo a la concentración de pellets fecales en el cordón central de la traza. Los eventos de resedimentación están representados por escasas y discontinuas concentraciones de bioclastos paraautóctonos. Todo apunta a un ambiente sedimentario de profundidad media donde la acción esporádica de las corrientes se limitaba a provocar ligeros eventos de resedimentación.

**TfB. Equínidos resedimentados.** Se desarrolla también en la litofacies LA y corresponde a una asociación registrada oligotípica constituida por abundantes equínidos irregulares resedimentados. La bioturbación ligada a la actividad de los equinodermos es intensa y se hacen importantes los procesos tafonómicos de selección de bioclastos ligados a la actividad de los organismos responsables de la traza *Ereipichnus* (traza tubular con revestimiento bioclástico). Los eventos de resedimentación, son frecuentes aunque minoritarios y se

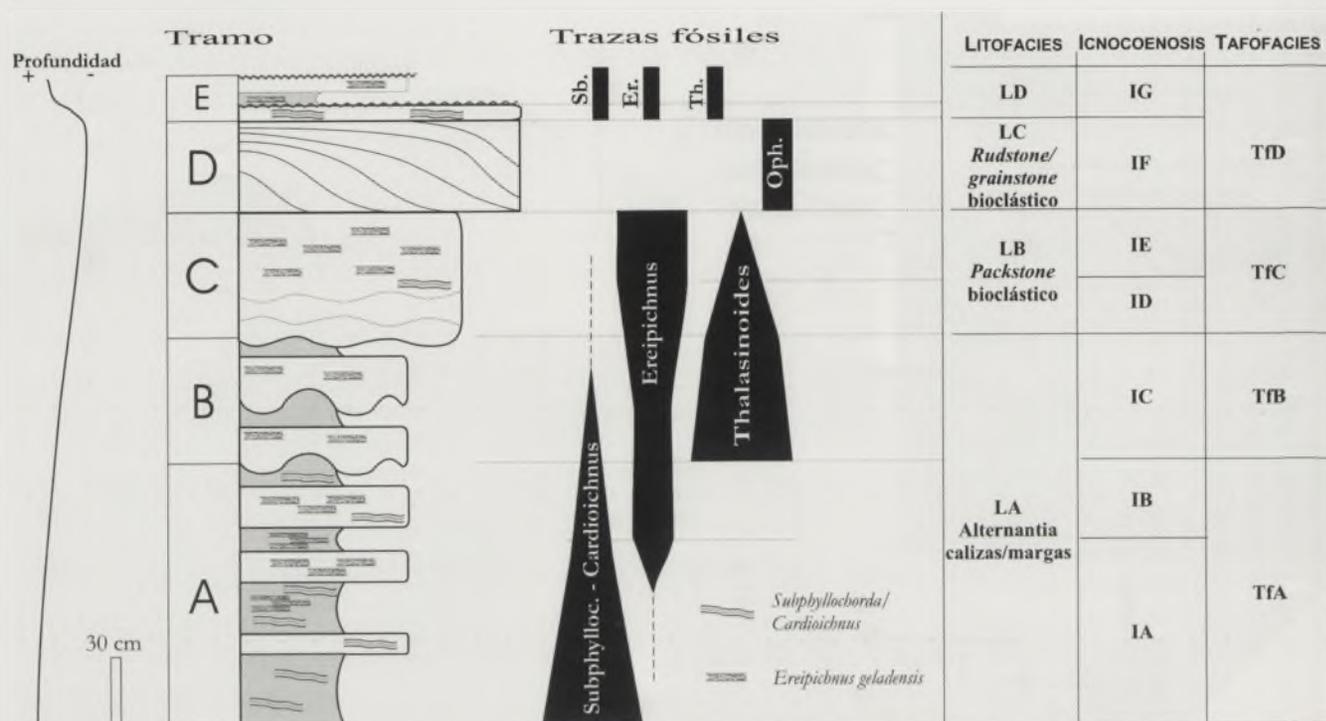


FIGURA 3. Distribución de trazas fósiles, litofacies, icnofacies y tafofacies en una secuencia tipo de somerización hacia techo.

manifiestan por la aparición de niveles de bioclastos finos, fundamentalmente parautoctonos. Esta tafofacies indica un claro aumento en la energía ambiental aunque, como demuestra el bajo grado de fragmentación de las tecas, ésta no debió ser muy elevada.

**TfC. Bioclastos transportados e intensa bioturbación.** Aparece en la litofacies calcarenítica LB y se caracteriza por la importancia de los eventos de sedimentación, responsables de las importantes concentraciones esqueléticas de bivalvos, braquiópodos, corales y ostréidos, casi siempre alóctonos, que aparecen en esta tafofacies. Los procesos tafonómicos de fondo están representados por una alta bioturbación (aspecto noduloso) debida a la abundancia de diferentes formas de *Thalassinoides*.

**TfD. Bioclastos muy triturados redistribuidos por corrientes.** Se desarrolla en la litofacies de rudstones y grainstones LC y se caracteriza por el alto grado de trituración que muestran los bioclastos. La bioturbación de las antiguas arenas bioclásticas está representada por túneles verticales y por pistas horizontales. Esta tafofacies describe la sedimentación en un ambiente dominado por importantes corrientes más o menos continuas.

## ICNOCENOSIS

Las trazas fósiles presentes en estos sedimentos han permitido establecer las siguientes icnofacies, de acuerdo con los icnogéneros presentes y con su abundancia relativa (Fig.2).

**IA. Subphyllochora/Cardioichnus**

**IB. Subphyllochora/Cardioichnus y Ereipichnus**

**IC. Thalassinoides y Ereipichnus**

**ID. Thalassinoides**

**IE. Ereipichnus**

**IF. Trazas verticales (Ophiomorpha)**

**IG. Subphyllochora/Cardioichnus y Thalassinoides pequeños**

La distribución de estas icnofacies dentro de las parasecuencias permite afirmar que su desarrollo estuvo controlado por las relaciones de proximidad a la línea de costa. La icnofacies IA ocuparía la posición más distal y sería sustituida progresivamente, hacia sectores más proximales, por las icnofacies IB, IC, ID e IF. En términos generales, se observa un incremento en la abundancia y diversidad de las icnofacies desde las zonas más externas de la plataforma a las más internas, con excepción de la icnofacies IF de trazas verticales (atribuibles a *Ophiomorpha*) que muestra una baja diversidad.

Conviene señalar que la mayoría de los ejemplares de la variedad rectilínea de la nueva especie *Ereipichnus geladensis* muestran una misma orientación N-S y que, como indican los *spreite*, el organismo creador de la misma avanzaba hacia el norte (Giannetti, 2004; Monaco et al., en prensa), en un comportamiento que estaría relacionado con la dirección de las paleocorrientes. Por otra parte, en la icnofacies de *Thalassinoides*, que es la que muestra una mayor abundancia y diversidad de trazas, se observa un *tiering* muy bien definido, con los *Thalassinoides* de mayor tamaño ocupando los niveles más profundos y con los de menores dimensiones en niveles más superficiales asociados a *Planolites*.

## CONCLUSIONES

El Albiense de la Serra Gelada está constituido por un apilamiento de parasecuencias depositadas en el contexto general de una rampa carbonatada externa. En la parasecuencia tipo se han establecido cinco tramos fundamentales (Fig. 3).

**Tramo A. Submareal de baja energía.** Aparece en la base de las parasecuencias y corresponde a un ambiente de baja energía dominado por procesos de decantación. Dominan las asociaciones oligotípicas de equinodermos en posición de vida. El predominio de pistas horizontales y la ausencia de bioturbación profunda indican que, en comparación con el resto de la secuencia, la tasa de sedimentación no debía ser muy alta. Los episodios de resedimentación serían escasos y de poca importancia, limitados al transporte de pequeños bioclastos. Este tramo representa el nivel de máxima profundidad de la secuencia.

**Tramo B. Submareal con incremento de la bioturbación.** Se diferencia del anterior por el aumento de la bioturbación, desarrollada sobre todo en la base de los estratos de calcarenitas bioclásticas finas. La energía ambiental se incrementaría ligeramente como lo demuestra la relativa abundancia de equínidos resedimentados. La somerización también se pone de manifiesto litológicamente por el aumento progresivo de espesor de los estratos calcáreos frente a los margosos.

**Tramo C. Submareal con incremento de la energía y de la tasa de bioturbación.** Los datos litológicos, tafonómicos e icnológicos indican una importante variación en las características del ambiente sedimentario, con aporte de partículas bioclásticas procedentes de sectores más proximales de la plataforma y un aumento importante en la actividad de los organismos bioturbadores que alcanza su valor máximo y mayor diversidad dentro de la secuencia. De hecho, el 3DBS (*three-dimensional burrow system*) se desarrolla en este tramo de la secuencia. El incremento de la bioturbación profunda indica también una mayor tasa de sedimentación. La desaparición completa de las margas, el aumento de tamaño de los bioclastos y la abundancia de concentraciones esqueletales, con bioclastos resedimentados alóctonos procedentes de sectores proximales, evidencian un ambiente de mayor energía.

**Tramo D. Submareal con alta tasa de sedimentación.** Corresponde a un ambiente sedimentario en el que la acción de las corrientes unidireccionales, relativamente constantes en intensidad y muy constantes en dirección, sobre un sustrato arenoso favoreció la formación de *sand-waves* que migraban hacia el NE. El análisis tafonómico indica una intensa fragmentación de los bioclastos que, además, no muestran orientaciones preferentes, probablemente como consecuencia de su rápido enterramiento. Ocasionalmente, se observa imbricación en los bioclastos aplanados, lo que podría indicar descensos parciales y temporales en la

energía de las corrientes. La presencia de trazas verticales atribuibles a *Ophiomorpha* es característica de este tipo de sustratos móviles de alta energía. La baja diversidad de las trazas indica unas condiciones ecológicas peculiares que sólo permitían la colonización del sedimento a fauna especializada.

**Tramo E. Subida rápida del nivel marino.** Suele aparecer sobre el tramo anterior o se apoya directamente sobre el C cuando falta el D (como ocurre en la mayor parte de la unidad C6). En este tramo, de muy escaso espesor, se observan frecuentes superficies erosivas, trazas horizontales y concentraciones esqueletales con bioclastos moderadamente fracturados aunque, ocasionalmente, aparecen algunos particularmente resistentes (colonias globosas de coral, ostréidos), íntegros y muy bien conservados. Se interpreta como el registro, no siempre conservado, de un evento transgresivo con rápido ascenso del nivel marino.

Así pues, se ha podido demostrar que el análisis integrado de los datos sedimentológicos, tafonómicos e icnológicos permite un mayor grado de refinamiento y precisión de las interpretaciones paleoambientales frente a que están basadas, exclusivamente, en evidencias sedimentológicas.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado como resultado de los proyectos de investigación GV04B-629 (Generalitat Valenciana) y BTE2003-05047 MCYT.

## REFERENCIAS

- Caracuel, J.E., Monaco, P., Yébenes, A. y Giannetti, A. (2002): Traza afines a *Imbrichnus wattonensis* Hallam de edad Albiense en el Prebético de Alicante (Serra Gelada). *Geogaceta*, 31: 171-174.
- Castro, J.M. (1998): *Las plataformas del Valanginiense superior-Albiense superior en el Prebético de Alicante*. Tesis Doctoral. Univ. Granada y Jaén, 464 p.
- De Ruig, M. (1992): *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain)*. Doctoral Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam, 207 p.
- Giannetti, A. (2004): *Análisis tafonomica ed icnologica delle facies a Thalassinoides nel Mesozoico Tetideo*. Tesi Dottorale. Università degli Studi di Perugia, 273 p.
- Monaco, P., Giannetti, A., Caracuel, J.E. y Yébenes, A. (en prensa): New shell-armoured burrows (*Ereipichnus geladensis*, n. ichnogenus) and associated echinoid trace fossils from the Prebetic of Alicante (Lower Cretaceous, SE Spain). *Lethaia*.
- Yébenes, A. (1996): Estratigrafía y estructura de la Serra Gelada. *Cuadernos de Geografía de la Universidad de Valencia*, 60: 201-222.



# Icnoestratigrafía e interpretación deposicional de las calcarenitas de la Piedra Bateig, Mioceno, Alicante

J. M. de Gibert<sup>1</sup> y R. Goldring<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dept. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona. Martí i Franquès s/n. 08028 Barcelona. jmdegibert@ub.edu

<sup>2</sup> School of Human and Environmental Sciences, University of Reading. Whiteknights, P.O.Box 227. Reading RG6 6AB. Reino Unido. r.goldring@reading.ac.uk

## ABSTRACT

*The Miocene Bateig Stone is a biocalcarenite quarried near Novelda (Alicante). Bioturbation is very intense in most of the sedimentary succession obliterating primary sedimentary structures. The study of the bioturbation has led to the definition of four distinctive ichnofabrics, thus allowing to reconstruct the ichnostratigraphy of the section. Although ichnofabrics, sedimentology and grain size are suggestive of sedimentation in shallow water environments, the abundance of pelagic microfossils seems indicative of a rather deeper setting. Nevertheless, the Bichordites ichnofabric found in Bateig is also known from other Neogene deposits with mixed bathymetric signals, which are interpreted as formed in a relatively deep paleostrate where enhancement of tidal currents took place. A similar setting is here proposed for the deposition of the Bateig Stone.*

**Key words:** trace fossils, ichnofabrics, calcarenites, Bateig Stone, Miocene.

## INTRODUCCIÓN

En las cercanías de Novelda (provincia de Alicante) se explotan unas calcarenitas miocenas comercializadas con el nombre de Piedra de Bateig. Esta roca se utiliza para aplacados no sólo en España sino también en otros países (Bland *et al.*, 2001). Las diversas variedades comerciales de la Piedra Bateig corresponden en parte a variantes diagenéticas pero también a diversas facies caracterizadas por diferentes estilos de bioturbación (icnofábricas). A pesar de los trabajos publicados referentes a su petrografía y características geotécnicas (Fort *et al.*, 2002 y referencias allí), la estratigrafía de la Piedra Bateig no ha sido abordada previamente. Esta comunicación pretende presentar los resultados del estudio de las 9 canteras situadas en los alrededores de la Sierra de Bateig (Fig. 1) que ha permitido reconstruir la estratigrafía, reconocer diversas icnofábricas y realizar una propuesta de interpretación en términos deposicionales.

## LA PIEDRA BATEIG

Las calcarenitas de la Piedra Bateig son bioesparitas arenosas con proporciones variables, pero en general bajas, de micrita. Los bioclastos que componen la roca son principalmente foraminíferos planctónicos (globigerínidos) acompañados por macro y microforaminíferos bentónicos y fragmentos de equínidos, rodofíceas, moluscos y briozoos. Hasta un 10% de los componentes pueden ser granos an-

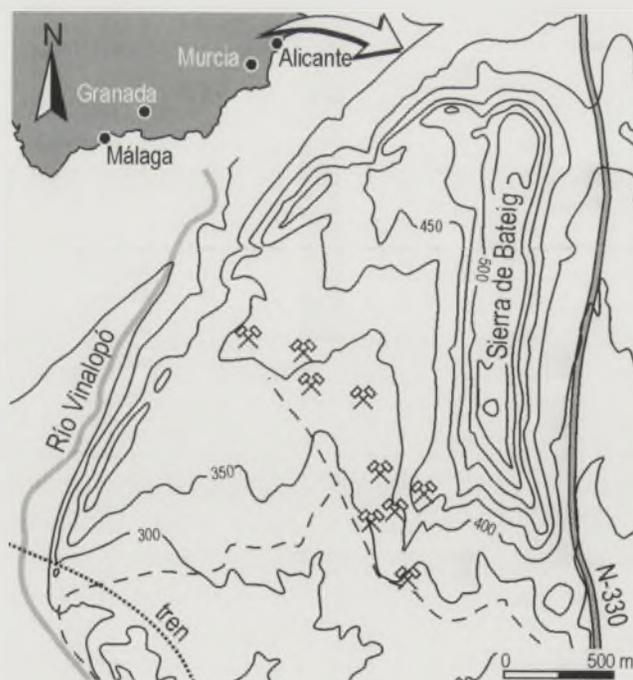


FIGURA 1. Mapa de situación de las canteras de Piedra Bateig.

gulosos de cuarzo (en algunos casos cristales idiomorfos) probablemente derivados del vecino Keuper. La serie expuesta en las canteras (Fig. 2) es muy homogénea desde un punto de vista litológico, petrográfico y geotécnico. En general, se trata de facies completamente bioturbadas excepto localmente y en el tramo más superior. El análisis detallado de las secciones expuestas en las canteras y de las losas ya

extraídas en el taller ha permitido reconocer cuatro icnofábricas diferentes y establecer su distribución vertical y, en algún caso, sus relaciones horizontales.

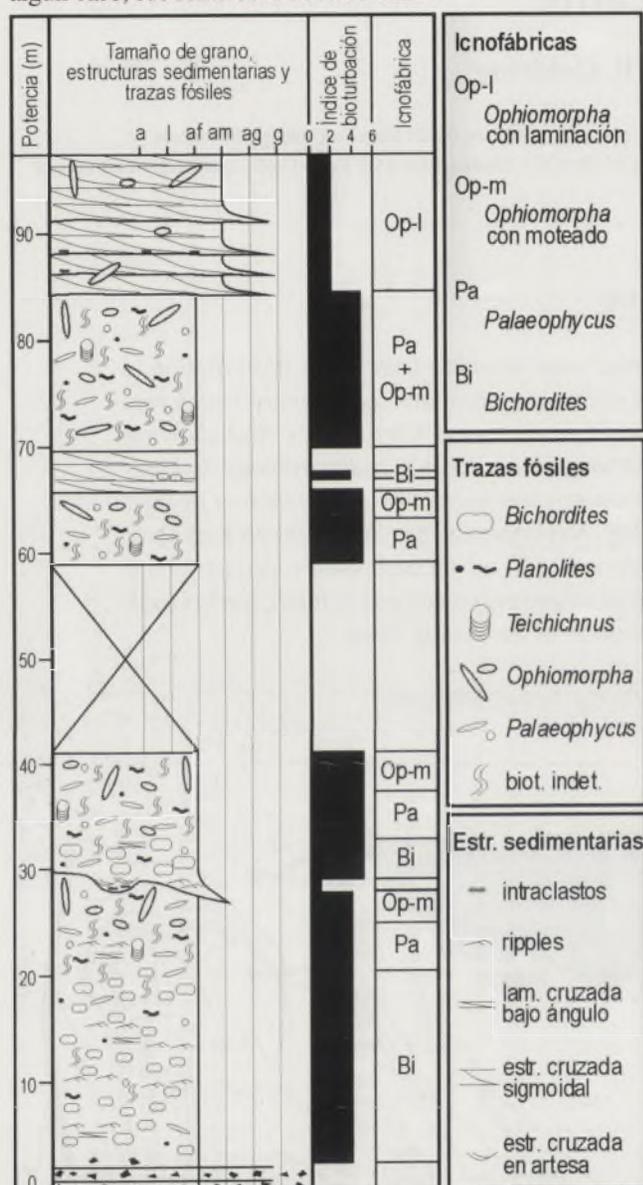


FIGURA 2. Sección estratigráfica sintética de la Piedra Bateig.

## ICNOFÁBRICAS

El concepto de icnofábrica hace referencia a todos los aspectos de la textura y estructura de un sedimento que resultan de la acción de la bioturbación. Desde su definición, el análisis de icnofábricas ha experimentado un importante desarrollo y se ha revelado como una herramienta muy valiosa en la interpretación de rocas sedimentarias, en particular de aquellas que presentan un elevado grado de bioturbación (ver Taylor *et al.*, 2003). En este tipo de análisis se tienen en cuenta el tipo e intensidad de la bioturbación, la ordenación vertical de las diferentes estructuras (escalonamiento o *tiering*) y su relación con las estructuras sedimentarias primarias. La aplicación de este tipo de análisis a la Piedra Bateig ha permitido definir 4 icnofábricas (Fig.

3) que presentan una buena correlación con las variedades comerciales. Éstas se han designado a partir de la traza fósil más abundante o distintiva.

La icnofábrica de *Bichordites* (Fig. 3.A) presenta una bioturbación casi completa constituida en su mayoría (70 a 90%) por pistas horizontales meniscadas producidas por equínidos irregulares (espatangoideos). Éstas generan en sección vertical una pseudo-estratificación formada por la sucesión de horizontes de *Bichordites* truncados en su parte superior por el siguiente horizonte. Sólo localmente se reconocen estructuras sedimentarias primarias en vestigios de capas con bases erosivas planares con laminación horizontal o cruzada de bajo ángulo o ripples de corriente. Estas capas presentan trazas de escape. Otras trazas fósiles presentes son *Palaeophycus* y *Planolites*. Esta icnofábrica se corresponde con las variedades comerciales Fantasía y Galaxy. Icnofábricas similares se han observado en relación a la progradación de clinofórmulas en el Pleistoceno de Rodas (Hanken *et al.*, 1996) y representan la colonización repetida de los foresets. En Bateig, la sedimentación parece ser también episódica pero de mayor extensión lateral lo que sería coherente con deposición de tipo turbidítico en medios relativamente profundos.

Las icnofábricas de *Palaeophycus* (Fig. 3.B) y *Ophiomorpha* con moteado (Fig. 3.C) son similares y forman parte de un mismo continuo vertical y lateralmente. Las dos presentan bioturbación muy intensa que oblitera la laminación sedimentaria. La bioturbación es en gran parte deformativa (moteado o *mottling*) pero se reconocen algunas trazas fósiles entre las que destacan *Palaeophycus* y *Planolites*. *Teichichnus* está presente y puede ser localmente abundante. La diferencia entre las dos radica en la presencia en la segunda de abundantes galerías con revestimiento arcilloso producidas por crustáceos que corresponden a la icnoespecie *Ophiomorpha nodosa*. Las variedades Azul, Blanca y Diamante (en parte) corresponden a estas icnofábricas. Estas icnofábricas son comparables a algunas descritas en ambientes de *shoreface* (Pollard *et al.*, 1993). Sin embargo, la gran abundancia de microfósiles de origen pelágico no es del todo coherente con esta interpretación.

Finalmente, la icnofábrica de *Ophiomorpha* con laminación primaria (Fig. 3.D) difiere significativamente de las demás. Presenta una intensidad de bioturbación mucho menor de manera que las estructuras sedimentarias primarias se hallan conservadas. Éstas consisten en estratificación cruzada planar o en artesa, aparentemente bidireccional y con láminas de lutita (*mud drapes*). Las trazas fósiles están representadas casi exclusivamente por *Ophiomorpha nodosa* con dominio de los elementos verticales sobre los horizontales. Esta icnofábrica se corresponde con la variedad comercializada como Bateig Llano. Las estructuras sedimentarias conservadas apuntan a un medio más energético que los anteriores probablemente con una influencia mareal importante. La poco diversa bioturbación correspondería a

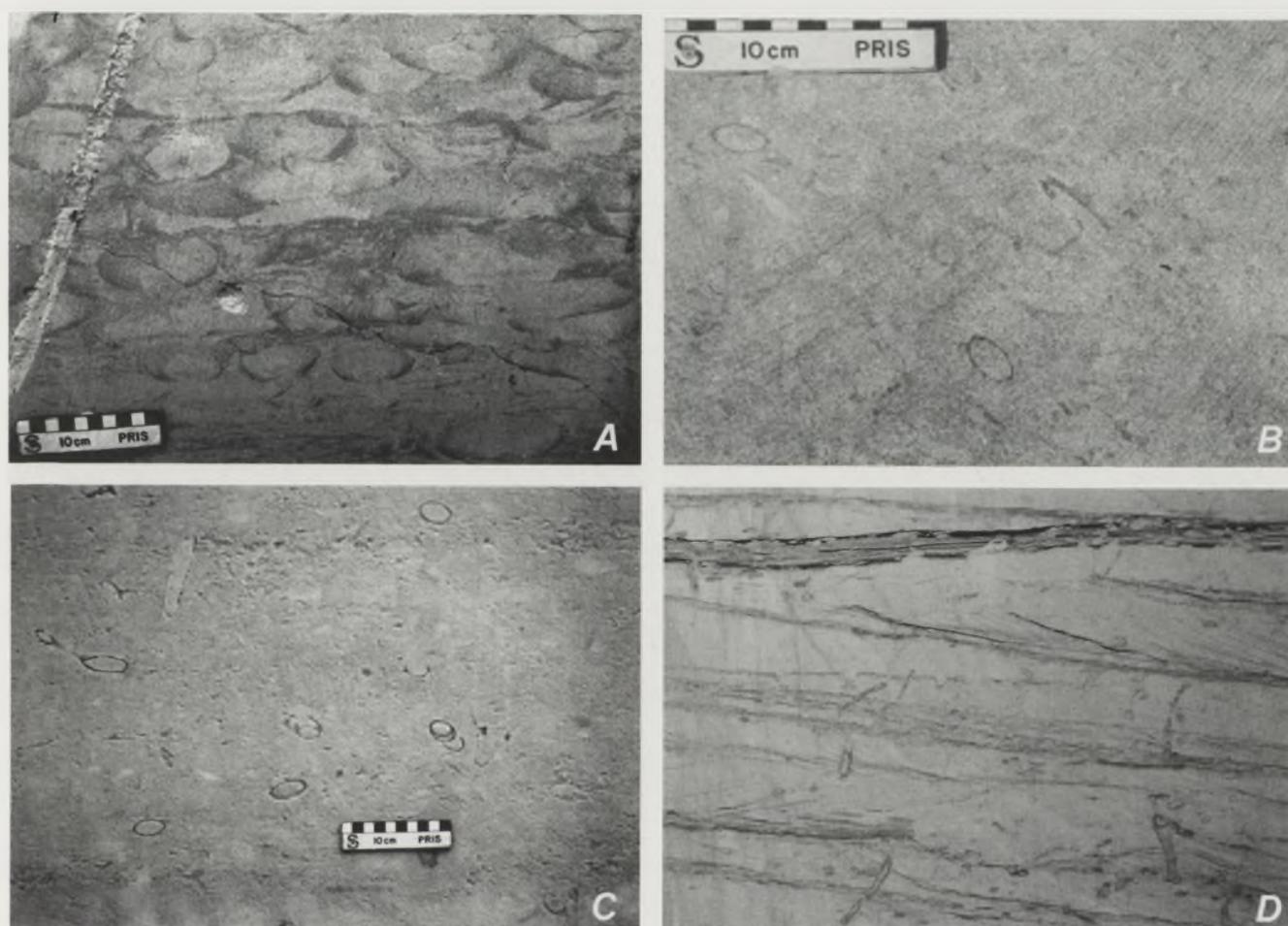


FIGURA 3. Icnofábricas de la Piedra Bateig. A) Icnofábrica de *Bichordites*. B) Icnofábrica de *Palaeophycus*. C) Icnofábrica de *Ophiomorpha* con moteado. D) Icnofábrica de *Ophiomorpha* con laminación. Altura de la foto en D = aproximadamente 1 m.

la colonización oportunista por una comunidad de suspensívoros. La icnofábrica resulta muy comparable a las que pueden encontrarse en medios estuarinos (Pollard *et al.*, 1993). Sin embargo, una vez más, la composición de los bioclásticos cuestiona esta interpretación.

### ICNOESTRATIGRAFÍA

La serie estratigráfica expuesta en las canteras de la Sierra de Bateig alcanza casi el centenar de metros (Fig. 2). Las tres primeras icnofábricas constituyen la mayor parte de esta potencia. Estas muestran una cierta ordenación formando secuencias más o menos claras que se inician con la icnofábrica de *Bichordites*, a la que sucede la de *Paleophycus* que pasa gradualmente a la de *Ophiomorpha* con moteado y que podrían constituir secuencias de somerización. En un caso, una de estas secuencias es interrumpida por una superficie erosiva importante con una incisión vertical que alcanza los 20 metros. Sobre esta superficie se inicia una nueva secuencia con la icnofábrica de *Bichordites*.

La icnofábrica de *Ophiomorpha* con laminación caracteriza el tramo más superior de la serie con un límite abrupto sobre calcarenitas más bioturbadas y coincide con un incremento en el contenido en macrofósiles (ostréidos y briozo-

os) y en litoclastos blandos intra y extraformacionales (del Keuper). Esto parece indicar una tendencia general somerizante para el conjunto de la sucesión.

### INTERPRETACIÓN DEPOSICIONAL

La interpretación deposicional de la Piedra Bateig resulta problemática. La abundancia de foraminíferos planctónicos sugiere una situación relativamente profunda pero por otro lado, la casi completa ausencia de sedimentos finos y las estructuras sedimentarias, cuando son observables, sugieren un medio de energía moderada a alta. Colella y D'Alessandro (1988) describieron en el Plio-Pleistoceno del sur de Italia depósitos de alta energía similares formados en condiciones batiales usando como análogo el estrecho actual de Messina, interpretaron los depósitos fósiles como formados en un paleoestrecho relativamente profundo donde se producía una intensificación de las corrientes mareales. Significativamente, estos autores describieron icnofábricas producidas por equínidos asociadas a depósitos turbidíticos muy parecidos a las encontradas en Bateig. Tentativamente, podemos interpretar los medios deposicionales que dieron lugar a la Piedra Bateig de manera similar. Nuevos datos más regionales concernientes a la paleogeografía y facies

relacionadas en otras zonas vecinas deberían confirmar o invalidar esta hipótesis. La posibilidad de un paleoestrecho sería coherente con la complejidad estructural de la región en la que a los procesos orogénicos relacionados con el levantamiento de la Cordillera Bética se añade la importante actividad diapírica de las evaporitas del Keuper (Sanz de Galdeano y Vera, 1992).

#### AGRADECIMIENTOS

Esta contribución es parte de las actividades del Grupo de Investigación SGR99/348 de la Universitat de Barcelona y del proyecto de investigación BT2000-0584. Los autores agradecen las facilidades proporcionadas por el personal de Bateig Piedra Natural S.A., en particular por los Sres. Vitorino Mira y Jorge Martínez.

#### REFERENCIAS

- Bland, B.H., Gibert, J.M. de y Goldring, R. (2001): A fossil whodunnit. *Geology Today*, 17: 229-231.
- Colella, A. y D'Alessandro, A. (1988): Sand waves, Echinocardium traces and their bathyal depositional setting (Monte Torre Palaeostrait, Plio-Pleistocene, southern Italy). *Sedimentology*, 35: 219-237.
- Fort, R., Bernabéu, A., García del Cura, M.A., López de Azcona, M.C., Ordoñez, S. y Mingarro, F. (2002): The Novelda stone: widely used whitening the Spanish architectural heritage. *Materiales de construcción*, 266: 19-32.
- Hanken, N.M., Bromley, R.G., y Miller, J. (1996): Plio-Pleistocene sedimentation in coastal grabens, north-east Rhodes, Greece. *Geological Journal*, 31, 393-418.
- Pollard, J.E., Goldring, R. y Buck, S.G. (1993): Ichnofabrics containing Ophiomorpha: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society, London*, 150: 149-164.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. (1992): Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- Taylor, A., Goldring, R. y Gowland, S. (2003): Analysis and application of ichnofabrics. *Earth Science Reviews*, 60: 227-239.

# Dolomitización en sistemas kársticos actuales: el caso de la Cueva de Castañar de Ibor (Cáceres)

A. Martín-Pérez<sup>1</sup> y A.M. Alonso-Zarza<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040. Madrid. andreamar@ucm.universia.es; alonsoza@geo.ucm.es

## ABSTRACT

*Deposits of recent dolomite in caves constitute one more setting that provide data in order to get one more approach to the "dolomite problem". The moon-milk deposits of the Castañar de Ibor Cave (Cáceres) include spheroidal dolomite which occurs associated with huntite that grows mostly on fibrous aragonite crystals. This study suggests that dolomite formed in relation to microbial films that developed on the aragonite crystals. Within these films, both dolomite and huntite formed, but also the wide presence of dolomite is due to transformation of huntite which is metastable. Magnesium is provided by the dissolution of Precambrian dolostones on which the cave developed.*

**Key words:** dolomite, environmental conditions, moon-milk, caves, microbial films.

## INTRODUCCIÓN

La formación de dolomita bajo condiciones ambientales es un hecho poco habitual, a pesar de ser uno de los temas de investigación que más interés ha suscitado en los últimos años (Burns *et al.*, 2000). Los ambientes en los que se forma dolomita en la actualidad son, sobre todo, lagos y lagoones salinos (Calvo *et al.*, 2003). Es más escasa la documentación sobre la formación de dolomita reciente en sistemas kársticos, también en condiciones de baja temperatura. En estos casos se ha documentado la presencia de dolomita (Hill y Forti, 1986) en formaciones de *moon-milk* como un término intermedio de una secuencia que incluye espeleotemas de calcita, calcita rica en Mg, aragonito, dolomita, huntita e hidromagnesita (Onac, 2005). No quedando claro si la formación de dolomita se debe a procesos de precipitación directa, inducidos o no por microorganismos, o bien a transformaciones a partir de otros minerales carbonáticos.

La Cueva de Castañar de Ibor en Cáceres, incluye formaciones de *moon-milk* que tienen como componente fundamental dolomita. El objetivo de este trabajo es analizar las distintas situaciones en las que aparece la dolomita dentro de esta cueva y discutir sus posibles modelos de formación en estas condiciones ambientales.

## CONTEXTO GEOLÓGICO Y CARACTERÍSTICAS DE LA CUEVA DE CASTAÑAR

La Cueva se sitúa en la comarca de los Iborenses, en el sector suroriental de la zona Centroibérica (Macizo Ibérico).

En esta zona dominan los pliegues verticales, entre los que destacan las antiformas de Valdelacasa e Ibor (Fig. 1). Es en el núcleo de estas antiformas donde afloran los materiales Precámbricos-Cámbrico inferior que son los que constituyen el sustrato de la Cueva de Castañar. En el área de estudio la serie Precámbrica está formada por una potente serie inferior constituida esencialmente por grauvacas y pizarras de tonos muy oscuros, entre los que se intercalan algunos niveles de conglomerados. La parte superior de la serie se diferencia por incluir algunos niveles dolomíticos de unos 3 m de espesor y que presentan en afloramiento tonos marrones.

La Cueva de Castañar es una cavidad laberíntica, en la que los conductos kársticos presentan un desarrollo básicamente horizontal. Está formada por numerosas salas, cada una de ellas con características propias y que están conectadas por conductos relativamente estrechos. Se desarrolla sobre materiales de la parte alta de la serie Precámbrica, es decir en las areniscas, pizarras y dolomías. Son los niveles dolomíticos los que se disuelven, favoreciendo el colapso de los materiales suprayacentes y el agrandamiento de las cavidades. La geometría de las cavidades, está condicionada por la estructura geológica, incluyendo la red de discontinuidades. Uno de los aspectos más destacables de esta cueva es que además de la disolución de los niveles dolomíticos hay procesos de hidrólisis de los minerales que forman los niveles siliciclásticos. Todo ello hace que el agua que circula por la cueva sea muy rica en magnesio.



FIGURA 1. Localización geográfica de la cueva de Castañar de Ibor y esquema geológico del área de estudio.

Las formaciones de espeleotemas son muy variadas desde el punto de vista morfológico, textural y mineralógico. Las más significativas son: estalactitas, estalagmitas, coladas y banderas, pero las más características son los cristales aciculares, los excéntricos de aragonito y el *moonmilk*. El *moonmilk* en la cueva de Castañar aparece como un depósito globular blanco y mate que se sitúa en la parte más externa de algunos espeleotemas, fundamentalmente sobre las formas fibrosas de aragonito, o sobre costras (Figs. 2 y 3)



FIGURA 2. Costra de dolomita del suelo de la cavidad.

que se generan en el suelo de la cavidad. Está formado fundamentalmente por huntita ( $\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$ ) y dolomita.

### LA DOLOMITA EN LA CUEVA DE CASTAÑAR

La dolomita dentro de la Cueva se presenta en dos situaciones:

a) **Tapizando cristales fibrosos de aragonito** ("bastones"). Los cristales fibrosos de aragonito (Fig. 4A) crecen sobre las arcillas rojas que tapizan las paredes de la cueva. Estos cristales suelen ser brillantes y transparentes, pero en ocasiones tienen una cubierta mate y opaca que es de dolomita. Son de longitud centimétrica y su anchura de escasos milímetros. El recubrimiento de dolomita engrosa los cristales,

formando lo que denominamos "bastones" (Fig. 4B).

b) **Formando costras.** Aparecen sobre todo en el suelo de la cueva y se desarrollan sobre fragmentos del sustrato (bloques de pizarra), que a su vez están tapizados por fibras de aragonito. La estructura de las costras es muy compleja, por ello a modo de ejemplo describiremos una de ellas. La costra consta de las siguientes partes (Fig. 3):

**Pizarra.** Constituyen el sustrato sobre el que se desarrolla la costra.

**Nivel inferior de dolomita.** Esta cubierta se forma por la coalescencia de esferoides de dolomita de 0,3 mm de diámetro que nuclean en las pizarras y crecen hacia abajo.

**Nivel superior de dolomita.** La zona superior de las pizarras presenta un recubrimiento de dolomita. En este caso el nivel puede tener entre 1 y 2,5 mm y también se forma por la coalescencia de esferoides fibrosorradiados.

**Mosaico de cristales fibrosos de aragonito** de entre 7-10 mm que crecen radialmente. Los haces nuclean en las pizarras y coalescen lateralmente.

**Huntita.** Este mineral se presenta como masas blancas globulares de aspecto poroso que internamente presentan una textura micrítica y un zonado concéntrico difuso. Crece sobre los cristales de aragonito y forma la parte más externa de la costra.

Independientemente de su situación sobre los fibrosos o dentro de la costra, los cristales de dolomita muestran unas características texturales y composicionales muy semejantes, que son las que describimos a continuación.

La dolomita aparece en forma de estructuras esferoidales fibrosorradiadas. Estos esferoides pueden aparecer aislados o bien agruparse (Fig. 4A y C) formando hileras, niveles, etc. En ocasiones, la dolomita aparece formando un mosaico de cristales en los que no se reconoce la estructura fibrosorradiada (Figs. 3B y C). En algunas zonas de las costras, podemos ver como la dolomita reemplaza a los cristales prismáticos de aragonito que crecen sobre la pizarra (Fig. 3B y C). Dentro del mosaico de dolomita se reconocen alineaciones de cristales que siguen la dirección de los cristales prismáticos de aragonito y que además quedan marcadas por unas líneas difusas. Corresponderían a los fantasmas del aragonito precursor. También observamos esferulitos aislados de dolomita sobre los cristales de aragonito. La superficie de contacto entre las fibras de aragonito y la dolomita puede ser limpia, pero en muchos casos el aragonito presenta claras huellas de disolución y está tapizado por velos orgánicos (Fig. 4D). Por último, también se reconocen esferoides de dolomita en relación con la huntita de la zona superior de la costra (Fig. 3A). Pueden aparecer de manera aislada entre las masas globulares de huntita o creciendo sobre ellas. Algunos de los glóbulos están recubiertos por completo por esferoides de dolomita.

Los esferoides de dolomita tienen unas 100-300 micras de diámetro. Están formados por cristales de alrededor de 1 micra. Se pueden diferenciar dos tipos de cristales (Fig. 4E) que forman parte del mismo esferulito: a) cristales más

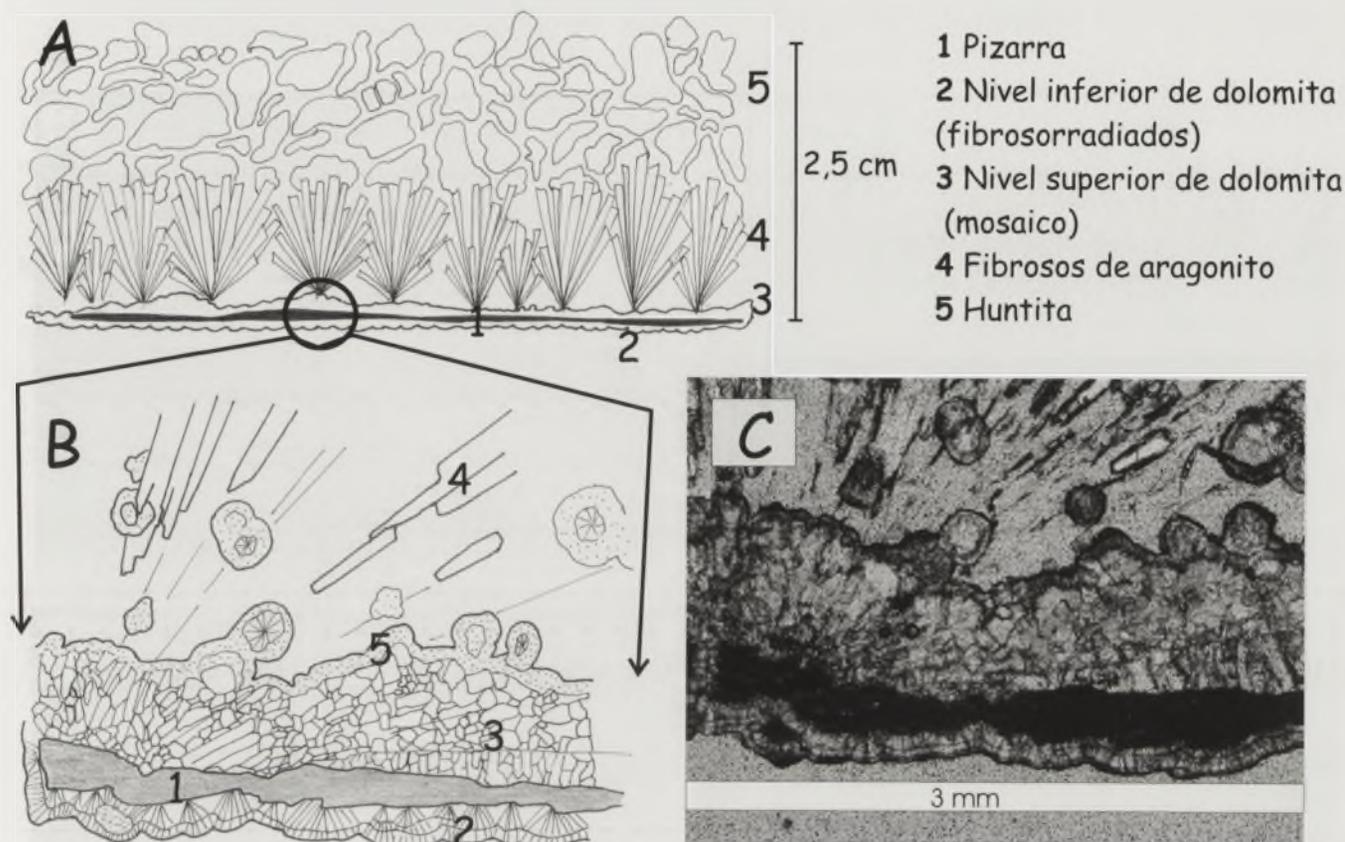


FIGURA 3. A) Esquema de una costra de dolomita. B) y C) Esquema e imagen de microscopio óptico de la zona inferior de la costra.

redondeados que suelen aparecer recubiertos por una malla orgánica y, b) cristales más romboédricos cubiertos o no por estructuras orgánicas. En ocasiones, parece que los romboédricos se forman a partir de los más redondeados. Entre los cristales, además de las mallas orgánicas se aprecian estructuras fibrosas más cortas, que pueden corresponder a sepulita y/o paligorskita.

Estos esferulitos y las zonas de costras de dolomita más continuas presentan en Microsonda Electrónica un bandeo concéntrico. Las imágenes muestran un nítido zonado que refleja la distinta composición de las bandas (Fig. 4F). Los colores más oscuros reflejan un contenido mayor de MgO. En algunos esferulitos las zonas externas están enriquecidas en Mg mientras que en otros es el núcleo la zona más rica en Mg. En líneas generales los contenidos de MgO para la dolomita de estas muestras oscilan entre el 18-20% mientras que los de CaO son de un 30-33%. En los cristales fibrosos de aragonito la composición media es de un 55% de CaO y la huntita tiene contenidos de CaO de un 10% y de un 25% de MgO.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presencia de dolomita en contextos sedimentarios actuales se limita prácticamente a zonas lacustres o lagoones someros (Calvo *et al.*, 2003); habiéndose discutido escasamente hasta el momento la formación de dolomita en sistemas kársticos (Nielsen *et al.*, 1997). La dolomita que se

está formando en la Cueva de Castañar aparece siempre en los depósitos de *moon-milk* cuyo origen más aceptado es el biogénico (Cañaveras *et al.*, 2004). Por otra parte, también la morfología esferoidal de la dolomita del *moon-milk* de esta cueva, puede ser indicativa de su origen biogénico, concretamente relacionado con la actividad de bacterias, tal como se ha citado también en calcretas freáticas (Spölt y Wright, 1992).

Los datos obtenidos hasta el momento en la Cueva de Castañar de Ibor, permiten considerar un contexto más para la formación de dolomita en ambientes superficiales, en este caso, sobre un soporte carbonático que puede ser tanto aragonito como huntita. La formación de dolomita en la Cueva de Castañar puede producirse:

a) por reemplazamiento de los cristales fibrosos de aragonito. Las observaciones permiten concluir que hay una importante disolución de las fibras de aragonito debido a la actividad bacteriológica y posteriormente tendría lugar la nucleación y el crecimiento de los esferulitos de dolomita.

b) por transformación a partir de un mineral metaestable previo como la huntita. La presencia de zonas marrones, que corresponden a micrita (huntita) dentro de los cristales, sugiere que en muchos casos que la huntita fue el mineral que precipitó inicialmente en relación con los tapices bacterianos y que posteriormente se transformó en dolomita. Este proceso parece ser el más generalizado dentro de la cueva, pues en muchos casos la dolomita no se sitúa directamente sobre cristales fibrosos, pero sí sobre *moon-milk* de huntita.

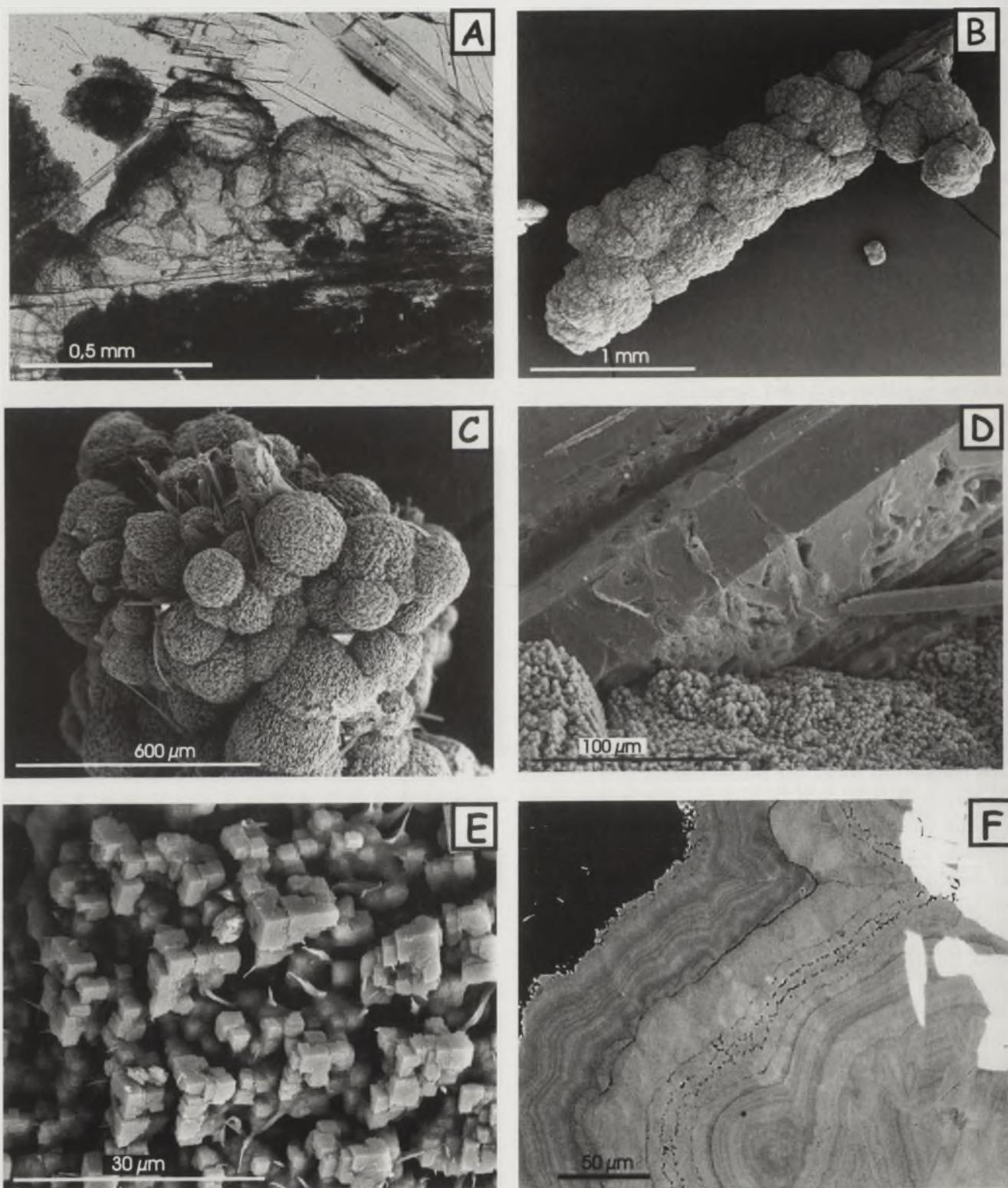


FIGURA 4. A) Cristales de dolomita sobre cristales fibrosos de aragonito. B) Imagen de SEM de uno de los "bastones". C) Imagen de SEM de los esferoides de dolomita que se agrupan en torno a las fibras de aragonito. D) Imagen de SEM de la microestructura de un esferoide de dolomita. Los cristales más internos, más redondeados, aparecen cubiertos por un velo orgánico, los cristales romboédricos superficiales no presentan dicho velo. E) Imagen de SEM de un cristal de aragonito corroído en cuya superficie aparecen filamentos orgánicos. F) Imagen de microsonda del nivel de dolomita inferior de la costra de moonmilk. Podemos ver los cristales de aragonito de color blanco a la derecha y los cristales de dolomita que presentan un zonado concéntrico muy marcado.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Junta de Extremadura, a través del convenio con la UCM nº 316/2003. Agradecemos I.Gil, E. Martínez y P. Muñoz sus discusiones sobre el origen de la cueva.. El estudio de SEM y Microsonda se ha llevado a cabo en el CAI Luis Brú de la UCM.

## REFERENCIAS

- Burns, S.J., McKenzie, J.A. y Vasconcelos, C. (2000): Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology*, 47 (Suppl. 1):49-61
- Calvo, J.P., McKenzie, J.A. y Vasconcelos, C. (2003): Microbially mediated lacustrine dolomite formation: Evidence and current research trends. En: *Limnogeología en España: Un tributo a Kerry Kelts*. (B.L. Valero-Garcés, Ed.). CSIC. Madrid, 223-251.
- Cañaveras, J.C., Cuezva, S., González Grau, J.M., Marín, F., Martín Rosales, W., Martínez Manzanares, E., del Rosal, Y., Saíz, C., Sánchez-Moral, S. y Simón, M.D. (2004): Microbiología y depósitos endokársticos. En: *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y aguas subterráneas, 12, 431-458. (B. Andreo y J.J. Durán, Eds.). Madrid, 431-458.
- Hill, C.A., y Forti, P. (1986): *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society, Huntsville, 238 p.
- Nielsen, P., Swennen, R., Dickson, J.A.D., Fallick, A.E. y Keppens, E. (1997): Spheroidal dolomites in a Visean karst system – bacterial induced origin?. *Sedimentology*, 44: 177-195.
- Onac, B.P. (2005): Minerals. En: *Encyclopedia of Caves* (D.C. Culver y W.B. White, Eds.). Elsevier Academic Press, Londres 371-378.
- Spölt, C. Y Wright, V.P. (1992): Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid, continental diagenetic facies. *Sedimentology*, 39: 1119-1136.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. This is essential for the proper management of the organization's finances and for ensuring compliance with applicable laws and regulations.

2. The second part of the document outlines the specific procedures for recording transactions. This includes the use of standardized forms and the requirement that all entries be supported by appropriate documentation, such as receipts and invoices.

3. The third part of the document describes the internal controls that should be implemented to ensure the integrity of the financial records. These controls include the separation of duties, the use of independent audits, and the establishment of a clear reporting structure.

4. The fourth part of the document discusses the role of the accounting department in the overall financial management of the organization. This includes the preparation of financial statements and the provision of timely and accurate information to management.

5. The fifth part of the document outlines the responsibilities of the board of directors in overseeing the financial performance of the organization. This includes the review and approval of the annual budget and the monitoring of the organization's financial health.

6. The sixth part of the document discusses the importance of transparency and accountability in financial reporting. This includes the timely disclosure of financial information to the public and the establishment of a strong corporate governance framework.

7. The seventh part of the document outlines the consequences of non-compliance with financial reporting requirements. This includes the potential for legal action, the loss of credibility, and the damage to the organization's reputation.

8. The eighth part of the document discusses the role of the external auditors in providing an independent opinion on the organization's financial statements. This is a critical component of the financial reporting process and is essential for the confidence of investors and other stakeholders.

# El surco calcarenítico intraplataforma de Desamendi: origen y evolución (Aptiense inferior, Aralar-Navarra)

M.I. Millán, L.M. Agirrezabala, P.A. Fernández-Mendiola y J. García-Móndejar

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco. Apdo 644, 48080 Bilbao

## ABSTRACT

The Sagastarri limestones from the Lower Aptian of Aralar Mountains (eastern Basque-Cantabrian region, northern Spain), mainly consist of rudist, coral and orbitolinid micrites (Urgonian facies). In Desamendi area, a calcarenitic lithosome 1 km wide and 172 m thick, within the Sagastarri unit, shows lateral changes to two platform micritic limestones, through indentation, with clinofolds up to 20 m in relief. Vertical section measurements reveal a local thickness increase from West to East. Calcarenites are interpreted to fill a syndimentary trough created by local differences in subsidence rates.

**Key words:** Platform limestones, calcarenite trough, tectonic control, Lower Aptian, Aralar.

## INTRODUCCIÓN

El Aptiense inferior de la cuenca Vasco-Cantábrica consta de series terrígenas y carbonatadas atribuidas a una transgresión marina generalizada (Rat, 1959). En el macizo de Aralar (Guipúzcoa y Navarra) el Aptiense inferior se compone de una unidad basal, Lutitas de Errenaga, y de una unidad caliza superior, Calizas de Sagastarri (Duvernois *et al.*, 1972; Floquet y Rat, 1976; Lertxundi, 1997). Ambas unidades muestran un gran aumento de espesor de E a W en los afloramientos existentes. Su edad se basa en ammonites presentes en las Lutitas de Errenaga: *Deshayesites deshayesi*, (LEYM.en D'ORB), y en orbitolínidos de las calizas de Sagastarri: *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.), *Chofatella decipiens* SCHL e *Iraqia simplex* HENSON (Duvernois *et al.*, 1972). Sobre las calizas de Sagastarri descansa la

unidad de Lareo, de carácter margoso y lutítico (Lertxundi, 1997). Su escasa fauna de ammonites, actualmente en estudio, parece sugerir también una edad de Aptiense inferior (Fig. 1).

Las Calizas de Sagastarri contienen mayoritariamente micritas con rudistas, corales y orbitolinas (facies Urgonianas). En lugares concretos (Agaotz, Desamendi, Beloki) presentan facies calcareníticas que, en el caso de Agaotz (zona W de Aralar) permitieron definir un surco tectónicamente controlado (surco de Aia-Zaldibia; Lertxundi y García-Móndejar, 1997; Lertxundi, 1997). Las calcarenitas de Desamendi fueron también atribuidas a un surco sedimentario por su afloramiento lenticular entre micritas y por sus testimonios de corriente bipolares ONO-ESE (Lertxundi, 1997). El presente trabajo tiene por objeto aportar nuevos datos sobre esta subunidad de Desamendi, haciendo hinc-

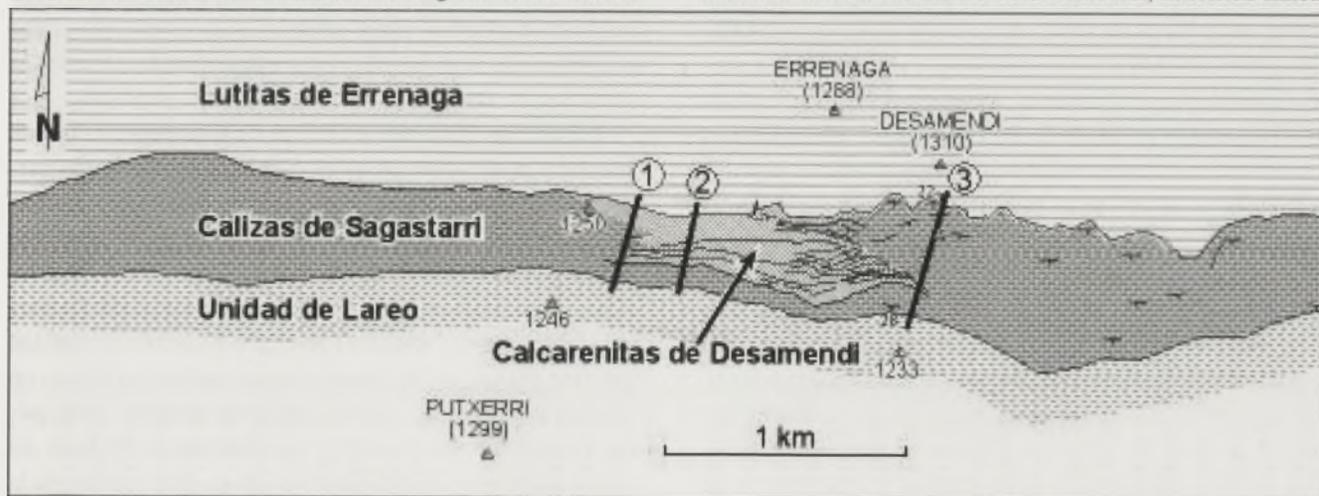


FIGURA 1. Esquema fotogeológico del área estudiada. Se indica la localización las secciones 1-3 representadas en la Figura 2.

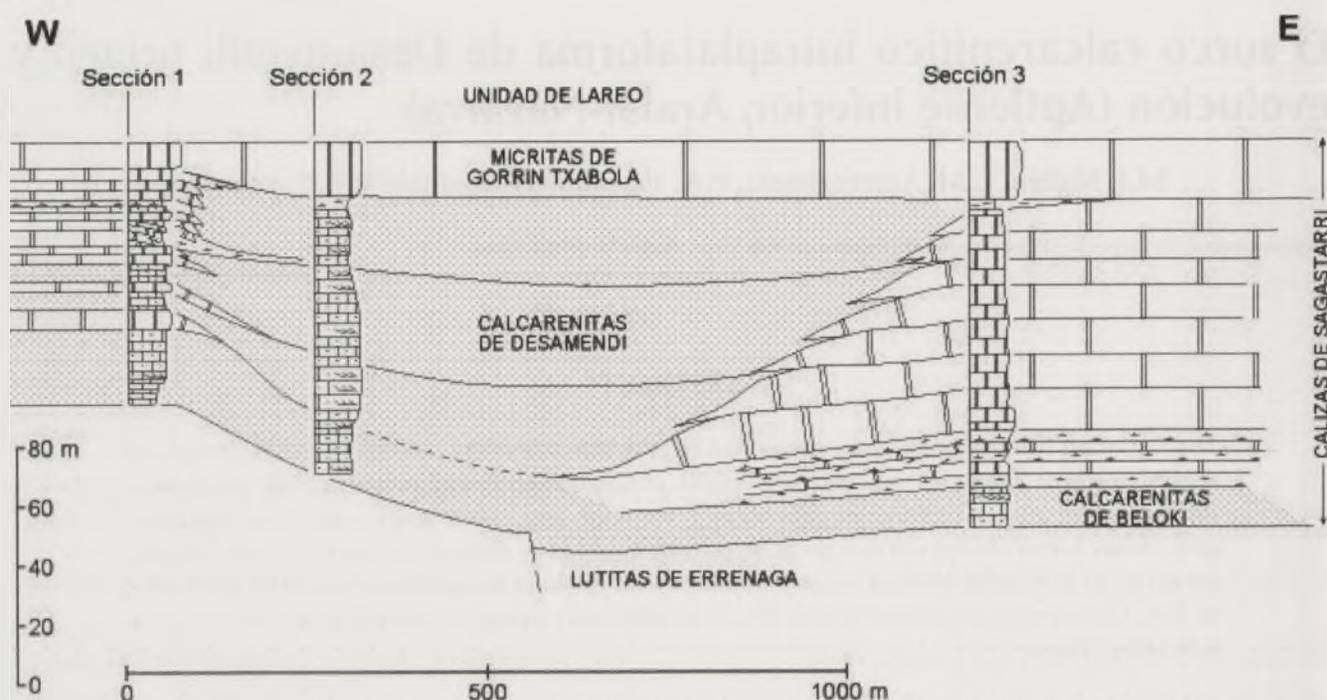


FIGURA 2. Corte estratigráfico de las Calizas de Sagastarri, con indicación de las diferentes unidades descritas en el texto. La localización de las secciones 1-3 está señalada en la Figura 1.

pié en sus relaciones laterales con las calizas con rudistas, en su distribución de espesores, y en un nuevo estudio de paleocorrientes (Figs. 1, 2 y 3). Con todo ello se establece el origen y evolución del litosomo, concluyendo que, al igual que el surco de Aia-Zaldibia, el surco de Desamendi tuvo también un control tectónico.

### CORTE ESTRATIGRÁFICO E-W

En la figura 2, se observan tres secciones estratigráficas (secciones 1, 2 y 3). En los tres casos la base de las secciones corresponde al contacto con las lutitas de Errenaga y el techo al contacto con la unidad de Lareo.

La **sección 1** presenta una potencia de 108,5 m. Consta de calcarenitas en la base (33 m, unidad de Beloki; Lertxundi, 1997), barras micríticas y calcarenitas en la zona media (33 m) y calizas micríticas de rudistas requiñidos en la parte superior (31 m). En esta última parte se aprecian cliniformas de hasta 30 grados de inclinación restituida, con polaridad marcada hacia el Este. Las cliniformas presentan relaciones de downlap respecto a unidades calizas infrayacentes, y de progresivo acuñamiento hacia el Este en distancias cortas. A techo se encuentra una unidad expansiva de calizas micríticas de apenas 10 m de espesor (Garrin txabola, Fig. 2) que se engruesa hacia las secciones 2 y 3.

La **sección 2**, está situada a 273 m de la anterior, y presenta un espesor de 137 m que evoluciona hacia el Este hasta registros máximos de 172,5 m. Consta de más de 100 metros de calcarenitas a las que suceden las calizas micríticas superiores (Gorrin txabola), aquí con 22 m de espesor. Dentro de las calcarenitas se diferencian tres subunidades. Una inferior constituida por caciruditas y calcarenitas de grano medio-grueso, con sets de estratificación cruzada

planar de hasta 50 cm de espesor (unidad de Beloki), ocasionales cantos de cuarzo redondeados de hasta 1,6 cm de diámetro (Lertxundi, 1997) e intercalaciones de calizas margosas. Una unidad intermedia (56 m) formada por calcarenitas de grano grueso con algunos sets de estratificación cruzada planar de orden métrico. Son *packstone-grainstones* de fragmentos de rudistas bioerosionados y micritizados, con fragmentos de equinodermos, algunos recubiertos por cementos sintaxiales. Las calcarenitas con *foresets* de estratificación cruzada han permitido medir paleocorrientes que son unipolares y dirigidas mayoritariamente hacia el Norte (N348E, Fig. 3). Finalmente una unidad superior (39 m) constituida por calcarenitas de grano fino y medio, con algunos *foresets* de hasta 4,5 m, intercalaciones de caliza margosa con miliólidos, fragmentos de rudistas, orbitolinas, fragmentos de ostreidos y, hacia el final, calizas micríticas de corales ramosos y requiñidos preludiviendo la instauración de la unidad expansiva micrítica de techo. Esta última, contiene *wackestones* con rudistas requiñidos y corales recristalizados que forman *boundstones* locales, y además orbitolinas y fragmentos de equinodermos y rudistas.

La **sección 3**, situada a 1187 m de la primera, es la más oriental y posee un espesor de 161 m. Consta de una parte inferior calcarenítica (16 m) con orbitolinas, miliólidos, fragmentos de rudistas, corales, equinodermos e intraclastos micríticos (calcarenitas de Beloki, Lertxundi, 1997). Le sigue una unidad intermedia calizo-micrítica y calizo-margosa con corales y rudistas requiñidos (24 m). La unidad superior (92 m) es fundamentalmente caliza micrítica con rudistas requiñidos y gasterópodos nerineidos; en su primera parte muestra desarrollo de cliniformas de hasta 20 metros de relieve dirigidas hacia el Oeste. Justo debajo de la caliza micrítica expansiva de techo (Gorrin txabola), se ob-

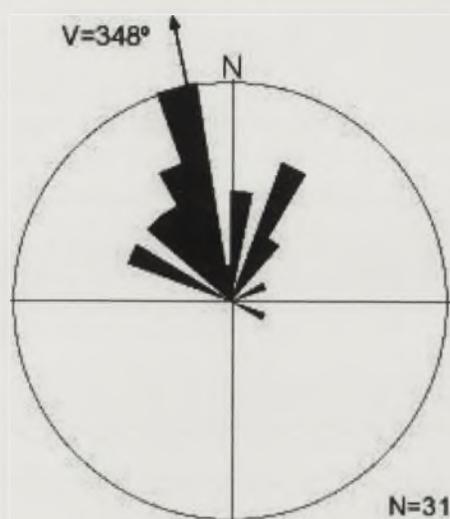


FIGURA 3. Rosa de paleocorrientes medidas en las Calcareenitas de Desamendi. Corresponde a sets de estratificación cruzada de entre 0,15 m y 4,5 m de espesor.

serva un tramo de 4 metros de espesor de margas con restos de bivalvos marinos, que representa una etapa de profundización de la plataforma, previa al desarrollo de la unidad micrítica final. Esta última unidad caliza presenta en su metro final facies de calciruditas, con abundantes fragmentos de rudistas seleccionados, alineados y a veces imbricados, que atribuimos a corrientes fuertes de oleaje.

La cartografía y el seguimiento de capas en el terreno ha permitido elaborar un panel de facies con marcadores de correlación entre las secciones. Se observa el desarrollo de una unidad calcarenítica basal, dos plataformas micríticas que cambian de facies a calcarenitas de una zona central definida como el surco de Desamendi, y una unidad micrítica expansiva final que fosiliza el surco. La plataforma occidental presenta un margen de tipo agradacional con desarrollo de lenguas calizas micríticas en tránsito a calcarenitas del surco de Desamendi, y una etapa final de progradación con clinofomas de 30° y 20 m de relieve, que se van atenuando en la vertical hasta convertirse en rampas carbonatadas de unos pocos grados de pendiente. El margen oriental muestra un carácter retrogradante, con desarrollo de bioconstrucciones de rudistas con clinofomas desde la base. Sugiere atenuación de la diferencia batimétrica hacia arriba en la sucesión, con predominio de márgenes de baja pendiente de tipo rampa carbonatada en casi todo el corte.

La unidad infrayacente, lutitas de Errenaga, representa un medio deposicional siliciclástico marino de *offshore*. Sobre ella y de forma neta se instauran condiciones de sedimentación carbonatada de alta energía, atribuidas a oleaje de tormenta (Lertxundi, 1997), con desarrollo de una rampa calcarenítica basal. Sobre esta rampa se producen condiciones de diversificación de medios, con zonas de desarrollo de bioconstrucciones de rudistas y corales (arrecifes), que producen relieves submarinos positivos, y con individualización de una zona central ligeramente más deprimida, por la que se canalizan corrientes que transportan arena carbonatada. El surco se rellena de elementos generados in situ y

también en las factorías de carbonato arrecifal adyacentes. El relleno de este surco presenta una tendencia general grano-decreciente, y sugiere una ligera profundización hacia el Este a lo largo del tiempo, que tiene su mejor expresión en las facies margosas finales de su margen oriental. La facies calcareníticas se organizan en barras de hasta 4,5 m de altura, con estratificación cruzada planar dirigida hacia el Norte, en ocasionales *sets* sigmoidales, y en facies de canales laxos de eje S-N, extensión hectométrica y espesor de 2-3 m. Facies calcareníticas similares han sido descritas en el surco coetáneo de Aia-Zaldibia, situado 6 km hacia el Oeste, y se han interpretado como resultado de actividad mareal. Asimismo se han descrito arenas carbonatadas recientes depositándose en canales de magnitud similar en la región de las Bahamas, sujetos a la dinámica de las mareas (Joulter Cay, Harris, 1979). El surco de Desamendi se perpetua mientras existe una zona de mayor batimetría entre los dos márgenes arrecifales. Cuando se nivela ese relieve negativo, coincidiendo con una ligera somerización del medio, se desarrolla una plataforma micrítica tabular que representa homogeneización en las condiciones sedimentarias. Posteriormente la plataforma carbonatada formada cesa su desarrollo por hundimiento relativo, y se depositan encima las lutitas con ammonites de mar abierto de la unidad de Lareo, pertenecientes al sistema de plataforma mixta de Ormazarreta (Lertxundi, 1997).

## CONTROLES SEDIMENTARIOS

La sedimentación caliza en el área estudiada reemplazó de forma transicional, aunque rápida, a la sedimentación lutítica precedente. En áreas situadas más al Este, este cambio fue brusco e incluso erosivo. Se configuró así en Aralar un sistema de rampa carbonatada E-W con barras calcareníticas atribuidas a tormentas (Lertxundi, 1997). Para explicar este cambio sugerimos un ligero basculamiento tectónico en el bloque de Aralar hacia el Oeste, con un hipotético cese temporal de subsidencia e incluso emersión en la parte Este de dicho bloque. Sin embargo, tal pulso tectónico local no explica por sí solo el drástico cambio a sedimentación carbonatada que ocurrió a continuación, el cual sugiere una retrogradación general de los sistemas terrígenos costeros, alimentadores de la plataforma marina siliciclástica. Para toda la región vasco-Cantábrica dicho cambio fue atribuido a un pulso de transgresión marina generalizada (García-Mondéjar, 1990).

La aparición de dos sistemas sedimentarios arrecifales con taludes enfrentados hacia un surco central en Desamendi (Fig. 2), sugiere el inicio de subsidencia diferencial en el área estudiada. Ya durante un primer pulso de desarrollo de dicho modelo se produjo un acúmulo de casi el triple de espesor en la parte Este respecto a la Oeste del área (Fig. 2). Así, el surco intraplataforma tuvo al principio sólo 500 m de anchura, con un talud oriental de 20 m de relieve en 300 m de distancia horizontal y un talud occidental de sólo 7 m de

relieve en menos de 100 m de distancia horizontal. El hecho de que se registrase más espesor de calizas en la plataforma oriental que en la occidental, durante la formación del resto de la serie, demuestra que el régimen local de subsidencia diferencial continuó operando. Además la retrogradación del margen arrecifal oriental, atribuible a sus condiciones de mayor subsidencia, determinó un aumento de tamaño del surco calcarenítico, que llegó a alcanzar 1000 m de anchura hacia el final de su desarrollo. Se explica así la disminución general del tamaño de grano de las calcarenitas de Desamendi hacia arriba, debida, en parte, al desconfinamiento progresivo y pérdida de energía de las corrientes dentro del surco.

El episodio de sedimentación de las micritas con rudistas de Gorrin txabola (Fig. 2), extendido de plataforma a plataforma sobre las calcarenitas de Desamendi, representa el final de las condiciones que hicieron posible la existencia del surco. La batimetría residual de éste, unos 10 m mayor que la existente en las plataformas adyacentes, fue nivelada con más espesor de facies micríticas, probablemente por cese definitivo de la subsidencia diferencial local.

En cuanto a la elongación del surco, el diagrama de paleocorrientes sugiere una polaridad aproximadamente Norte (N348, Fig. 3). No existen otros afloramientos, bien al Sur o al Norte, que corroboren una disposición lineal del surco en planta. Sin embargo, la comparación con el surco vecino de Aia-Zaldibia, contemporáneo y de atribución también tectónica por probable fractura sinsedimentaria, lleva a considerar un origen similar para el surco de Desamendi: fractura profunda de orientación aproximada S-N. Una pequeña falla superficial en la base del surco (Fig. 2) pudo haber sido antigua, aunque no se descarta su génesis terciaria.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de la Universidad del País Vasco /Euskal Herriko Unibertsitatea 9/UPV 00121.310-13556/2001, del Ministerio de Educación y Ciencia BTE2003-04823, y fondos FEDER.

## REFERENCIAS

- Duvernois, C., Floquet, M., y Humbel, B. (1972): These de doctorat de troisieme cycle, Uni. Dijon. 264 p.
- Floquet, M. y Rat, P. (1975): Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen basque. La Sierra d'Aralar. *Rév. Géog. Phys. Géol. Dynam.* XVII, 497-512.
- García-Mondejar, J. (1990). The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution. En: *Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution* (M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg and J.F. Read, Eds.) "International Association of Sedimentologists, Special Publication 9: 257-290.
- Harris, P.M. (1979) Facies anatomy and diagenesis of a bahamian ooid sola. *Sedimenta* 7. comp.. Sed. Lab. Miami, 163 p.
- Lertxundi, D. (1997): El Aptiense del S de la Sierra de Aralar, Trabajo de investigación de Programa de Doctorado. Inédito, Universidad País Vasco.
- Lertxundi, D. y García-Mondejar, J. (1997): El surco de Aia-Zaldibia (Aptiense inferior, Aralar, Gipuzkoa), *Geogaceta*, 22, 105-108.
- Rat, P. (1959): Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). *Thèse Université de Dijon*, Vol. XVIII, 552 p.

# Sedimentología y diagénesis de las secuencias lacustres someras en el área del yacimiento neolítico de Casa Montero (Vicálvaro, Madrid)

J. L. Pérez-Jiménez<sup>1</sup>, A. M<sup>a</sup>. Alonso-Zarza<sup>2</sup> y M<sup>a</sup>. A. Bustillo<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), José Gutiérrez Abascal, 2, 28006, Madrid. jlperez@mncn.csic.es y mczag2p@mncn.csic.es

<sup>2</sup> Departamento de Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense, 28040, Madrid. alonsoza@geo.ucm.es

## ABSTRACT

The sedimentary succession at Casa Montero flint archaeological site belongs to the green-clays unit of the Intermediate Unit of the Madrid Basin. A succession of silt-clay (mainly Mg-smectites), dolomite and silica rocks has been studied to know the sedimentary environment and diagenetic processes around the site. The succession consists of silt-clay and carbonate sequences that represent a lacustrine environment with subaerial exposure events. The exposition events led to the development of a enlarged pseudomicrokarst in the topmost carbonate level. Vertisols were reworked at the top of the sequence. The diagenetic processes include early dolomitization of palustrine carbonates, partial transformation of the Mg-smectites and silicification of carbonates and clays in a groundwater environment. The presence of the archaeological site is due to the presence of opaline cherts with "aging" to quartz, that are uncommon in the silt-clay sequences of the Madrid Basin. The "aging" give these flints optimum properties for the Neolithic industry.

**Key words:** Madrid Basin, Miocene, palustrine, dolomitization, Mg-smectites, silicification, archaeological site.

## INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico de Casa Montero es una explotación minera de sílex muy importante durante el Neolítico y única en la Península Ibérica. Las secciones practicadas durante las excavaciones arqueológicas han hecho accesibles varios cortes en este área de la Cuenca de Madrid. Las secuencias lacustres en las que se explotan los niveles de sílex se localizan al Este del municipio de Madrid (Fig. 1) y pertenecen a la primera secuencia de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (Alonso-Zarza *et al.*, 2004). Corresponden a la unidad de arcillas verdes (Junco y Calvo, 1983) del Aragoniense medio (Calvo *et al.*, 1989). La sucesión incluye lutitas verdes, lutitas marrones y dolomías con rasgos de exposición subaérea que presentan procesos de silicificación. Los procesos de silicificación han generado niveles de sílex y ópalo que fueron explotados durante el Neolítico (Bustillo y Pérez-Jiménez, *en prensa*).

Los objetivos del presente trabajo son el estudio petrológico y sedimentológico de las secuencias sedimentarias para conocer el contexto sedimentario en el que se depositaron, los procesos diagenéticos tempranos que actuaron y las condiciones bajo las que se produjeron los episodios síliceos.



FIGURA 1. Esquema de situación de la zona de estudio.

Para ello se han realizado estudios de campo y análisis de DRX, láminas delgadas y SEM.

## CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y SEDIMENTOLOGÍA

La secuencia sedimentaria del área de Casa Montero se ha dividido en cuatro tramos (Fig.2):

### Tramo 1

Se compone de lutitas verdes y niveles de dolomías. Las lutitas verdes constituyen el tramo basal y en la parte superior forman niveles métricos homogéneos intercalados con las dolomías. Tienen bioturbación de raíces (rizolitos) que en ocasiones afectan tanto a la base de los niveles de lutitas como al techo de las dolomías infrayacentes. Se trata fundamentalmente de esmectitas magnesianas mezcladas con pequeñas cantidades de esmectitas dioctaédricas. También hay cantidades menores de illita y caolinita.

Las dolomías son blancas, blandas y forman niveles tabulares decimétricos. Suelen incluir nódulos de dolomía más compactos. Tienen también pequeñas cantidades de arcillas (principalmente esmectitas). En lámina delgada presentan grietas de desecación, intraclastos, caráceas, lo que pueden ser conchas de protogasterópodos y algunas micas dispersas. En los estudios de SEM se ha observado que están formadas por cristales de dolomita de 1-2  $\mu\text{m}$ , apareciendo zonas con cristales euhedrales rómbicos que forman agregados subredondeados de unas 10  $\mu\text{m}$ . Localmente se encuentran pequeños intraclastos arcillosos.

Este tramo se depositó en un ambiente lacustre con oscilación en el nivel de agua. Las esmectitas probablemente se depositaron en el fondo de lagos alcalinos con altas concentraciones de magnesio (Mees, 2001). Los momentos de emersión están marcados por las lutitas con rizolitos que pasarían a calizas palustres (posteriormente dolomitizadas) a techo de las secuencias. Se han reconocido secuencias parecidas en áreas cercanas como Paracuellos de Jarama (Alonso *et al.* 1986).

### Tramo 2

Está formado por arcillas marrones, dolomías y niveles nodulares de sílex de cuarzo (Fig. 2, episodio silíceo I). Las arcillas son esmectitas trioctaédricas con cantidades menores de illita.

Las dolomías son de color claro más duras que las anteriores y forman niveles decimétricos de morfología irregular y nodular. Son dolomicritas grises con algunos intraclastos más oscuros y formadas por cristales menores de 10  $\mu\text{m}$ . Tienen bioturbación, filamentos de cianobacterias, moldes de pseudomorfo de cristales lenticulares de yeso, conchas de gasterópodos y algunos granos detríticos.

Los sílex forman nódulos de morfología lobulada irregular y color gris. Son de cuarzo y en algún caso incluyen pequeñas cantidades de moganita. Están formados por mosaicos de cristales de tamaño cripto a macrocristalino y cristales fibrosos (principalmente calcedonita y cantidades menores de calcedonita helicoidal y cuarcina). La textura es similar a la de las dolomicritas a las que se asocian, se reconocen intraclastos, bioturbación, pseudomorfos de lenticulas de yeso y fragmentos de conchas. En algunas muestras se observa la presencia de restos muy pequeños de

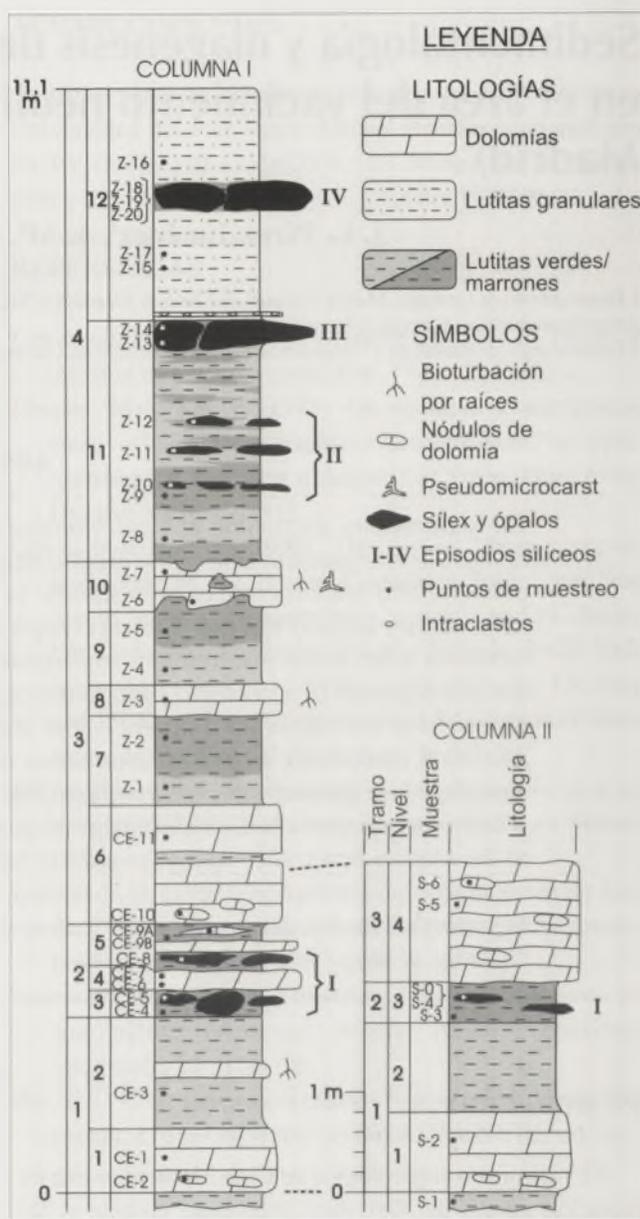


FIGURA 2. Columnas estratigráficas en el yacimiento arqueológico de Casa Montero con indicación de los tramos en los que se ha dividido y localización de los episodios de formación de rocas silíceas.

carbonato no reemplazados.

Este tramo representa un ambiente deposicional similar al anterior en condiciones ligeramente más evaporíticas, como indica la presencia de lenticulas de yeso, y algo más oxidantes, reflejada por el color marrón de las lutitas. La mayor cantidad de granos detríticos refleja más aportes externos y la presencia de los intraclastos sugiere desecación y retrabajamiento de los materiales previamente depositados.

### Tramo 3

Se compone de secuencias formadas de base a techo por lutitas verdes, lutitas marrones y dolomías blancas. Tanto las lutitas verdes como las marrones son homogéneas y el paso de unas a otras es gradual. Las verdes a veces pueden estar laminadas y se trata fundamentalmente esmectitas trioctaédricas con pequeñas cantidades de dioctaédricas e

illita. Las marrones son mezclas en proporciones muy variables de esmectitas trioctaédricas e illita.

Las dolomías forman niveles tabulares blancos muy deleznales que pueden tener bioturbación de raíces rellenas de lutitas marrones y una base y techo muy irregulares (Fig. 2, nivel 10). Hay nódulos compactos de dolomía cerca de la base del nivel inferior. En DRX se han encontrado pequeñas cantidades de arcillas (< 25%) dispersas en las dolomías. Los estudios de lámina delgada revelan que se tratan de dolomicritas con rasgos palustres, que incluyen intraclastos, grietas de desecación, bioturbación, gránulos redondeados, caráceas y abundantes pseudomorfo de cristales lenticulares de yeso. Los estudios de SEM han mostrado que están constituidas unas veces por zonas con cristales euédricos menores de 5  $\mu\text{m}$  y otras por agregados subredondeados de cristales rómbicos próximos a las 10  $\mu\text{m}$ . Se han visto también zonas con pequeñas cantidades de arcillas fibrosas tapizando los cristales de dolomita. Por otra parte, la morfología irregular de la base y el techo del nivel 10 y los huecos horizontales de orden decimétrico rellenos de lutitas se consideran relacionados con procesos avanzados de pseudomicrokarstificación (Freyet y Plaziat, 1982). Esta idea se apoya en la estructura de las lutitas que rellenan los huecos que en la base están laminadas y en la parte superior son masivas con intraclastos dolomíticos. Las lutitas que rellenan los huecos son marrones y están formadas por esmectitas trioctaédricas (60%) e illita (40%).

El tramo tres se compone de secuencias de somerización que hacia techo pasan de lutitas de fondo de lago a carbonatos típicamente palustres y presenta en conjunto condiciones más subaéreas hacia techo. El color verde de las arcillas de la parte inferior de las secuencias es debido a condiciones reductoras en el fondo del lago mientras que la parte superior marrón es debido a condiciones más oxidantes (menor espesor de la lámina de agua).

#### Tramo 4

Está formado por arcillas y niveles de ópalo y sílex opalino (Fig. 2, episodios silíceos II, III y IV). Las arcillas pueden ser verdes o marrones, a veces de tonos claros y se componen de esmectitas trioctaédricas (magnesianas) pudiendo incluir también dioctaédricas. El tramo se puede dividir en dos partes, una inferior (nivel 11) formada por arcillas masivas y una superior (nivel 12) con abundancia de arcillas granulares en las que a veces se observan secuencias granodecrecientes. En la base se ha encontrado también un nivel de intraclastos de unos 5 cm. Las arcillas granulares están formadas por clastos de tamaño arena y en algunos casos algo mayores que podrían tratarse de agregados pedogénicos transportados. Fitzpatrick (1983) y Rust y Nanson (1989), entre otros, establecen que los agregados pedogénicos de arcillas formadas en vertisuelos son comunes en el registro sedimentario, el retrabajamiento posterior de estos suelos genera las secuencias granodecrecientes.

Las rocas silíceas de este tramo son ópalos y sílex opalinos (Bustillo y Pérez-Jiménez, *en prensa*). Los ópalos están formados por ópalo CT y proporciones variables de esmectitas magnesianas, mientras que los sílex opalinos están formados por mezclas de cuarzo y ópalo CT en diferentes proporciones, siendo las esmectitas magnesianas poco abundantes. Tanto los ópalos como los sílex opalinos suelen mostrar una textura granular y bioturbación similar a la de las arcillas que los engloban. Los sílex opalinos reflejan procesos de transformación de ópalo a cuarzo (envejecimiento) fundamentalmente en el interior de los niveles y nódulos. Se han encontrado cementos de cuarzo con frecuente textura fibrosa de elongación positiva (cuarcina) y también lutecita.

El tramo cuatro se puede dividir en dos partes, una inferior (nivel 11) y otra superior (nivel 12). La parte inferior representa sedimentación de lutitas por decantación en un cuerpo de agua lacustre y la superior corresponde a sedimentación de lutitas transportadas en forma de agregados y posiblemente como carga de fondo, tal como han descrito Rust y Nanson (1989). La parte superior refleja una ordenación granodecreciente de los agregados de arcillas y en su base hay algunos niveles de intraclastos que indican la presencia de pequeños cuerpos de agua efímeros.

#### DIAGÉNESIS

La **dolomitización** se produjo en los primeros momentos posteriores a la sedimentación de las calizas palustres, hecho indicado por la preservación de las estructuras primarias del depósito. Es el resultado de un incremento en la relación Mg/Ca en las aguas. La dolomitización fue más intensa en el tramo 2 de la serie, lo que confiere la mayor dureza que presentan las dolomías de este tramo.

Consideramos que parte de las **esmectitas magnesianas** se formaron como un precipitado autigénico directo y no como un producto de alteración de unas arcillas precursoras (Mees, 2001). Aunque dados los distintos tipos de esmectitas presentes en las lutitas, es posible una cierta transformación diagenética de las esmectitas (Jones, 1986). La transformación diagenética debió producirse en los momentos de menor espesor de la lámina de agua en los lagos (con condiciones oxidantes) y antes de la exposición subaérea de las secuencias.

La **silicificación** se produjo en el tramo dos por reemplazamiento de los nódulos de carbonato dolomítico incluidos en las lutitas, y en el tramo cuatro por reemplazamiento de las lutitas. Es una silicificación en condiciones freáticas porque se permite reconocer la textura previa de las rocas caja (Bustillo y Pérez-Jiménez, *en prensa*). Aunque los procesos de envejecimiento presentes en los ópalos de la parte superior de la serie serían favorecidos por condiciones vadosas. La presencia de cuarcina y lutecita refleja altas concentraciones de magnesio en algunos momentos de la silicificación.

## CONCLUSIONES

Dentro del ambiente lacustre somero-palustre en el que se depositaron las secuencias sedimentarias de esta zona de la Cuenca de Madrid, este trabajo ha permitido analizar algunos procesos eogenéticos, como dolomitización y retrabajamiento de agregados de arcillas formados en vertisuelos. Aunque el proceso de más interés es la silicificación de arcillas por ópalo y su posterior envejecimiento a cuarzo, hecho poco frecuente en la Cuenca de Madrid, lo que proporciona al sílex de los episodios silíceos II, III y IV la fractura concoide y alta dureza características.

## AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a Pere Anadón la identificación de las protoconchas de gasterópodos. Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto BTE2002-04017-C02-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología en el desarrollo de la beca FPI con referencia BES-2003-1573.

## REFERENCIAS

- Alonso A. M., Calvo, J. P. y García del Cura, M. A. (1986). Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos de Jarama (Madrid). *Estudios Geológicos*, 42: 79-101.
- Alonso-Zarza, A. M., Calvo, J. P., Silva, P. G. y Torres, T. (2004). Cuenca del Tajo. En: *Geología de España*. Vera, J. A. (Ed.). SGE-IGME, Madrid. 556-562.
- Bustillo, M. A. y Pérez-Jiménez, J. L. (En prensa). Características diferenciales y génesis de los niveles silíceos explotados en el yacimiento arqueológico de Casa Montero (Vicálvaro, Madrid). Geogaceta.
- Calvo, J. P., Goy, J. L., Pérez-González, A., Zazo, C., Morales, J., López-Martínez, N., Vegas, R., San José, M. A. y Gallego, E. (1989). Memoria del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, hoja 559 (Madrid). IGME, Madrid. 71 pp.
- Fitzpatrick, E. A. (1983). Soils-Their Formation, classification and Distribution. Longman, Londres. 353 pp.
- Freytet, P. y Plaziat, J. C. (1982). Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. Purser, B. H. (Eds.). Contributions to Sedimentology. 12. 213 pp.
- Jones, B. F. (1986). Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. U. S. Geological Survey Bulletin, B 1578: 291-300.
- Junco, F. y Calvo, J. P. (1983). Cuenca de Madrid. En: Geología de España. Gibbons, W. y Moreno T. (Ed.). IGME, Tomo II, 534-543.
- Mees, F. (2001). An occurrence of lacustrine Mg-smectite in a pan of the southwestern Kalahari, Namibia. Clay Minerals, 36: 547-556.
- Rust, B. R. y Nanson, G. C. (1989). Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers. Sedimentology, 36 (2): 291-306.

# Niveles de tormenta en un intervalo siliciclástico costero aptiense de la subcuenca de Las Parras (Teruel): consideraciones paleogeográficas y estratigráficas

C. Peropadre<sup>1</sup>, N. Meléndez<sup>1</sup> y C.L. Liesa<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Estratigrafía, Instituto de Geología Económica (UCM-CSIC), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense 28040 Madrid. cperopadre@geo.ucm.es; nievesml@geo.ucm.es

<sup>2</sup> Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. carluis@unizar.es

## ABSTRACT

*A coastal siliciclastic unit was deposited during the Aptian at the base of Villarroya de los Pinares Formation in Las Parras sub-basin. It can be subdivided in four coarsening-upwards coastal sequences. We focus in the third sequence (S3), which is built up of fine to coarse sandstones, representing an upward change from storm dominated lower shoreface to upper shoreface environments. This sequence represent a reliable datum for correlation across the study area, allowing enhanced stratigraphic precision and the recognition of interesting relationships in the siliciclastic unit. Its lateral facies change suggests the location of a clastic discharge system toward the southeast. The major thickness unhomogeneity across this sequence is also found at the south-easternmost section, which is related with a different structural location involving a jump towards another subsiding block.*

**Key words:** hummocky cross-stratification, storm deposits, correlation, Aptian, Spain.

## INTRODUCCIÓN

En la subcuenca de las Parras (Cuenca del Maestrazgo) se distinguen dos alternancias de sedimentación clástica y carbonatada. La primera alternancia corresponde con las formaciones Arcillas de Morella y Calizas de Chert, y la segunda con las formaciones Margas de Forcall y Calizas de Villarroya de los Pinares. Con más detalle, esta segunda alternancia intercala entre las unidades de Forcall y de Villarroya de los Pinares una unidad de areniscas, lutitas y calizas arenosas, que se depositaron en ambientes litorales s.l.

Canerot (1974) describe un tramo siliciclástico entre las formaciones Forcall y Villarroya de los Pinares que asigna al tránsito Bedouliense – Gargasiense sobre la base de su posición estratigráfica; Clariana *et al.* (2000) realizaron una interpretación de algunas de las facies que lo caracterizan.

El objetivo de este trabajo es el análisis de uno de los intervalos que componen esta unidad clástica. Este intervalo representa parte de una secuencia de somerización costera, su término basal caracteriza un ambiente dominado por las tormentas de gran extensión lateral que nos permite utilizar este intervalo como nivel de datum.

El área estudiada se encuentra en la Cordillera Ibérica oriental (provincia de Teruel), y corresponde a la denominada Zona de Enlace. Paleogeográficamente se encuentra en la

subcuenca de Las Parras (Soria, 1997), la cual constituye la zona marginal noroccidental de la Cuenca del Maestrazgo. La sedimentación en esta cuenca se produjo en régimen de rifting durante el Cretácico Inferior (Salas y Casas, 1993; Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2004).

## DESCRIPCIÓN

Se han levantado ocho columnas estratigráficas de la unidad clástica entre las localidades de Cuevas de Portalrubio y Las Parras. Este área se localiza en los bloques subsidentes de dos fallas de escala kilométrica, la Falla de la Rambla y la Falla de Mina Salomé (Soria, 1997) que fueron activas durante el Cretácico Inferior (Fig. 1); además dentro del área estudiada se han reconocido numerosas fallas normales

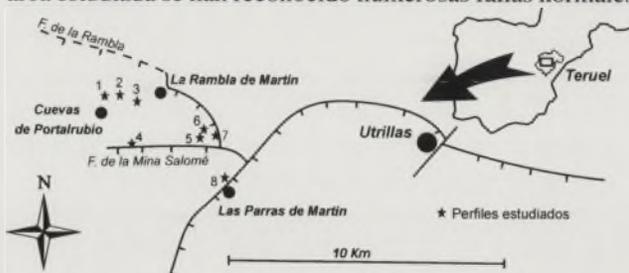


FIGURA 1. Esquema de localización de los perfiles estudiados y principales características paleoestructurales del margen septentrional de la subcuenca de Las Parras (modificado de Soria, 1997).

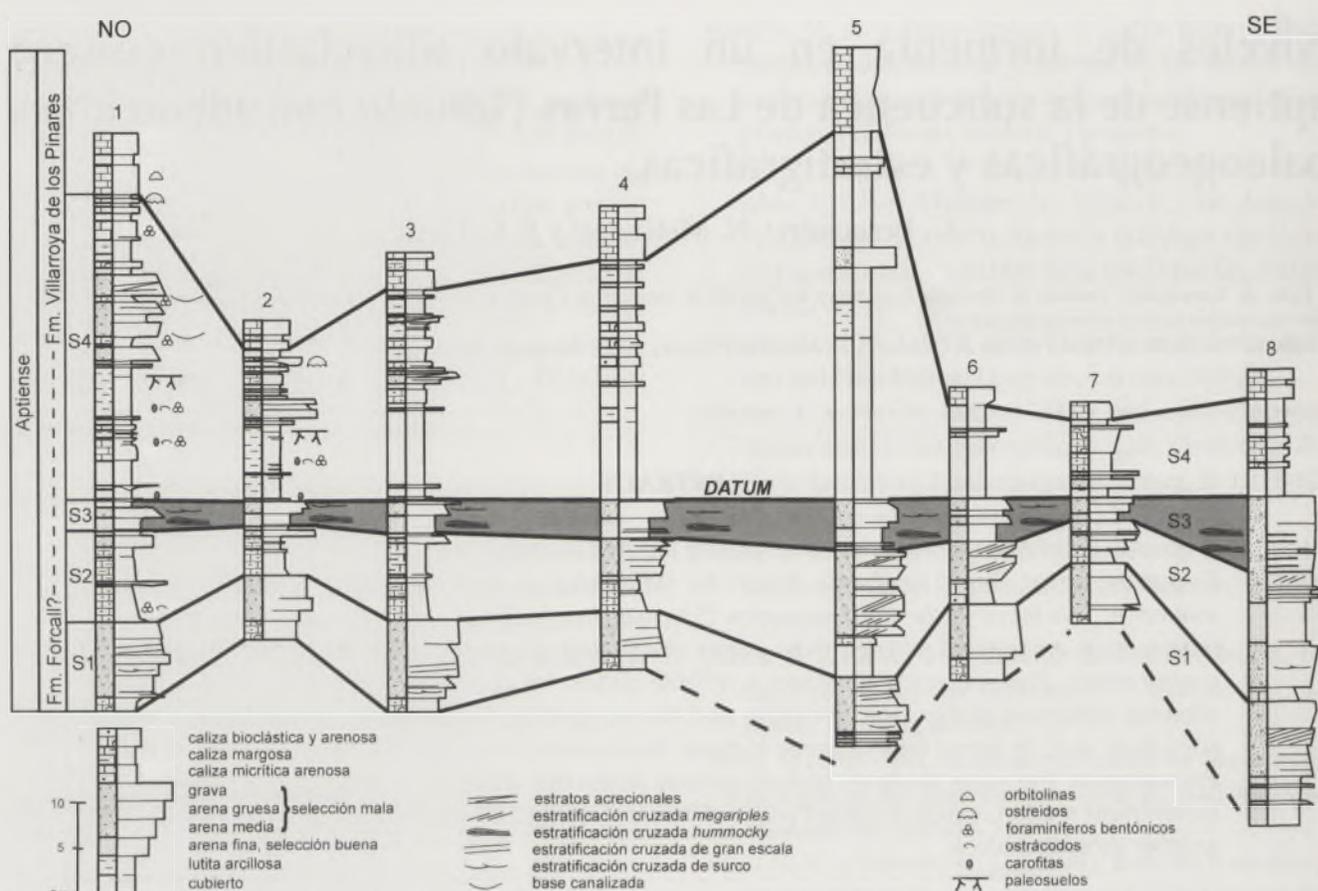


FIGURA 2. Panel de correlación simplificado de la unidad clástica. Localización de las columnas en la figura 1.

que explican las variaciones de espesor que presentan los materiales estudiados. La unidad clástica se ha dividido en cuatro secuencias granocrecientes denominadas S1, S2, S3 y S4 (Fig. 2). Las secuencias S1 y S3 presentan un espesor estadísticamente homogéneo y carecen de facies lutíticas, mientras que S2 y S4 presentan un espesor más heterogéneo y muestran una importante contribución de facies lutíticas. Cada una de estas secuencias representan sistemas de depósito litorales con diferentes características.

El intervalo con depósitos de tormenta objeto de este trabajo es la secuencia S3 (Fig. 3a), que presenta un espesor de 2,5 a 8m, si bien, más frecuentemente varía entre 3,5 y 4,5m. En ella se han reconocido 4 facies:

- F1, areniscas de grano fino y muy fino, con micras. De muro a techo puede presentar laminación paralela suavemente ondulada, estratificación cruzada hummocky (HCS), y estratificación cruzada de ripples de oscilación tridimensionales. Lateralmente puede predominar la laminación paralela y en los tramos de HCS, los swales pueden ser más notables que los hummocks. Localmente pueden presentar estructuras de escape de fluidos de escala decimétrica y raramente centimétrica. Cuando se distinguen varios estratos su potencia oscila desde 40 cm a menos de 1 m (Fig. 3b).

- F2, areniscas medias a muy gruesas, con estratificación cruzada. Son estratos lenticulares de extensión variable, centimétricos a decimétricos, con base erosiva y a veces techo ondulado.

- F3, areniscas de grano fino y muy fino con laminación

paralela o suavemente ondulada variando lateralmente a HCS. Son estratos inferiores a 30 cm de espesor y generalmente lenticulares.

- F4, areniscas de grano grueso a muy grueso y areniscas de grano medio, bioclásticas. Se presentan en estratos métricos con sets granodecrecientes o masivos, generalmente con estratificación cruzada de surco laxa, asociada a megaripples de altura decimétrica a métrica.

Estas facies se asocian lateral y verticalmente formando la secuencia granocreciente S3 (Fig. 4). Lateralmente se verifica una transición en sentido NO-SE tal que F1 pasa a F1 + F2, que va aumentando la proporción F2 y que finalmente pasa a F4 (dominante) + F3 (subordinada) y constituyen el término inferior de la secuencia S3; verticalmente estas asociaciones (con HCS) pasan bruscamente a F4 (areniscas groseras) que constituye el término superior de la secuencia. A escala de afloramiento puede observarse que las facies finas con HCS o laminación paralela pasan lateralmente a cualquiera de las facies groseras, constituyendo unas y otras, transiciones coetáneas de las formas de fondo.

## INTERPRETACIÓN Y PALEOGEOGRAFÍA

Estas asociaciones de facies se interpretan como ambientes de shoreface inferior (F1) a shoreface superior (F4) dominados por procesos de tormenta (Leckie, 1988; Cheel y Leckie, 1993). La secuencia granocreciente S3 constituye por lo tanto parte de una secuencia de somerización costera.



FIGURA 3. La secuencia granocreciente S3 entre las columnas 3 y 4 (figura 1). A) aspecto general de S3, en el centro de la imagen facies con HCS (S3a), sobre ellos dando resalte, areniscas gruesas con estratificación cruzada (S3b); martillo como escala (zona inferior - centro). B) detalle de las facies con HCS (F2), se distinguen tres sets agradantes (total 50 cm), con base erosiva, la longitud de onda de los Hummocks es del orden de 2 m; por encima se observa el contacto neto con el término superior de S3 (F4).

Sobre ella se dispone la secuencia S4 con sedimentos supralitorales lutíticos y calizas de agua dulce. Estas últimas aparecen directamente sobre S3 en el sector más occidental (Figs. 2 y 4). Este cambio desde ambientes de *shoreface* a supramareales, se interpreta como una ruptura en la dinámica sedimentaria y da carácter cronostratigráfico al techo de S3. De este modo nos permite usarlo como *datum* de correlación y observar interesantes relaciones estratigráficas, por ejemplo, entre la columna 8 y el resto: en la columna 8 podemos observar cambios de facies para S1 y un desarrollo vertical reducido para S4 en relación a las secuencias infra-yacentes que presentan un desarrollo expandido (Fig. 2).

(facies finas al oeste y groseras al este) parecen indicar la proximidad de un sistema de descarga hacia el este, que además es coherente con la presencia, en la columna más oriental (8), de facies de mayor energía para la secuencia S1 (*megaripples* de altura métrica) y con la ausencia de sedimentos lutíticos para la secuencia S2.

La secuencia granocreciente S3 con depósitos de tormenta presenta un espesor estadísticamente homogéneo en la mayor parte del área estudiada, si bien, al incorporar la columna 8 se pierde en cierta medida la homogeneidad (Fig. 4). Donde es homogénea podemos interpretar un episodio de subsidencia diferencial atenuada y/o una tasa de sedimentación alta, en ambos casos respecto a las secuencias

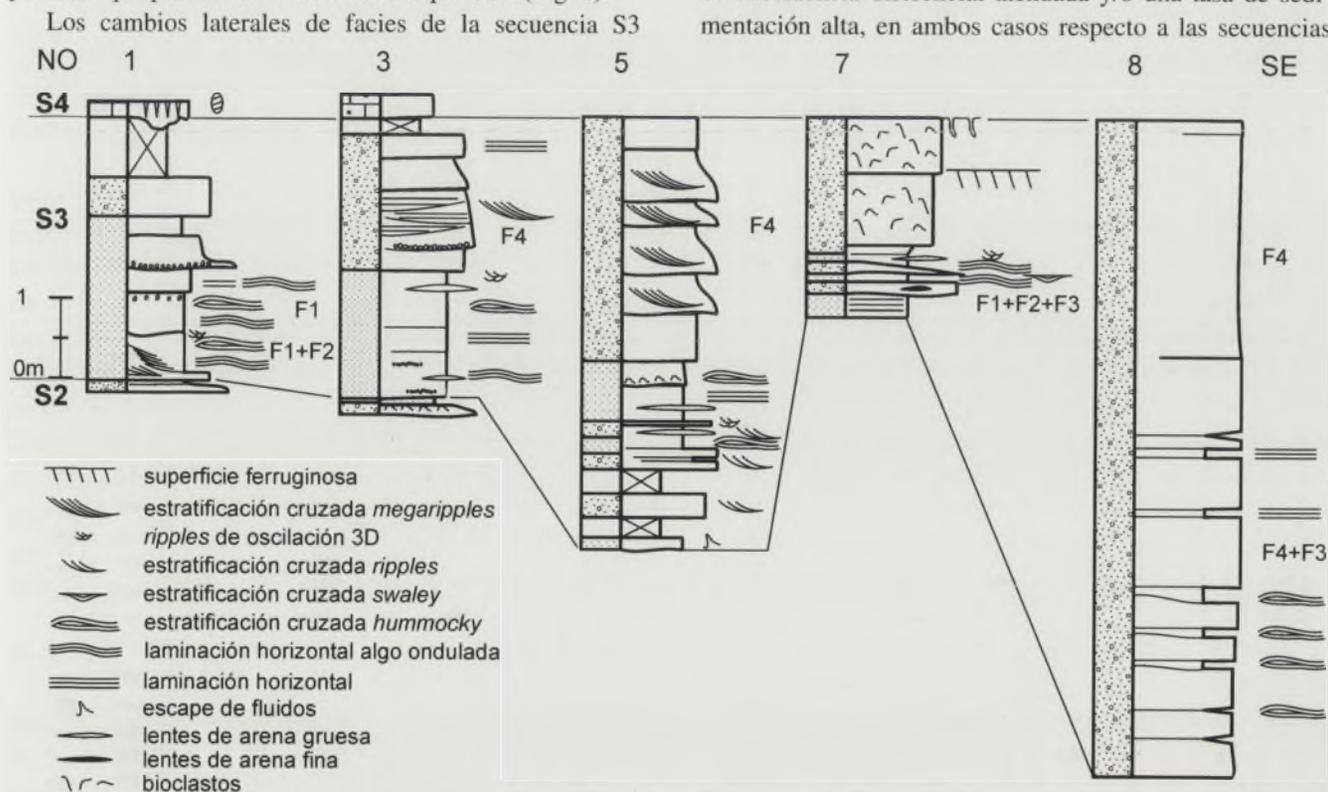


FIGURA 4. Evolución lateral de la secuencia granocreciente S3. En el término inferior se observa un aumento de la proporción gruesos/finos hacia el SE. Se indican las facies descritas en el texto (F1-F4). Para localización ver la figura 1.

infra y suprayacentes. Una tasa de sedimentación elevada podría actuar a una escala temporal menor que la subsidencia y por lo tanto la señal de la subsidencia quedaría minimizada. La pérdida de homogeneidad relativa a la columna 8 puede relacionarse con su diferente posición estructural ya que se encuentra en el bloque subsidente de la Falla de Mina Salomé, mientras que las columnas más occidentales se relacionan con la Falla de la Rambla.

Esto se podría interpretar como resultado de una subsidencia diferencial entre ambos bloques de falla.

## REFERENCIAS

- Canérot, J. (1974): *Reserches geologiques aux confins des chaines Iberique et Catalane (Espagne)*. Trabajos de Tesis, Serie 5 (4). Enadimsa, Madrid: 520 p.
- Cheel, R. J. y Leckie, D. A. (1993): Hummocky cross-stratification. En: *Sedimentology Review*, 1. (V. P. Wright, Ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 103-122.
- Clariana, M. P., Meléndez, A. y Soria, A. R. (2000): Los depósitos terrígenos de la base de la base de la secuencia de depósito Aptiense superior. Subcuenca de las Parras (provincia de Teruel). *Geogaceta*, 27: 43-45.
- Leckie, D. (1988): Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to Hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(4): 607-622.
- Liesa, C. L., Casas, A. M., Soria, A. R., Simón, J. L. y Meléndez, A. (2004): Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región de Aliaga-Montalbán. En: *Geo-Guías 1. Itinerarios Geológicos por Aragón*. (F. Colombo, C. Liesa, G. Meléndez, A. Pocoví, C. Sancho y A.R. Soria, Eds.). Sociedad Geologica de España, Zaragoza, 151-180.
- Salas R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Soria, A. R. (1997): *La sedimentación continental en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico Inferior y su control estructural*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.

# Trazas orgánicas e inorgánicas en una paleosuperficie fluvial asociada a un yacimiento de grandes mamíferos del Plioceno-Pleistoceno (Fonelas P-1, Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética)

S. Pla<sup>1,2</sup>, A. Arribas<sup>1</sup>, C. Viseras<sup>2</sup> y J.M. Soria<sup>3</sup>

1 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

2 Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18071 Granada.

3 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, Ap. 99- 03080 Alicante.

## ABSTRACT

*In this article we introduce a fluvial paleosurface that presents scour and tool marks and organic traces, associated to a large mammals site located at the Pliocene-Pleistocene boundary (Fonelas P-1, Guadix-Baza Basin, Granada). The excavation of the site has exposed a surface developed over a clay plug deposited in a channel abandon association. The preliminary analysis of the marks allows us to identify two overlapped populations of traces generated in different moments and under different environmental conditions. The presence of this ichnocaenosis is a news item in the continental record of the Iberian Peninsula.*

**Key words:** *Fonelas P-1 site, clay plug, invertebrate bioturbation, vertebrate bioturbation, Pliocene-Pleistocene.*

## INTRODUCCIÓN

El yacimiento de grandes mamíferos Fonelas P-1 (Arribas *et al.*, 2001), de edad próxima al límite Plioceno-Pleistoceno (c.a. 1,8 m.a.), se sitúa dentro del relleno continental de la Cuenca de Guadix-Baza, en el sector central de la Cordillera Bética (Fig. 1).

Las concentraciones fosilíferas que constituyen el yacimiento de mamíferos se encuentran situadas en varios puntos a lo largo de la parte superior de un *meander-belt* correspondiente a un canal de alta sinuosidad que transcurría en ese punto concreto hacia el NNE y que se desplazaba lateralmente hacia el ENE (Arribas *et al.*, 2001). En la serie estratigráfica del yacimiento Fonelas P-1 se han diferenciado cuatro asociaciones de facies principales (Viseras *et al.*, 2004) que conforman una secuencia granodecreciente y que muestran cómo un canal meandriforme activo es abandonado progresivamente por un proceso de *chute cut-off*, llegando finalmente a la instalación de la llanura de inundación del canal principal.

En el yacimiento aparecen dos unidades con evidencias de actividad biológica (Fig. 1):

i) una capa biogénica en la que aparecen los restos fósiles de mamíferos (yacimiento de Fonelas P-1; asociación de facies E; Viseras *et al.*, 2004; Fig.1). Esta capa puede no existir o bien cortar y reemplazar a una, dos, tres o incluso puntualmente cuatro capas infrayacentes (la génesis y los

efectos de esta capa sobre las unidades inferiores son objeto de otros trabajos).

ii) un tapón de arcillas (que pertenece a la asociación de facies C; Viseras *et al.*, 2004), situado en la serie una capa por debajo de la anterior unidad (Fig. 1), cuya asociación de trazas es el objeto de estudio en este trabajo.

## POSICIÓN Y SIGNIFICADO DE LOS TAPONES DE ARCILLAS EN LA SUCESIÓN

La singularidad paleoicnológica se presenta en la asociación C, de abandono de canal, en la que alternan varios niveles arcillosos intercalados con capas arenosas caracterizadas por laminación cruzada de *ripples* de corriente.

Los taponés de arcillas son depósitos por decantación, en condiciones de muy baja o nula energía, que se adaptan, cubren y sellan la topografía definida por los procesos anteriores de mayor energía (en este caso, un proceso de desbordamiento genera en primera instancia una capa de arenas y, tras el encharcamiento, una capa de arcillas). Dichas arcillas tienden a formar en cada caso una unidad de compensación sobre los *ripples* sedimentados en el evento previo (Fig. 2a). Esta alternancia de procesos, desbordamiento + encharcamiento, se repite varias veces durante el proceso de abandono del canal, hasta que llega un momento en que ya no se producen más entradas de flujos de crecida, y se instala definitivamente la llanura de inundación. El segundo de di-



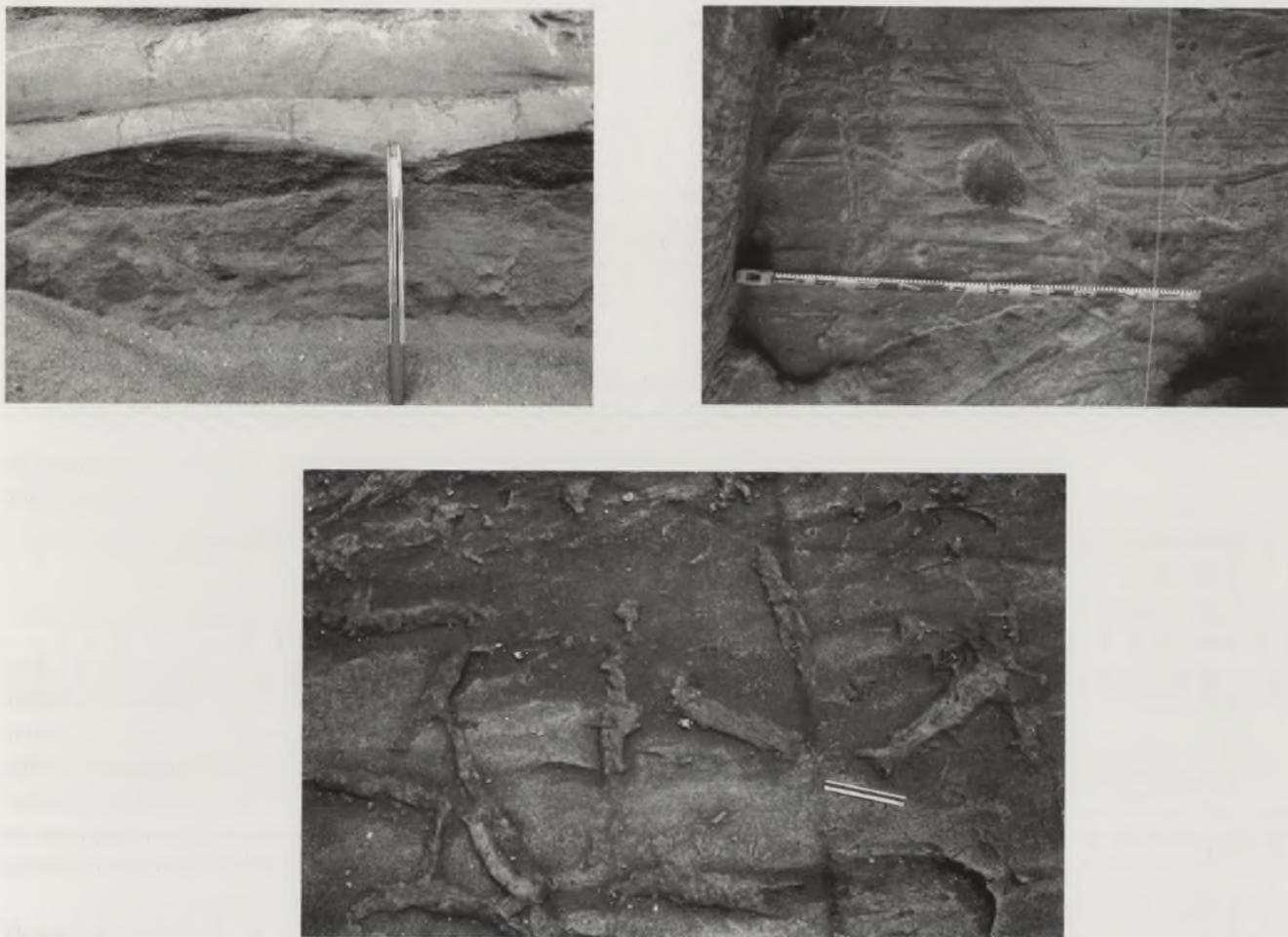


FIGURA 2. a) Tapón de arcillas formando una unidad de compensación sobre los ripples de corriente y sellando su relieve. b) Tool y scour marks a techo del segundo tapón de arcillas, e icnofósiles atribuidos a vertebrados. c) Ejemplo de burrows fósiles en arenas.

chos taponos de arcilla es el que presenta numerosas trazas sobre su techo (Fig. 1).

#### TRAZAS EN EL SEGUNDO TAPÓN DE ARCILLAS

Tras un desbordamiento y durante el periodo de tiempo en que hay flujo de agua, y por tanto aporte de arenas, o mientras que el agua permanece estancada, y por tanto se produce la decantación de las arcillas, se producen situaciones ideales para que numerosos organismos (mayoritariamente dulceacuícolas) desarrollen su actividad vital, especialmente aquellos que asocian sus actividades a sustratos blandos. Por otra parte, también en estas condiciones se verifica la posibilidad de la producción de huellas de origen inorgánico.

Se han observado dos conjuntos de marcas, en función de la mayor o menor definición de su contorno, de su posición espacial y de sus tipos de relleno, dependientes en este sentido del agente generador: i) aquellas de contorno difuso, sin una diferenciación composicional clara respecto al sustrato circundante, esto es, aquellas producidas mientras el sustrato aún era un *soft ground* bajo lámina de agua; y ii) aquellas otras que presentan un contorno neto y una diferencia en la composición de su relleno, habiendo sido

producidas por tanto cuando el tapón de arcillas en cuestión ya estaba relativamente litificado, presentando una consistencia de *firm ground* bajo lámina de agua (García-Ramos *et al.*, 1989).

El primer conjunto se caracteriza por presentar relieves negativos en arcillas y rellenos posteriores de arenas sin estructuración interna. En él se han identificado estructuras inorgánicas (Fig. 2b) de corriente (*groove casts*, *flute casts*, *crescent casts* y *bounce casts*) y estructuras orgánicas de tránsito (posibles pistas y huellas circulares -Fig. 2b- con extrusión de sedimento producidas por pisadas de mamíferos; Laporte y Behrensmeier, 1980). Los icnofósiles de mamíferos cortan las marcas de corriente. Este conjunto constituye una primera población de marcas, producidas sobre un *soft ground*, que fueron selladas por la capa de arenas suprayacente sedimentadas en la avenida posterior.

El segundo conjunto agrupa distintos tipos de icnofósiles que debieron haberse producido tras la sedimentación de la capa de arenas suprayacente, pues en ocasiones cortan a trazas de la población previa y se localizan sobre el techo del tapón de arcillas, distribuyéndose en la interfase entre ambas unidades. Se caracterizan por presentar relieves positivos o negativos de composición arenosa con estructura interna definida (Fig. 2c): *burrows* longitudinales

en arenas, *boring* de sección arriñonada en arcillas, etc. Se trata en definitiva de una paleoicnocenosis de invertebrados dulceacuícolas caracterizada por el desarrollo de estructuras de habitación y de alimentación de crustáceos decápodos y de posibles estructuras de habitación de moluscos (muy probablemente bivalvos).

#### INTERPRETACIÓN PRELIMINAR DE LA ASOCIACIÓN Y CONSIDERACIÓN FINAL

En esta primera aproximación al registro se confirma que, estando todas las trazas en la misma paleosuperficie, existen al menos dos poblaciones independientes genéticamente.

La primera población de trazas (inorgánicas + orgánicas -icnofósiles de mamíferos-) se produjo durante el periodo de encharcamiento tras una avenida, cuando el techo del tapón de arcillas en cuestión se encontraba bajo una pequeña lámina de agua, era blando y actuó como sustrato, verificándose en esta población en primer lugar la impronta de estructuras de corriente y en segundo lugar la bioturbación producida por el paso de grandes mamíferos.

La segunda población de trazas (icnofósiles de invertebrados dulceacuícolas -habitación + alimentación-) se produjo, también bajo lámina de agua, durante el siguiente desbordamiento del canal principal y antes del subsiguiente encharcamiento, una vez se sedimentó la unidad de arenas (que funcionaría como sustrato) suprayacente a la capa previa. En este caso, la bioturbación afectó tanto a la capa de arenas (donde dichas trazas apenas son identificables en forma de *chimenea*) como al techo del segundo tapón de arcillas (consolidado y/o litificado de forma incipiente), siendo la interfase entre ambas unidades la superficie de registro del proceso.

La peculiaridad de este nuevo registro paleoicnológico, generado en medio continental (sistema fluvial) durante el tránsito Plioceno-Pleistoceno, radica en su complejidad, ya que en una misma paleosuperficie se pueden segregar al menos dos poblaciones de icnofósiles (de vertebrados e invertebrados) sobreimpuestas a estructuras sedimentarias previas.

El estudio detallado de esta asociación, puede proporcionar una valiosa información sobre la secuencia de procesos biológicos dependientes de procesos sedimentarios en medio fluvial y, por tanto, un modelo de referencia sobre la paleoicnología en este tipo de medios continentales.

#### AGRADECIMIENTOS

Las investigaciones desarrolladas en el Proyecto Fonelas son financiadas por los proyectos del IGME 2001016 y 2005009, y por el Proyecto General de Investigación de la Dirección General de Bienes Culturales de la Junta de Andalucía.

Este trabajo también forma parte de los resultados del Proyecto BTE2001-2872 y del Grupo de Investigación RNM 163 de la Junta de Andalucía.

#### REFERENCIAS

- Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J.M., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. y Carrión, J. (2001): Un yacimiento de grandes mamíferos villafrañenses en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plió-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (4): 3-34.
- García-Ramos, J.C., Valenzuela, M. y Suárez de Centi, C. (1989): Sedimentología de las huellas de actividad orgánica. En: *Sedimentología*, Vol. II (A. Arche, ed.). *Nuevas Tendencias*, 261-343.
- Laporte, L.F. y Behrensmeier, A.K. (1980): Tracks and substrate reworking by terrestrial vertebrates in Quaternary sediments of Kenya. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (4): 1337-1346.
- Viseras, C., Soria, J.M., Durán, J.J. y Arribas, A. (2004): Condicionantes geológicos para la génesis de un yacimiento de grandes mamíferos: Fonelas P-1 (límite Plioceno-Pleistoceno, Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética). *Boletín Geológico y Minero*, 115 (3): 551-566.

# Aplicación de la microscopía electrónica de barrido con electrones retrodispersados en la caracterización microtextural de sedimentos marinos y en la interpretación de registros geoquímicos

T. Rivas<sup>1</sup>, K. Mohamed<sup>1</sup>, B. Rubio<sup>1</sup>, D. Rey<sup>1</sup>, F. Vilas<sup>1</sup>, B. Alonso<sup>2</sup> y G. Ercilla<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Geociencias Marinas y O.T. Fac. Ciencias del Mar. Universidad de Vigo. 36310 VIGO

<sup>2</sup> CSIC, Instituto de Ciencias del Mar, Paseo Marítimo de la Barceloneta, 37-49, 08003 Barcelona, Spain

## ABSTRACT

*In this work we present the mineralogical and microtextural characterization of near surface sediments recovered from the Prestige sinking area in the SW of the Galicia Bank, using backscattered-electron Scanning Electron Microscopy. Such technique allowed us to characterize the mineralogy of the biogenic and terrigenous signals identified in the geochemical records, to detect early diagenetic processes and to describe different depositional processes. The high power of resolution of this technique for the chemical identification turns it into a useful tool for the study of the geochemistry of sediments.*

**Key words:** backscattered-electron Scanning Electron Microscopy microtexture, mineralogy, sedimentology, geochemistry, Galicia Bank.

## INTRODUCCIÓN

La microscopía electrónica de barrido (MEB) es una herramienta de estudio muy útil en la caracterización de la textura y estructura de rocas, minerales y sedimentos; acompañada con un sistema de microanálisis por energía dispersiva de rayos X (EDRX) permite identificar los constituyentes mineralógicos presentes en pequeñas proporciones y tamaños. Entre las distintas técnicas de visualización utilizadas en MEB, la de los electrones retrodispersados permite la obtención de imágenes muy resolutivas en cuanto al análisis químico, debido a que los distintos niveles de grises son función del número atómico de los elementos constituyentes (Robinson y George, 1978; Krinsley *et al.*, 1988; Rubio *et al.*, 1999).

En este trabajo se ha utilizado esta técnica para caracterizar la microtextura y mineralogía de sedimentos marinos profundos (3104-4171 m de profundidad) recuperados del fondo y subfondo marino en la zona de hundimiento del Prestige, aplicándola como herramienta de apoyo en la caracterización sedimentológica, geoquímica y magnética de los mismos. Este estudio se integra en un proyecto de investigación centrado en la caracterización geológica y de los procesos sedimentarios recientes de la zona del Banco de Galicia (Rubio *et al.*, 2004, Alonso *et al.*, 2005; Ercilla *et al.* 2005; Rey *et al.*, 2005). Los trabajos previos en la zona de Alonso *et al.* (2005) permiten describir cinco tipos de facies sedimentológicas (pelágicas, hemipelágicas, hemitur-

bidíticas, turbidíticas y coladas de derrubio) sobre la base de parámetros texturales, color, contenido en carbonatos, composición de la fracción arena y propiedades físicas. Por otra parte, Rey *et al.* (2005) sobre estos mismos sedimentos establecen cinco facies (facies 1 a 5) agrupando mediante un análisis cluster los datos de variables geoquímicas y de propiedades magnéticas: *facies 1*, cuya característica es la riqueza en Ca y Sr; *facies 2* y *facies 3*, en donde se observan contenidos intermedios de Ca y Sr; *facies 4*, asociada a máximos de susceptibilidad, y *facies 5*, con contenidos elevados de Ti.

Muestras de las cinco facies definidas en Rey *et al.* (2005) se estudian en este trabajo con MEB mediante electrones retrodispersados con el objetivo de obtener información adicional sobre la composición y mineralogía asociada a señales biogénicas, terrígenas y magnéticas así como sobre procesos deposicionales y diagenéticos de los sedimentos.

## MATERIAL Y MÉTODOS

Durante la campaña de obtención de muestras de sedimento llevada a cabo a bordo del BIO Hespérides en la zona de hundimiento del Prestige, se recogieron 10 testigos de gravedad en torno a la proa y popa de dicho buque (Ercilla *et al.*, 2005). Los testigos de gravedad, de longitudes entre 34 cm y 283 cm, se localizan entre 3.104 m y 4171 m de profundidad. Muestras discretas sin perturbar tomadas de estos testigos fueron estudiadas desde el punto de vista mi-

crotectural y mineralógico con un microscopio electrónico de barrido Phillips XL-30 con microanálisis EDRX acoplado y utilizando como técnica de visualización electrones retrodispersados. Las muestras fueron consolidadas en resina epoxy, pulidas y cubiertas con Au (Kransley *et al.*, 1988; Rubio *et al.*, 1999).

## RESULTADOS

La *facies 1* posee los valores de Ca y Sr más elevados de todas las facies (valor medio de Ca 7165 cps  $\pm$  1330), así como los más bajos de elementos considerados indicadores de procedencia terrígena, como el Ti (valor medio 39.85 $\pm$ 17.92 cps) y Fe (valor medio 1327 $\pm$ 500 cps); así mismo, en esta facies se obtienen los valores más altos de *Cinorg* (7.66%) y los más bajos de *Corg* (0.89%) (Fig. 1). Desde el punto de vista microtextural, la microscopía electrónica de barrido permite constatar la naturaleza predominantemente biogénica de estos sedimentos, en concordancia con los valores de Ca y *Cinorg* que la caracterizan. Sin embargo, dentro de esta facies se observan tres tipos de sedimentos textural y composicionalmente diferentes (Fig. 2).

Por una parte, los niveles situados a techo de todos los testigos y a muro de dos de ellos son fangos constituidos en la fracción 1000-50 $\mu$  por foraminíferos bien preservados (Fotografías 1 y 2, Fig. 2). La fracción más fina, menor de 50 $\mu$ , es también de naturaleza biogénica y está constituida principalmente por cocolitos de tamaños entre 8-11 $\mu$ . Los escasos fragmentos de naturaleza litogénica se encuentran

en la fracción fina y son granos subangulosos de feldespatos y cuarzo. Las observaciones en cuanto al grado de preservación de la fracción biogénica y la presencia de una pequeña fracción de naturaleza terrígena apoyan la definición de estos niveles como hemipelagitas por parte de Alonso *et al.* (2005).

Por otra parte, se constata con la MEB la existencia, dentro de la *facies 1* rica en Ca, de sedimentos de grano más grueso (Fotografía 3, Fig. 2), descritos como coladas de derubio en Alonso *et al.*, 2005 y constituidos por pterópodos fragmentados entre los cuales se distingue una matriz siliciclástica de grano muy fino.

Finalmente, se incluyen dentro de esta facies rica en Ca los niveles de pelagitas descritas en Alonso *et al.* (2005), que al MEB se describen como arenas biogénicas compuestas por foraminíferos preservados (Fig. 2, Fotografía 4).

La *facies 2* con valores intermedios de Ca (valor medio 4925 cps  $\pm$  571), aparece en niveles de poco espesor en los testigos (Fig. 1); se trata desde el punto de vista microtextural de fangos de naturaleza fundamentalmente biogénica; están compuestos en la fracción más gruesa por fragmentos de foraminíferos, lo que, a diferencia de la *facies 1*, es revelador de procesos de deposición de tipo gravitacional. La fracción más fina (por debajo de las 50 $\mu$ ) está constituida por fragmentos de foraminíferos, cocolitos y granos subangulosos de cuarzo, micas y feldespatos.

La *facies 3*, posee contenidos de Ca bajos (2719 cps  $\pm$  321) y con respecto a contenido de carbono, es la facies más rica en *Corg* (1.33 %); al MEB se observa que es un fango

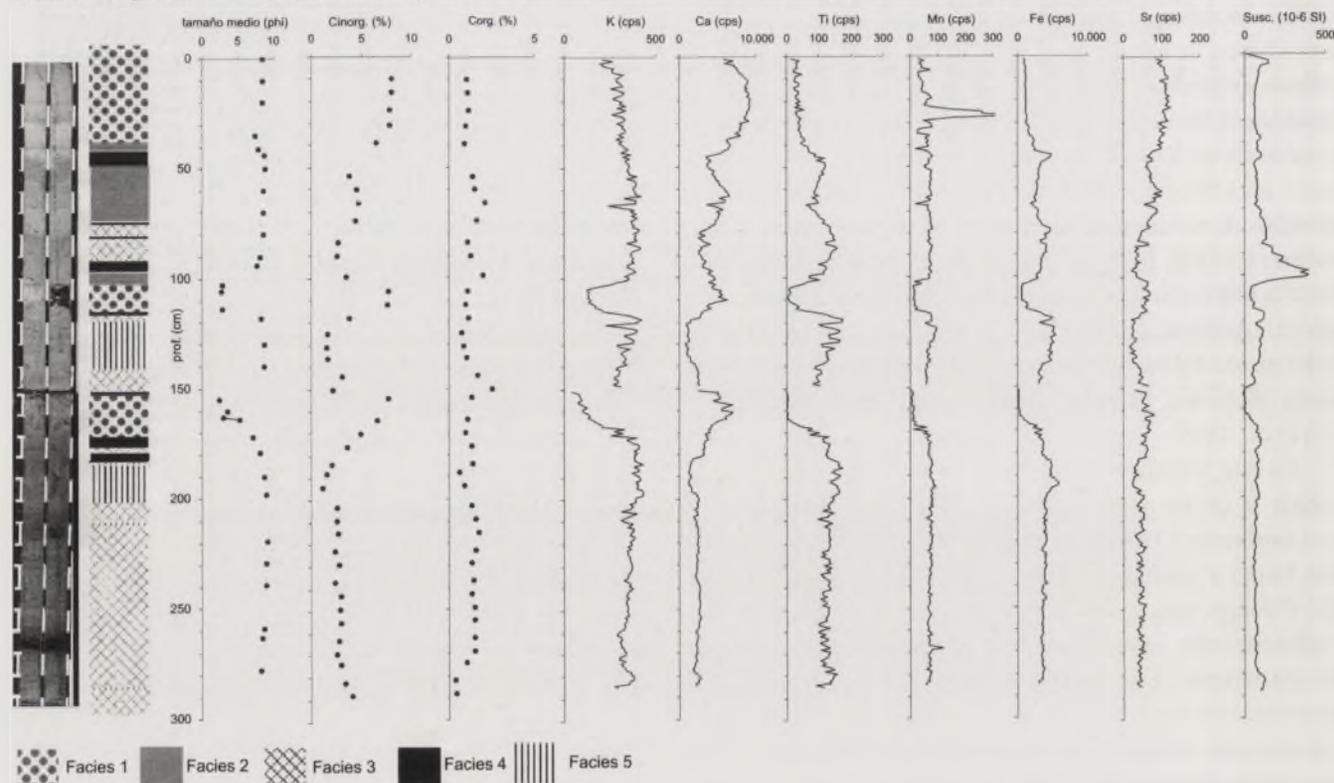


FIGURA 1: Distribución en profundidad en uno de los testigos recuperados de la zona de hundimiento del Prestige (TG1) de algunas de las variables geoquímicas y magnéticas analizadas en Rey *et al.* (2005): contenido de *Corg*. (%) e *Cinorg* (%), K, Ca, Ti, Mn, Fe y Sr determinados por fluorescencia de rayos X en continuo (expresados en cps) y valores de susceptibilidad magnética. Se presenta también el tamaño de grano medio expresado en unidades phi (de Alonso *et al.*, 2005) así como la distribución en profundidad de las facies definidas en Rey *et al.*, (2005).

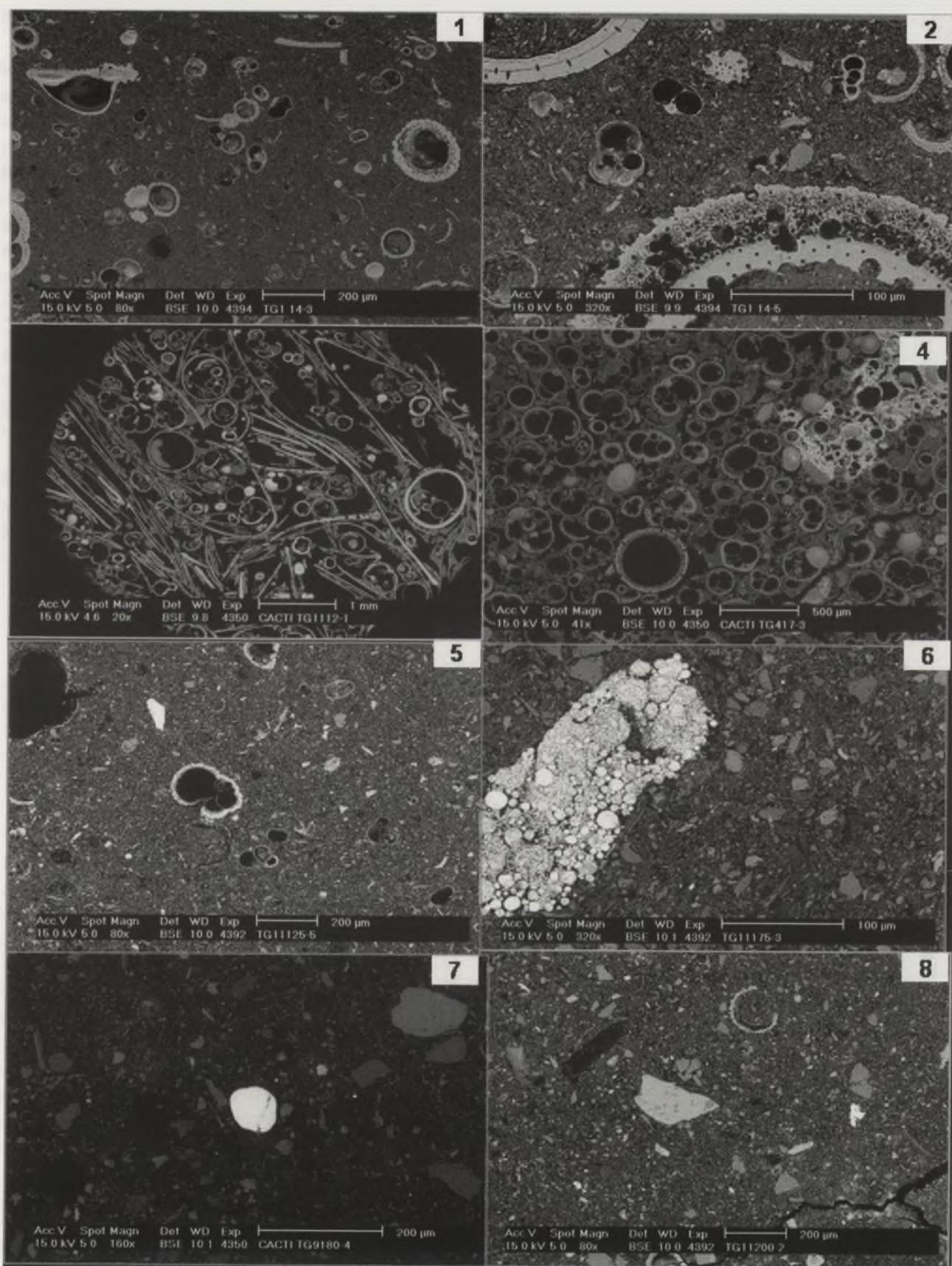


FIGURA 2: Microfotografías al SEM de las cinco facies estudiadas. 1 y 2: Facies 1 rica en Ca, fangos de foraminíferos; se observan abundantes foraminíferos la mayoría intactos, tanto en la fracción gruesa (1-80x) como en la fina (2-320x), en ésta se observan los abundantes coccolitos que forman la matriz de grano más fino. 3: Facies 1 rica en Ca, arenas de pterópodos (20x). 4: Facies 1 rica en Ca, pelagitas. 5 y 6: Facies 3; en la fotografía 5 (80x), aspecto general, en donde se aprecian los foraminíferos en fragmentos; en la fotografía 6 (320x), detalle de las piritas framboidales, abundantes en esta facies. Comparativamente a la fotografía 1, se aprecia la composición más siliciclástica de la matriz de grano más fino. 7: Facies 4. Son abundantes los granos terrígenos, así como minerales compuestos por Fe-Ti, como el grano rodado brillante de la imagen. 8: Facies 5, rica en Ti. La imagen permite constatar la naturaleza terrígena del sedimento.

compuesto predominantemente por componentes biogénicos, pero con una mayor proporción de fragmentos terrígenos que las facies anteriores (Fotografías 5 y 6, Fig. 2). La fracción gruesa está compuesta por fragmentos de foraminíferos, lo que indica procesos deposicionales de tipo gravitacional, apoyando la interpretación de estos niveles como turbiditas biogénicas por Alonso *et al.* (2005). La fracción fina de esta facies está compuesta por escasos coccolitos, numerosos granos siliciclásticos y piritas framboidales, mineral típico de ambientes sulfídicos (Berner, 1981). El contenido de *Corg* algo superior de esta facies indica un origen de la pirita relacionado con procesos degradativos de la materia orgánica.

La *facies 4*, definida por los picos de susceptibilidad magnética (Fig. 1), es un sedimento litogénico (Fotografía 7, Fig. 2) formado por granos subangulosos de cuarzo, feldspatos, micas, anfíboles, piroxenos y carbonatos detríticos (a veces se observan granos mayores de 2 mm); entre estos fragmentos, se distingue una matriz de grano fino en donde la visualización mediante electrones retrodispersados permite identificar numerosos granos minerales de pequeño tamaño, entre los cuales se identifican aquellos que son los que más contribuyen a la señal de susceptibilidad magnética, como la magnetita y otros minerales Fe-Ti-O. Los niveles *facies 4* se incluyen en los sedimentos definidos por Alonso *et al.* (2005) como turbiditas de carácter terrígeno.

La *facies 5*, rica en Ti (valor medio 156 cps  $\pm$  19) (Fig. 1) con los valores más bajos de Ca (valor medio 1766 $\pm$ 342 cps) es un sedimento fangoso de carácter terrígeno (Fotografía 8, Fig. 2), con escasos componentes biogénicos. Está compuesta por granos de tamaño variable de cuarzo, feldspatos y micas, fragmentos de rocas ígneas y, en menor cantidad que la facies Fe-Susceptibilidad, minerales Fe-Ti-O, anfíboles y piroxenos. Esta facies constituye junto con la *facies 4* los niveles turbidíticos de carácter terrígeno descritos en Alonso *et al.* (2005).

## CONCLUSIONES

La MEB con electrones retrodispersados constituye una herramienta muy útil en la caracterización textural y mineralógica de muestras de sedimentos. En este trabajo, ha permitido:

- (1) identificar la naturaleza de los componentes que geoquímicamente dan señal biogénica (altos contenidos de Ca y Sr) o terrígena (altos contenidos de K, Ti, Fe), resultando ser esencial como apoyo a la interpretación de los registros geoquímicos;
- (2) describir la microtextura de los sedimentos, diferenciando, en facies geoquímicamente similares en cuanto a la señal biogénica, procesos deposicionales distintos. Así, en la *facies 1*, se distinguen dos tipos de sedimentos diferentes en cuanto a los procesos de deposición, como son los niveles hemipelágicos y los niveles pelágicos; por otra parte, las *facies 1* y 2, caracterizadas por poseer contenidos de Ca

elevados, se diferencian también desde este punto de vista, constatándose el carácter turbidítico de la última.

(3) obtener información adicional sobre los componentes que contribuyen a la señal de susceptibilidad magnética. La técnica de visualización con electrones retrodispersados, que permite la obtención de imágenes en las cuales la intensidad del brillo es mayor a medida que aumenta el número atómico, se hace indispensable en la detección de minerales pesados entre los cuales se encuentran dichos componentes, como la magnetita y formas cristalinas Fe-Ti-O; estos minerales suelen ser difíciles de detectar mediante otras técnicas mineralógicas debido a su pequeño tamaño de grano y presencia en baja cantidad en las muestras.

Por otra parte, la MEB con electrones retrodispersados, es especialmente útil en la caracterización de los procesos derivados de diagénesis, ya que permite identificar minerales autigénicos como la pirita, que en los perfiles geoquímicos se manifiestan por niveles altos de Fe.

Por último, a través de un estudio más detallado de la mineralogía de los componentes siliciclásticos de las muestras y de posibles áreas fuente, esta técnica puede ofrecer también información acerca de la procedencia de los minerales y los procesos de sedimentación de la zona.

## AGRADECIMIENTOS

Contribución 356 del grupo GEOMA-Unidad Asociada al CSIC a los proyectos REN2003-02822 MAR, REN2003-03233 MAR, VEM2003-20093-C03-03 del MCYT y PGDIT03RMA30101PR de la Xunta de Galicia (XUGA).

## REFERENCIAS

- Alonso, B., Ercilla, G., Casas, D., Estrada, F., Ferrán, M., García, M., Rey, D., Rubio, B. (2005): Pleistocene and Holocene sedimentary facies in the SW Galicia Bank (NE Atlantic Spanish Margin). Enviado para su publicación a *Marine Geology*.
- Berner, R.A. (1981): A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51:359-365.
- Ercilla, G., Córdoba, D., Gallart, J., Gracia, E., Muñoz, J.A., Somoza, L., Vázquez, J.T., Vilas, F., Grupo Prestige. (2005): Geological characterization of the Prestige sinking area. Enviado para su publicación a *Marine Pollution Bulletin*.
- Krinsley, D.H., Pye, K., Bogas, S., Tovey, N.K. (1998): Backscattered scanning electron microscopy and image analyses of sediments and sedimentary rocks. Cambridge University Press, 193 p.
- Rey, D., Rubio, B., Mohamed, K., Rivas, T., Vilas, F., Alonso, B., Ercilla, G. (2005): High resolution geochemical, petromagnetic and microtextural study of Pleistocene and Holocene sediments from the Galician Atlantic Margin. Enviado para su publicación a *Marine Geology*.

- Robinson, V.N. y George, E.P. (1978): Electron scattering in the SEM. *Scanning Electron Microscopy*, 1: 859-866.
- Rubio, B., Rey, D., Pye, K., Nombela, M., Vilas, F. (1999): Aplicación de imágenes de electrones retrodispersados en microscopía electrónica de barrido a sedimentos litorales. *Thalassas*, 15: 71-84.
- Rubio, B., Rey, D., Alvarez, R., Mohamed, K. y Vilas, F. (2004): Características Geoquímicas y Propiedades Magnéticas. En: *Identificación de Riesgos Geoambientales y su Valoración en la Zona de Hundimiento del Buque Prestige* por Grupo Prestige (G. Ercilla, B. Alonso, D. Casas, F. Estrada, M. Farran, M. García, G. Gallart, J. Diez, M. Ruiz, L. Somoza, A. Maestro, T. Medialdea, R. León, E. Llave, E. Gracia, J. Dañobeitia, M. A.García, M.A. Vizcaíno, S. Diez, J.A. Muñoz, E. Roca, O. Ordoñez, N. Carrera, B. Benjumea, J. Mencos, J.T. Vázquez, M. Sayazo, C.O. Pérez, D. Córdoba, M. Octavio, L. M. Agudo, F. Vilas, S. García, F.J. Hernández-Molina, D. Rey, B. Rubio, R. Álvarez, R. Durán, C. A. Fernández, A. Ferrín, K. Jacob Mohamed). Informe Científico Restringido elaborado para el Ministerio de Ciencia y Tecnología.

The first part of the paper discusses the historical context of the development of the concept of the gene. It traces the roots of the idea back to Mendel's work on pea plants in the mid-19th century. Mendel's discovery of discrete units of inheritance, which he called 'factors', laid the foundation for the modern theory of genetics. The paper then examines how the concept of the gene was refined and expanded by other scientists, such as Morgan and his colleagues, who demonstrated that genes are located on chromosomes and that they can be mapped.

The second part of the paper explores the philosophical and methodological issues surrounding the development of the gene concept. It asks whether the gene is a real entity or merely a useful fiction. It also considers the role of theory in the development of the gene concept and how it has been used to explain and predict biological phenomena. The paper argues that the gene concept has been a central and successful part of the modern synthesis of evolutionary biology.

The third part of the paper discusses the current status of the gene concept and its future prospects. It examines how the discovery of the structure of DNA and the development of molecular biology have changed our understanding of the gene. It also considers the implications of the gene concept for fields such as medicine, agriculture, and conservation biology. The paper concludes by suggesting that the gene concept will continue to be a central and successful part of biology for many years to come.

The paper is organized into three main sections. The first section, 'The Historical Context', discusses the development of the gene concept from Mendel's work to the modern synthesis. The second section, 'Philosophical and Methodological Issues', examines the role of theory and the nature of the gene. The third section, 'Current Status and Future Prospects', discusses the impact of molecular biology and the future of the gene concept. The paper is written in a clear and concise style, suitable for a general audience of biologists and historians of biology.

The gene concept has been a central and successful part of the modern synthesis of evolutionary biology. It has provided a powerful framework for understanding and predicting biological phenomena. The discovery of the structure of DNA and the development of molecular biology have further solidified the gene concept as a central and successful part of biology. The paper argues that the gene concept will continue to be a central and successful part of biology for many years to come.

The gene concept has been a central and successful part of the modern synthesis of evolutionary biology. It has provided a powerful framework for understanding and predicting biological phenomena. The discovery of the structure of DNA and the development of molecular biology have further solidified the gene concept as a central and successful part of biology. The paper argues that the gene concept will continue to be a central and successful part of biology for many years to come.

The gene concept has been a central and successful part of the modern synthesis of evolutionary biology. It has provided a powerful framework for understanding and predicting biological phenomena. The discovery of the structure of DNA and the development of molecular biology have further solidified the gene concept as a central and successful part of biology. The paper argues that the gene concept will continue to be a central and successful part of biology for many years to come.

The gene concept has been a central and successful part of the modern synthesis of evolutionary biology. It has provided a powerful framework for understanding and predicting biological phenomena. The discovery of the structure of DNA and the development of molecular biology have further solidified the gene concept as a central and successful part of biology. The paper argues that the gene concept will continue to be a central and successful part of biology for many years to come.

# Arquitectura estratigráfica de la Fm. Escucha (Albiense) en el flanco sur del Sinclinal de Cueva Foradada. Subcuenca de Oliete (Teruel), Cuenca Ibérica Central

J. P. Rodríguez-López<sup>1</sup>, N. Meléndez<sup>1</sup> y A. R. Soria<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Estratigrafía. Instituto de Geología Económica. (UCM-CSIC). Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. jprodrig@geo.ucm.es nievesml@geo.ucm.es

<sup>2</sup> Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50.009 Zaragoza. anasoria@unizar.es

## ABSTRACT

Detailed stratigraphic sections have allowed to establish the stratigraphic architecture of the Escucha Formation in the southern limb of the asymmetrical Cueva Foradada Syncline (Oiete Sub-basin, Iberian Basin, Spain). The stratigraphic correlation builded from the studied stratigraphic sections shows the spatial distribution of the main architectural elements and their spatial relationships. Offshore, intertidal, supratidal, flood delta / tidal inlet and bay-lagoon with tidal meandering channel facies associations occurred in a strongly tidal-influenced stratigraphic succession. The occurrence of several key stratigraphic levels characterized by the presence of nodular-iron rich levels with gastropods, levels of oyster accumulations and galuconitic sandstones suggest that the beginning of the Escucha Formation's evolution was characterized by the development of several transgressive periods that interrupted the development of coal-forming and tidal-influenced siliciclastic sedimentary subenvironments.

**Key words:** stratigraphic architecture, tidal subenvironments, tidal channels, coals.

## INTRODUCCIÓN

La Fm Escucha es una unidad heterolítica, interpretada de forma general como depositada en un delta (Pardo, 1979) o delta-estuario (Querol, 1990). Esta unidad constituye la respuesta sedimentaria a la génesis de espacio de acomodación, desarrollada durante las últimas etapas extensionales de la segunda etapa de rift (Jurásico Superior – Cretácico inferior) que afectó a la Cuenca Ibérica (Salas y Casas, 1993). Esta segunda etapa de rift, produjo una serie de subcuencas extensionales (Soria, 1997) cuyo registro sinrift está formado, en líneas generales, por las facies *Weald*, facies *Urgon* y la Fm Escucha. En este trabajo se ha estudiado parte del registro sedimentario de la Fm Escucha en una de estas subcuencas extensionales, la Subcuenca de Oliete (Soria, 1997). El área estudiada se ubica en el flanco sur del Sinclinal de Cueva Foradada (Fig.1), al norte de la población de Alcaine, en la margen izquierda del Embalse de Cueva Foradada.

## ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA

La correlación de las 15 columnas estratigráficas de detalle realizadas ha permitido determinar la geometría y dis-

tribución de los principales elementos arquitecturales. Para facilitar la descripción del panel de la Fig. 1, éste ha sido subdividido en cinco intervalos:

• **Intervalo A:** situado sobre el último crestón de la Facies *Urgon*, está constituido por 8 m de margas y limos de tonos grises con intercalaciones de niveles de arenisca con estratificación cruzada *hummocky*. Interpretamos este intervalo como una asociación de facies de *offshore* que presenta niveles de tormentas. La parte superior aparece formada por bancos de acumulación de ostreidos; estos bancos pueden presentar otros bivalvos y algún gasterópodo.

• **Intervalo B:** su base está constituida por arcillas y limos grises-negros que contienen fragmentos vegetales carbonosos, laminación blanca arenosa y estratificación lenticular. Por encima aparece un nivel nodular rojo con gasterópodos y bivalvos. La parte superior de este intervalo está formado por un canal (Canal 1 en Fig.1) de 8 m de potencia y con una extensión de más de 170 m. La base es erosiva y contiene cantos redondeados de cuarcita. El relleno del canal está formado por areniscas de grano fino dispuestas en sets de estratificación cruzada cuyas caras de avalancha presentan drapes de fragmentos vegetales carbonosos y micas; indican paleocorrientes hacia el E-SE. Lateralmente (hacia

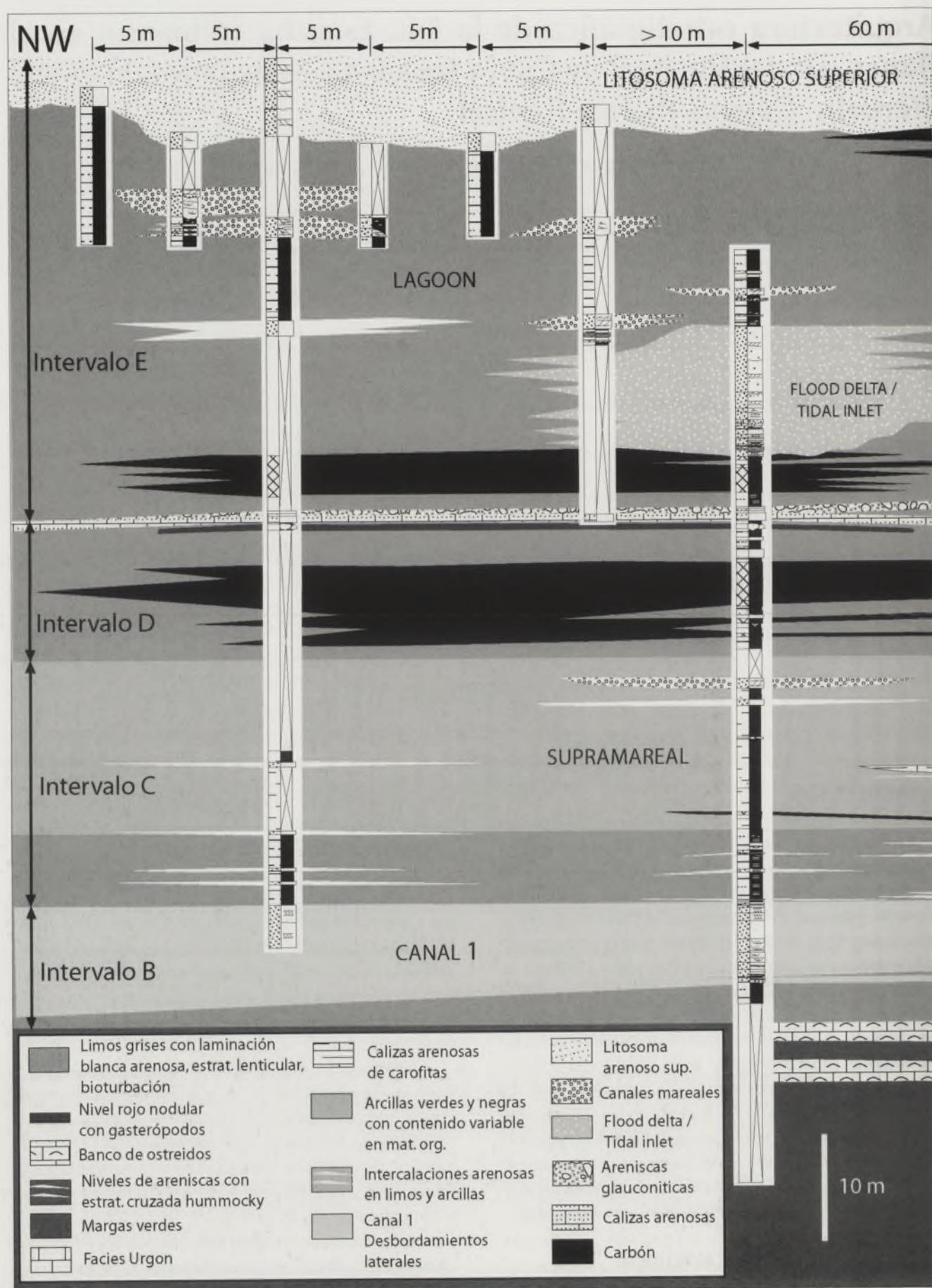
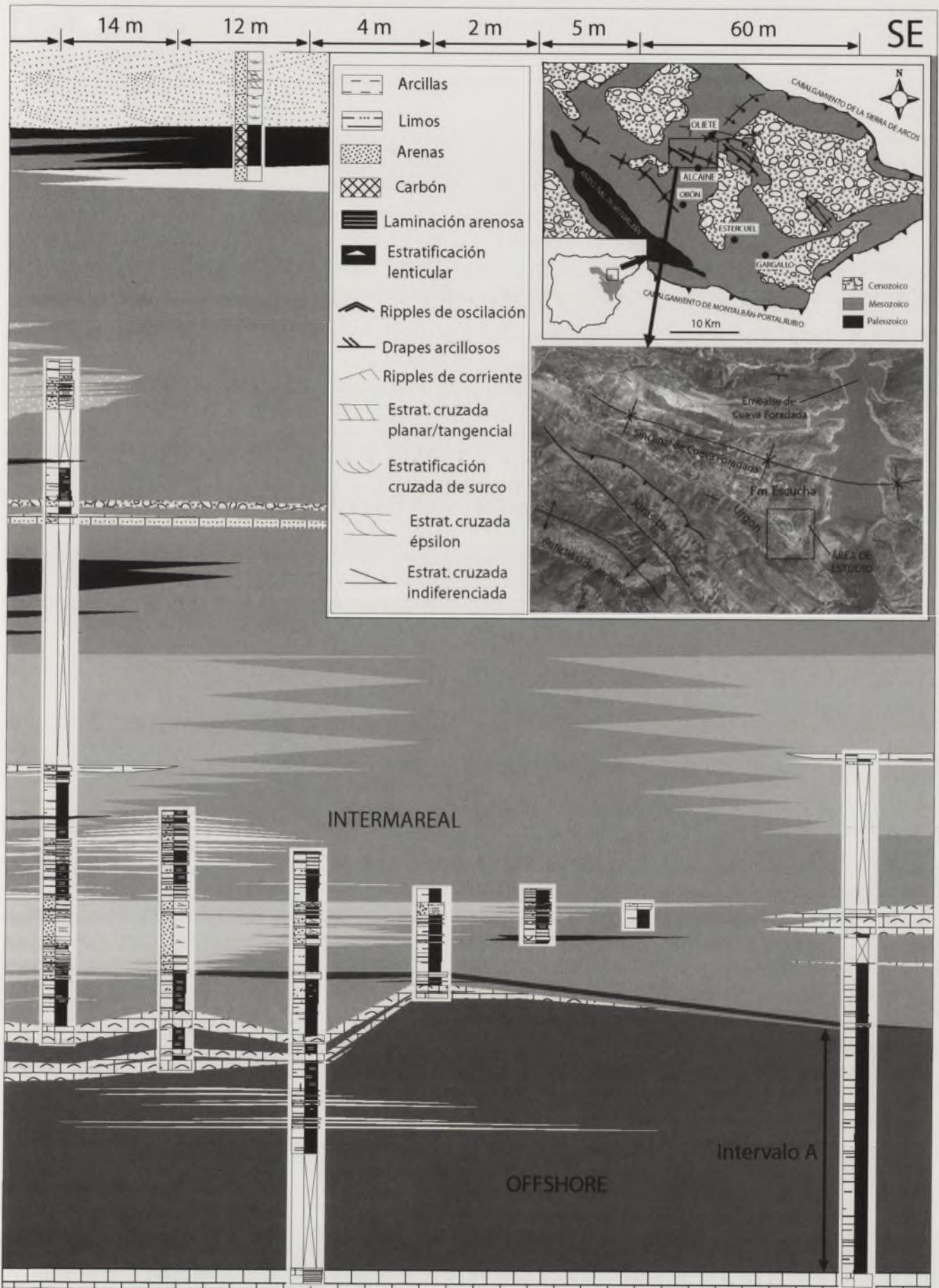


FIGURA 1. Panel de correlación estratigráfica mostrando la arquitectura de la Fm. Escucha. Mapa geológico de la Subcuenca de Oliete. Localización del área de estudio.



el SE, Fig.1) el canal pasa a limos grises, presentando niveles de desbordamiento que se acuñan hacia el SE; éstos están formados por niveles tabulares de arenisca de grano fino con estratificación cruzada muy tendida (casi horizontal-paralela) y laminación de *ripples*. Este Canal 1 es interpretado como un canal mareal.

• **Intervalo C:** 8,5 m de arcillas y limos grises. La parte media del intervalo está formada por niveles de arenisca y limos que presentan estratificación *wavy* y lenticular. Esta parte media podría corresponder a depósitos desarrollados en condiciones intermareales. La parte superior de este intervalo está formado por arcillas verdes con esferulitos y raíces que presentan intercalado un nivel tabular arenoso con carofitas. Esta parte superior del intervalo C correspondería a depósitos supramareales.

• **Intervalo D:** presenta limos y arcillas grises con intercalaciones de carbón; hacia techo pasan a un nivel de 4,20 m de carbón que lateralmente pasa a limos grises. El techo del intervalo está formado por dos niveles guía transgresivos; a) un nivel nodular rojo con moldes internos de gasterópodos, y b) un tramo de calizas arenosas con fragmentos de bivalvos cuyo techo está formado por la acumulación de ostreidos. Por encima aparece un tramo de areniscas glauconíticas con estratificación cruzada.

• **Intervalo E:** comienza con limos grises y arcillas que lateralmente pasan a 2,30 m de carbón. La parte media del intervalo está formada por un tramo arenoso de 12 m que presenta sobre su base erosiva gran cantidad de fragmentos de carbón; el resto del tramo arenoso está formado por sets de estratificación cruzada con *drapes* de fragmentos vegetales carbonosos y micas en las caras de avalancha que indican una paleocorriente dominante hacia el NO y subordinada hacia el SE. Este tramo podría corresponder a un *flood delta / tidal inlet*. La parte superior del intervalo presenta limos grises entre los que aparecen canales aislados que presentan las siguientes características comunes: extensión de 10-12 m, espesor de entre 1,40-2 m, base plano-erosiva (más erosivas en sus bordes SE), presencia de superficies de acreción lateral (estratificación cruzada  $\epsilon$ ) cuyas bases presentan improntas de fragmentos vegetales y que internamente muestran estratificación cruzada que indica paleocorrientes hacia el SE; el techo de las superficies de acreción preservan *ripples* de corriente asimétricos que indican paleocorrientes hacia el E-SE. Los canales pasan lateralmente a limos grises con laminación blanca paralela y restos de helechos. Este intervalo es interpretado como una bahía-lagoon con cana-

les meandriiformes mareales. Por encima de los limos, que lateralmente pasan a un tramo de 3 m de carbón, aparece un litosoma arenoso de base neta y de 10-12 m de espesor; presenta estratificación cruzada  $\epsilon$  y paleocorrientes hacia el E-SE.

## CONCLUSIONES

El registro sedimentario de la Fm Escucha en el flanco sur del Sinclinal de Cueva Foradada presenta diferentes subambientes sedimentarios con una fuerte influencia mareal, y en los que las facies de canal, presentes en diferentes intervalos de la serie estudiada, indican paleocorrientes hacia el E y SE. La presencia de niveles fosilíferos, ferruginosos y ricos en glauconita podrían apuntar a la existencia, dentro de la serie estudiada, de episodios marcadamente transgresivos que interrumpirían temporalmente la evolución de los ambientes siliciclásticos mareales y de los subambientes formadores de carbón.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado mediante una beca FPU concedida por la Secretaría de Estado de Educación y Universidades, constituyendo una contribución al proyecto BTE 2002 - 04453 - CO2 - 02.

## REFERENCIAS

- Pardo, G. (1979) *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal del Bajo Aragón Turolense*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza, 473 p.
- Querol, X. (1990) *Distribución de la materia mineral y azufre en los carbones de la Fm Escucha. Relación con los factores geológicos, sedimentológicos y diagenéticos*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. 509 p.
- Salas, R. and Casas, A. (1993) Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- Soria, A.R. (1997) *La sedimentación en las cuencas marginales del Surco Ibérico durante el Cretácico inferior y su control tectónico*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza. 363 p.

# Fases geoquímicas de Fe y Mn en sedimentos del noreste del margen continental Atlántico de España: procesos diagenéticos y sedimentarios

B. Rubio<sup>1</sup>, D. Rey<sup>1</sup>, D. P. Cham<sup>1</sup>, K. Mohamed<sup>1</sup>, F. Vilas<sup>1</sup>, B. Alonso<sup>2</sup> y G. Ercilla<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geociencias Marinas. Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, 36310, Vigo

<sup>2</sup> CSIC, Instituto de Ciencias del Mar, Paseo Marítimo de la Barceloneta, 37-49, 08003, Barcelona

Autor para correspondencia, e-mail: brubio@uvigo.es

## ABSTRACT

*This study aims at apprehending the major forcing factors which govern the spatial and vertical Mn and Fe distributions in six cores from the Galician continental margin. Speciation by chemical leaching experiments in selected cores from the three main morphogenetic units defined by Ercilla et al., 2005 in the study area, helps to understand their chemical behaviour during early diagenesis in this environment. Several sequential extractions protocols were combined in order to assess the distribution bound to amorphous oxyhydroxides, crystalline oxides, carbonates, sulphide and residual phases.*

*The distribution and chemical behaviour of Mn and Fe differ significantly. Low chemical mobility of iron in the sedimentary record is illustrated by relatively uniform depth profiles and an important proportion (76 %, on average) in the residual chemical phase. Conversely, Mn is mostly present in reducible phases and bound to carbonates. The strong dependence of Mn distribution on chemical conditions is expressed by a marked enrichment in the oxic layers of the sediment.*

**Key words:** early diagenesis, iron, manganese, sediment, sequential extractions.

## INTRODUCCIÓN

La acumulación de elementos de transición afectados por cambios redox suele utilizarse como un indicador de paleoproduktividad en sedimentos marinos. De tal manera que cuanto mayor es la producción y más C orgánico se acumula, más oxígeno se consume en la columna de agua y en el sedimento. Cuando las aguas intersticiales del sedimento están lo suficientemente reducidas entonces determinados metales precipitan y se acumulan en el mismo. Estos cambios, no solo están relacionados con la productividad, sino que también pueden deberse a variaciones en la circulación y ventilación del océano en el tiempo.

El estudio de la distribución de Fe y Mn, junto con otros metales traza es interesante por tanto para valorar la evolución diagenética de un área específica. Dicho interés radica en la implicación de estos dos elementos como oxidantes intermedios en los procesos de diagénesis temprana, lo que conduce a la movilidad post-deposicional de los mismos en el registro sedimentario. Estos procesos comprenden el enterramiento y la disolución del Fe y Mn particulado, la migración hacia arriba del Fe y Mn disuelto y la reprecipitación de estos elementos en los límites redox, cercano a la superficie del sedimento. Debido a que tanto los óxidos de

Fe como de Mn y sus productos de reducción son eficientes sumideros y transportadores para otros elementos traza, su ciclo redox puede influir significativamente en la química oceánica. Los estudios acerca de la reactividad diagenética del Fe y el Mn se han incrementado en los últimos años porque los mecanismos de reacción que implican estos elementos durante estos fenómenos son complejos (Canfield, 1993), lo que justifica la necesidad de ampliar nuestros conocimientos sobre este tema. Por ello hemos considerado que el objetivo principal de este estudio sea la identificación de reacciones post-deposicionales y la determinación de los factores ambientales que controlan estas reacciones diagenéticas.

El área de estudio se localiza en el flanco suroeste del Banco de Galicia. Los principales rasgos topográficos de la zona están constituidos por un escarpe de falla situado en el extremo este, una serie de lóbulos sedimentarios y canales interlobulares que ocupan la zona central, y un canal principal localizado al oeste (Ercilla *et al.*, 2005). Estos rasgos sedimentarios son consecuencia de los movimientos en masa y deslizamientos erosionados del escarpe (Ercilla *et al.*, 2005). El estudio diagenético se centra en los sedimentos más superficiales (entre 40-60 cm) correspondientes a unas facies definidas por Alonso *et al.*, 2005 como hemi-

pelágicas y hemiturbiditas, con edades comprendidas entre los 10-13 ky y que coronan una secuencia turbidítica cuya edad máxima estimada es de unos 30 ky (Rey *et al.*, 2005). Se contrasta la especiación química de estos dos elementos en los 3 ambientes principales del área de estudio: escarpe de falla, lóbulo y canal interlobular (Ercilla *et al.*, 2005).

## MATERIAL Y MÉTODOS

Los resultados de este trabajo corresponden a seis testigos obtenidos mediante un sacatestigos de gravedad, a bordo del Hespérides, en la zona de hundimiento del Prestige (TG1, TG4, TG8, TG9, TG10, TG11). De los testigos se extrajeron tubos en U sobre los cuales se han determinado semicuantitativamente (cps), con una resolución de un dato por cm, el Fe, Mn y Ti totales utilizando un analizador en continuo XRF-CORTEX. De ellos se seleccionaron un total de 42 muestras discretas en testigos del escarpe de falla (TG 4), lóbulo (TG 8) y canal interlobular (TG 10) para realizar el estudio de especiación del Fe y el Mn. En el procedimiento de extracción en primer lugar se utilizó ascorbato para determinar los oxihidróxidos fácilmente reducibles (Haese *et al.*, 2000), y a continuación se usó ditionita tamponada en citrato/ácido acético (Canfield, 1988) para cuantificar los óxidos de Fe residuales. A continuación se realizó una extracción con HCl, útil para determinar el Fe y Mn de carbonatos, fosfatos y de algunas posiciones de las arcillas. La fracción pirítica se extrajo posteriormente con HNO<sub>3</sub> (Huerta-Díaz y Morse, 1990). Finalmente el residuo resultante se atacó dos veces con HF para obtener la fracción residual. Además se realizaron los análisis sedimentológicos habituales (tamaño de grano, contenido en C<sub>org</sub>, carbonatos, etc.) utilizando los métodos estándar.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En los seis testigos estudiados se presentaron unos picos principales de Mn total de gran magnitud entre los 18-30 cm superiores del registro sedimentario (Fig.1). La profundidad mínima (18 cm) correspondió al TG 4 (escarpe), donde además el pico fue de menor intensidad que en los demás testigos. Este testigo presentó además varios picos de escasa intensidad a 31, 39, 46 y 52 cm, marcados por cambios en la coloración del sedimento. La profundidad máxima (30 cm) correspondió al TG 8 (lóbulo), aunque en este testigo Alonso *et al.*, 2005 definen una turbidita pelágica entre los 20 y los 25 cm lo que situaría el pico a profundidades similares a los de los restantes testigos, entre 22-25 cm (Fig.1). Además otros picos de Mn de escasa magnitud se evidenciaron en todos los testigos a menores profundidades entre 3-8 cm, a excepción del TG 4. En cuanto al Fe total, en todos los testigos están presentes picos de enriquecimiento a profundidades algo mayores que los de Mn, en general a partir de 30 cm. El hecho de que los picos de enriquecimiento en Fe y Mn se hayan formado a diferentes profundidades es el

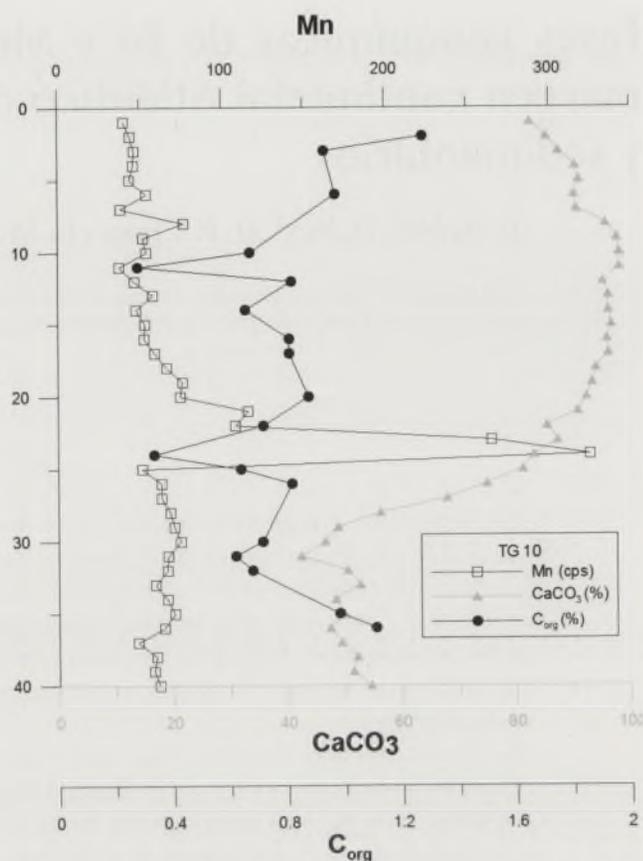


FIGURA 1. Distribución de Mn (cps), carbonato cálcico y C orgánico total en los sedimentos de las facies hemipelágicas a techo del testigo TG 10. El valor máximo de Mn en cps en el cm 24 equivale a unas 2000 ppm.

resultado de la mayor y bien conocida sensibilidad del Fe hacia la precipitación por el oxígeno que el Mn. Sin embargo, los picos son menos claros porque hacia la base de las facies hemipelágicas, la señal diagenética podría estar mezclada o enmascarada por un enriquecimiento significativo de Fe detrítico.

La preservación de los picos, tanto en el caso del Mn como del Fe, tras la normalización con Ti, un indicador de fracciones detríticas terrígenas; parece estar relacionada inicialmente con procesos diagenéticos. De acuerdo con Froelich *et al.* (1979) la presencia de un único pico en los perfiles de Mn indica condiciones de sedimentación estable; mientras que la presencia de varios picos sugiere un cambio en el régimen de sedimentación y la instalación de condiciones diagenéticas no estables. En nuestro caso, las elevadas concentraciones de Mn en los picos principales de la mayoría de los testigos sugiere la presencia de varias generaciones de óxidos, y que el equilibrio de la diagenésis no se ha alcanzado, por lo que podrían continuarse formando en la actualidad en el mismo lugar. La presencia de picos de escasa magnitud en los centímetros superiores del sedimento puede ser debida a bioturbación, lo que a su vez puede considerarse como un desencadenante de un ambiente subóxico.

Teniendo en cuenta que los contenidos de materia orgánica y carbonatos son similares entre todos los testigos, a excepción del TG 4, y que la profundidad de los picos principales de Mn es prácticamente la misma, podemos asumir

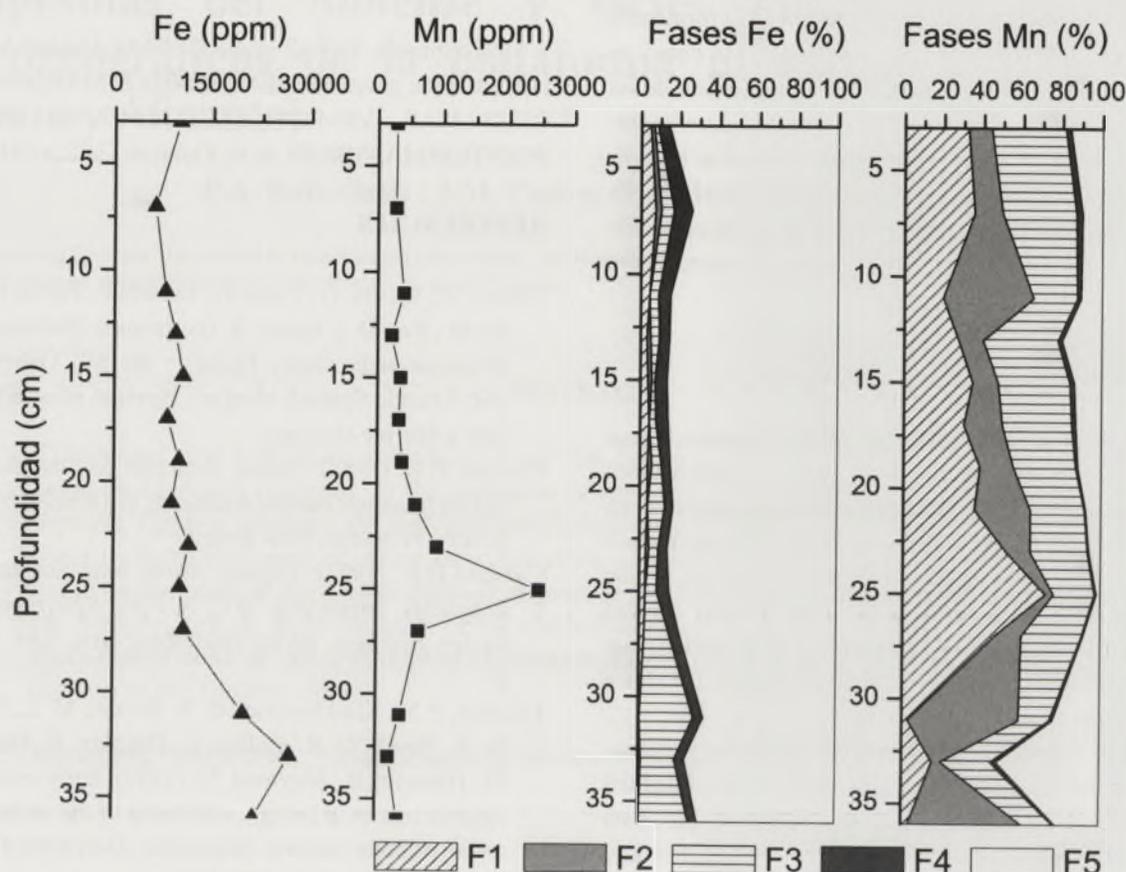


FIGURA 2. Distribución total y porcentual de Fe y Mn en las 5 fracciones: F1 (oxihidróxidos), F2 (óxidos), F3 (carbonatos), F4 (pirítica) y F5 (residual), para el testigo TG 10 (canal interlobular).

una posición similar de la redoxclina para todos ellos. En el TG 4, la presencia de varios picos de menor intensidad sugiere la existencia de sucesivos frentes de oxidación, posiblemente generados por deslizamientos. Esto podría estar relacionado con la textura más arenosa y/o la menor tasa de sedimentación (Rey *et al.*, 2005), a su vez consecuencia de episodios erosivos. Una erosión de los sedimentos en la zona del escarpe (TG 4) explicaría también que no se hayan preservado los picos superiores, impidiendo la precipitación de varias generaciones de óxidos en el mismo lugar.

Además, los procesos diagenéticos no están limitados a simples efectos redox, y la concentración de  $\text{CaCO}_3$  generalmente disminuyen por encima de los límites redox, este proceso fue también detectado para casi todos los testigos, y se muestra a modo de ejemplo para el TG 10 (Fig. 2). La disolución de los carbonatos es debida a la presencia del  $\text{CO}_2$  y los  $\text{H}^+$  liberados de la oxidación de la materia orgánica. Esto se pudo confirmar también por la disminución del C orgánico total en estos niveles.

Las interpretaciones previas se confirmaron mediante el uso de extracciones secuenciales de tal manera que el Mn estuvo presente principalmente en fases reducibles y ligado a carbonatos (en promedio conjuntamente  $78.70\% \pm 15.34$ ). Por el contrario el Fe predominó en la fase residual ( $76.12\% \pm 8.87$ ) en la mayoría de los testigos (Fig. 2). La elevada correlación entre las fracciones residuales de Fe y Mn ( $r=$

$0.94$ ,  $p < 0.01$ ), junto con la ausencia de correlación para las otras fracciones de estos dos elementos confirma el diferente comportamiento diagenético del Fe y el Mn.

El que una elevada proporción del Mn esté en forma de carbonatos es muy coherente con el hecho de que la rodocrosita sea estable en un amplio rango de Eh y pH, y con que la concentración de carbonato en estos sedimentos es elevada. La precipitación de Mn ligado a carbonatos ha sido propuesta como un mecanismo de retirada de Mn por otros autores tales como Shaw *et al.*, 1990. Hacia techo se observa una disminución de los óxidos y oxihidróxidos de Mn, siendo posible que el flujo hacia techo se haya visto limitado por la incorporación del  $\text{Mn}^{2+}$  en el carbonato para formar  $(\text{Mn}, \text{Ca})\text{CO}_3$  al pasar a través de sedimento carbonatado. Por el contrario, el  $\text{MnS}$  no se forma a menos que las concentraciones de sulfuros sean elevadas y las de carbonatos muy bajas. Ello concuerda con la baja proporción de Mn en esta fracción en las muestras estudiadas, inferior al 2%, por término medio (Fig. 2). Resultados similares han sido encontrados por otros autores en sedimentos de margen continental (Marin y Giresse, 2001). Los óxidos de Fe y Mn enterrados bajo la capa óxica sufren disolución reductiva a  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mn}^{2+}$  en las aguas intersticiales, estos difunden hacia arriba y reprecipitan como óxidos de segunda generación, tercera generación, etc. en la base de la capa óxica. Las elevadas concentraciones de Mn (superior a  $1700 \text{ ug g}^{-1}$  para

TG 10 a 24 cm) en forma de óxidos y oxihidróxidos coincidentes con los picos intensos de Mn confirman la formación autigénica de estos minerales mostrándose el Mn como un mejor indicador diagenético que el Fe. Las superficies de los minerales también pueden proporcionar un sumidero importante para éstos en forma de lugares de adsorción superficial. La presencia de estos recubrimientos de óxidos de Mn ha sido confirmada en los niveles de máxima concentración de este elemento mediante visualización al microscopio electrónico de barrido.

## CONCLUSIONES

En los sedimentos del margen continental atlántico, la gran dependencia de la distribución de Mn sobre las condiciones químicas se expresa por un marcado enriquecimiento en los niveles óxicos de los sedimentos. Este enriquecimiento es exclusivamente diagenético y el nivel redox en el que se encuentra no está marcado por ningún otro cambio sedimentológico. Así dichos máximos concuerdan con una gran proporción de Mn en formas reducibles (óxidos y oxihidróxidos) y ligado a carbonatos.

Los enriquecimientos en Fe aparecen a mayores profundidades y están relacionados con la mayor sensibilidad del Fe hacia la precipitación por el oxígeno que el Mn. Esta menor movilidad química del Fe en el registro sedimentario se manifestó, además de por unos perfiles de distribución más uniformes en comparación con el Mn, por la presencia mayoritaria del Fe en la fracción residual. La correlación entre las fracciones residuales de estos dos elementos, unido a la ausencia de correlación entre las otras fracciones confirma el diferente carácter diagenético de estos dos elementos.

Las profundidades similares de los picos entre testigos están relacionadas con una posición similar de la redoxclina. Similares y casi constantes tasas de sedimentación para estas facies son deducidas por Rey *et al.*, 2005 para los últimos 7-9 ky, lo que sugiere que la redoxclina no ha alcanzado todavía la profundidad de equilibrio requerida para las menores tasas de sedimentación Holocena, de tal manera que los picos continúan formándose en el mismo lugar. Alonso *et al.*, 2005 señalan que tanto una sedimentación vertical como una lenta advección lateral han controlado la sedimentación en la zona en los últimos 9.1 ky.

En el testigo del escarpe la sucesión de varios episodios erosivos modifica continuamente la posición del nivel redox y por ello se observan varios máximos de menor intensidad correspondientes a los mismos y coincidentes con máximos de óxidos y oxihidróxidos de Mn. Las variaciones en la profundidad de la redoxclina impiden que se formen varias generaciones de óxidos en el mismo lugar.

## AGRADECIMIENTOS

Contribución 356 del grupo GEOMA-Unidad Asociada al CSIC a los proyectos REN2003-02822 MAR, REN2003-03233 MAR, VEM2003-20093-C03-03 del MCYT y PGDIT03RMA30101PR de la Xunta de Galicia (XUGA).

## REFERENCIAS

- Alonso, B., Ercilla, G., Casas D., Estrada F., Ferrán M., García M., Rey D. y Rubio, B. (en prensa): Pleistocene and Holocene sedimentary facies in the SW Galicia Bank (NE Atlantic Spanish Margin). Enviado para su publicación a *Marine Geology*.
- Canfield D.E. (1988): *Sulfate reduction and the diagenesis of iron in anoxic marine sediments*. PhD thesis, Yale University, Princeton, New Jersey.
- Canfield D.E. (1993): Organic matter oxidation in marine sediments. Interactions of C, N, P and S biogeochemical cycles. Springer, Berlin Heidelberg New York 333-363 p.
- Froelich, P. N., Klinkhammer, G. P., Bender, M. L., Luedtke, N. A., Heath, G. R., Cullen, F., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., Maynard, V., (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 1075-1090.
- Ercilla G., Córdoba D., Gallart J., Gracia E., Muñoz J.A., Somoza L., Vázquez J.T., Vilas F. y Grupo Prestige (en prensa). Geological characterization of the Prestige sinking area. Enviado para su publicación a *Marine Pollution Bulletin*.
- Haese R. R., Schramm J., Rutgers van der Loeff M. M., Schulz H. D. (2000): A comparative study of iron and manganese diagenesis in continental slope and deep sea basin sediments off Uruguay (south-west Atlantic). *International Journal of Earth Sciences*, 88: 619-629.
- Huerta-Díaz, M. y Morse, J. (1990): A quantitative method for determination of trace metal concentrations in sedimentary pyrite. *Marine Chemistry*, 29: 119-144.
- Marin B. y Giresse P. (2001): Particulate manganese and iron in recent sediments of the Gulf of Lions continental margin (north-western Mediterranean Sea): deposition and diagenetic processes. *Marine Geology*, 172: 147-165.
- Rey, D., Rubio, B., Mohamed, K., Rivas, T., Vilas, F; Alonso, B. y Ercilla, G. (2005): High resolution geochemical, petromagnetic and microtextural study of Pleistocene and Holocene sediments from the Galician Atlantic Margin. Enviado para su publicación a *Marine Geology*
- Shaw T. J., Gieskes, J. M., Jahnke, R. A. (1990): Early diagenesis in differing depositional environments: The response of transition metals in pore water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 1233-1246.

# Tempestitas del Albiense y facies asociadas: indicadores paleogeográficos de la plataforma prebética (provincias de Murcia y Alicante)

P.A. Ruiz-Ortiz, J.M. Castro, G.A. de Gea y L.M. Nieto

Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Universitario, 23071, JAÉN  
 jmcastro@ujaen.es; gadegea@ujaen.es; lmnieto@ujaen.es; paruiz@ujaen.es

## ABSTRACT

Calcarenites and calcareous sandstones from the Albian outcropping in the Serreta Larga and Sierra de La Puerta outcrops, in the provinces of Alicante and Murcia, are interpreted as storm deposits. The two outcrops are analyzed and compared within a proximal/distal framework of an outer platform environment. More proximal storm and probable tide-influenced deposits occur in the eastern part of the Serreta Larga in respect of the Sierra de La Puerta outcrops. However, the interpretation as storm-deposits of the calcarenites and calcareous sandstones of the Sierra de La Puerta outcrop, has an important palaeogeographic significance which allow to assign this outcrop to the Prebetic Zone.

**Key words:** Tempestites, Palaeogeography, Marine platform, Prebetic, Albian.

## INTRODUCCIÓN

En medios de plataforma externa los depósitos de tormentas (tempestitas) constituyen la representación más distal de elementos calcáreos propios de medios someros. Bioclastos y granos calcáreos son resedimentados por las olas de tormentas en ambientes cuya sedimentación autó-

tona es de carácter esencialmente hemipelágico. Las tempestitas se erigen así como un claro indicador batimétrico y paleogeográfico como ya ha sido indicado en otros trabajos del mismo ámbito de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Molina *et al.*, 1987). Los criterios de proximalidad/distalidad, entre los que se cuentan principalmente el tamaño de grano, la potencia de los lechos y la frecuencia

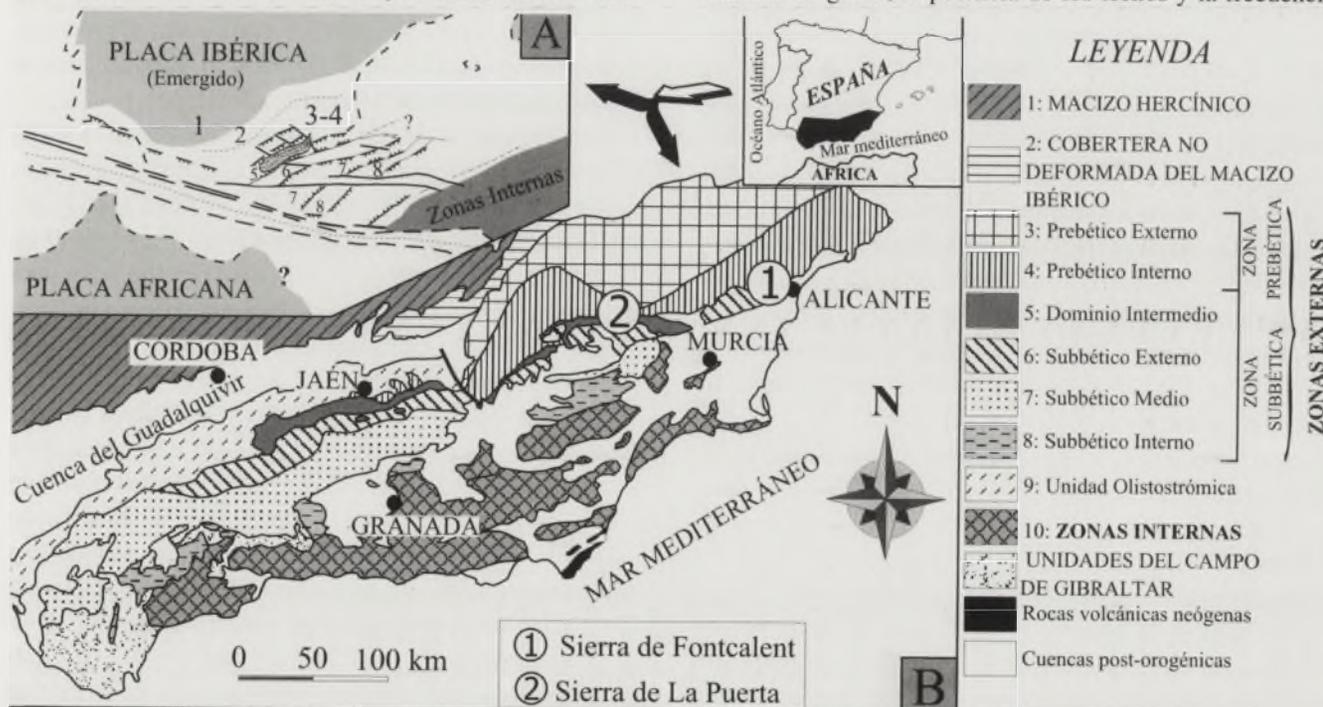


FIGURA 1. Localización geográfica y geológica de los afloramientos estudiados.

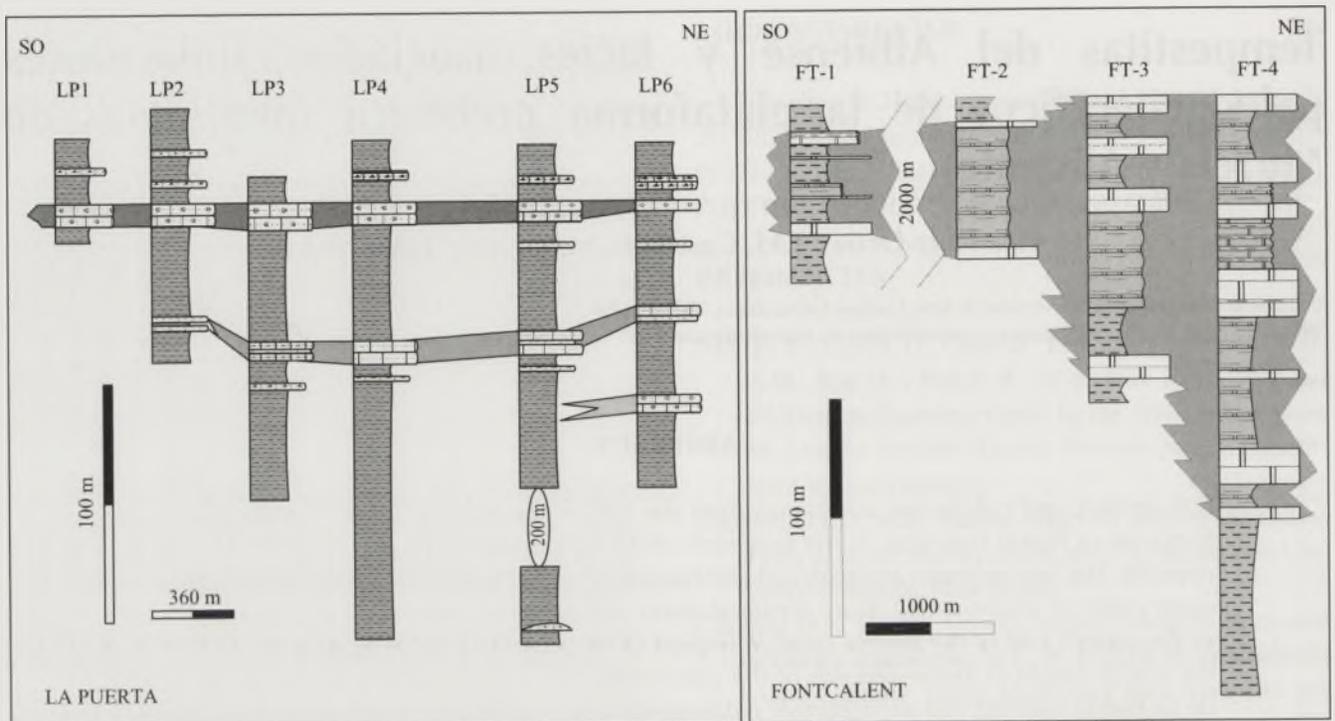


FIGURA 2. Correlación de las secciones estudiadas. A.- Fontcalet; B.- La Puerta.

o periodo de recurrencia de los eventos (e.g. Aigner, 1985), así como su potencial asociación con otras facies propias de las plataformas, podrán utilizarse para aproximar la posición del medio sedimentario de referencia en el contexto de la plataforma externa.

En este trabajo se aborda un estudio comparativo preliminar de las facies de tempestitas y otras asociadas de la Formación Sácaras del Albiense (Castro, 1998) en sus afloramientos de la Serreta Larga junto a la ciudad de Alicante y al sur de la Sierra de la Puerta, junto a la carretera de Cehegín a Calasparra (Fig. 1). En trabajos previos al de Gea (2004), los depósitos de la Sierra de La Puerta que aquí se estudian fueron considerados de tipo flysch u originados en relación con flujos gravitatorios (turbiditas), pero sin que en ningún caso se realizara un análisis de facies mínimamente detallado. Esto llevó a distintos autores a considerar la Sierra de La Puerta como atribuible a dominios paleogeográficos que variaban desde el Prebético Meridional al Subbético Externo (ver revisión en Ruiz-Ortiz, 1980). Por ello es especialmente importante el análisis de facies de los depósitos calcareníticos y areniscosos del Albiense de la Sierra de La Puerta, que pueda conducir a una interpretación sedimentológica que ayude a enmarcar el ámbito paleogeográfico de estos afloramientos.

## ANÁLISIS DE FACIES

### Facies y asociaciones

Las facies presentes en los materiales estudiados (Fig. 2) pertenecen a dos conjuntos claramente diferenciados: facies margosas, y facies de calcarenitas. Las facies margosas están constituidas por margas, margocalizas y margas arenosas,

que contienen una proporción variable de sedimento más grueso, arenoso y/o carbonatado. Suelen estar bioturbadas, y contienen fauna tanto bentónica (foraminíferos, bivalvos, espículas de erizos), como planctónica (foraminíferos, radiolarios y nanofósiles).

Las facies calcareníticas son las más interesantes, porque contienen abundantes estructuras sedimentarias debidas a corrientes, así como bioturbación y otras estructuras de deformación. Las microfacies son *grainstone* y *packstone* bioclásticos de tamaño medio a grueso (hasta microrrudita), con orbitolinas, crinoides, braquiópodos, briozoos, algas rojas y foraminíferos bentónicos; contienen además una pequeña proporción de cuarzo y abundantes intraclastos. Principalmente a partir de las estructuras sedimentarias se han diferenciado los siguientes tipos básicos:

A) Calcarenitas de grano medio a grueso (Figs. 3 y 4A-C) en estratos de potencia decimétrica a métrica, con laminación (o estratificación) cruzada dispuesta en *sets* de potencia decimétrica a menudo de morfología sigmoidal (Fig. 3). También pueden aparecer *sets* de laminación horizontal en la base de los lechos o intercalados entre los *sets* de laminación cruzada. La laminación (o estratificación) cruzada puede inclinarse en distintos sentidos en *sets* sucesivos (Fig. 4A). En otros casos, la laminación o estratificación cruzada viene definida por cantos blandos alargados o alineaciones de huecos circulares, elípticos o alargados en una dirección (Fig. 4C). Esta facies puede formar parte de, o estar asociada a, morfologías de lechos que reproducen montículos y depresiones (*hummock and swales*) con longitudes de onda que pueden llegar a alcanzar varios metros (Fig. 4B).

B) Calcarenitas de grano medio a fino (Fig. 4D-F), o calcarenitas arenosas y areniscas calcáreas, con secuencias de estructuras internas que suelen contener laminación de tipo

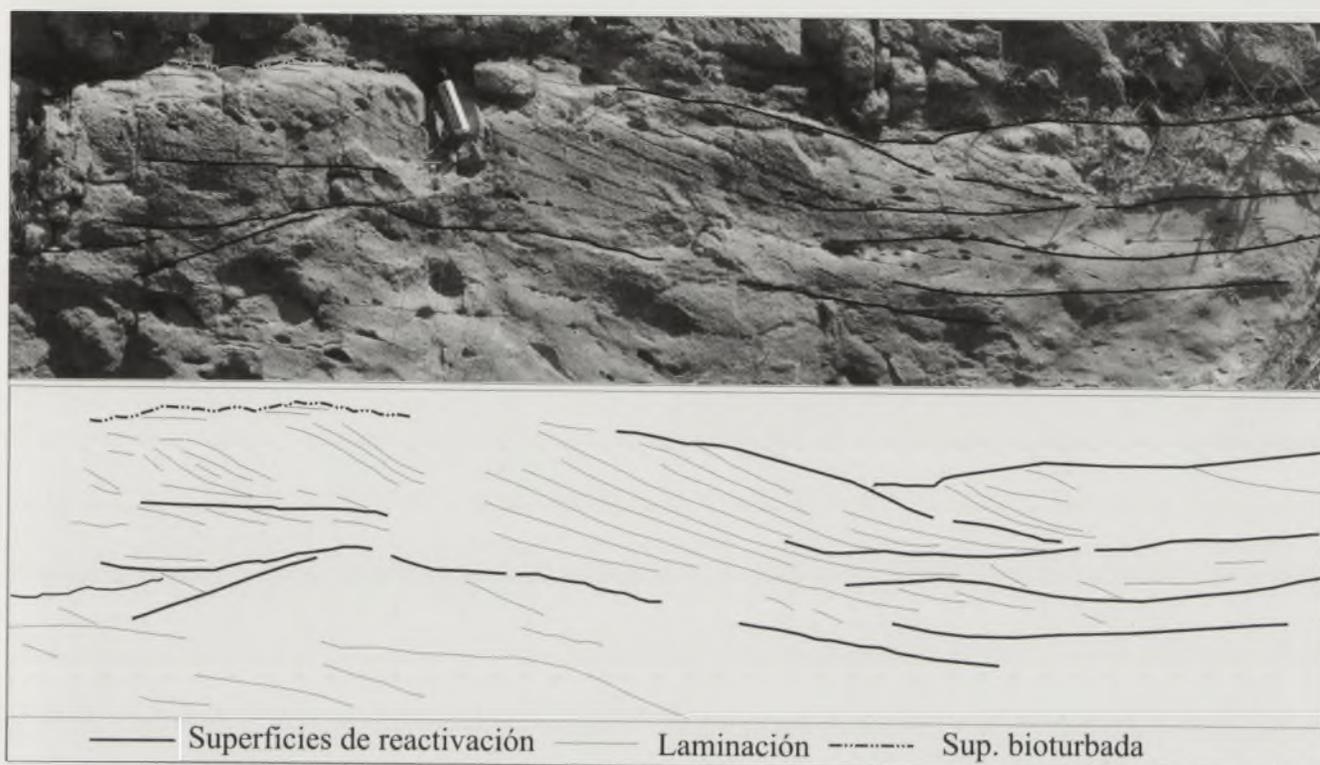


FIGURA 3. Fotografía y dibujo esquemático realizado a partir de la misma de un lecho calcarenítico con facies tipo A con estratificación cruzada sigmoidal.

*hummocky* y *swaley* (Fig. 4E-F), morfologías que también se observan a veces en los muros junto con algunas estructuras de deformación por carga. Los techos pueden tener ripples, y en general suelen estar bioturbados. La amalgamación de lechos de este tipo puede originar niveles de potencia métrica, si bien los estratos con mayor contenido en terrígenos suelen aparecer con potencias centimétricas y textura de grano fino.

C) Microrrudita de orbitolinas planas ("orbitolinita"). Son lechos muy delgados, a veces de 2 a 3 cm de espesor, constituidos principalmente por orbitolinas planas que se disponen paralelamente a la estratificación, a techo de los paquetes calcareníticos.

#### Interpretación sedimentaria. Discusión.

El análisis de facies realizado ha permitido la distinción de dos conjuntos de procesos que dan lugar a los dos tipos principales de sedimento.

Las facies margosas son típicamente depósitos hemipelágicos de baja energía, originados esencialmente por procesos de decantación a partir de sedimento en suspensión. Las variaciones en la carga en suspensión de las aguas, controladas esencialmente por la turbulencia de las mismas, sería la responsable de las pequeñas variaciones observadas en el tamaño de grano. Otra fuente de sedimento sería la propia fauna bentónica presente, también evidenciada por la bioturbación registrada en estos materiales.

Las facies calcareníticas, con profusión de estructuras sedimentarias, se depositarían bajo unas condiciones ambientales mucho más energéticas. Existen lechos en cuyo origen intervinieron claramente corrientes unidireccionales

que originaron desplazamientos de acumulaciones de granos, barras, con *foresets* cóncavos en relación con los cuales se generó una estratificación o laminación que gradualmente adquiere mayor inclinación hacia las láminas más modernas y con *sets* de morfología sigmoidal, principalmente definidos por las superficies erosivas o superficies de reactivación (Fig. 3). Las alineaciones de huecos descritas, corresponderían a cantos blandos, acentuados por la meteorización, o a restos de *mud drapes* cuya disposición sigue estrechamente, en muchos casos, la de las superficies de reactivación (Fig. 4C). Junto a estas estructuras aparecen otras más propias de flujos combinados unidireccionales-oscilatorios, como son la estratificación o laminación tipo *hummocky* y *swaley*, a dos escalas muy diferentes: 1) Como estratificación, generando montículos y depresiones (*hummocks* y *swaleys*) con longitudes de onda métricas, afectando a lechos que pueden tener internamente laminación cruzada de baja inclinación o estructuras como las descritas en las facies de tipo "A" (Figura 4B), o 2) como laminación de idéntico origen (*hummocky* y *swaley*) en el seno de lechos con facies de tipo "B" (Fig. 4 E y F).

Las estructuras tipo *hummocky* y *swaley*, generadas por flujos combinados unidireccionales-oscilatorios, han sido genéticamente relacionadas con olas de tormentas, de tal modo que a los depósitos se les denomina tempestitas (Aigner, 1985; Cheel y Leckie, 1993). Su asociación en este caso, especialmente en los afloramientos más orientales de la Serreta Larga de Alicante, con acumulaciones de granos, barras, depositadas en relación con corrientes unidireccionales, plantea diversos interrogantes. De un lado, las características asociadas a las barras descritas con morfologías de *sets* sigmoidales y *mud drapes*, entre otras, han sido

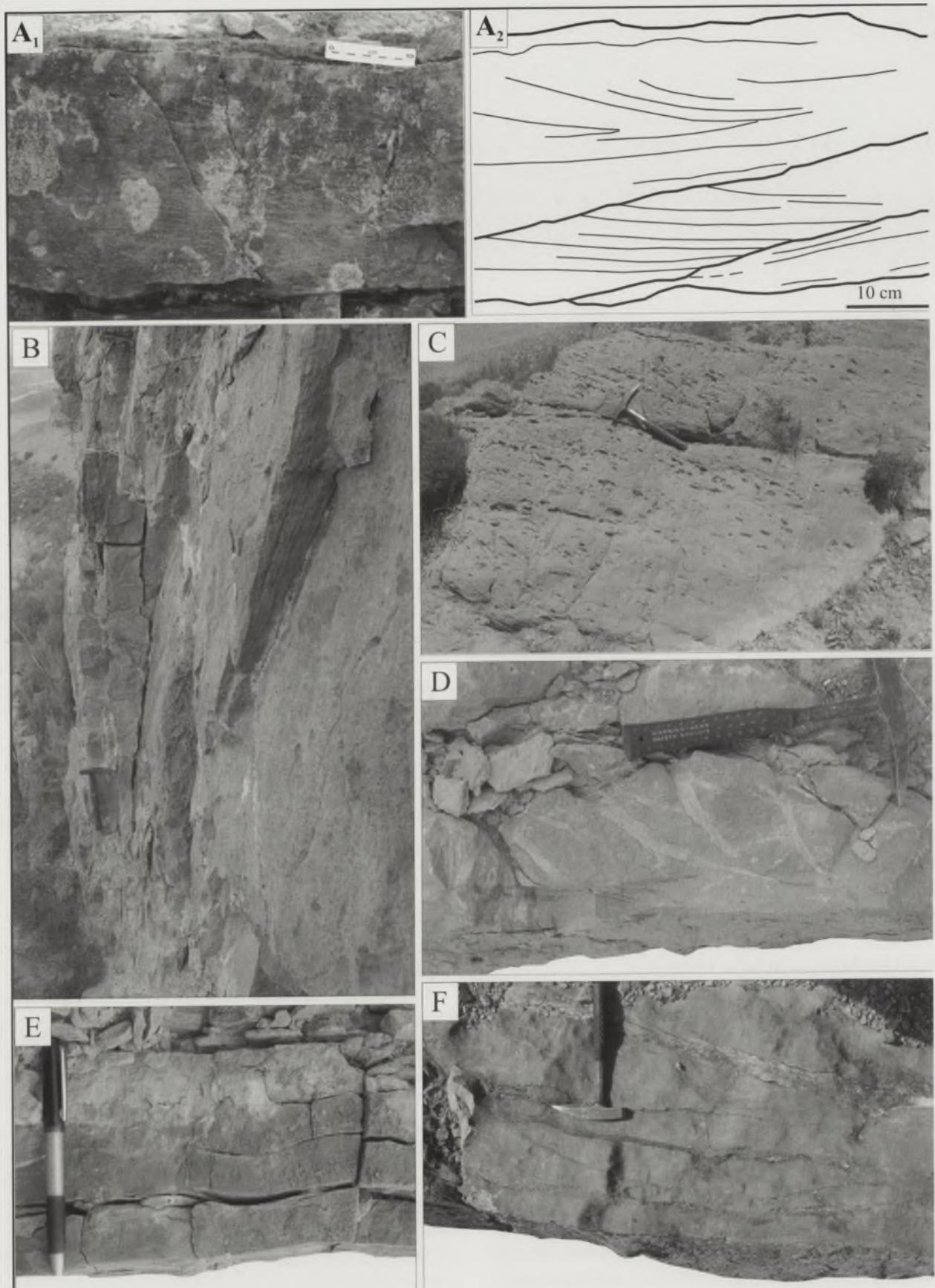


FIGURA 4. Lámina fotográfica. A<sub>1</sub>: Lecho con sets de laminaciones cruzadas en diferentes sentidos separados por superficies de reactivación. A<sub>2</sub>: Dibujo de las laminaciones observadas en A<sub>1</sub>. Las líneas gruesas marcan superficies de reactivación. B: Facies de calcarenitas gruesas con superficies con morfologías swaley de longitud de onda métrica (facies A). C: Bancos de facies A con estratificación cruzada marcada por alineaciones de huecos de cantos blandos y/o posibles restos de mud-draps. D: Banco calcarenítico de facies B, con pistas orgánicas de escape. E: Facies B. Detalle de laminación ondulada de pequeña escala tipo hummocky y swaley. F: Banco amalgamado de facies B. Se observa el muro y superficies internas de reactivación con morfologías onduladas hummocky y swaley.

relacionadas con corrientes mareales, especialmente competentes para el transporte de granos en ámbitos como el de los propios canales mareales pero con alta eficiencia de transporte incluso en ámbitos de plataforma abierta (p.ej. Johnson y Baldwin, 1996). De otro lado, su íntima asociación con tempestitas, con morfologías *hummocky* y *swaley* a gran escala, deja abierta la posibilidad de que fueran los propios flujos unidireccionales generados en relación con la tormenta y que actúan en los primeros estadios del depósito de los granos removilizados por ella (Cheel y Leckie, 1993), los mecanismos de transporte que originaran estos lechos con laminación o estratificación cruzada. De hecho, Cheel y Leckie (1993) diferencian entre tempestitas de grano grueso y de grano fino y caracterizan el primero de estos tipos, además de por el tamaño de grano, por la presencia de *sets* de estratificación cruzada que, en algún caso, pueden incluso orientarse en sentidos diferentes. En nuestro caso, lechos como el de la figura 4A, corresponderían sin duda a este tipo de tempestitas, si bien el tamaño de grano no llega a rudita como plantean los autores citados. La interpretación genética de los posibles *mud drapes* en relación con olas de tormenta para dar lechos como el de la figura 4C es compleja, más aún en el caso que estudiamos, donde la naturaleza carbonática de los sedimentos dificulta en muchos casos una clara diferenciación textural al tiempo que las estructuras sedimentarias quedan enmascaradas.

La distribución de facies permite diferenciar las áreas más proximales y las más distales en estos ambientes de plataforma dominada por las tormentas. Así, las asociaciones de facies, donde abundan los lechos de facies tipo "A", con *hummocky* y *swaley* de gran escala y frecuentes *sets* de estratificación o laminación cruzada unidireccional, corresponderían a las áreas más proximales, mientras que el predominio de facies de tipo "B", definiría las áreas más distales. En la Serreta Larga de Alicante las facies más proximales se localizan en la parte oriental, que desaparece a gran velocidad por la utilización de estas facies como materia prima en la fabricación de cementos. La parte más occidental de la Serreta Larga y los afloramientos de la Sierra de La Puerta están caracterizados por la presencia de tempestitas más distales.

Las paleocorrientes medidas en la Serreta Larga, tanto en los cuerpos de estratificación cruzada como en las tempestitas, son coherentes con la distribución de facies e indican una dirección de transporte hacia el SO, paralelas a los cinturones de facies de la plataforma (Castro, 1998), lo que podría corresponder también al trazado de la línea de costas. Este dato resulta de gran interés, porque la mayor parte de los ejemplos descritos en el registro geológico muestran paleocorrientes perpendiculares a la línea de costa (Cheel y Leckie, 1993), mientras que las paleocorrientes de los modelos basados en sedimentación reciente (Duke *et al.*, 1991) coinciden con los ejemplos presentados en este trabajo. Una posible interpretación relacionaría estas corrientes, en origen perpendiculares a los cinturones de facies y

posiblemente a la línea de costa, como derivadas hacia la derecha por la fuerza de Coriolis (corrientes geostróficas), al situarse la plataforma estudiada en el hemisferio norte. No obstante, no podemos descartar la influencia que la configuración paleogeográfica del área pudo tener en la distribución de las corrientes de tormenta, u otras hipótesis alternativas (Rossetti, 1997). Por el contrario, en los afloramientos de la Sierra de La Puerta se necesita profundizar en estos estudios ya que con los conocimientos que tenemos hasta la fecha existe cierta contradicción aparente entre el sentido de evolución del conjunto de la Fm Sácaras, que pasaría hacia el oeste a facies marinas abiertas pelágicas y hemipelágicas (Fm Represa) y la dirección de las paleocorrientes, que indican en muchos casos un sentido de migración de los cuerpos calcareníticos hacia el E-NE.

## CONCLUSIONES

Las facies y asociaciones de facies descritas en la Fm Sácaras tanto en la Serreta Larga como en la Sierra de La Puerta indican una actividad importante de los flujos relacionados con tormentas durante el Albiense en estas áreas. Los criterios de proximalidad/distalidad indicarían que los depósitos de la Serreta Larga en Alicante ocuparían posiciones más proximales dentro de la plataforma externa de la Zona Prebética, con un sentido de evolución hacia facies más distales en dirección SO. Por el contrario, las facies de la Sierra de La Puerta son, en conjunto, algo más distales, si bien muestran una evolución cíclica en sentido vertical con las facies más proximales hacia la parte media de la secuencia.

Las facies y asociaciones de facies descritas, se han interpretado en relación con la actividad de tormentas si bien, localmente, no se descarta la influencia de corrientes de origen mareal. Estas facies permiten caracterizar sectores relativamente distales de la plataforma marina de la Zona Prebética durante el Albiense. Esta plataforma se extendería, como mínimo, hasta la posición que hoy día ocupa la Serreta Larga en Alicante y la Sierra de La Puerta en la provincia de Murcia. Si bien en el primer caso el dato puede ser considerado solo una precisión de matiz en unos afloramientos tradicionalmente adscritos a la Zona Prebética, no es este el caso de la Sierra de La Puerta. Estos afloramientos, han sido históricamente atribuidos a dominios paleogeográficos alternativos, desde Prebético Meridional hasta Subbético Externo. Hoy podemos claramente encuadrarlos en el Prebético en posiciones paleogeográficas sólo algo más distales que las correspondientes a los de la Serreta Larga del sector de Alicante.

## REFERENCIAS

- Aigner, T. (1985): *Storm depositional systems: Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences*. Lecture Notes in Earth Sciences, 3. Springer-

- Verlag, Berlin, 174 p.
- Castro, J. M. (1998). *Las plataformas del Valanginiense Superior-Albiense Superior en el Prebético de Alicante*. Tesis Doctoral Univ. Granada, 464 p.
- Cheel, R.J. y Leckie, D.A. (1993): Hummocky cross-stratification. En: *Sedimentology Review* (1) (P. Wright, Ed.), Blackwell, Oxford: 103-122.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J. (1991): Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new insights in a stormy debate. *Geology* 19: 625-628.
- Gea, G.A. de (2004): *Bioestratigrafía de Eventos en el Cretácico Inferior de las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral Univ. Jaén, 687 p.
- Johnson, H.D. y Baldwin, C.T. (1996): Shallow clastic seas. En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. H.G. Reading), Third Edition, Blackwell Science, Oxford, UK., pp. 232-280.
- Molina, J.M, Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1997): Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, 109: 95-109.
- Rossetti, D.F. (1997): Internal architecture of mixed tide- and storm- influenced deposits: an example from the Alcântara Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 114: 163-188
- Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias, (Entre Castril, prov. de Granada, y Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada. 274 p.

# Estructura de un cauce encajado (Incised Valley), en materiales de la Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo, Cuenca Ibérica Suroccidental, Valencia

C. de Santisteban<sup>1</sup> y R. Esperante<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departament de Geologia. Universitat de València. 46100- Burjassot (Valencia)

<sup>2</sup> Geoscience Research Institute. Loma Linda, California 92350, USA

## ABSTRACT

*The materials of the Weald and Purbeck facies, in the Northern margin of the Southwestern Iberian basin, contains a system of incised-valley fill deposits. This deposits are arranged in two orders of transgressive - regressive sequences: parasequences and depositional sequences. The base of the depositional sequences are erosional surfaces formed by fluvial vertical incision during a relative sea-level fall. Near the village of Baldozar (Alpuente, Valencia) outcrops two incised-valleys. The lower one is a simple incised valley, related laterally with two parasequences. The upper one is a compound incised-valley, composed by four depositional sequences of beach sandstones. Along time incised valleys are recurrent and changed from depth and narrow to shallow and wide.*

**Key Words:** *Incised valley, Upper Jurassic, Iberian Ranges, Valencia.*

## INTRODUCCIÓN

Los depósitos que afloran en el entorno de la aldea de Baldozar (Alpuente, Valencia) se hallan cartografiados como facies Weald (González Lodeiro *et al.* 1975), que se corresponde con la unidad Formación Arenas y arcillas del Collado (Vilas *et al.*, 1982). Estos materiales pertenecen a la parte inferior de la sucesión estratigráfica continental del Jurásico superior - Cretácico inferior, que comprende indistintamente a depósitos de las facies Purbeck y Weald. Estos últimos se hallan dispuestos, mediante un contacto transicional, sobre los carbonatos de la unidad Formación Calizas con oncolitos de Higuera, y presentan fauna de vertebrados continentales del Jurásico superior (Casanovas *et al.*, 1999), por lo que deben ser atribuidos a la Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo.

Los depósitos de las Formaciones Arenas y arcillas del Collado y Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo, poseen en la comarca de Los Serranos (Noroeste de la provincia de Valencia) una gran semejanza de facies, por lo que no es posible establecer un límite entre ambas basándose únicamente en criterios descriptivos de campo. Además, la secuencialidad atribuida a la primera (Santisteban, 2004) es también válida para la segunda. Estos materiales fueron depositados en el margen norte de la cuenca Ibérica Suroccidental, que consistió en una prolongación del Tethys hacia el interior de Iberia, emplazada al sur del um-

bral formado por los actuales macizos de Espadán, Gúdar y Javalambre (Vilas *et al.*, 1999).

Ambientalmente estos depósitos han sido interpretados como materiales formados en un delta dominado por procesos de oleaje (Santisteban, 2004). En este contexto la presencia de grandes cuerpos canalizados de areniscas ha sido atribuida a la preservación del sistema tributario fluvial que recorre la llanura deltaica. Una interpretación alternativa es la de que algunos de estos canales se hallan asociados a límites de secuencia deposicional y su relleno está formado por depósitos de playas, por lo que se trataría de cauces encajados.

## SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El ejemplo estudiado se halla emplazado en las proximidades de la aldea de Baldozar, municipio de Alpuente (Valencia) (Fig. 1). El corte representado en la figura 2 está situado a 1'5 km al Oeste de la Villa de Alpuente y a 750 m al Sur de Baldozar, en la ladera de una loma junto a la pista de ronda de Alpuente, denominada popularmente "bypass"; en el tramo comprendido entre las vías provinciales VV-6144 y VV-6141 (Fig. 1). La correlación de la figura 2 se ha efectuado en base a 10 columnas estratigráficas, orientadas NE - SO, de las cuales la situada más al NE se halla a 200 metros del cruce entre el *by-pass* y la vía provincial VV-6144.

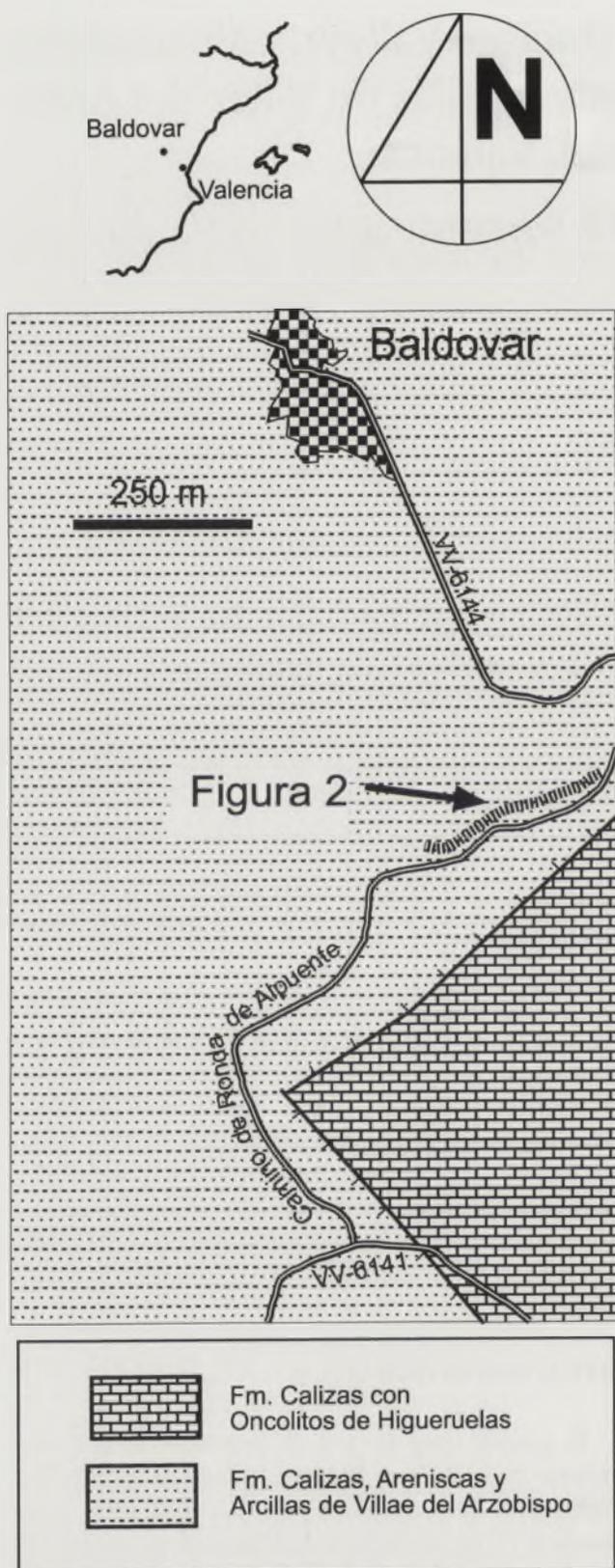


FIGURA 1. Localización geográfica y geológica

## ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

Los depósitos del tránsito Jurásico - Cretácico en la zona de estudio presentan una ciclicidad estratigráfica de alta frecuencia formada por dos órdenes de secuencias (Santisteban, 2004). La secuencia básica está compuesta, desde la

base hasta el techo, por margas grises, calizas bioclásticas, conglomerados heterolíticos, areniscas micáceas, arcillas rojas y carbonatos nodulares. Esta sucesión posee espesores variables entre menos de 1 metro y 15 metros, y está limitada en la base por una superficie de erosión, y en el techo por una superficie con evidencias de exposición subaérea y/o de erosión. Los depósitos de las facies de margas grises y calizas bioclásticas son marinos. Las areniscas blancas han sido interpretadas como materiales formados en complejos de playa. Las arcillas rojas son depósitos fluviales, que contienen localmente, cuerpos canalizados de areniscas blancas con estratificación cruzada sigmoidal (reellenos de canales fluviales meandriformes), y están rematadas en el techo por un nivel de caliche (carbonatos nodulares). Los conglomerados heterolíticos están asociados a la superficie de erosión basal de la secuencia, y se hallan intercalados entre los depósitos de margas y carbonatos marinos y de playa. La sucesión de términos de esta secuencia básica tiene un carácter transgresivo - regresivo y ha sido interpretada como característica de la disposición de facies en un delta dominado por procesos de oleaje y, en términos de estratigrafía secuencial, ha sido considerada una parasecuencia (Santisteban, 2004).

En un orden mayor se puede describir un segundo tipo de secuencia, formada por una agrupación de varias parasecuencias (de 4 a 6), que está limitada por una superficie de erosión con un paleorelieve muy marcado e irregularidades en la incisión que llegan a superar los diez metros. Esta superficie de erosión posee una continuidad lateral (transversal a la sección canalizada) entre una decena de metros y 1 km y va perdiendo entidad pasando a un paleosuelo calcáreo.

## DESCRIPCIÓN

La sección que se muestra en la figura 2, es parte de una correlación de 18 series estratigráficas. Contiene un mínimo de seis parasecuencias apiladas verticalmente, que responden a la misma sucesión de facies arriba descrita. La continuidad lateral de estas parasecuencias está interrumpida por dos superficies de erosión emplazadas entre la segunda y la tercera, y entre la quinta y la sexta.

La configuración de las superficies de erosión es irregular, con uno o varios cauces laterales. Posee un paleorelieve con diferencias máximas de cota entre de 10 a 15 metros y pendientes internas de vaguada del 45%. La anchura de las incisiones asociadas a la superficie de erosión es del orden de 70 metros. Morfológicamente estos cauces pueden tener secciones transversales tanto simétricas como asimétricas.

El cauce perteneciente a la tercera parasecuencia, aunque está afectado parcialmente por las incisiones del techo de la quinta parasecuencia, es claramente asimétrico. Posee 7 metros de profundidad y 35 metros de anchura. Su extensión es limitada ya que la superficie de erosión pasa, hacia el Suroeste, a un paleosuelo, y hacia el Noreste a arcillas rojas

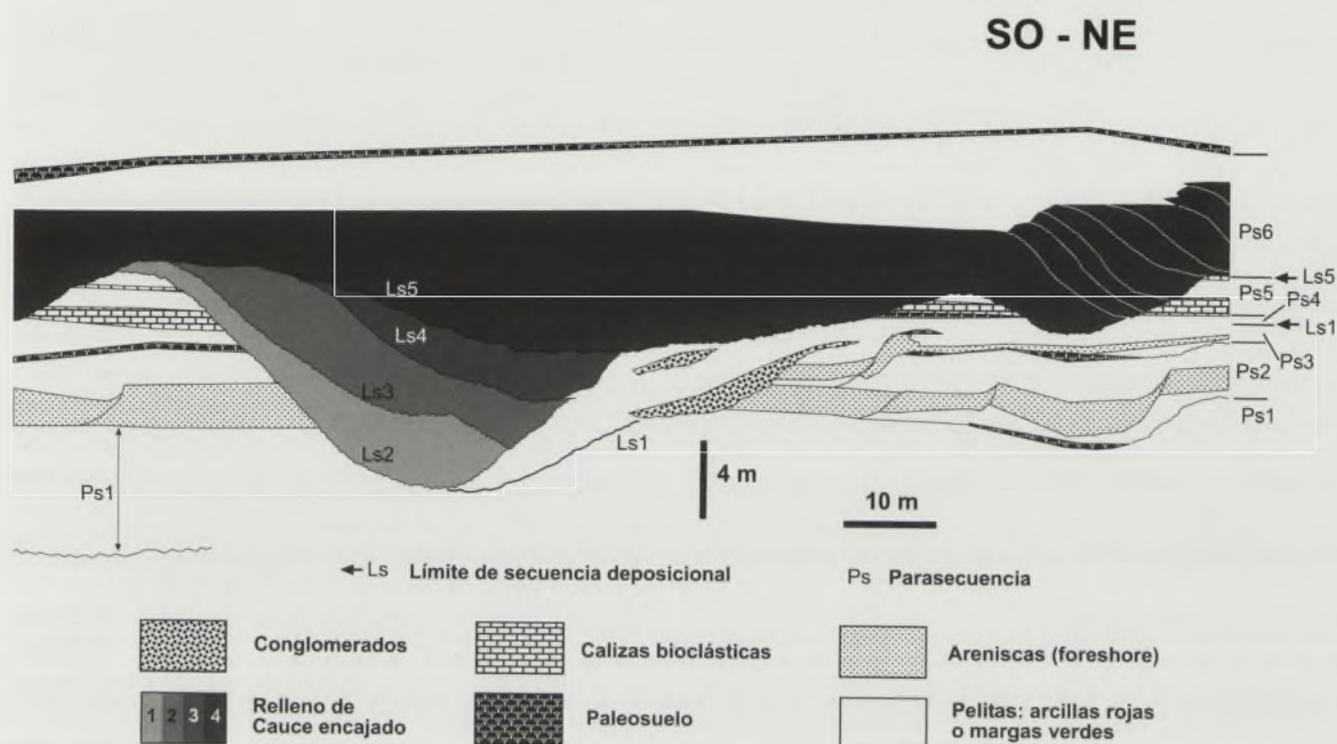


FIGURA 2. Esquema estratigráfico

conteniendo dos niveles superpuestos de paleosuelos.

La superficie de erosión asociada a la base de la sexta parasecuencia afecta a las otras cinco parasecuencias anteriores. Su relleno está formado, principalmente, por un cuerpo de areniscas blancas desarrollado en múltiples estadios en los que se combinan etapas de erosión y sedimentación (Fig. 2). La base de este cuerpo posee varias incisiones laterales, mientras que el techo es heterócrono pasando, gracias a un sistema de cuña en cuña, a margas grises y arcillas rojas. Se pueden reconocer cuatro estadios de relleno que se superponen por medio de superficies de erosión. Los tres inferiores se presentan en el interior de la incisión mayor y muestran una disposición asimétrica indicativa de la migración lateral del cauce. El relleno superior (cuarto estadio) es expansivo y está formado por un conjunto de cuerpos de arenisca, que se solapan lateralmente hacia el Noreste. Estas unidades de arenisca poseen dos órdenes de estratificación y laminación en sentidos opuestos y los interpretamos como facies de playa o playa-barrera.

## ANÁLISIS

Las dos superficies de erosión con paleorelieve, asociadas a la cuarta y sexta parasecuencias solo son posibles por un descenso relativo o absoluto del nivel de base de 10 a 2 m. La presencia en la tercera parasecuencia, de un sistema de playas escalonadas en posición descendente, que precede al desarrollo de la primera superficie de erosión, sugiere esta relación con una bajada secuenciada del nivel del mar. Su fosilización se ha realizado con depósitos marinos someros y litorales (estuario con predominio de la acción del oleaje). Estas superficies son límites de tipo II de secuencias

deposicionales (en el sentido de Mitchum *et al.*, 1977). Su pérdida de definición, lateralmente en las áreas de interfluvio, allí donde solamente hay arcillas rojas fluviales o en donde se desarrollan perfiles de paleosuelos hace que sea difícil de reconocer, como ocurre entre la tercera y cuarta parasecuencias.

El cauce encajado superior, asociado a la sexta parasecuencia, presenta un relleno múltiple desarrollado por cuatro etapas de erosión y sedimentación. Estas superficies son límites de secuencia deposicional y tres de ellas, además, superficies de transgresión. En los depósitos de cada estadio se conservan clinoformas con diferencias de cota entre los 8 y 10 metros. Ello representa un conjunto de variaciones eustáticas de mayor rango que la supuesta durante el desarrollo de una parasecuencia. En conjunto, el canal encajado superior es del tipo compuesto en el sentido de Zaitlin *et al.* (1994). La sucesión de las distintas etapas de encajamiento y relleno muestra un desplazamiento lateral del cauce encajado hacia el NE, según la componente de la correlación. El último estadio muestra un encajamiento menor en profundidad, pero la transgresión posterior es expansiva superando los límites del cauce inicial y rellenando tributarios secundarios. La superficie de su base es un límite de secuencia deposicional (Ls5) que enmascara los límites de las secuencias deposicionales 2 (Ls2), 3 (Ls3) y 4 (Ls4). Por último, es de destacar la recurrencia en el tiempo en la posición de los cauces encajados asociados a las cinco secuencias deposicionales, lo cual es consecuencia de la posición fija del sistema fluvial tributario a lo largo de varias decenas de miles de años.

## CONCLUSIONES

Los depósitos de la de la unidad Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo presentan una ciclicidad de alta frecuencia que puede ser organizada en parasecuencias y secuencias deposicionales, de cuarto o quinto orden. En relación con la superficie basal se han desarrollado sistemas de cauces encajados. Dos de ellos, en el entorno de la aldea de Baldovar (Alpuente, Valencia) se superponen en el espacio. El inferior es un cauce encajado simple. El superior es un cauce encajado compuesto en cuyo relleno pueden diferenciarse cuatro secuencias deposicionales. Las tres primeras se desarrollaron como relleno de un cauce encajado profundo y estrecho que se iba desplazando lateralmente. La cuarta es expansiva y se corresponde con un sistema de cauces encajados anchos y poco profundos.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto del Ministerio de Ciencia y Tecnología, referencia BTE2001-0185-C02-02.

## REFERENCIAS

- Casanovas-Cladellas, L., Santafé-Llopis, J. V., Santisteban Bové, C. y Pereda Suberebiola, X. (1999): Estegosaurios (Dinosauria) del Jurásico superior - Cretácico inferior de la comarca de Los Serranos (Valencia, España). *Revista Española de Paleontología*, Nº Extraordinario: 57-63.
- González Lodeiro, F., Iglesias Ponce de León, M., Rubio Novas, J., García Salinas, F., Abril Hurtado, J. y Ortí Cabo, F. (1975): *Hoja geológica y Memoria explicativa del mapa Geológico de España*. Alpuente, nº 638 (27-25), Escala 1: 50.000, I.G.M.E, Madrid. 34 p.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: the depositional sequences as a basic unit for stratigraphic analysis, in: Payton C. E. (ed.), *Seismic stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. American association of Petroleum Geologists Memoir* 26: 53-62.
- Santisteban, C. (2004): Ambiente sedimentario y ciclicidad estratigráfica de los marteriales de la Formación Arenas y arcillas del Collado (Cretácico inferior), en el sector de Alpuente (Valencia). *Geogaceta*, 35:15-18.
- Vilas, L., Mas, R., García, A., Arias, C. Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): Capítulo 8. Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense. Madrid: 457-509.
- Zaitlin, B. A., Dalrymple, R. W. y Boyd, R. (1994): The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. In: *Incised-Valley systems: Origin and sedimentary sequences*. In: dalrymple, R. W., Boyd, R. and Zaitlin, B. A. *SEPM Special Publication* nº 51:45-60.

# La crisis de salinidad Tortoniense: su registro en la zona de enlace entre las cuencas de Fortuna y del Bajo Segura

J.M. Soria, J.E. Tent-Manclús, J.E. Caracuel, A. Yébenes, C. Lancis y A. Estévez

Dpto. de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Ap. 99 - 03080 Alicante

## ABSTRACT

*The late Tortonian and Messinian stratigraphical record of the linkage zone between the Fortuna and Bajo Segura basins has been divided in three major unconformities bounded units. The Tortonian II Unit (TII) represents the open marine sedimentation in both basins; the Tortonian-Messinian Unit (T-M) has swallow marine and restricted basin characteristics, and is made up of three evaporitic groups; the Messinian Unit (M) shows in the Fortuna Basin the fourth evaporitic group, which indicates a lacustrine environment. In our study we propose: 1) the Tortonian Salinity Crisis (TSC) initiate in the first evaporitic group of the T-M Unit, below the markers of the *Discoaster berggrenii/quinqueramus* biozone of the late Tortonian; 2) The main evaporitic phase (second group, Unit T-M) has taken place in the upper part of the C3Br.1n subchron; and 3) the fast shallowing of the Fortuna Basin during the TII and T-M limit, and the Internal Zone provenance of the basal conglomerate of the first evaporitic group, relates the TSC with a tectonic uplift event which isolate the basin.*

**Key words:** Tortonian, Messinian, Fortuna Basin, Bajo Segura Basin.

## INTRODUCCIÓN

Durante el Mioceno Superior las cuencas sedimentarias de la Cordillera Bética oriental han registrado los eventos más singulares en la evolución reciente del Mediterráneo. Uno de ellos es la crisis de salinidad Messiniense, que se manifiesta tanto por la precipitación de evaporitas como por el desarrollo de superficies erosivas relacionadas con la caída del nivel del mar en el Mediterráneo. Otro evento recientemente documentado corresponde a la crisis de salinidad Tortoniense -CST- (Krijgsman *et al.*, 2000), que tuvo lugar 1.8 Ma antes de la crisis Messiniense. La CST se manifiesta por la precipitación de evaporitas en el centro de las cuencas de Lorca y Fortuna, y se interpreta como la consecuencia de una fase de restricción marina causada por la tectónica (Garcés *et al.*, 1998; Dinarès-Turell *et al.*, 1999; Garcés *et al.*, 2001). La CST es un evento de gran importancia en la evolución paleogeográfica de las cuencas Béticas, dado que marca el inicio del cierre definitivo de la comunicación entre el Océano Atlántico y Mar Mediterráneo (Viseras *et al.*, 2004). Asimismo, tras la CST un gran número de cuencas Béticas (e. g. Granada, Guadix-Baza, Lorca y Fortuna) perdieron su carácter marino, transformándose en cuencas continentales. Dadas las implicaciones de la CST en la evolución paleogeográfica de la Cordillera Bética, hemos considerado de interés estudiar este evento en el área de enlace entre las cuencas de Fortuna y del Bajo Segura. Este área presenta una doble particularidad: por una parte, están

bien expuestas las unidades estratigráficas del Tortoniense y Messiniense, tanto marinas como continentales, en las cuales se ha documentado previamente la CST; por otra parte, afloran sedimentos marinos adecuados para ser datados mediante la combinación de bioestratigrafía (nanoplancton calcáreo) y magnetoestratigrafía.

## DATOS PREVIOS

La existencia de evaporitas de edad Tortoniense superior en la Cuenca de Fortuna, como elemento clave para la reciente formulación de la CST (Krijgsman *et al.*, 2000), ya fue puesta de manifiesto anteriormente por Montenat (1977). Este autor fue el primero que representó cartográficamente estas evaporitas y quien las incluyó dentro de la última unidad estratigráfica del Tortoniense (m5), subyacente a la primera unidad del Messiniense (m6). En posteriores estudios se aportan nuevos datos bioestratigráficos, basados en foraminíferos planctónicos, que permitieron atribuir estos materiales al Messiniense (Santisteban, 1981) o, con más precisión, al Messiniense superior (Lukowski, 1987). Müller y Hsü (1987) correlacionan las evaporitas de la Cuenca de Fortuna con las evaporitas de las Cuencas de Sorbas y relacionan ambas con la caída mayor del nivel del mar responsable de la crisis de salinidad Messiniense en el Mediterráneo. Sin embargo, en los trabajos más recientes, en los que se estudia, con datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos (micromamíferos), la posición cronoestratigráfica

de las evaporitas, se concluye que éstas son más antiguas y se atribuyen al Tortoniense superior, es decir, a una edad coincidente en gran medida con la propuesta originalmente por Montenat (1977). Así, en los trabajos realizados por Garcés *et al.* (1998) y Dinarès-Turell *et al.* (1999) se propone una edad Tortoniense superior a Messiniense inferior. Más recientemente Krijgsman *et al.* (2000) y Garcés *et al.* (2001) argumentan la edad Tortoniense superior (7.8 Ma) para el inicio de la sedimentación evaporítica en la Cuenca de Fortuna.

## EL ÁREA DE ESTUDIO

Nuestro trabajo se centra en la zona de enlace entre las cuencas de Fortuna y del Bajo Segura (Fig. 1). En este sector aflora el basamento de las Zonas Externas, cuyos principales relieves son las sierras de Abanilla, Monte Alto y Crevillente (Subbético). Fuera del área estudiada, a 2-3 km hacia el sur, aflora el basamento de las Zonas Internas, que forma la Sierra de Orihuela (Complejo Alpujárride). La localización de ambos afloramientos es importante en nuestro estudio, dado que ha controlado los aportes a estas cuencas. Para ilustrar la organización estratigráfica de los materiales del Tortoniense y Messiniense se han seleccionado diez secciones, que se extienden desde Albatera, al este, hasta el Río Chicamo, al oeste (Fig. 2).



FIGURA 1. Esquema geológico de la Cordillera Bética oriental (modificado de Montenat y Ott d'Estevou, 1990) con la localización del área estudiada en la zona de enlace entre las cuencas de Fortuna y Bajo Segura.

## ESTRATIGRAFÍA

En el área de estudio se diferencian cinco unidades aloestratigráficas (T-I, T-II, T-M, M y P-Q; ver figura 2) cuyos límites coinciden con discontinuidades reconocidas en toda la extensión de la cuenca. Las unidades T-I y T-II (Tortoniense) corresponden a sedimentos marinos, someros

en los márgenes y profundos en el centro, de las cuencas de Fortuna y del Bajo Segura. La Unidad T-M (Tortoniense superior – Messiniense inferior), también marina pero mayoritariamente somera, incluye las evaporitas a partir de las cuales se propuso la CST. La Unidad M (Messiniense) registra en ambas cuencas una sedimentación fundamentalmente continental (aluvial y lacustre). Nuestro estudio se centra en la Unidad T-M (Fig. 3), si bien para caracterizar sus discontinuidades limitantes también se contempla el análisis de la parte superior de la Unidad T-II y de la parte inferior de la Unidad M.

La Unidad T-II está constituida por dos conjuntos litológicos: T-IIa y T-IIb. El primero corresponde a una sucesión margosa muy homogénea de más de 100 metros de espesor. Estas margas contienen una variada asociación de microfósiles planctónicos y bentónicos. En la parte superior intercalan, localmente, delgados niveles de limos a arenas muy finas, en cuya composición dominan los litoclastos carbonáticos procedentes del basamento de las Zonas Externas. Este conjunto se interpreta como un depósito de centro de cuenca marina, relativamente profunda, con predominio de sedimentos pelágicos y con aporte puntual de terrígenos que se fueron haciendo más importantes con el tiempo. El conjunto T-IIb está constituido por calizas más o menos arenosas y aflora al sur de las sierras de Abanilla y Crevillente (margen norte de la Cuenca del Bajo Segura), desapareciendo hacia la Cuenca de Fortuna. Se trata de calcarenitas arenosas y areniscas calcáreas bien estratificadas, de tamaño de grano medio a grueso, que contienen tanto litoclastos carbonáticos como restos esqueléticos de organismos marinos someros (bivalvos, equinodermos, gasterópodos y algas rojas). Localmente, se observan bioconstrucciones coralinas (*Porites* y *Tarbellastrea*). Este conjunto se interpreta como el depósito de una plataforma marina que prograda hacia la cuenca pelágica, tal como se deduce de la megasecuencia regresiva o de somerización que forma con el conjunto T-IIa.

La Unidad T-M está separada de la anterior por una superficie erosiva sobre la que se superponen seis conjuntos litológicos: T-Ma, T-Mb, T-Mc, T-Md, T-Me y T-Mf. El conjunto T-Ma reposa sobre las margas pelágicas de la unidad anterior (T-IIa) y está formado por conglomerados y arenas en bancos canalizados con grandes bloques procedentes de las Zonas Internas. El registro fósil está compuesto por lamelibránquios y clastos perforados por litófagos. Este conjunto basal evoluciona gradualmente en la vertical hacia el conjunto T-Mb, compuesto por una alternancia de arenas, con ripples de oscilación y estratificación cruzada tipo *hummocky*, y yesos. Este tramo yesífero constituye el primer registro de sedimentación evaporítica en la Cuenca de Fortuna. El conjunto T-Mc se superpone sobre las calcarenitas marinas someras de la unidad anterior (T-IIb) y está dominado por conglomerados y arenas, que forman una o varias secuencias estrato y granocrecientes. Localmente muestra una estructura interna en clinofomas características del forset de deltas tipo Gilbert, así como parches arrecifales de

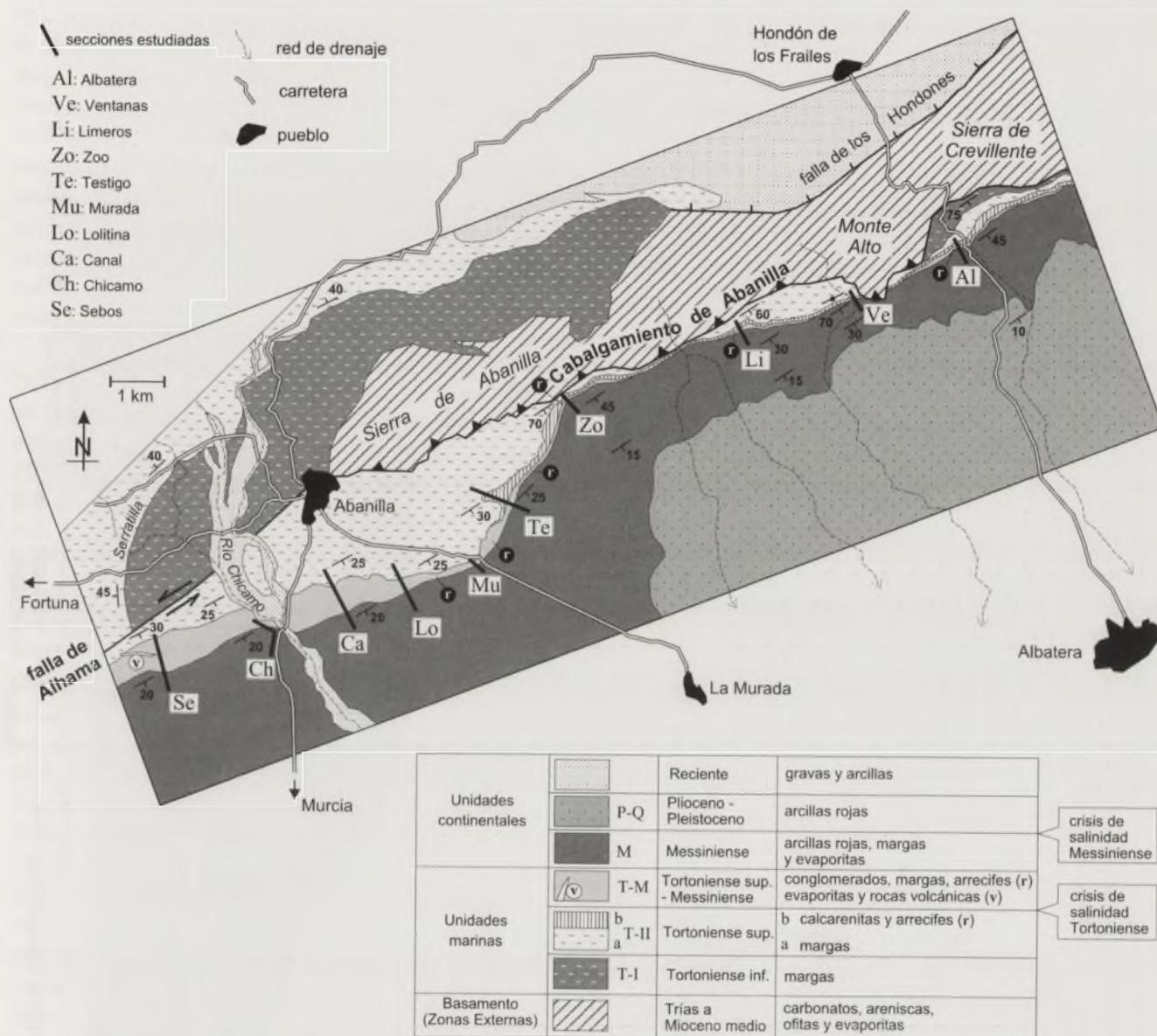
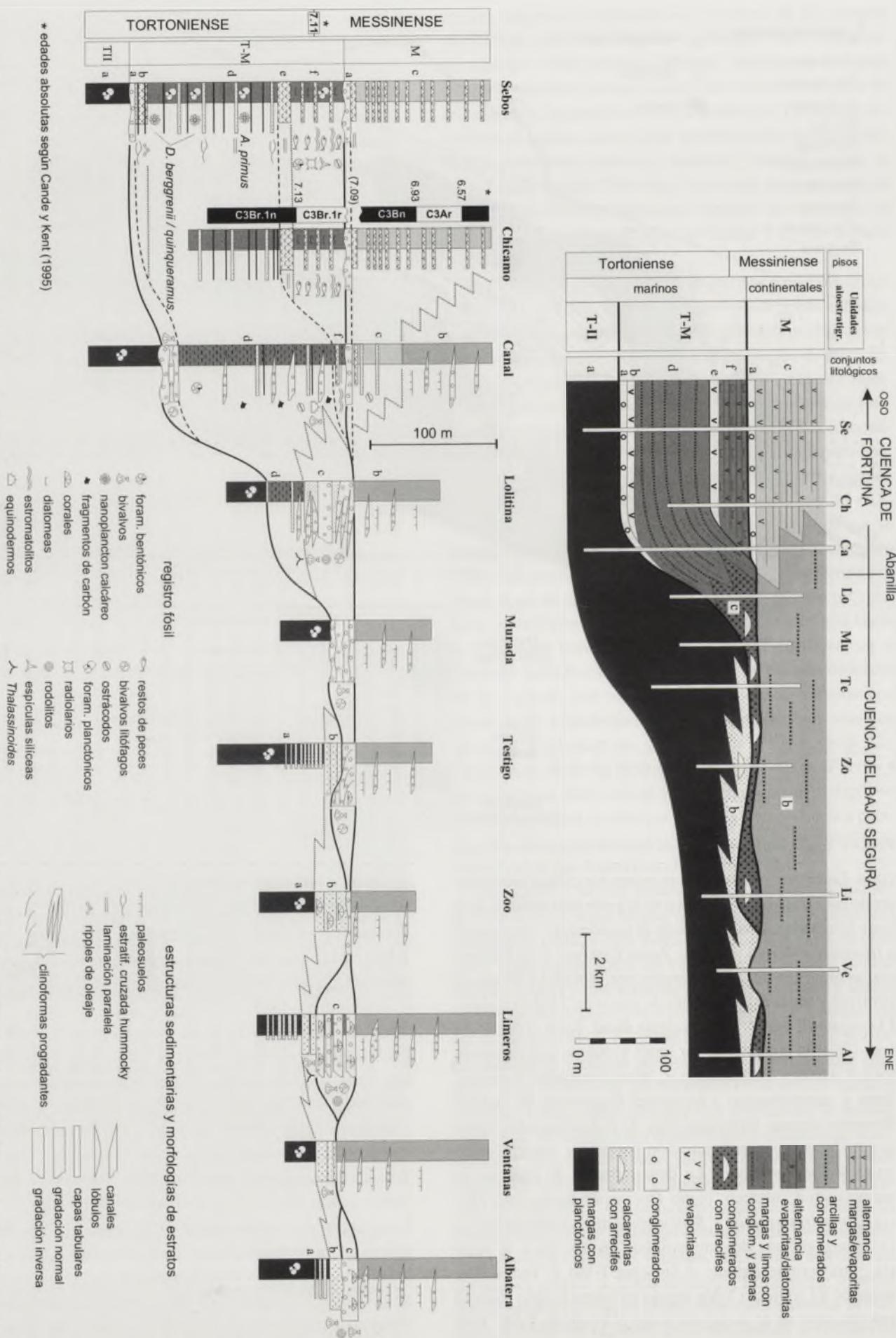


FIGURA 2. Mapa geológico del área estudiada (ver localización en la figura 1) y posición de las sucesiones estratigráficas levantadas en nuestro trabajo.

coral. Entre sus componentes dominan los clastos procedentes de las Zonas Internas, salvo en la parte más oriental de la zona estudiada (Albatera) donde el predominio corresponde a fragmentos derivados de las Zonas Externas. Con frecuencia, se observan clastos perforados por litófagos y fósiles de bivalvos y algas rojas, además de trazas de *Thalassinoides*. El conjunto T-Md es el equivalente distal, hacia el oeste, del anterior. Está constituido por limos y margas que contienen fósiles marinos (equinodermos, lamelibranquios, foraminíferos y nanoplancton) y frecuentes fragmentos de carbón. Presenta algunas intercalaciones de conglomerados canalizados y arenas con laminación paralela y estratificación cruzada tipo *hummocky*. La determinación de especies de nanoplancton calcáreo, como *Discoaster berggrenii*, *Discoaster quinquerramus* y *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (>7 mm), además de *Amaurolithus primus* hacia la parte alta, nos permite atribuir el litosoma T-Md al Tortoniense superior. El conjunto T-Me reposa en contacto neto sobre el anterior pero no se desarrolla sobre el conjunto T-Mc. Está

constituido fundamentalmente por yeso bien estratificado y representa la segunda fase evaporítica de la Cuenca de Fortuna. El conjunto T-Mf, con el que termina la Unidad T-M, está formado por una alternancia de yesos con láminas estromatolíticas y margas diatomíticas con fósiles de peces y foraminíferos tanto planctónicos como bentónicos. Este conjunto registra la tercera fase evaporítica en la Cuenca de Fortuna. Los conjuntos T-Me y T-Mf no han sido datados aún bioestratigráficamente, si bien las sucesiones magnetoestratigráficas, realizadas por Dinarès-Turell *et al.* (1999) y Krijgsman *et al.* (2000), calibradas con nuestros datos de nanoplancton, permiten atribuir las evaporitas (T-Me) al Tortoniense superior y situar el límite Tortoniense-Messiniense dentro del conjunto evaporítico-diatomítico (T-Mf). Los seis conjuntos que constituyen la Unidad T-M, se depositaron en un contexto general de sedimentación marina relativamente somera en relación al de las margas subyacentes de la Unidad T. El conjunto T-Ma corresponde a un depósito deltaico de grano grueso (fan delta) y evoluciona formando



una secuencia de profundización hacia el conjunto T-Mb, de carácter marino somero. El conjunto T-Mc representa un nuevo episodio deltaico correlativo con los sedimentos marinos someros o de prodelta del conjunto T-Md. Los conjuntos T-Me y T-Mf indican condiciones de depósito de cuenca marina somera con escasos aportes terrígenos, donde alternarían etapas de precipitación de evaporitas, representadas por los yesos, y episodios de ambiente anóxico en el fondo, evidenciados por las diatomitas laminadas con restos de peces. La presencia de yesos y diatomitas permite diferenciar estos dos conjuntos del infrayacente (T-Md).

El límite entre las unidades T-M y M corresponde a una superficie erosiva. La unidad M está formada por tres conjuntos litológicos: Ma, Mb y Mc. El primero, muestra un predominio de conglomerados, con elementos procedentes del basamento de las Zonas Internas, y abundantes restos de organismos marinos someros (lamelibranquios, equinodermos y corales, entre otros). El conjunto Mb está formado por lutitas rojas con paleosuelos, entre las que se intercalan bancos de conglomerados con morfologías canalizadas y lobulares. El conjunto Mc, correlativo con el anterior, está constituido por una alternancia de margas grises y evaporitas que corresponden a la cuarta y última fase evaporítica de la Cuenca de Fortuna. Las margas de este conjunto contienen únicamente ostrácodos y, de forma ocasional, hacia la base, aparecen restos óseos de vertebrados marinos. No se dispone de criterios bioestratigráficos que permitan datar la Unidad M; su asignación al Messiniense se basa en la nueva calibración de los datos magnetoestratigráficos propuesta en el apartado anterior. La Unidad M representa la generalización de la sedimentación continental en la mayor parte del área estudiada (conjunto Mb), si bien tanto el conglomerado basal (Ma) como la parte inferior del conjunto Mc muestran influencias marinas litorales. La parte superior de la sucesión margoso-evaporítica (Mc) se interpreta como un depósito distal lacustre del conjunto Mb.

#### LA CRISIS DE SALINIDAD TORTONIENSE: MANIFESTACIONES, EDAD Y CAUSAS

La CST es un evento que se caracteriza por la precipitación de evaporitas y por la restricción marina en las cuencas orientales de la Cordillera Bética (Krijgsman *et al.*, 2000). En el área estudiada el primer registro evaporítico corresponde al conjunto T-Mb, que se superpone sobre el conglomerado basal (T-Ma), de la Unidad T-M. La presencia del conglomerado T-Ma sobre las margas pelágicas profundas (TIIa) atestigua una brusca somerización que se vio acompañada de la restricción de la cuenca marina, como queda evidenciado por el desarrollo del primer nivel evaporítico depositado en ambientes litorales. Por tanto, los conjuntos T-Ma y b pueden considerarse como los marcadores estratigráficos del inicio de la CST. Este cambio en las condiciones sedimentarias se manifiesta tanto en el margen de la Cuenca del Bajo Segura, donde sobre depósitos de plataforma

marina somera (TIIb) aparecen depósitos deltaicos de grano grueso (T-Mc), como en la Cuenca de Fortuna, donde los depósitos pelágicos (TIIa) son sustituidos de forma neta por sedimentos marinos someros. La edad de inicio de la CST se puede precisar bioestratigráficamente, mediante nanoplanton calcáreo, por la presencia de *Discoaster berggrenii* y *D. quinqueramus* identificados en la base del conjunto T-Md que se superpone a los yesos. La aparición del conglomerado basal (T-Ma) tiene implicaciones importantes en relación con las causas de la CST. En efecto, Este conglomerado corresponde a un depósito deltaico de grano grueso y alta energía cuyos clastos provienen de las Zonas Internas. Así pues, su presencia implica un rejuvenecimiento del relieve en dichas Zonas y la llegada de sus aportes a una cuenca recién somerizada. Esta doble coincidencia se interpreta como el resultado de un evento de levantamiento tectónico que afectaría tanto a las áreas fuente, constituidas por los relieves de las Zonas Internas, como a la propia cuenca. Ya en condiciones marinas relativamente someras, la cuenca experimentaría episodios de restricción marina que coincidirían con la precipitación de los paquetes más potentes de evaporitas de los conjuntos T-Me y T-Mf.

Los conjuntos T-Me y T-Mf han sido considerados por Krijgsman *et al.* (2000) como el registro de la CST. Afirman que la base del conjunto T-Me, que sitúan en la parte superior de la C4n.2n (a 7,8 Ma), representa el inicio de la CST. Sin embargo, nosotros consideramos que el inicio de la CST está registrado por los conjuntos T-Ma y TM-b, mientras que el conjunto T-Me representaría un importante episodio evaporítico de la misma. Por otra parte, nuestra recalibración, mediante nanoplanton calcáreo, de los datos magnetoestratigráficos obtenidos por Dinarès-Turell *et al.* (1999), Krijgsman *et al.* (2000) y Garcés *et al.* (2001) nos lleva a proponer dos precisiones magnetobioestratigráficas. En primer lugar, la presencia de *Discoaster berggrenii* y *D. quinqueramus* justo sobre el conjunto T-Mb indica que el inicio de la CST debió ser previo o contemporáneo a la biozona de *Discoaster berggrenii* / *quinqueramus* del Tortoniense superior. En segundo lugar, la primera aparición de *Amaurolithus primus* en la parte superior del conjunto T-Md obliga a asignar una nueva posición magnetoestratigráfica al conjunto evaporítico principal (T-Me); en efecto, dado que la primera aparición de dicha especie se produce en el subcron C3Br.1n, el cambio de polaridad localizado a techo del conjunto T-Me debe corresponder al paso de C3Br.1n a C3Br.1r, cuya edad es 7,13 Ma según la GMPTS de Cande y Kent (1995).

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos de investigación BTE2003-05047 y BTE2003-01113 MCYT, GV04B-629 y GRUPOS03/084 Generalitat Valenciana. Agradecemos a Yolanda López la preparación de las muestras de nanofósiles.

## REFERENCIAS

- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100: 6093-6095.
- Dinarès-Turell, J., Ortí, F., Playà, E. y Rossell, L. (1999): Palaeomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogene Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the 'Messinian Salinity Crisis'. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 154: 161-178.
- Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J. (1998): Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna Basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. *Earth Planet. Sci. Letters*, 163: 69-81.
- Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J. (2001): Chronostratigraphic framework and evolution of the Fortuna basin (Eastern Betics) since the Late Miocene. *Basin Research*, 13: 199-216.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Agustí, J., Raffi, I., Taberner, C. y Zachariasse, W.J. (2000): The 'Tortonian salinity crisis' of the eastern Betics (Spain). *Earth Planet. Sci. Letters*, 181: 497-511.
- Lukowski, Ph. (1987): *Évolution tectono-sédimentaire du bassin néogène de Fortuna (Cordillères bétiques orientales, Espagne)*. Thèse d'Etat. Paris-Sud, Orsay, t. I: 255 p., t. II: 147 p.
- Montenat, Ch. (1977): Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*. 69: 345 p.
- Montenat, Ch. Y Ott d'Estevou, Ph. (1990): Eastern Betic Neogene Basins – A review. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 9-15.
- Müller, D.W. y Hsü, K.J. (1987): Event stratigraphy and paleoceanography in the Fortuna basin (Southeast Spain): A scenario for the Messinian salinity crisis. *Paleoceanography*, 2: 679-696.
- Santisteban Bové, C. (1981): *Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia), a la luz de la crisis de salinidad*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 725 p.
- Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J. (2004): Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). SGE – IGME, 576-581.

# Variabilidad de la señal isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ) del sistema tobáceo actual del Parque del Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza)

M. Vázquez<sup>1</sup>, C. Osácar<sup>2</sup>, C. Arenas<sup>1</sup>, C. Sancho<sup>3</sup> y L. Auqué<sup>4</sup>

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza

<sup>1</sup> Estratigrafía, carenas@unizar.es, 181995@unizar.es, <sup>2</sup> Cristalografía y Mineralogía, cinta@unizar.es,

<sup>3</sup> Geodinámica Externa, csancho@unizar.es, <sup>4</sup> Petrología y Geoquímica, lauque@unizar.es

## ABSTRACT

*This contribution deals with the isotopic composition ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) of modern tufa deposits and the related water in the fluvial system of the Parque del Monasterio de Piedra (Zaragoza province) from 1999 to 2003. Sediment and water were sampled biannually (june and december) in situ at five sites. Besides, sediment accumulated on five tablets installed during this period was sampled, once the tablets were removed in 2003, according to the six-monthly laminated records identified through measured sedimentation rates.*

*Despite some differences in the isotopic composition between sediment sampled in situ and from tablets, both show six-monthly changes, with heavier compositions in cool semestres (fall+winter) alternating with lighter in warm ones (spring+summer), which is more regular for  $\delta^{18}\text{O}$ . Cool and warm periods have differences in mean  $\delta^{18}\text{O}$  around 1.3 and 0.6 ‰ and in mean  $\delta^{13}\text{C}$  around 0.3 and 0.2 ‰ (sediment sampled in situ and from tablets respectively). There is no correlation between  $\delta^{18}\text{O}$  of water and sediment for the same periods. The six-monthly variation is attributed to temperature effects. Moreover, the variable contributions of the different carbon sources would also account for  $\delta^{13}\text{C}$  changes.*

**Key words:** Stable isotopes, modern fluvial tufa system, Monasterio de Piedra, Spain.

## INTRODUCCIÓN

El sistema tobáceo fluvial asociado con el río Piedra (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, provincia de Zaragoza, Fig. 1) presenta una dinámica sedimentaria actual con una elevada tasa de acumulación controlada estacionalmente, como se desprende de la de monitorización y seguimiento del sistema desde 1999 a 2003 (Arenas *et al.*, 2004; Vázquez *et al.*, 2004). Este registro sedimentario contiene información importante relativa a la composición isotópica. Algunos datos previos sobre la composición isotópica de las tobas actuales y del agua relacionada han sido presentados por Osácar *et al.* (2002).

La composición de isótopos estables ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) de carbonatos tobáceos actuales ha sido comparada tanto con la señal registrada en edificios fósiles (García del Cura y Ordóñez, 1984), como con los análisis del agua relacionada (Chafetz *et al.*, 1991; Andrews *et al.*, 1997). También han sido objeto de atención reciente las variaciones isotópicas estacionales (Matsuoka *et al.*, 2001; Ihlenfeld *et al.*, 2003). En conjunto, este tipo de estudios presentan un grado alto de complejidad (Chafetz y Lawrence, 1994).



FIGURA 1. Situación geográfica y geológica.

En este trabajo se aborda de manera preliminar el significado de la variabilidad de la composición isotópica de los registros tobáceos y del agua portadora del carbonato. El seguimiento se ha realizado en el sistema tobáceo del río Piedra, dentro del Parque del Monasterio de Piedra, durante los ciclos estacionales puestos de manifiesto en los testigos sedimentarios controlados entre 1999 y 2003.

## METODOLOGÍA Y PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO

Los rasgos morfotopográficos y dinámicos del río Piedra y la antropización parcial del propio sistema fluvial han configurado un conjunto de subambientes sedimentarios en el entorno del Parque del Monasterio de Piedra. El estudio de su dinámica sedimentaria comprende el seguimiento semestral de un conjunto de características y parámetros del agua (temperatura, velocidad de flujo, profundidad, pH, composición química y  $\delta^{18}\text{O}$ ) y del sedimento depositado (textura, flora, mineralogía,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  y la tasa de sedimentación).

En este trabajo se presentan los datos de los análisis isotópicos realizados en sedimento (tomado semestralmente sobre el terreno y tomado de losetas) y agua de cinco lugares del sistema fluvial desde noviembre de 1999 a marzo de 2003. Tres se localizan en el cauce, con flujo continuo y con sedimento calcítico denso laminado, y dos en cascadas, con flujo variable y con sedimento más poroso asociado al desarrollo de briofitas y algas filamentosas.

La medida de las tasas de sedimentación se realiza mediante distintos dispositivos entre los que se encuentran losetas calcáreas (25x15x2 cm) dispuestas en diversos subambientes. Las losetas se retiran cada seis meses (marzo y septiembre) para la medida en el laboratorio del peso y espesor de sedimento acumulado (Arenas *et al.*, 2004).

Las muestras de sedimento para análisis de la composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) proceden de:

1) muestras tomadas en el sedimento acumulado sobre losetas una vez retiradas definitivamente del sistema en 2003 por la imposibilidad instrumental de seguir midiendo su espesor. Su registro abarca desde agosto de 1999 a marzo de 2003. Las losetas, una vez secas, se cortaron y en ellas se identificaron los sucesivos registros correspondientes a los períodos cálidos (primavera y verano) y frescos (otoño e invierno), reconocibles en general como una alternancia de bandas más potentes, porosas y claras y bandas más finas, densas y oscuras, respectivamente. Se tomó sedimento de las sucesivas bandas mediante un punzón.

2) muestras tomadas sobre el terreno en junio y diciembre en lugares próximos o coincidentes con de las losetas; se seleccionó cuidadosamente el depósito más actual. En las del cauce, con depósito calcítico denso, se raspó la superficie más externa, exenta de erosión, y en las de las cascadas, con sedimento rico en flora, se tomó el carbonato precipitado sobre musgos y algas filamentosas. Se dispone de datos

desde Diciembre de 2000.

Se han realizado láminas delgadas de secciones de las losetas para su estudio en microscopio óptico. El sedimento tomado semestralmente sobre el terreno se analizó mineralógicamente por difracción de rayos X y se estudió en microscopio electrónico de barrido. El sedimento (muestra total) procedente de las dos vías (losetas y sobre el terreno), molido y tamizado, se analizó isotópicamente ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ). Los resultados se expresan con respecto al PDB estándar. Las muestras de agua para el análisis de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  se tomaron junio y diciembre en los mismos puntos en que están situadas las losetas. Los resultados se expresan con respecto al SMOW. Las determinaciones isotópicas se llevaron a cabo en el Servicio General de Análisis de isótopos estables de la Universidad de Salamanca y en la Estación experimental de El Zaidín (C.S.I.C., Granada).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los análisis hidroquímicos señalan que se trata de agua de tipo bicarbonatado cálcico, con pH básico (8,4 de promedio), conductividad entre 630 y 670  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y sobresaturada en calcita permanentemente, sin variaciones significativas a lo largo del tiempo. En la figura 2 se muestran los datos de temperatura, precipitación y caudal para el período considerado.

Los primeros resultados sobre la acumulación tobácea (Arenas *et al.*, 2004; Vázquez *et al.*, 2004) muestran que existe una marcada diferencia en la tasa de sedimentación entre los períodos cálidos y los frescos (Fig. 2). Para el conjunto de 18 losetas, en el período de Noviembre de 1999 a Septiembre de 2003, es de 5 y 1,8 mm/semestre respectivamente. Esta tendencia cíclica se relaciona, al menos en parte, con las variaciones estacionales de temperatura.

Mineralógicamente, el sedimento tomado semestralmente sobre el terreno consiste en calcita con bajo contenido en Mg, con trazas de cuarzo, filosilicatos y, ocasionalmente, dolomita.

Los estudios de microscopio óptico y electrónico del sedimento muestran diferencias texturales entre los depósitos de los períodos cálidos y frescos. Las losetas procedentes del cauce, con flujo rápido, están laminadas; las láminas de los

	T <sup>a</sup> aire (°C)	T <sup>a</sup> agua (°C)	Precip. (mm)	Caudal (m <sup>3</sup> /s)	Velocidad flujo (cm/s)	Espesor semestral (mm)
Sept. 02 - Mar. 03	8,7	6,7	195,9	6,86	129	7,45
Mar. 02 - Sept. 02	18,6	18,9	265,4	3,65	96	1,93
Oct. 01 - Mar. 02	6,7	11,7	59,5	3,45	139,5	1,27
Mar. 01 - Oct. 01	19,0	16,5	132,3	5,28	122	10,05
Nov. 00 - Mar. 01	8,5	10,4	124,9	5,17	163	1,73
Mar. 00 - nov. 00	18,4	14,4	291,5	4,98	No hay dato	10,23
Nov. 99 - Mar 00	6,7	11,1	89,3	5,62	No hay dato	1,53

FIGURA 2. Temperatura media del aire, precipitación total y caudal medio según datos del Instituto Nacional de Meteorología y de la Confederación Hidrográfica del Ebro. La temperatura del agua (tomada el día de muestreo del agua), velocidad de flujo y el espesor semestral acumulado se refieren a la loseta PMP-2.

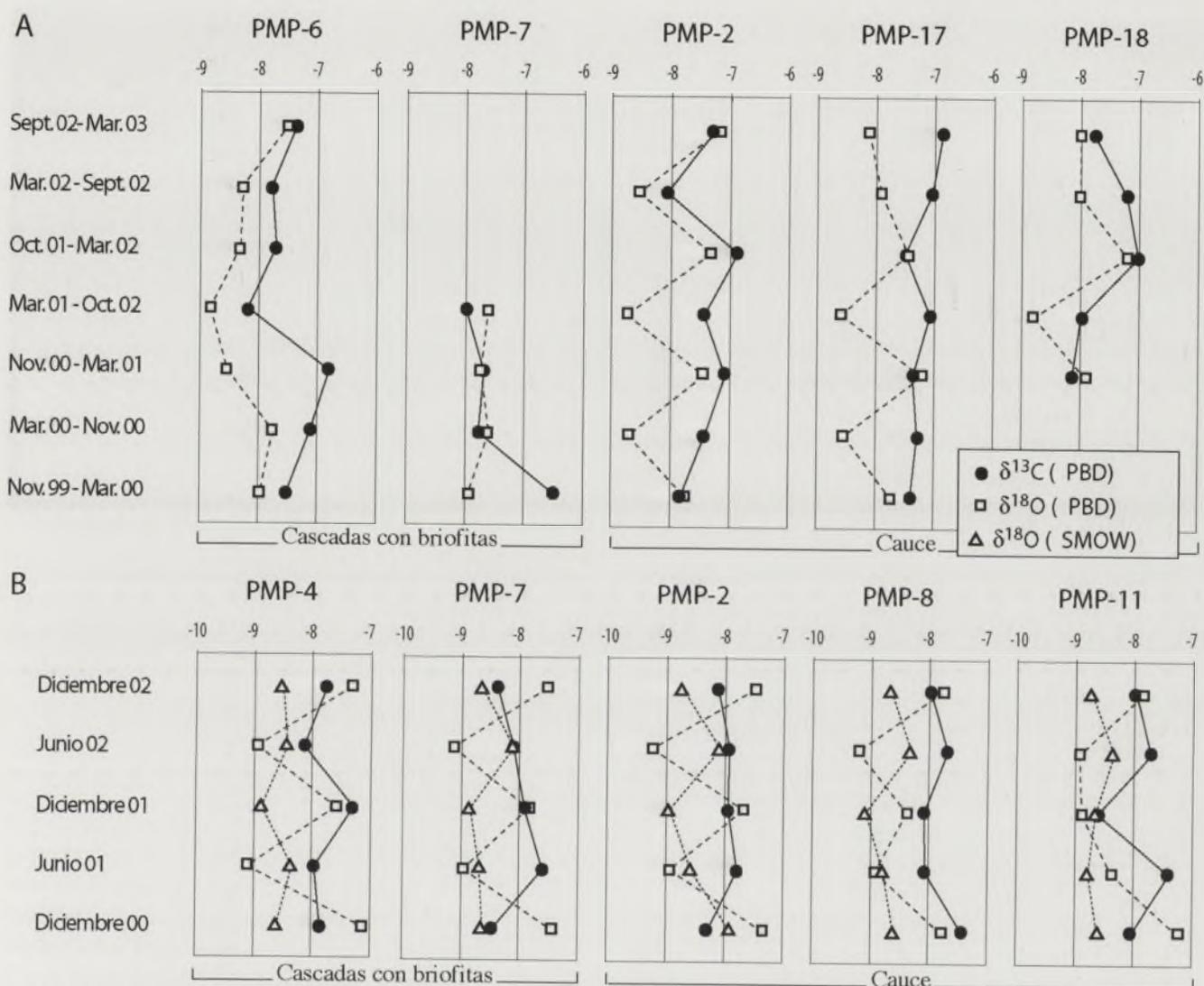


FIGURA 3. Composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  ‰PDB) del sedimento acumulado sobre losetas (A) y del tomado en el terreno, junto con la  $\delta^{18}\text{O}$  (‰SMOW) del agua (B).

períodos cálidos están formadas principalmente por micrita, asociada mayormente a abundantes filamentos microbianos. Las láminas de los períodos frescos están formadas por micrita y esparita, con filamentos micríticos microbianos similares a los de los períodos cálidos, pero con menor altura. En las losetas dispuestas en cascadas existe importante desarrollo de musgos y algas filamentosas en los períodos cálidos; sin embargo, los frecuentes procesos de erosión impiden ver un patrón o ciclicidad textural clara.

Para el conjunto de las cinco losetas, la composición isotópica promedio de los períodos cálidos es de  $\delta^{13}\text{C} = -7,57\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -8,30\text{‰}$  y la de los frescos de  $\delta^{13}\text{C} = -7,34\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -7,73\text{‰}$  (Fig. 3A). En conjunto, se aprecia una alternancia de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  altos en el período fresco y bajos en el cálido, aunque existen excepciones. La composición de  $\delta^{13}\text{C}$  también presenta dicha variación en algunos casos, pero es mucho más irregular. Por tanto, la correlación entre  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  es variable de unas losetas a otras, desde muy buena a pobre. En la figura 4 se muestra una loseta cortada y se señalan las bandas correspondientes a 7 semestres sucesivos con la correspondiente composición isotópica.

La composición isotópica del sedimento tomado sobre el terreno distribuye los semestres cálidos y los frescos en campos separados, con un promedio de  $\delta^{13}\text{C} = -7,84\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -8,97\text{‰}$  para los cálidos, y de  $\delta^{13}\text{C} = -8,01\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -7,69\text{‰}$  para los frescos (Fig. 3B). Al igual que ocurre con las losetas, no existen diferencias significativas entre los distintos subambientes considerados.

Comparando el conjunto de valores isotópicos del sedimento extraído de las losetas y el del sedimento tomado sobre el terreno se aprecia que, si bien existe cierta superposición,  $\delta^{13}\text{C}$  es más pesado en el sedimento de las losetas que en el tomado sobre el terreno (entre 0,3 y 0,7‰). En los dos tipos de muestreo, las mayores diferencias entre los semestres frescos y cálidos se deben a  $\delta^{18}\text{O}$  (losetas: 0,6; terreno: 1,3 ‰), mientras que  $\delta^{13}\text{C}$  presenta valores más próximos entre los dos semestres (losetas: 0,2; terreno: 0,3 ‰). En posiciones de muestreo coincidentes, la correlación semestral de  $\delta^{18}\text{O}$  del sedimento de la loseta y el del tomado sobre el terreno es relativamente buena; sin embargo, no sucede lo mismo entre los respectivos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ . Esto podría obedecer, en parte, a la diferente representatividad de los ti-

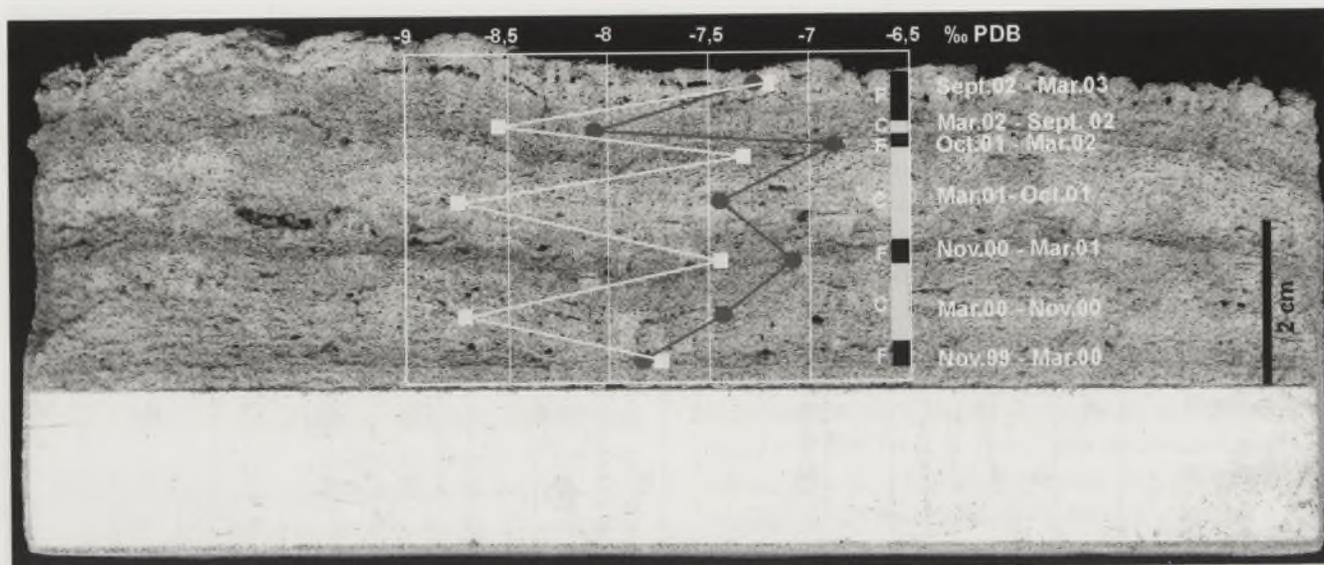


FIGURA 4. Loseta PMP-2 cortada transversalmente, con indicación de los ciclos semestrales (F: Fresco; C: Cálido) y su composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  ‰PDB).

pos de muestreos, pues el tomado sobre el terreno representaría circunstancias concretas, mientras que el tomado de la loseta sería el promedio de los correspondientes semestres y, por tanto, de las contribuciones de las diferentes fuentes del carbono.

El agua tiene una  $\delta^{18}\text{O}$  promedio de  $-8,43\text{‰SMOW}$  en el período cálido y  $8,66\text{‰SMOW}$  en el fresco (Fig. 3B). No existe correlación entre los valores semestrales de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua y los del sedimento. En el período cálido, el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua es un poco mayor que el del sedimento, mientras que en el fresco ocurre lo contrario.

Las variaciones semestrales en  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  del sedimento podrían estar condicionadas, al menos en parte, por la temperatura. El esperado enriquecimiento del sedimento en  $\delta^{13}\text{C}$  debido a la más intensa fotosíntesis en el semestre cálido no queda reflejado en las variaciones semestrales; por el contrario, existe mayor influencia de  $^{12}\text{C}$  en los períodos cálidos que en los frescos. La variable contribución de las diversas fuentes de carbono podría ser la causa de dichas diferencias; por ejemplo, una mayor contribución de  $\text{CO}_2$  orgánico en el semestre cálido.

## CONCLUSIONES

Del análisis de la composición isotópica de los sedimentos tobáceos y del agua del Parque del Monasterio de Piedra, durante el período 1999-2003, se derivan una serie de conclusiones preliminares:

- La variabilidad semestral de la composición isotópica del sedimento, especialmente marcada para  $\delta^{18}\text{O}$  y más irregular para  $\delta^{13}\text{C}$ , parece relacionada con cambios estacionales de temperatura.
- El esperado enriquecimiento en  $\delta^{13}\text{C}$  por la más intensa fotosíntesis en los períodos cálidos no queda reflejado, quizás por la variable contribución de otras fuentes de carbono, p.e., más  $\text{CO}_2$  orgánico en el período cálido.
- No se detecta correlación entre la  $\delta^{18}\text{O}$  del agua

portadora y la contenida en el sedimento resultante.

En consecuencia, la utilización, con la debida precaución, de la composición isotópica de registros tobáceos estacionales puede constituir una herramienta paleoclimática de alta eficacia.

## AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por la Universidad de Zaragoza y el proyecto REN2002-3575/CLI del MCyT. Es una contribución del Grupo de Análisis de Cuencas sedimentarias continentales del Gobierno de Aragón. Agradecemos a la dirección y personal del Parque del Monasterio de Piedra la autorización y facilidades para el acceso y toma de muestras.

## REFERENCIAS

- Andrews, J.E., Riding, R. y Dennis, P.F. (1997): The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129: 171-189.
- Arenas, C., Sancho, C., Osácar, C., Vázquez, M. y Auqué, L. (2004): La sedimentación tobácea actual en el Parque del Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza). *Geo-Temas*, 6 (2): 27-30.
- Chafetz, H.S. y Lawrence, J.R. (1994): Stable isotopic variability within modern travertines. *Géographie physique et Quaternaire*, 48 (3): 257-273.
- Chafetz, H.S., Utech, N.M. y Fitzmaurice, S.P. (1991): Differences in the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 1015-1028.
- García del Cura y Ordóñez, S. (1984). Composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) de carbonatos fluviales de la región central de la Península Ibérica (Neógeno-Actualidad). *I Congreso Español de Geología*, Tomo II: 321-233.

- Ihlenfeld, Ch., Norman, M.D., Gagan, M.K., Drysale, R.N., Maas, R. y Webb, J. (2003): Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (13): 2341-2357.
- Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S. y Seto, K. (2001): Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 31-44.
- Osácar Soriano, M.C., Arenas Abad, M.C., Auqué Sanz, L. y Sancho Marcén, C. (2002): Composición isotópica de las formaciones tobáceas del Parque natural del Monasterio de Piedra. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 25A: 75-76.
- Vázquez, M., Sancho, C., Arenas, C. Osácar, C. y Auqué, L. (2004): Medidas volumétricas del crecimiento tobáceo en el Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza). En: *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*, Actas VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo (G. Benito, B. y A. Díez Herrero, A., Eds.), SEG y CSIC, Madrid, 157-164.

*[Faded text, likely bleed-through from the reverse side of the page]*

*[Faded text, likely bleed-through from the reverse side of the page]*

**IV COLOQUIO DE ESTRATIGRAFÍA  
Y PALEOGEOGRAFÍA DEL PÉRMICO Y  
TRIÁSICO DE ESPAÑA**

---

IV COLOGIO DE ESTRATIGRAFIA  
Y PALEOGRAFIA DE ESTADOS UNIDOS

---

TRABAJOS DE ESTADIOS

# Identificación del Pérmico Inferior (Autuniense) en el subsuelo de la cuenca del Ebro, NE de España

A. Arche<sup>1</sup>, J.B. Díez<sup>2</sup> y J. López-Gómez<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM, Facultad de Geología, Universidad Complutense, c/ Antonio Nováis 2, Madrid 28.040. [aarche@geo.ucm.es](mailto:aarche@geo.ucm.es), [jlopez@geo.ucm.es](mailto:jlopez@geo.ucm.es)

<sup>2</sup> Departamento de Geociencias Marinas, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, Campus Lagoas-Marcosende, Vigo 36.310. [jdiez@uvigo.es](mailto:jdiez@uvigo.es)

## ABSTRACT

The lower Permian (Autunian) has not been identified up to now in the subsurface of the Tertiary Ebro Basin because of the scarcity of borehole samples available and the systematic attribution to the Carboniferous without any paleontological data, of the siliciclastic sediments found at the base of some of them, well above the Hercynian basement and unmetamorphosed Grey and black shales recovered from cores preserved in the REPSOL archives of the Caspe-1 oil well between meters 1.437 and 1.449 have yielded a palynological assemblage composed by *Vittatina cf. costabilis*, *Potonieisporites novices-bhardwaji*, *Nuskoisporites sp.* and other forms not so well preserved. This association has a Lower Permian (Autunian) age and compares well with other findings in the Iberian Ranges, the Pyrenees and other areas in Iberia, shading a new light on the early stages of evolution of the central and NE parts of Iberia just after the Hercynian orogeny.

**Key words:** Permian, Autunian, Ebro basin, pollen and spores.

## INTRODUCCIÓN

El Pérmico Inferior (Autuniense) marca el inicio de un régimen extensional tras la orogenia hercínica que se mantendrá con diferentes fases e intensidades a lo largo del resto de este periodo y durante casi todo el Mesozoico en la Microplaca Ibérica. Esta primera etapa fue de tipo transtensivo a favor de sistemas de fallas en dirección de orientación NW-SE y E-W, y en ella se crearon una serie de pequeñas cuencas tipo *pull-apart* y geometría de semigrabens (Arthaud y Matte, 1975, 1977; Lorenz y Nichols, 1984; Lorenz, 1976; Doblas *et al.*, 1994, 1998; Arche y López-Gómez 1992, 1996).

La microplaca ibérica estaba limitada por dos fracturas mayores de movimiento dextral: la del Golfo de Vizcaya al Norte y la de Chedabucto-Gibraltar al Sur (Arthaud y Matte, 1977), cuyo desplazamiento creó esfuerzos intraplaca muy intensos en su interior y que dieron como resultado la aparición de sistemas de fracturas normales subsidiarios de dirección NW-SE, responsables de la creación y evolución de las principales cuencas sedimentarias mesozoicas ibéricas (Arche y López-Gómez, 1992, 1996; Doblas *et al.*, 1994).

En la Cordillera Ibérica se encuentran una serie de afloramientos de sedimentos aluviales y lacustres a veces asociados a rocas volcánicas sub-alcalinas que han sido datados como Pérmico Inferior (Autuniense) en base a ricas asociaciones de macro y microflora, tales como Valdesotos, Retiendas, Reznos y Molina de Aragón entre otras (Fig. 1)

(Virgili *et al.*, 1976; De la Peña *et al.*, 1977; Sopeña, 1979; Ramos y Doubinger, 1979; Rey y Ramos, 1991; Sopeña *et al.*, 1995; Arche *et al.*, 1983; Sopeña *et al.*, 1988; Lago *et al.*, 1991, 2004), edad que coincide con las dataciones absolutas disponibles de las rocas volcánicas asociadas:  $287 \pm 12$  M. A., en Atienza (Hernando *et al.*, 1980),  $283 \pm 2.5$  M. A., en Fombuena (Conte *et al.*, 1987) y  $293 \pm 2.5$  M. A., en Loscos (Lago *et al.*, 1991). También es posible su presencia en la base del sondeo Sigüenza - 1. Estas pequeñas cuencas de geometría semi-graben se han reconocido en la Cordillera Ibérica, Pirineos, Asturias y borde Sur del Macizo Ibérico (Sopeña *et al.*, 1988, López-Gómez *et al.*, 2002, Sánchez-Moya y Sopeña, 2004), pero no en el actual valle del Ebro, lo que suponía bien una identificación errónea de la edad de los materiales post-hercínicos basales perforados en algunos sondeos petrolíferos o bien su ausencia en este dominio que, en este caso, tendría una evolución tectono-sedimentaria particular.

Las reconstrucciones paleogeográficas disponibles para el periodo Pérmico Superior-Triásico Medio (ver López-Gómez *et al.*, 2002 y Sánchez-Moya y Sopeña, 2004 para una revisión reciente) demuestran que, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, está actualmente expuesto el Umbral paleozoico de Ateca (Fig. 1, I), que separaba la Cuenca pérmica-triásica Ibérica de la coetánea del Ebro, situada hacia el NE y cuyo borde SW también está expuesto en dicha Rama, y que el límite SW de la misma era un sistema de fallas normales denominado Sistema de la Serranía de Cuenca (Arche

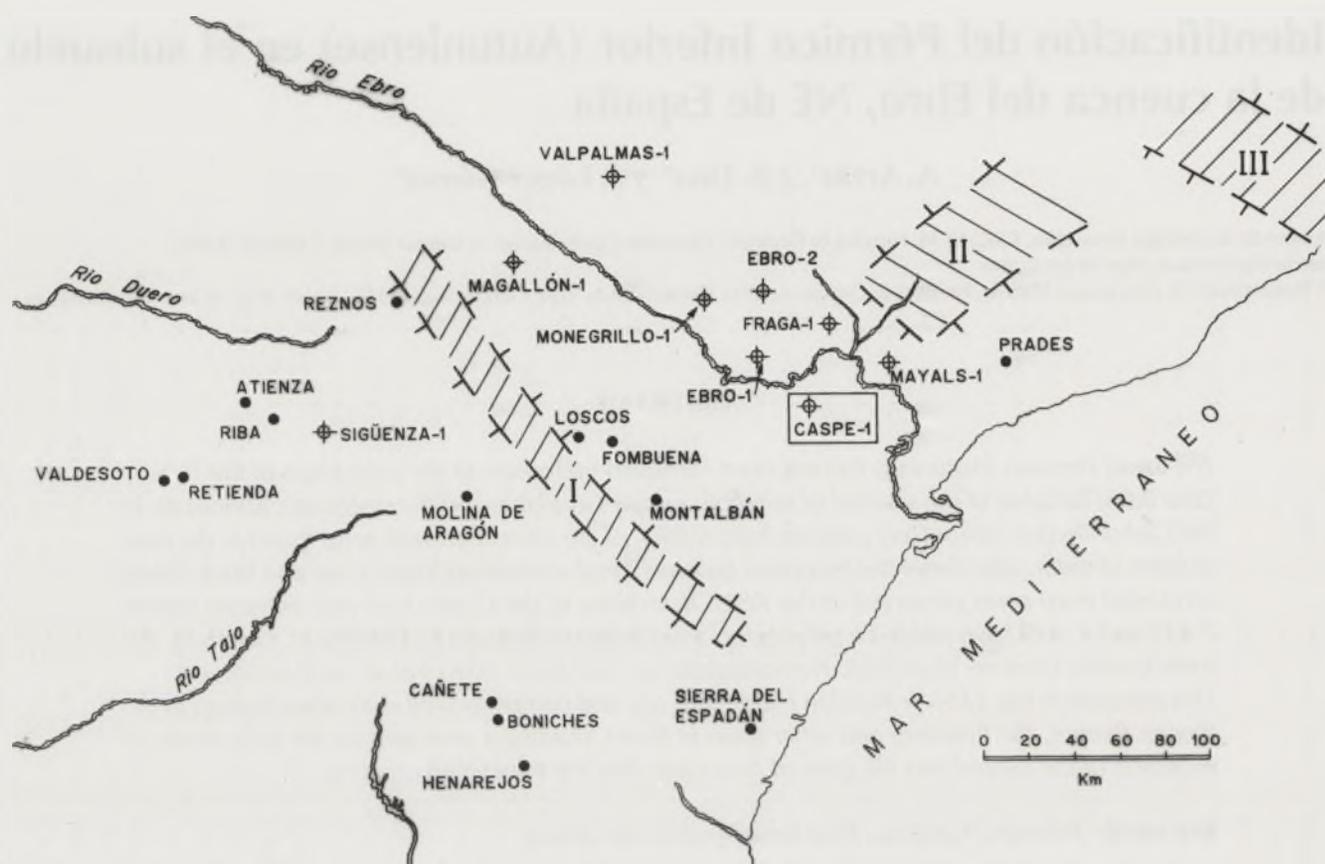


FIGURA 1. Situación de las localidades citadas en el texto y posición aproximada de los umbrales paleozoicos que separaban las cuencas sedimentarias extensivas en el Pérmico Superior. I. Umbrales de Ateca - Montalbán - Maestrazgo, II. Umbrales de Lérida, III. Umbrales de Gerona.

y López-Gómez, 1996; López-Gómez *et al.*, 2002) cuya posición, aún no bien determinada, pasaba por Riba de Santiuste y al W de Cañete-Boniches aproximadamente (Fig. 1). A lo largo de esta Rama hay numerosos afloramientos de rocas bien datadas como Pérmico Inferior (Autuniense) pero, hasta ahora no se ha identificado el Pérmico Inferior con datos bio-cronostratigráficos en ninguno de los registros de pozos petrolíferos perforados en el actual valle del Ebro que alcanzan el basamento hercínico o quedan cerca de él (Jurado, 1988, 1990). Como en Pirineos existen así mismo numerosas cuencas con sedimentos y rocas volcánicas del Pérmico Inferior (Lucas y Gisbert, 1995; Debon *et al.*, 1995), su aparente ausencia en el subsuelo del valle del Ebro constituye una anomalía no explicada hasta ahora.

#### LOS MATERIALES DE LA BASE DEL SONDEO CASPE - 1

El examen de los registros eléctricos de los sondeos petrolíferos realizados en el valle del Ebro ha revelado que en el Caspe-1 existía una muy potente serie sedimentaria desde el metro 1.169 al metro 1.810, en el que se abandonó la perforación de una serie constituida por alternancias decimétricas de areniscas y lutitas grises que mostraron indicios de gas (Jurado, 1988) (Fig. 2), atribuida al Carbonífero sin datos paleontológicos. Estos materiales se pueden reconocer en otros sondeos de la zona, aunque con menor espesor.

La posible correlación de los materiales suprayacentes

atribuidos al Pérmico Superior y Triásico en este sondeo puede resumirse así (Figura 2): los conglomerados comprendidos entre los metros 1,160 y 1,125 equivalen a la Formación Boniches de la Cuenca Ibérica y a la Formación Moncayo de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, borde SW de la Cuenca del Ebro Pérmica Triásica; las lutitas y areniscas comprendidas entre los metros 1,125 y 923, a la Formación Alcotas de la Cuenca Ibérica, la Formación Tabuena del borde de la Cuenca del Ebro y a la Formación Bellmunt de la Cuenca Catalana; los conglomerados comprendidos entre los metros 923 y 885 a la Formación Hoz de Gallo de la Cuenca Ibérica y a los conglomerados de la Formación Prades en la Cuenca Catalana; las areniscas comprendidas entre los metros 885 y 705 a la Formación Cañizar de la Cuenca Ibérica, a la Formación Aranda del borde SW de la Cuenca del Ebro y a las areniscas de la Formación Prades en la Cuenca Catalana; las areniscas y lutitas comprendidas entre los metros 705 y 580 a la Formación Eslida de la Cuenca Ibérica, a la Formación Rané del borde SW de la Cuenca del Ebro y a la Formación Aragall de la Cuenca Catalana; las lutitas comprendidas entre los metros 580 y 561 a la Formación Marines y a las Facies Röt (sin nombre formal) de la Cuenca Catalana; finalmente, desde el metro 561 hasta el contacto discordante con el Terciario en el metro 277, una facies Muschelkalk con los tres niveles típicos del Triásico Mediterráneo, a las Formaciones Landete, El Mas y Cañete en la Cuenca Ibérica y los M-1, M-2 y M-3 en la Cuenca Catalana (Ramos, 1979; Marzo, 1980; Arribas,

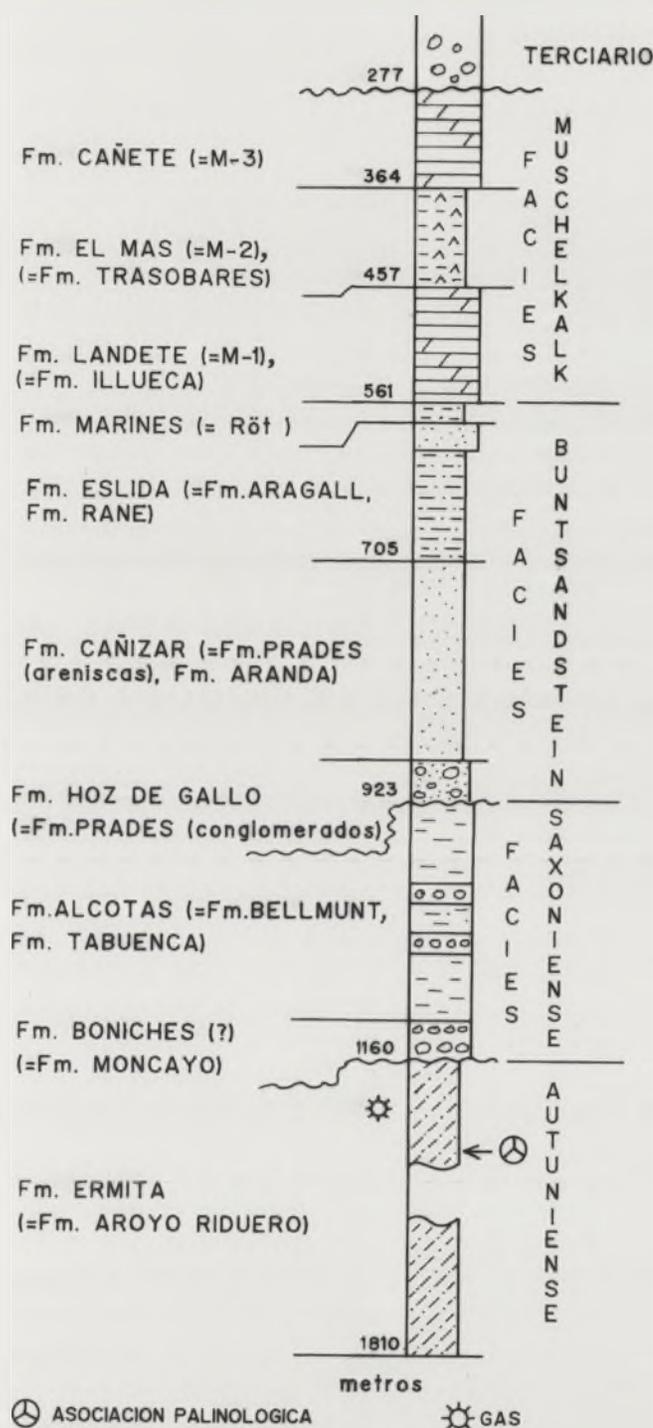


FIGURA 2. Interpretación del registro pérmico-Triásico del sondeo Caspe-1. Las formaciones de la Cuenca Ibérica son las primeras citadas y entre paréntesis se citan las equivalentes en la Cuenca del Ebro y Cuenca Catalana según los criterios expuestos en Arche et al. (2004).

1985; López-Gómez, 1985; Arche et al., 2004). Todas estas correlaciones son tentativas y se basan en consideraciones bio-cronostratigráficas y tectono-sedimentarias cuya precisión, por supuesto, es pequeña comparada con la obtenida en escala y sedimentos marinos someros de edad equivalente en otras zonas.

La parte inferior del sondeo tiene un testigo conservado entre los metros 1.437 y 1.449, al que los autores han tenido acceso y muestrearon para estudios petrológicos y palinológicos, en un intento de dilucidar la edad y composición

detallada. Los registros eléctricos acompañantes no proporcionaron muchos datos tras su interpretación debido a su antigüedad y falta de precisión.

El estudio petrológico de las muestras en lámina delgada indica que estas areniscas de grano fino a medio están formadas por granos de cuarzo de dos tipos: subredondeados a redondeados con extinción ondulante muchos de ellos y bastante homométricos (30-45%) y angulosos, con huellas de corrosión e inclusiones de mica, rutilo y fluidas, muy heterométricos (55-70%). Los primeros tienen un origen lejano o son reciclados de otras rocas sedimentarias, aunque su origen sea un área fuente de composición ígnea o metamórfica y los segundos, de origen volcánico, proceden de un área fuente muy cercana. También se encuentran feldespatos (plagioclasas y raramente feldespatos potásicos), anfíboles, piroxenos, biotitas y fragmentos de rocas volcánicas en diversos grados de alteración con posibles estructuras fluidales (10-15%). La matriz es arcillosa y el conjunto está atravesado por finas venas de calcita que cortan las estructuras sedimentarias internas. Son, por tanto, grauvascas.

Las estructuras sedimentarias primarias observadas a escala mesoscópica en los testigos son ripples de corriente, "climbing ripples", laminación paralela e intervalos milimétricos de laminaciones paralelas en lutitas gris oscuro; éstos últimos han sido muestreados para el estudio palinológico.

La observación macro- y microscópica de los testigos sólo permite una interpretación muy general del medio sedimentario en que se depositaron estos sedimentos: medio sedimentario acuoso dominado por corrientes tractivas unidireccionales de baja energía, a veces decelerantes, responsables de los "climbing ripples" y periodos no muy largos de quiescencia en los que se depositaban las láminas de lutitas grises. La materia orgánica era abundante en el medio y las condiciones favorables para su conservación, como demuestra el color gris o negro dominante en los sedimentos.

De todas estas observaciones sólo se puede hacer una interpretación del medio sedimentario como dominado por corrientes tractivas unidireccionales de baja energía, con ocasionales flujos decelerantes y periodos de quiescencia, siempre bajo lámina de agua. Podría corresponder a llanuras de inundación aluviales o, con mayor probabilidad, a lagos someros.

## LAS ASOCIACIONES PALINOLOGICAS

Dos de las muestras tratadas (niveles 1.441 y 1.439 metros) han proporcionado asociaciones de polen y esporas abundantes, aunque no bien conservadas, en las que se han identificado: *Vittatina* cf. *costabilis*, *Potonieisporites novicus-bhardwaji*, *Nuskoisporites* sp., Monosacados no identificados, Bisacados no identificados y Esporas no identificadas.

La edad de esta asociación es Pérmico Inferior (Autuniense), probablemente de su parte más baja (Asseliense-

Sakmariense), aunque los problemas de separación de las macro- y microfloras del Carbonífero Superior (Stefaniense B-C) y del Autuniense, aún no resueltos y el control climático sobre floras diferentes pero coetáneas (Broutin *et al.*, 1999) no permite excluir de forma definitiva una edad Carbonífero terminal para esta asociación.

Esta asociación presenta gran similitud con otras halladas en diversas localidades de la Península Ibérica, tales como Molina de Aragón (Sierra de Aragoncillo) (Ramos *et al.*, 1976; Ramos y Doubinger, 1979), Reznos (De la Peña *et al.*, 1977; Rey y Ramos, 1991) y Valdesotos y Retiendas (Sopeña, 1979; Arche *et al.*, 1983) en la Cordillera Ibérica y yacimientos de los Pirineos Centrales (Lucas y Gisbert, 1983), e incluso en Bucaco, Portugal (datos inéditos de J. B. Díez).

La edad de estas asociaciones se puede precisar aún más en la Cordillera Ibérica y en los Pirineos porque las rocas sedimentarias que las contienen están intercaladas entre rocas volcánicas y volcanoclásticas que han sido datadas: Atienza,  $282 \pm 12$  M.a. (Hernando *et al.*, 1980), Fombuena,  $283 \pm 2.5$  M.a. (Conte *et al.*, 1987) y Loscos,  $293 \pm 2.5$  M.a. (Lago *et al.*, 1991, 2004) en la Cordillera Ibérica y Sierra del Cadí ( $278 \pm 5$  M.a. y Midí d'Ossau,  $276 \pm 3$  M.a. (Briqueu y Innocent, 1993) en los Pirineos. Si esta asociación es cierta, entonces la flora del sondeo Caspe-1 y sus equivalentes tendrían una edad Pérmico Inferior baja (Sakmariense).

### CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

La identificación de esta microflora de edad Pérmico Inferior (Autuniense) en la parte basal del sondeo Caspe-1 confirma la posibilidad de que en el subsuelo de la cuenca del Ebro actual existan una o más cuencas extensionales coetáneas de las ya conocidas en la Cordillera Ibérica, Pirineos y borde Sur del Macizo Ibérico, resolviendo así el problema de tener que admitir un dominio geotectónico especial para dicha zona en ese periodo. Esta (o estas) pequeña cuenca estaría incluida en el primer periodo tectono-sedimentario extensivo pérmico-triásico de la Microplaca Ibérica (López-Gómez *et al.*, 2002), y abre la posibilidad de que la parte basal de los sondeos Mayals-1, Fraga-1, Magallón-1, Valpalmas-1, Ebro-1 y 2 y Monegrillo-1 (Fig. 1) también tengan una edad Pérmico Inferior (Autuniense). Si esta hipótesis es correcta, se confirmaría la similitud tectono-sedimentaria del dominio del Ebro con sus vecinos de Cordillera Ibérica, Pirineos y borde Sur del Macizo Ibérico en el Pérmico Inferior.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el acceso a los testigos conservados del sondeo Caspe-1 a la empresa REPSOL y en particular a su geólogo Juan García Mallo. También agradecen a Carlos Sánchez la delineación de las figuras. Este trabajo es una contribución al Proyecto BTE 2002-00775 del Ministerio de Educación y Ciencia.

### REFERENCIAS

- Arche, A., López-Gómez, J. (1992): Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca permo-triásica del SE de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*. 16: 115 – 143.
- Arche, A., López-Gómez, J. (1996): Origin of the Permian – Triassic Iberian Basin. *Tectonophysics*. 226: 443 – 464.
- Arche, A., Ramos, A., Sopeña, S. (1983): El Pérmico de la Cordillera Ibérica. In: Martínez, C. (Ed.): Carbonífero y Pérmico de España. 423 – 438. IGME.
- Arribas, J. (1985): Base litostratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*. 11: 557 – 574.
- Arthaud, F., Matte, Ph. (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du Sud – Ouest de l'Europe. *Tectonophysics*: 139 – 171.
- Arthaud, F., Matte, Ph. (1977): Late Paleozoic strike – slip faulting in Southern Europe and North Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bulletin*. 88: 1305 – 1320.
- Briqueu, L., Innocent, C. (1995): Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr/Nd du volcanisme permien des Pyrénées Occidentales (Ossau et Anayet). *C. R. Acad. Sci. Paris*. 316: 623 – 628.
- Broutin, J., Chateaufort, J. J., Galtier, J., Ronchi, A. (1999): L'Autunien d'Autun reste – t – il une référence pour les dépôts continentaux du Permien Inférieur de l'Europe?: Apport des données paléobotaniques. *Géologie France*. 2: 17 – 31.
- Boulouard, C., Viillard, P. (1971): Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 273: 2441 – 2444.
- Conte, J. C., Gascón, F., Lago, M., Carls, P. (1987): Materiales stephano – pérmicos en la fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza). *Bol. IGME*. 98: 460 – 470.
- De la Peña, J. A., Marfil, R., Ramos, A. (1979): Desarrollo del magmatismo en el tránsito Paleozoico – Mesozoico de la Cordillera Ibérica: los basaltos de Ojos Negros (Provincia de Teruel). *Est. Geol.* 35: 465 – 472.
- Debon, F., Autran, A., Enrique, P. (1993): Magmatisme hercynien. In: Barnolas, A., Chiron, J. C., Guerangué, B. (Eds.): *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées*. 1: 361 – 499.
- Doblas, M., Oyarzun, R., Sopeña, A., López – Ruiz, J., Capote, R., Hernández – Enrile, J. I., Hoyos, M., Lunar, R., Sánchez – Moya, Y. (1994): Variscan – Late Variscan – Early Alpine progressive extensional collapse of Central Spain. *Geodinamica Acta*. 7: 1 – 14.
- Doblas, M., Oyarzun, R., López – Ruiz, J., Cebriá, J. M., Youbi, N., Mahecha, V., Lago, M., Pocovi, A., Cabanis, B. (1998): Permo – Carboniferous volcanism in Europe and NW Africa: A superplume exhaust valve in the centre of Pangea?. *J. African Geol. Sciences*. 26: 89 – 99.

- Hernando, S., Schott, J. J., Thuizat, R., Montigny, R. (1980): Age des anésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne): Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Sci. Géol. Bulletin*. 33: 119 – 128.
- Jurado, M. J. (1988): El Triásico del subsuelo de la Cuenca del Ebro. 279 p. Tesis Doctoral, U. Barcelona. Inédita.
- Jurado, M. J. (1990): El Triásico y Jurásico basal de la Cuenca del Ebro. In: Ortí, F., Salvany, M. (Eds.): Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas periféricas y de la zona de Levante. 21 – 28. ENRESA.
- Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C., Gil, A. (2004): Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain and its relationship to extensional tectonics. In: Wilson, M., Neumann, E. R., Davies, G., Timmermann, M., Heeremans, M., Larsen, B. T. (Eds.): Permo – Carboniferous magmatism and rifting. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 223: 465 – 491.
- Lago, M., Pocovi, A., Zachmann, D., Arranz, E., Carls, p., Torres, J. A., Vaquer, R. (1991): Comparación preliminar de las manifestaciones magmáticas calco – alcalinas stephaniense – pérmicas de la Cadena Ibérica. *Cuad. Geol. Lab. Xeol. Laxe*. 16: 95 – 107.
- López – Gómez, J., Arche, A., Pérez – López, A. (2002): Permian and Triassic. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.): *Geology of Spain*. 185 – 212. *Geol. Soc. London*.
- Lorenz, V. (1976): Formation of hercynian subplates: possible causes and consequences. *Nature*. 262: 374 – 377.
- Lorenz, V., Nichols, I. A. (1974): Formation of hercynian subplates: possible causes and consequences. In: Falke, H. (Ed.): *The continental Permian in Central, Western and South Europe*. 313 – 359. *Reidel*.
- Lorenz, V., Nichols, I. A. (1984): Plate and intraplate processes in Hercynian Europe during the Late Paleozoic. *Tectonophysics*. 107: 25 – 56.
- Lucas, C., Gisbert, J. (1995): Carbonifère supérieur – Permien. In: Barnolas, A., Chiron, J. C., Guérangué, B. (Eds.): *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées*. 1: 339 – 359. IGME – BRGM.
- Marzo, M. (1980): El Buntsandstein de los Catalánides. Tesis Doctoral. U. Barcelona. 430 p. Inédita.
- Ramos, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NW de la Provincia de Guadalajara. *Seminarios Estratigrafía Monografías*. 6: 378 p.
- Ramos, A., Doubinger, J. (1979): Découverte d'une microflore thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillère Ibérique. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 89: 525 – 528.
- Ramos, A., Doubinger, J., Virgili, C. (1976): El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara). *Acta Geol. Hispánica*. 3: 65 – 70.
- Sánchez – Moya, Y., Sopeña, A. (2004): El rift mesozoico ibérico. In: Vera, J. A. (Ed.): *Geología de España*. 484 – 492. IGME, Soc. Geol. España.
- Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NW de la provincia de Guadalajara. *Seminarios Estratigrafía Monografías*. 5: 329 p.
- Sopeña, A., Doubinger, J., Ramos, A., Pérez – Arlucea, M. (1995): Palynologie du Permien et du Trias dans le centre de la Péninsule Ibérique. *Sci. Géol. Bull.* 48: 119 – 157.
- Sopeña, A., López – Gómez, J., Arche, A., Pérez – Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: Manspeizer, W. (Ed.): *Triassic – Jurassic rifting*. B: 757 – 786. Elsevier.
- Virgili, C., Hernando, S., Ramos, A., Sopeña, A. (1976): Le Permien en Espagne. In: Falke, H. (Ed.): *Continental Permian in Central, Western and South Europe*. 91 – 109. *Reidel*.

[The text on this page is extremely faint and illegible. It appears to be a multi-paragraph document, possibly a letter or a report, with several lines of text visible but not readable.]

# Asociaciones palinológicas del tránsito Rhaetiense-Hettangiense en Asturias (España)

E. Barrón<sup>1</sup>, J.J. Gómez<sup>2</sup>, A. Goy<sup>1</sup>, A.P. Pieren<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid. ebarron@geo.ucm.es, angoy@geo.ucm.es

<sup>2</sup> Dpto. de Estratigrafía y UEI de Correlaciones Estratigráficas, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid. jgomez@geo.ucm.es, apieren@geo.ucm.es

## ABSTRACT

The palynological study of 49 successive samples collected from the Vilorteo and Cantavieyo Diamond Drill Holes, drilled in the La Camocha Mine area, near Gijón (Asturias), allowed the characterization of three palynological assemblages. The oldest assemblage (PA1) is characteristic of the Rhaetian. A precise age for the middle assemblage (PA2) cannot be assigned, due to the scarce productivity of the samples. The youngest assemblage (PA3) is characteristic of the Hettangian. Consequently the Triassic-Jurassic boundary (TJB) is located within the upper part of the carbonate succession of the Solís Mb. Two palynozones, *Rhaetipollis germanicus* Zone and *Krausselisporites reissingeri* Zone, have been established. Their boundary nearly coincides with the TJB. A quantitative analysis reveals an increase in the proportion of hygrophilous and warmer taxa near the TJB, compatible with a global climatic change probably related with the end-Triassic mass extinction.

**Key words:** Palynology, biostratigraphy, climate change, Rhaetian-Hettangian, Asturias.

## INTRODUCCIÓN

En Asturias, el tránsito Rhaetiense-Hettangiense está representado por una sucesión de lutitas y evaporitas, denominada "tramo de transición", seguida de carbonatos marinos de plataforma de la Formación Gijón (Suárez Vega, 1974; Valenzuela *et al.*, 1986), entre los que se intercalan unidades lutíticas y evaporíticas (Barrón *et al.*, 2002; González *et al.*, 2004). Martínez García *et al.* (1998) encontraron una asociación palinológica rhaetiense en la parte superior del "tramo de transición" y Barrón *et al.* (2002 y en prensa) situaron el límite Triásico-Jurásico (T-J) en el interior de los carbonatos del Miembro Solís de la Formación Gijón.

El estudio de las muestras procedentes de los sondeos con testigo continuo, denominados Vilorteo y Cantavieyo (Mina La Camocha, Gijón; Fig. 1), ha permitido realizar precisiones biocronoestratigráficas y caracterizar los cambios climáticos que contribuyeron a la renovación florística que tuvo lugar a partir de la crisis global del Triásico.

## MARCO ESTRATIGRÁFICO

En los sondeos estudiados se reconocen cuatro unidades litoestratigráficas que pueden ser correlacionadas con los afloramientos de superficie. La unidad inferior, de lutitas y



FIGURA 1. Localización geográfica del área de estudio, con la situación de los sondeos Vilorteo y Cantavieyo.

evaporitas ("tramo de transición" de Suárez Vega, 1974), se depositó en ambientes de sabkha costera a aluviales distales, correlacionables con la facies Keuper. La unidad intermedia corresponde a los carbonatos del Miembro Solís, depositados en ambientes de plataforma submareal somera a inter y supramareal, influenciada por tempestades con facies distales de abanicos deltaicos intercaladas. El límite T-J se sitúa

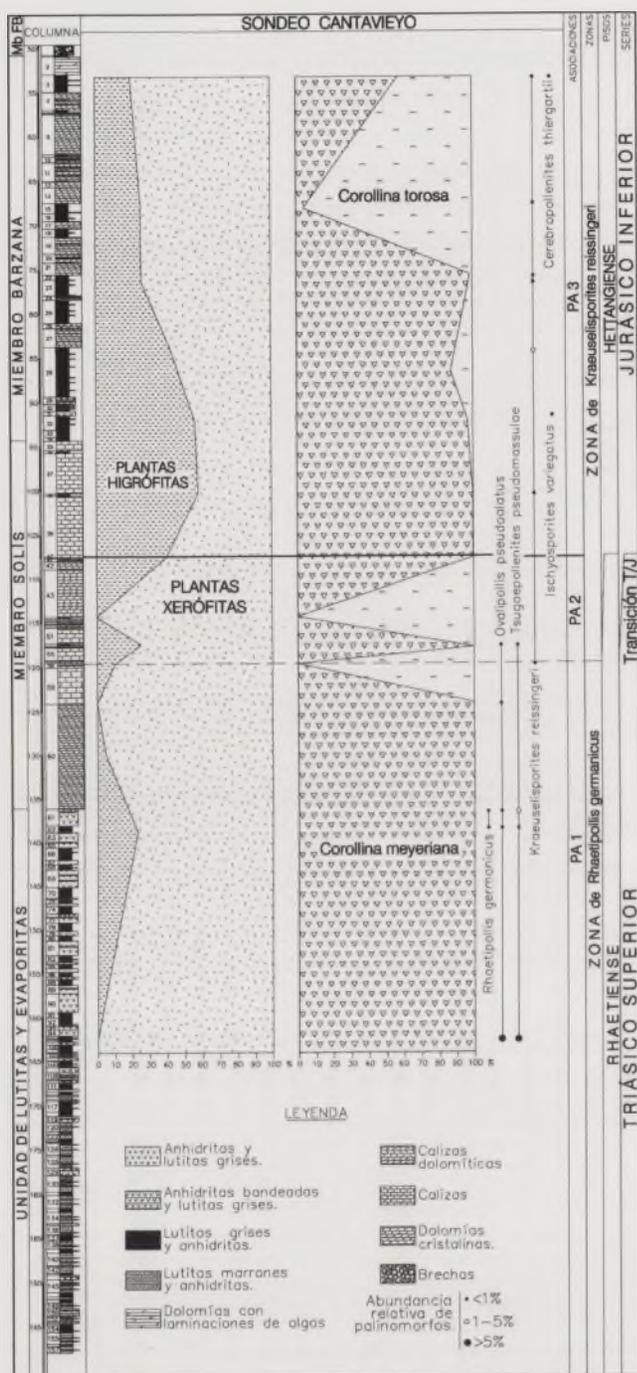


FIGURA 2. Sucesión estratigráfica obtenida en el Sondeo Cantavieyo, mostrando la distribución las unidades lito y bioestratigráficas reconocidas, las principales especies de palinóforos y la situación del límite Rhaetiense-Hettangiense. El gráfico incluye un diagrama de porcentaje relativo a plantas higrófitas y xerófitas, a través del límite T-J. Asimismo, muestra el fuerte aumento que experimenta *C. torosa* respecto a *C. meyeriana* a partir del Hettangiense.

dentro de los carbonatos del Mb. Solís (Fig. 2), que contiene *Caloceras pirondii* (Reynès) del Hettangiense en carbonatos tempestíticos de la parte superior del miembro. La unidad superior, el Mb. Bárzana (Barrón *et al.*, en prensa), está constituida por lutitas, evaporitas y carbonatos depositados respectivamente en ambientes aluviales distales, en sabkhas supramareales y en plataformas someras de carbonatos. Sobre la unidad superior, o como equivalente al Mb. Bárzana, se dispone el Mb. Fabares (Barrón *et al.*, en prensa), com-

puesto por brechas de carbonatos con matriz lutítica, formadas por la disolución de las evaporitas del Mb. Bárzana y el colapso de los carbonatos y lutitas intercalados.

### SUCESIONES PALINOLÓGICAS

El estudio palinológico ha permitido identificar un total de 20 tipos de esporas, 24 polínicos, 2 de acritarcos, 2 de prasinofitas y 1 dinoflagelado, tras el estudio de 31 muestras sucesivas del sondeo Vilorteo y 18 del de Cantavieyo, que fueron preparadas con el método palinológico clásico.

Por lo general, las asociaciones de ambos sondeos están caracterizadas por granos de polen relacionados con gimnospermas, siendo *Corollina* el taxón más abundante en todas las muestras. Los granos de polen bisacados (*Alisporites*, *Pinuspollenites*, *Podocarpidites* y *Vitreisporites*) y los inaperturados (*Araucariacites*, *Inaperturopollenites* y *Spheripollenites*) también son frecuentes. Asimismo, las esporas *Anapiculatisporites spiniger* y *Krauselispornites reissingeri*, y los granos de polen monosulcados del género *Cycadopites* aparecen comúnmente en las muestras estudiadas.

Se han podido establecer tres asociaciones palinológicas: la primera (PA1) coincide con la unidad lutitas y evaporitas y se puede atribuir al Rhaetiense. Presenta una palinoflora caracterizada por *Corollina meyeriana* (Fig. 3b) que se encuentra acompañada por *Rhaetipollis germanicus* (Fig. 3e), *Ovalipollis pseudoalatus* (Fig. 3c) y *Tsugapollenites pseudomassulae* (Fig. 3d). La segunda (PA2), identificada en los carbonatos del Mb. Solís, tiene una atribución estratigráfica imprecisa ya que presenta una baja diversidad polínica caracterizada por la dominancia de *Corollina* sp. y la presencia puntual de algunas esporas, acritarcos y prasinofitas que señalaron una influencia marina. La tercera asociación (PA3) está representada en la parte superior del Mb. Solís y en el Mb. Bárzana, con palinofloras caracterizadas por *C. meyeriana*, *C. torosa* (Fig. 3a), *Krauselispornites reissingeri* (Fig. 3h), y otros taxones como *Ischyosporites variegatus* (Fig. 3f) y *Cerebropollenites thiergartii* (Fig. 3g), indicativos de una edad Hettangiense.

### DISCUSIÓN

PA1 se relaciona con las asociaciones de la Zona *Rhaetipollis germanicus* del SO de Inglaterra (Orbell, 1973), con las de la Fase 3 del "Grès et Schiste à *Avicula contorta*", con las de las "Argiles de Levallois" (Schuurman, 1977) y con las rhaetienses del NO de Europa (Visscher y Brugman, 1981; Batten y Koppelhus, 1996). La presencia de *Tsugapollenites pseudomassulae*, también permite una comparación con asociaciones rhaetienses del S de Europa (NO de España, S de Francia y N de Italia).

PA2 y PA3 se identifican con la Zona *Krauselispornites reissingeri* debido a la presencia de este taxón, escaso en el Rhaetiense y típico del Jurásico Inferior. Esta zona es

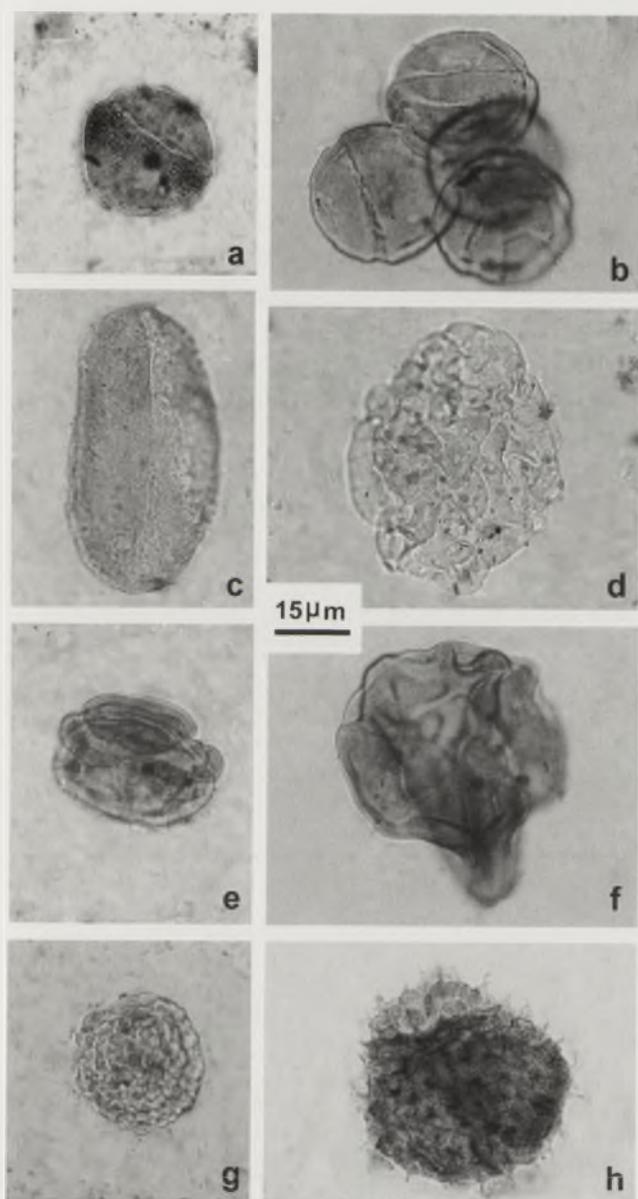


FIGURA 3. Principales polinomorfos del tránsito Triásico-Jurásico en Asturias, a. *Corollina torosa* (Reissinger) Klaus, nivel AV24b. b. *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala and Góczán, nivel AV36. c. *Ovalipollis pseudoalatus* (Krutzsch) Schuurman, nivel AV112. d. *Tsugaepollenites pseudomassulae* (Mädler) Morbey, nivel AV74. e. *Rhaetipollis germanicus* Schulz, nivel AV74. f. *Ischyosporites variegatus* (Couper) Schulz, nivel AV36. g. *Cerebropollenites thiergartii* Schulz, nivel AV30. h. *Kraeuseliopites reissingeri* (Harris) Morbey, nivel AV1.

comparable con la Zona *Heliosporites* descrita en el SO de Inglaterra (Orbell, 1973), así como con otras del Jurásico Inferior de Luxemburgo, S de Francia y Cuenca Lusitánica. Las dos sucesiones estudiadas muestran una estrecha correlación con la de St. Audrie's Bay (S de Inglaterra; Hounslow *et al.*, 2004), sección propuesta para situar el "Global Boundary Stratotype Section and Point" para la base del Jurásico (Warrington *et al.*, 1994).

El análisis paleoecológico de las asociaciones estudiadas indica una marcada renovación florística en el tránsito T-J. Durante el Rhaetiense se desarrolló una vegetación caracterizada por coníferas xerófitas, indicativas de un clima árido (Fig. 2). En el período de tránsito, las comu-

nidades vegetales se empobrecieron y estuvieron formadas por coníferas que también revelan condiciones de aridez. Al principio del Hettangiense, se registró un corto evento húmedo (Fig. 2) que tuvo como consecuencia un cambio de la flora, observándose un incremento de plantas higrófitas y una radiación de nuevos tipos de coníferas y criptógamas vasculares. La predominancia de especies xerófitas, más tarde, durante el Hettangiense, vuelve a señalar un clima árido. Así mismo, *C. meyeriana* está relacionada con floras que indican climas más fríos que *C. torosa*. La representación de los porcentajes de ambas especies (Fig. 2) muestra un claro aumento en la proporción de *C. torosa*, que comienza en el límite T-J y se desarrolla durante el Hettangiense.

## CONCLUSIONES

Los polinomorfos estudiados en los sondeos Vilorteo y Cantavieyo han permitido distinguir tres asociaciones palinológicas en los materiales del tránsito T-J. La asociación más antigua es característica del Rhaetiense. La asociación intermedia, dada la escasa productividad de las muestras no se puede asignar a una edad concreta. La asociación más moderna es característica del Hettangiense. En consecuencia, el límite T-J se sitúa en la parte superior de los carbonatos del Miembro Solís.

El aumento de taxones higrófitos y de la especie *C. torosa* a partir de la parte superior del Rhaetiense permite inferir un importante cambio climático, indicado por una disminución de las condiciones áridas, hacia condiciones de mayor humedad, y un aumento de las temperaturas compatible con la hipótesis de un calentamiento a nivel global que se supone responsable de la extinción masiva registrada en el límite T-J.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de Investigación BTE 2001-1924 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y es una contribución al Proyecto IGCP 458, Triassic-Jurassic boundary events.

## REFERENCIAS

- Barrón, E., Gómez, J.J. y Goy, A. (2002): Los materiales del tránsito Triásico-Jurásico en la región de Villaviciosa (Asturias, España). Caracterización palinológica. *Geogaceta*, 31: 197-200.
- Barrón, E., Gómez, J.J., Goy, A. y Pieren, A.P.: The Triassic-Jurassic boundary in Asturias (northern Spain): palynologic characterization and facies. *Review of Palaeobotany and Palynology* (en prensa).
- Batten, D.J. y Koppelhus, E.B. (1996): Biostratigraphic significance of uppermost Triassic and Jurassic miospores in Northwest Europe. In: Jansonius, J., McGregor, D.C.

- (Eds.), Palynology: principles and applications. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 2: 795-806.
- Hounslow, M.H., Posen, P.E. y Warrington, G. (2004): Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Triassic and lowermost Jurassic succession, St. Audrie's Bay, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213: 331-358.
- Martínez García, E., Coquel, R., Gutiérrez Claverol, M. y Quiroga, J.L. (1998): Edad del "tramo de transición" entre el Pérmico y el Jurásico en el área de Gijón (Asturias, NW de España). *Geogaceta*, 24: 215-218.
- Orbell, G. (1973): Palynology of the British Rhaeto-Liassic. *Bulletin of the Geological Survey of Great Britain*, 44: 1-44.
- Schuurman, W.M.L (1977): Aspects of Late Triassic Palynology. 2. Palynology of the "Grès et Schiste à *Avicula contorta*" and "Argiles de Levallois" (Rhaetian) of Northeastern France and Southern Luxemburg. *Review of Palaeobotany and Palynology* 23: 159-253.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. y Suarez de Centi, C. (1986): The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología* 16: 133-137.
- Visscher, H. y Brugman, W. (1981): Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology* 34: 115-128.
- Warrington, G., Cope, J.C.W. y Ivimey-Cook, H.C. (1994): St. Audrie's Bay, Somerset, England: a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Jurassic System. *Geological Magazine*, 133: 191-200.

# El Muschelkalk del sondeo Jaraco-1 (SE de España)

W. Martínez del Olmo

Repsolypf. Paseo de la Castellana 280, 28046 Madrid - wmartinezo@repsolypf.com

## ABSTRACT

*The Jaraco-1 well has a regionally abnormal thick section (1,000 ft) of the carbonates type Muschelkalk. A carefully revision of the lithology and sedimentary data, allow to interpreted two transgressive (TST) and two regressive (HST) sequences inside this Muschelkalk marine carbonate facies. The absence of the biostratigraphic controls open two different possibilities a) The definition of two minor order Depositional Sequences inside the extensive upper Muschelkalk (MK-3), or b) The definition of a singular external paleogeography where the lower Muschelkalk (MK-1) and the upper Muschelkalk (MK-3) are in continuity without the classic fluvial red facies that regionally represents the Muschelkalk-2. The introduction of four additional wells in the correlation, the relationship of facies and thickness and the extreme similarity of the individual TST-HST of Jaraco-1 well, with the classic Muschelkalk-1 and 3 of the Mediterranean spanish province, allow to adopt the previous second interpretation. That means the location of the well in a local sin-sedimentary subsiding trough or in a very more external paleogeography, that supposed, by the Prebetic zone.*

**Key words:** Triassic, Muschelkalk, well data, SE Spain.

## INTRODUCCIÓN

Observaciones de superficie y de sondeo han venido a mostrar que bordeando el Este y el Sur del cratón Ibérico se diferencian cuatro mega provincias triásicas que respectivamente han sido recientemente llamadas (López-Gómez et al. 1998), Hespérica (sin carbonatos), Ibérica (con un único y superior litosoma carbonatado), Mediterránea (con dos cuerpos carbonatados) y Levantino-Balear (con un único cuerpo carbonatado que incluiría los dos anteriores).

Si se revisan los datos procedentes de las Zonas Externas de la Cordillera Bética podría hablarse de una quinta provincia que se caracterizaría por la presencia de hasta seis-siete delgadas láminas carbonatadas, cuyos afloramientos más septentrionales se corresponden con la Fm Hornos-Siles, localizados inmediatamente al sur de la Cobertera Tabular (López Garrido, 1971). Es decir, si tomamos como una muy representativa subprovincia del Triásico Hespérico a esta Cobertera Tabular encontramos que dos dominios muy próximos, presentan o una sola barra carbonatada (región de la Mancha) o numerosas y delgadas barras (Hornos-Siles) o un punto singular (sondeo Jaraco-1), objeto principal de esta comunicación, en el que un grueso litosoma carbonatado puede ser interpretado como el resultado de la superposición directa de los Muschelkalk marinos 1 y 3.

Esta interpretación, unida a otras notables diferencias,

como el desarrollo de las facies detríticas tipo Fm Arenisca de Manuel (Ortí, 1973) en el Keuper del Prebético y Subbético, y la probable presencia de una sal pre-Muschelkalk en este dominio meridional, vendría a diferenciar una historia sedimentaria muy diferente para la provincia meridional, antes Bética, ahora Levantino-Balear (López-Gómez et al. 1998), de las restantes provincias y subprovincias triásicas.

## BASE DE DATOS

Al sur y al este de los afloramientos triásicos en forma de T que definen el curso E-O del Río Júcar, en esa área geográfica en la que la presencia de direcciones estructurales Béticas e Ibéricas es manifiesta y ello ha provocado que sea atribuida tanto al Prebético como a la Ibérica, existen 4 sondeos terrestres y 15 sondeos marinos (Fig. 1).

De estos 19 sondeos, 10 no alcanzaron el Triásico, tres fueron detenidos en altos diapíricos (Muchamiel-1, Calpe-1 y Denia-1) y seis, que penetraron facies Muschelkalk y pre-Muschelkalk (Salobral-1, Carcelén-1, Ledaña-1, Jaraco-1, Valencia 3-1 y Golfo de Valencia B-1), proporcionan información para el estudio del Triásico.

De este último grupo, los dos más septentrionales (G. Valencia B-1 y Valencia 3-1) reconocieron una barra carbonatada de 70-80 m de espesor y bajo ella facies rojas atribuidas al Muschelkalk-2.



FIGURA 1: Mapa de posición de los sondeos y líneas sísmicas citados en el texto

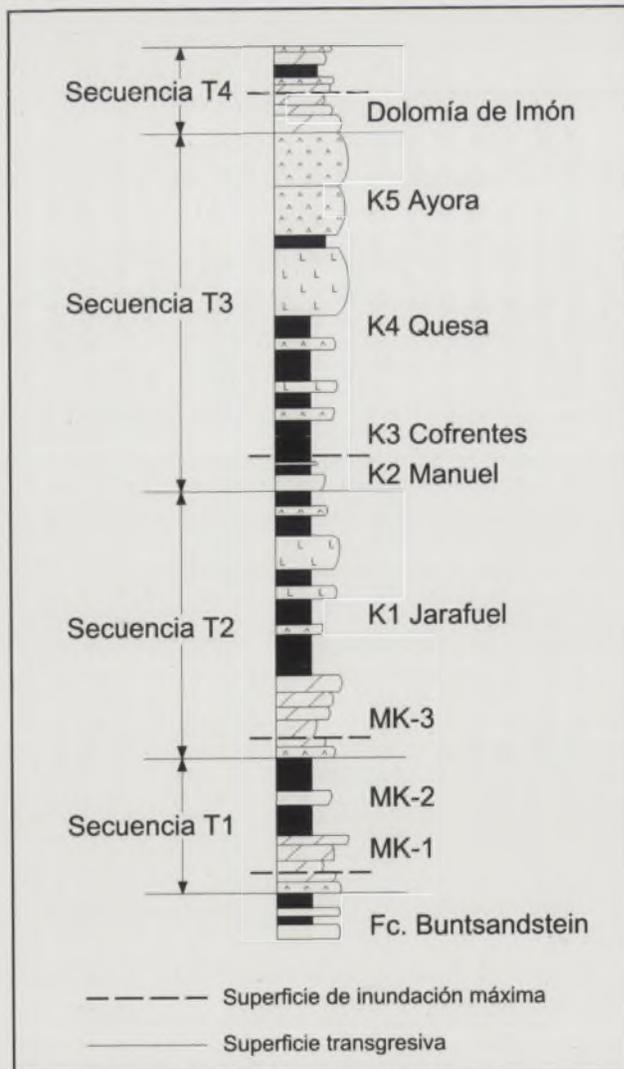


FIGURA 2: Esquema de las secuencias de depósito T1 a T4 en el segmento Costero Catalán -Prebético.

En un trabajo previo y regional, relativo al amplio segmento Mediterráneo y Prebético (Martínez del Olmo, 1996) el Triásico comprendido entre las transgresiones del Muschelkalk-1 y de la Dolomía de Imón (Goy y Yébenes, 1977) fue subdividido en tres secuencias de depósito cuyos límites se fijaban (Fig. 2) en las superficies transgresivas de los Muschelkalk-1 y 3, en la base de la Arenisca de Manuel (K-2 de Ortí, 1973) y en la superficie transgresiva de la Dolomía de Imón. Esta organización y su apilamiento secuencial, implica las siguientes características del registro sedimentario Triásico en ellas comprendido: 1) La presencia de dos superficies de inundación marinas y una equivalente en facies de llanura de inundación fluvial, respectivamente situadas en los litosomas carbonatados del Muschelkalk 1 y 3, y en el contacto Arcillas de Cofrentes-Arenisca de Manuel. 2) La progradación de las llanuras de inundación relativas al Muschelkalk-2 y a las Arcillas de Cofrentes (K-1) sobre suaves rampas marinas. 3) La atribución de los depósitos de sales y sulfatos (Muschelkalk-2, Keuper-1 y 2) a los episodios más progradantes y regresivos.

Este esquema daba pie a la posibilidad o predicción de la presencia de sales y sulfatos en los episodios transgresivos pre-Muschelkalk, facies Röt o Muschelkalk-2, que ya son conocidos en otras provincias, y a la desaparición de los sedimentos continentales del Muschelkalk-2 en paleogeografías externas o surcos subsidentes que permitiesen una continua lámina de agua marina durante todo el Muschelkalk. La primera de las predicciones no podemos asegurarla en el área en descripción, pues ninguno de los escasos sondeos realizados controla su existencia, pero como ya hemos comentado, la extrema desorganización que caracteriza a los afloramientos triásicos de Alpera, Almansa-Cofrentes, Agost y Homos-Siles, es difícil de explicar sin el concurso

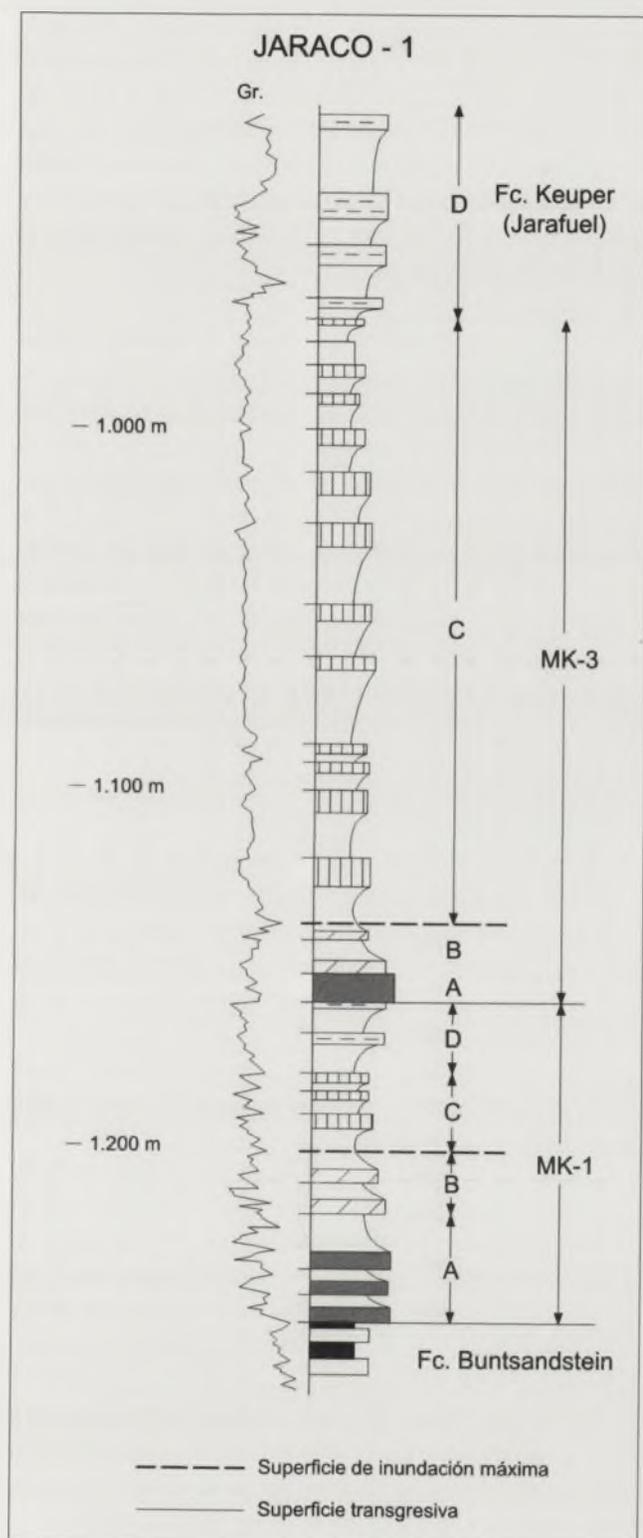


FIGURA 3: Interpretación del sondeo Jaraco-1. Ver texto para explicación de la nomenclatura A, B, C y D.

de una sal diapírica pre-Muschelkalk. La segunda de las interpretaciones, no la causa, hará objeto de los párrafos y gráficos siguientes.

#### LA TRANSVERSAL VALENCIA-LA MANCHA

Tal y como ya descrito, cuatro pozos (Ledaña-1, Carcelén-1, Salobral-1 y Jaraco-1) pueden ser integrados o pro-

yectados a una transversal Valencia-La Mancha que, por la información sísmica y la localización geográfica (Fig.1) corta desde las últimas o más meridionales estratificaciones de la serranía de Cuenca (Ledaña-1) hasta el área con direcciones estructurales y facies del Prebético (Carcelén-1, Salobral-1 y Jaraco-1). Los cuatro sondeos constatan la presencia de un único litosoma carbonatado de facies Muschelkalk bajo las Areniscas de Manuel, las Arcillas de Cofrentes, y las sales y anhidritas de Jarafuel (K-1 de Ortí, 1973). Una revisión detallada del sondeo Jaraco-1 muestra (Fig.3) cuatro tipos de secuencias elementales:

Tipo A) Caracterizan intervalos métricos que muestran la superposición de capas de anhidrita y dolomía o anhidrita, dolomía, arcilla. Tipo B) Configuran superposiciones de caliza o dolomía, con ocasionales nódulos de anhidrita, calizas arcillosas y arcillas. Al no estar distorsionado el perfil de Gr. por la limpieza de la anhidrita, el ritmo estrato decreciente es más visible que en las anteriores. Tipo C) Se corresponden con clásicas secuencias de somerización del tipo arcilla y caliza o dolomía. El ritmo estrato creciente es fácil y frecuentemente apreciable, pero no constante, especialmente hacia el techo. Es el probable producto de una condensación sedimentaria en los *top-sets* de la rampa carbonatada. Tipo D) De litología compleja y constituida por arcilla roja o gris, finas capas de carbonato y anhidrita. Las sales y sulfatos con Gr. limpio se ubican a techo de organizaciones regresivas iniciadas por arcilla-carbonato.

La agrupación de secuencias de tipos A y B constituyen los dos sistemas transgresivos de los Muschelkalk-1 y 3, pues son semejantes al Complejo Lutítico Evaporítico Carbonatado de la base de los clásicos Muschelkalk-1 y 3 del segmento Costero Catalán (Marzo, 1980), y a su techo definen un pico de arcillosidad (superficie de inundación máxima) a partir del que se inicia un neto cambio de polaridad o organización sedimentaria.

Los dos episodios regresivos de Jaraco-1, se inician con la secuencia tipo C y culminan con la secuencia tipo D. En Jaraco-1, hay que notar que la secuencia D, con la que culmina el Muschelkalk-1, no contiene ni sal, ni arena, y su arcilla es predominantemente gris, lo que no excluye absolutamente la posibilidad de que se trate de un delgado y externo paquete equivalente del Muschelkalk-2. Del mismo modo conviene resaltar la gran diferencia de espesores entre las secciones atribuidas al Muschelkalk-1 y 3, y la mayor proporción de anhidrita en el primero de ellos. Estas observaciones parecen indicar que, dada la conocida extensividad hacia el margen del Muschelkalk-3, estaríamos reconociendo un Muschelkalk-1 próximo a su borde de depósito, y un Muschelkalk-3 alejado del mismo.

La figura 4 muestra una correlación de los pozos Salobral-1, Carcelén-1, Ledaña-1, Jaraco-1 y Tarragona E-1 (sondeo modelo del Muschelkalk con dos barras y un tramo detrítico rojo intermedio de la provincia Costero Catalana). Ella muestra la práctica repetición de la ordenación vertical

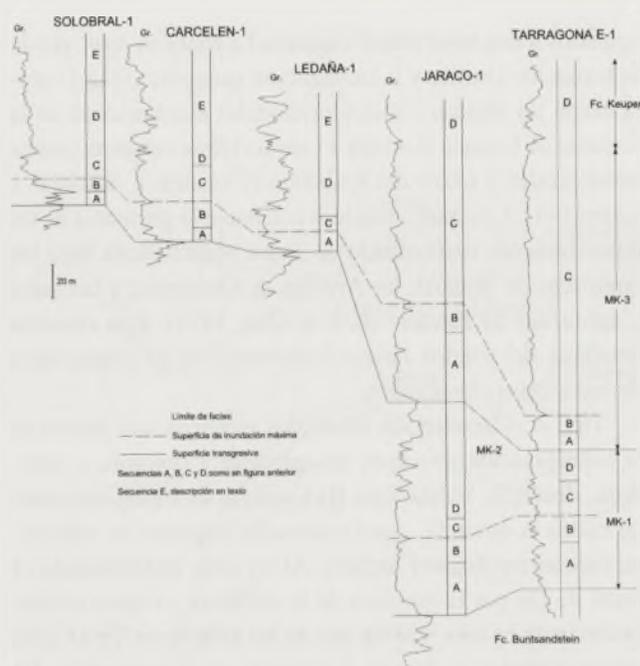


FIGURA 4: Correlación de sondeos en la transversal: La Mancha-Prebético Externo-Costero Catalán. Nomenclaturas A, B, C y D como en figura anterior. Ver texto para E.

de los tipos A-B y C-D, a la vez que en el episodio regresivo de los sondeos del margen interno aparece una nueva secuencia, tipo E, (arcilla roja-anhidrita y sal) que constituye el límite inferior de las facies Keuper (K-1 de Orti, 1973)

Las líneas sísmicas (Fig. 1) que alcanzan hasta las lagunas de Ruidera en dirección N-S y NE-SO muestran tanto un persistente monoclinas que asciende suavemente desde el N-NE, como un progresivo adelgazamiento hacia el S-SO de la sedimentación triásica y del propio litosoma carbonatado: 60 m en Carcelén-1, 35 m en Ledaña-1, y 20 m en Salobral-1. Es decir, sísmica y pozo coinciden en el adelgazamiento y ascenso estructural hacia la Cobertera Tabular de la Meseta, área en la que tanto el Muschelkalk carbonatado como la sal de Jarafuel (K-1) están ausentes y, por el contrario, se observa un gran desarrollo de las areniscas de Manuel (K-2).

## CONCLUSIONES

En ausencia de controles bioestratigráficos, las diagráfos de pozo y los atributos geológicos de las formaciones atravesadas, permiten una definición de los episodios transgresivos y regresivos ocurridos en facies marinas, y ella es tanto más fiable cuanto más repetitiva y más acorde con las observaciones de superficie. Esta metodología es aplicada al sondeo Jaraco-1, y creemos que por primera vez, permite atribuir el grueso litosoma carbonatado de facies

Muschelkalk allí reconocido, a la superposición estratigráfica de los dos clásicos paquetes de carbonatos marinos que, regionalmente, se asignan al Muschelkalk-1 y 3. Esta singularidad de Jaraco-1 puede ser causada tanto por un local surco subsidente, como por una progresiva profundización de la cuenca triásica del Prebético hacia el este (Jaraco-1) y posiblemente, y tras superar la Cobertera Tabular, hacia el sur (Formación Hornos-Siles).

La información sísmica que desde el sondeo Ledaña-1 alcanza hasta las Lagunas de Ruidera es sustancialmente concordante con esta interpretación, pero dado que en el segmento que dicha sísmica controla, sólo existe el Muschelkalk-3 y que no se alcanza a visualizar el borde deposicional del mismo, la edad de las facies rojas de la Cobertera Tabular sigue siendo un problema, más aún cuando en esa dirección (Fig.4) las facies Keuper están cada vez más próximas al Muschelkalk-3 y este es progresivamente más delgado y de borde. Es decir, sin controles bioestratigráficos seguiremos discutiendo si la Cobertera Tabular de la Meseta incluye equivalentes de borde del Buntsandstein-Muschelkalk o sólo del Keuper.

## REFERENCIAS

- Arche, A., López-Gómez, J., Marzo, M. y Vargas, H. (2004): The siliciclastic Permian-Triassic deposits in Central and Northeastern Iberian Peninsula (Iberian, Ebro and Catalan Basins): A proposal for correlation. *Geologica Acta*, 2, 4: 305-320.
- Goy, A. y Yébenes, A. (1977): Características, extensión y edad de la formación Dolomías tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 375-384.
- López-Garrido, A. C. (1971): *Geología de la Zona Prebética al NE de Jaén*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 317 p.
- López-Gómez, J., Arche, A., Calvet, F., y Goy, A. (1998): Epicontinental marine carbonates sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. *Zbl. Geo. Paläont.*, 1:1033-1084.
- Martínez del Olmo, W. (1996): *Secuencias de depósito y estructuración diapírica en Mesozoico y Neógeno del Prebético y Golfo de Valencia, desde sondeos y líneas sísmicas*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 473 p.
- Marzo, M. (1980): *El Buntsandstein de los Catalánides. Estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 317 p.
- Ortí, F. (1973): *El Keuper del Levante español. Litoestratigrafía, petrografía y paleogeografía de la cuenca*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 174 p.

# Caracterización de la unidad Conglomerados de Valdemeca en la transición Pérmico-Triásico de la Cordillera Ibérica centro-oriental.

R. de la Horra, J. López-Gómez y A. Arche

Instituto de Geología Económica, Departamento de Estratigrafía (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. 28040 Madrid (rhorra@geo.ucm.es ; jlopez@geo.ucm.es; aarche@geo.ucm.es)

## ABSTRACT

*The Valdemeca Conglomerates unit is here described as the basal part of the Late Permian-Early Triassic sedimentary cycle in the central-eastern part of the Iberian Ranges, equivalent to the upper part of the Hoz de Gallo Conglomerates Formation of the classic Molina de Aragón area. It is interpreted as braided river deposits with paleocurrents parallel to the basin axis. The identification in this new area represents the expansion of the sedimentation realm of this cycle to the SE of the Iberian Ranges.*

**Key words:** Permian, Triassic, Buntsandstein, Permian-Triassic Boundary, Iberian Ranges, Valdemeca Conglomerates.

## INTRODUCCIÓN

Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica fueron formalmente descritas a partir de los años setenta (ver revisión en Sopeña *et al.*, 1988 y López-Gómez *et al.*, 2002). La transición entre ambos periodos fue tentativamente situada en la Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo (de facies Buntsandstein) por Ramos (1979), en el área de Molina de Aragón (Guadalajara), en la parte central de la Cordillera Ibérica. Esta unidad es lateralmente equivalente a la unidad Conglomerados de Riba de Santiuste (Sopeña, 1979) y Conglomerados del río Pedro (Hernando, 1977, 1980), al NO de Molina de Aragón, en las estribaciones con el Sistema Central, y a la unidad Conglomerados de Checa, descrita posteriormente por Pérez-Arlucea y Sopeña (1983, 1985) y Pérez-Arlucea (1986, 1987) al SE de Molina de Aragón, en los alrededores de Albarracín (Teruel) (Fig. 1).

La Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo está constituida por conglomerados rojos de cuarcita, cuarzo y lidita, de cantos subangulosos, subredondeados y redondeados, estos últimos en la parte superior. Tienen intercalaciones de areniscas rojas, principalmente de grano medio, así como de lutitas rojas. La potencia de esta unidad oscila de manera muy acusada, superando los 100 m en Molina de Aragón y Ojos Negros y reduciéndose a 10 m en algunos sectores de la Sierra de Albarracín (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1983; Pérez-Arlucea y Rey, 1994) (Fig.1). El límite inferior de esta unidad es discordante tanto en los alrededores de Molina de Aragón, sobre la unidad Capas de Montesorro (Ramos, 1979),

como al NO de esta localidad (Sánchez-Moya, 1992; Sopeña *et al.*, 1995), mientras que dicho límite es concordante con la Formación Tormón en los alrededores de Albarracín (Pérez-Arlucea, 1986). Estos mismos autores describen, para estas zonas, un límite concordante con la unidad superior. En base a criterios palinológicos (Ramos y Doubinger, 1979) la edad de esta formación, al menos en su mitad inferior, es Thüringiense (Pérmico Superior).

La Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo fue subdividida por sus características sedimentarias en conglomerados inferiores y conglomerados superiores (Ramos, 1979), constituyendo dos secuencias deposicionales de tendencia granocreciente. Posteriormente, en la Sierra de Albarracín, los conglomerados inferiores fueron a su vez subdivididos en dos secuencias (Pérez-Arlucea y Rey, 1994). En conjunto, estas secuencias mayores se dividen en otras menores de 30-50 cm que, por sus características, relacionan la

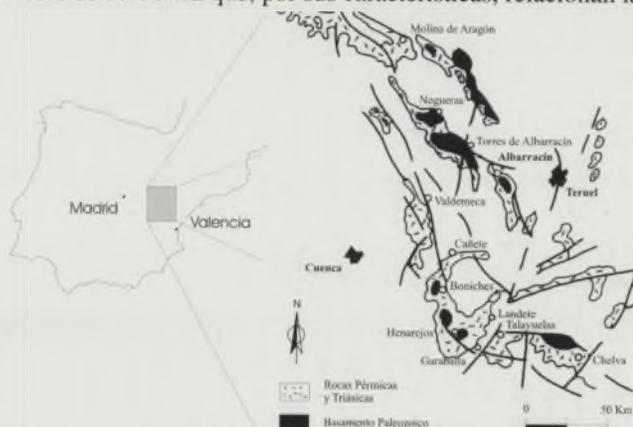


FIGURA 1. Localización geográfica y geológica del área de estudio.

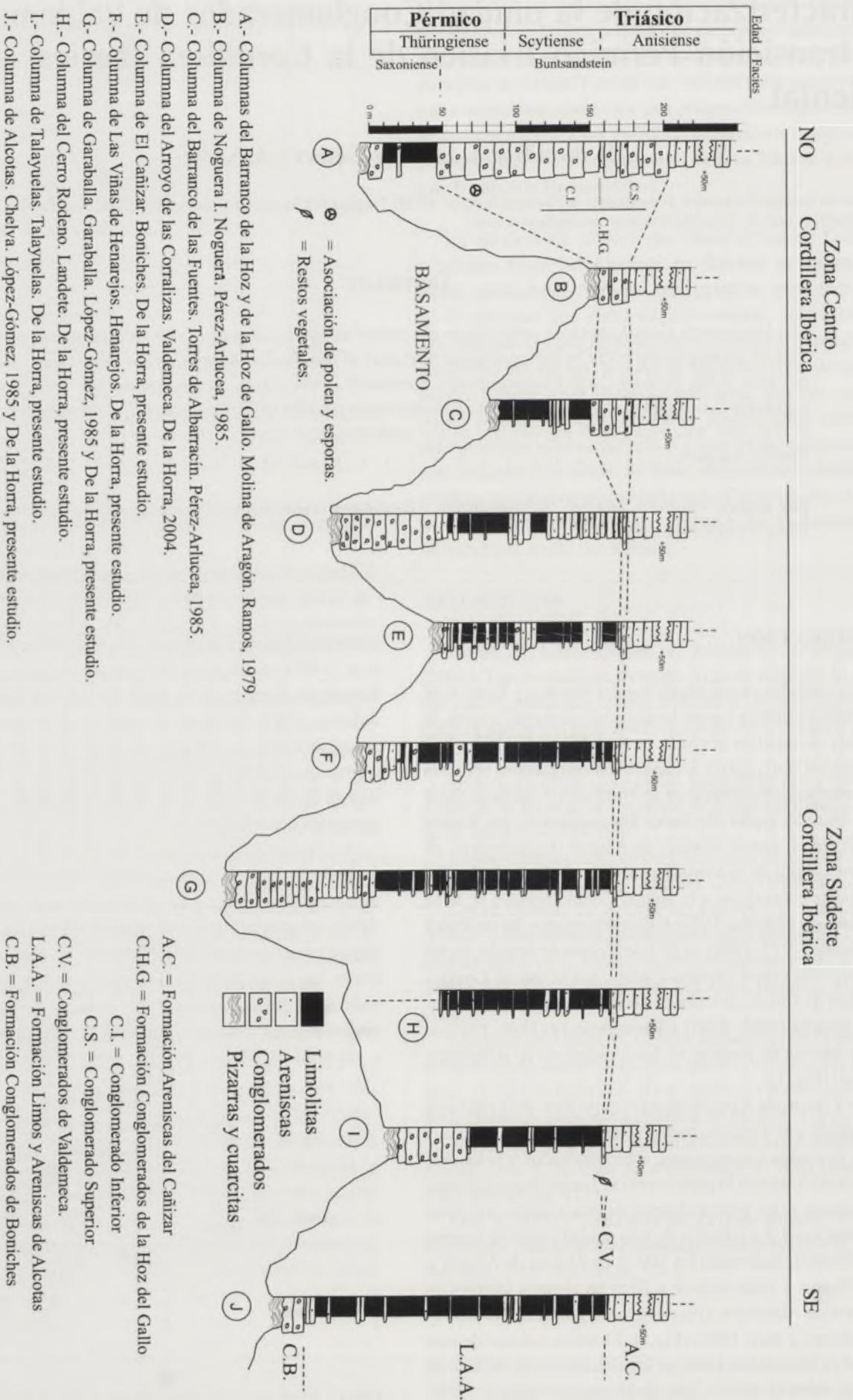


Figura 2. Ensayo de correlación estratigráfica de la Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo con la unidad Conglomerados de Valdemeca. Ver figuras 1 y 4 para localización de las series estratigráficas.

unidad con la progradación de abanicos aluviales o llanuras braided transversales al eje principal de la cuenca (Ramos y Sopena, 1983; Pérez-Arlucea, 1986).

Hasta la actualidad se consideraba que la Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo se acuñaba al S de la Sierra de Albarracín hasta alcanzar sólo 10 m en el Umbral del Tremedal (Teruel), tras haber ido perdiendo progresivamente espesor. En esta zona, la unidad estaría representada únicamente por la secuencia superior de las tres descritas arriba (Pérez-Arlucea, 1987; Sopena *et al.*, 1988). El objetivo del presente trabajo es describir la unidad Conglomerados de Valdemeca, en el tránsito Pérmico-Triásico de la Serranía de Cuenca, parte centro-oriental de la Cordillera Ibérica, y mostrar que esta unidad podría ser, como veremos más adelante, el equivalente lateral de la parte más alta de la Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo, ampliándose de este modo, su área de sedimentación casi un centenar de kilómetros más hacia el SE, a través de la provincia de Cuenca y hasta las proximidades de la de Valencia. Aunque la potencia de la unidad que seguidamente describimos es de pequeña entidad, la importancia de su situación estratigráfica, anteriormente señalada, es el principal motivo por el cual la diferenciamos en este sector de la Cordillera Ibérica.



FIGURA 3. Aspecto general de la unidad Conglomerados de Valdemeca, la cual se dispone discordante sobre los últimos tramos de la Formación Limos y Areniscas de Alcotas. El contacto superior es neto con las areniscas de la Formación Cañizar.

## UNIDAD CONGLOMERADOS DE VALDEMECA

La unidad Conglomerados de Valdemeca se describe en el presente trabajo con carácter informal desde un punto de vista estratigráfico. La primera descripción de estos niveles fue llevada a cabo en López-Gómez (1985) y López-Gómez y Arche (1986) en los alrededores de Boniches (Cuenca) donde se incluía como la parte inferior de la Formación Areniscas del Cañizar. Estudios llevados a cabo recientemente (De la Horra, 2004) han permitido determinar este tramo conglomerático en distintas series estratigráficas al SE de la zona anteriormente señalada (Fig. 2).

## Descripción e interpretación

La presente descripción se ha obtenido a partir del estudio detallado de siete columnas estratigráficas situadas en el área centro-oriental de la Serranía de Cuenca, Cordillera Ibérica. Concretamente entre las localidades de Valdemeca, Henarejos, Talayuelas y Chelva (Fig.1). Estas series han sido comparadas con otras levantadas por diferentes autores en trabajos anteriores y situados al N de nuestra zona de estudio (Fig.2).

Los conglomerados son de cantos de cuarcita pobremente seleccionados, de redondeados a subangulosos, tamaño medio entre 3 y 5 cm, con centil de 10 cm, y colores rojos y blancos principalmente. Los clastos aparecen matriz o clastosoportados. La matriz está constituida por areniscas de grano medio a grueso.

En general, esta unidad se dispone como cuerpos conglomeráticos tabulares y decimétricos, con amplia extensión lateral (decenas de metros), bases planas y erosivas y con estratificaciones cruzadas planar y de surco de bajo ángulo. En ocasiones, estos conglomerados muestran un tramo decimétrico de areniscas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada planar y de surco, y que se dispone con base erosiva sobre la unidad infrayacente. Asimismo, a techo de los tramos conglomeráticos, son frecuentes las intercalaciones de niveles centimétricos de arenas rosáceas de granos de cuarzo de tamaño medio y grueso, formando ambas litologías secuencias granodecrecientes entre 20 y 60 centímetros. La unidad no llega a superar los 5 m de potencia (Fig.3). Medidas obtenidas en estructuras de surco indican paleocorrientes que, de base a techo, varían desde 210° a 110°.

Los Conglomerados de Valdemeca se disponen discordantes y erosivos sobre la unidad infrayacente (Fm. Limos y Areniscas de Alcotas), y concordantes en un contacto neto con los tramos inferiores de areniscas de la unidad superior (Fm. Areniscas del Cañizar).

El contenido fósil se limita a la presencia de acumulaciones de restos decimétricos de troncos y raíces en la serie de Talayuelas.

Los cuerpos tabulares característicos de esta unidad han sido asociados a desarrollos de distintos tipos de barras, ya sean formadas por las granulometrías más gruesas, por arena de tamaño medio y grueso, o de tipo mixto. Estas barras aparecen intercalándose unas con otras, migrando lateralmente y formando secuencias granodecrecientes. Los tramos conglomeráticos, con estratificación cruzada planar, representarían desarrollos de barras transversales en la parte más profunda de los canales activos (Miall, 1977), mientras que los cuerpos arenosos, presentes a techo de las secuencias, indicarían pequeñas etapas de disminución de la energía del sistema (Walker, 1975). En conjunto, la unidad se relacionaría con un sistema fluvial de canales de tipo braided poco profundos y escaso confinamiento lateral, semejantes a los descritos por Rust (1978), Collinson y Thompson (1982), y Nemeč y Postma (1993).

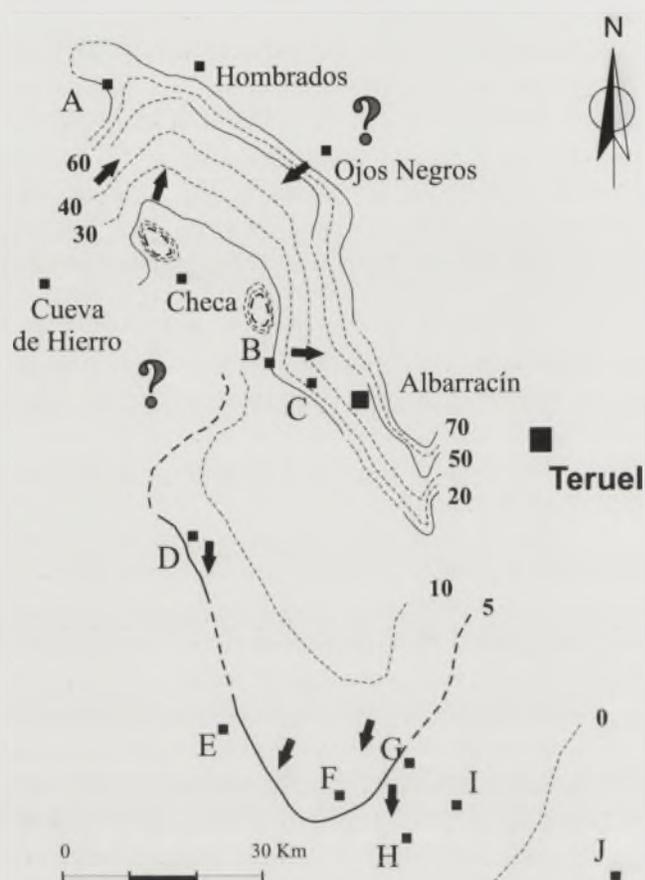


FIGURA 4. Mapa de isopacas de la unidad Conglomerados de la Hoz del Gallo, con direcciones de paleocorrientes (modificado de Pérez-Arlucea, 1985) y su extensión hacia el SE en la unidad Conglomerados de Valdemeca, con paleocorrientes obtenidas en el presente estudio. El trazo discontinuo representa isopacas supuestas, mientras que el trazo continuo marca las reales. Localizaciones: A.- Molina de Aragón, B.- Nogueras, C.- Torres de Albarracín, D.- Valdemeca, E.- Boniches, F.- Henarejos, G.- Landete, H.- Garaballa, I.- Talayuelas, J.- Chelva.

## DISCUSIÓN

El estudio detallado de los tramos conglomeráticos que aparecen en la base de la Formación Areniscas del Cañizar (Triásico Inferior en facies Buntsandstein) a lo largo de las diferentes series levantadas (Fig. 2), permite extender su presencia a lo largo de varias decenas de kilómetros hacia el SE. Este hecho, las características sedimentarias que presentan dichos sedimentos y la importancia de su localización estratigráfica (límite Pérmico-Triásico) son la base para diferenciarlos como la unidad Conglomerados de Valdemeca. La clara relación estratigráfica y sedimentaria entre esta unidad y los tramos superiores, o "conglomerado superior" de la Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo, inicialmente descrita por Ramos (1979) y posteriormente reconocida en el SE de la Sierra de Albarracín por Pérez-Arlucea (1985), permite establecer que la unidad Conglomerados de Valdemeca representa la extensión hacia el SE de la parte superior de la Formación Hoz del Gallo y, más concretamente, de la unidad "conglomerado superior", anteriormente citada.

Las características litológicas observadas por las autoras previamente mencionadas para los tramos superiores de los

Conglomerados de la Hoz del Gallo (tamaño medio, centil, redondez, composición) son reconocidas para los Conglomerados de Valdemeca. Igualmente sucede con las estructuras sedimentarias presentes y morfologías de las distintas barras y canales. Finalmente, la concordancia observada entre los Conglomerados de Valdemeca con la unidad suprayacente (Fm. Areniscas del Cañizar), fue también mencionada para las zonas citadas al NO de nuestra área de estudio.

La disposición de la Cuenca Ibérica para ese momento, afectada por una serie de "horsts y grabens" (Sopeña *et al.*, 1988), conformaría una serie de zonas con distinta subsidencia que aparecen en una alineación general NO-SE. Esto último, podría explicar el mapa de isopacas representado en la figura 4, que muestra dos sectores con diferentes espacios de acomodación condicionados por una zona elevada en su parte occidental. Según lo expuesto, los Conglomerados de Valdemeca son los equivalentes laterales de los tramos superiores de la Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo, los cuales son los únicos que superan la zona elevada para aquel momento, conocida por "Umbral del Tremendal" (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985). Con el presente trabajo, la extensión geográfica de la Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo y sus equivalentes laterales, se incrementa considerablemente hacia el SE, y no es hasta la zona de Chelva donde se acuña definitivamente.

## CONCLUSIONES

Se describe por primera vez la unidad Conglomerados de Valdemeca. Estos sedimentos pertenecen a la parte basal del ciclo sedimentario del Pérmico Superior-Triásico Inferior de la parte central-oriental de la Cordillera Ibérica y fueron inicialmente incluidos en la base de la Formación Areniscas del Cañizar en la zona de Boniches, provincia de Cuenca (López-Gómez, 1985). Sin embargo, la cartografía detallada de los mismos, que ha permitido seguirlos decenas de kilómetros más hacia el SE, y las características estratigráficas y sedimentarias que se han podido observar en ellos, nos ha permitido caracterizar estos sedimentos como la unidad Conglomerados de Valdemeca y, de igual modo, hacerla corresponder con la parte superior de la Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo, o conglomerado superior, descrita por Ramos (1979) en Molina de Aragón y posteriormente por Pérez-Arlucea (1985) en la Sierra Gea-Monte de La plata, ambas en la parte central de la Cordillera Ibérica.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo está financiado con el proyecto BTE2002-00775. Agradecemos a Gilberto Herrero y a Modesto Escudero su ayuda en la elaboración de las láminas delgadas y reprografía respectivamente.

## REFERENCIAS

- Collinson, J.D. y Thompson, D.B. (1982): *Sedimentary Structures*. London: Allen & Unwin, 194.
- De la Horra, R. (2004): *Estratigrafía de los sedimentos siliciclásticos del Pérmico y Triásico del anticlinal de Valdemeca* (Sureste de la Cordillera Ibérica, Provincia de Cuenca). Sin publicar.
- Hernando, S. (1977): *Pérmico y Triásico de la región Ayllon-Atienza. (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías 2, 408.
- Hernando, S. (1980): Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllon-Atienza. Cuadernos de Geología Ibérica, 6, 21-54.
- López-Gómez, J. (1985): *Sedimentología y estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva de Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, Seminarios de Estratigrafía, 11, 442.
- López-Gómez, J. y Arche, A. (1986): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en Facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Cuenca y Valencia). Estudios Geológicos 42, 259-270.
- López-Gómez, J., Arche, A., Pérez-López, A. (2002): Permian and Triassic. In: Gibbons, W., Moreno, T. (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, 185-212.
- Miall, A.D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13, 1-62.
- Nemec, W. y Postma, G. (1993): Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In: Marzo, M., Puigdefábregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation*. International Association of Sedimentologist. Special Publication. 17, 235-276.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1983): Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos de la Sierra de Albarracín (Provincia de Guadalajara). Estudios Geológicos, 39, 329-343.
- Pérez-Arlucea, M. (1985): *Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 320.
- Pérez-Arlucea, M. (1986): *Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín (provincias de Guadalajara y Teruel)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, 320 p. Inédita.
- Pérez-Arlucea, M. y Rey, D. (1994): Sedimentación continental y marina del Pérmico y Triásico en la zona central de la Cuenca Ibérica. Región de Albarracín-El Pobo de Dueñas. Guía de excursión. III Congreso Nacional de Estratigrafía.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1985). Estudio sedimentológico del Saxoniense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín. Cuadernos de Geología. Ibérica. 10, 117-150.
- Pérez-Arlucea, M. (1987). Distribución paleogeográfica de las unidades del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. Cuadernos de Geología. Ibérica. 11, 607-622.
- 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.
- Ramos, A. y Doubinger, J. (1979): Découverte d'une microflore thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillera Ibérique (Espagne). *Comptes Rendus. Académie Sciences. Paris*, 289, 525-528.
- Ramos, A. y Sopeña, A. (1983): Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). *International Association of Sedimentologist. Special Publication*. 6, 301-312.
- Rust, B.R. (1978): A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologist Memoir, 5, 187-198.
- Sánchez-Moya, Y. (1992): *Evolución sedimentológica y controles estructurales de un borde de cuenca extensional: Comienzo del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica*. Colecciones Tesis Doctorales. Universidad Complutense de Madrid, 232: 1-414.
- Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NO de la provincia de Guadalajara. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías 5, 329.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic-Jurassic Rifting*. Elsevier, Developments in Geotectonics 22, 757-786.
- Sopeña, A., Doubinger, J., Ramos, A., Pérez-Arlucea, M. (1995): Palynologie du Permian et du Trias dans le Centre de la Péninsule Ibérique. *Science Geologique Bulletin* 48, 119-157.
- Walker, R. G. (1975): From sedimentary structures to facies models: example from fluvial environments. In: *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. Society for Sedimentary Geology. Short course 2: 63-79.



# Los depósitos con facies Muschelkalk (Formación Dolomías y calizas de Cañete) del anticlinal de Jalance (Valencia)

C. de Santisteban<sup>1</sup> y M. March-Benlloch<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Departament de Geologia, Universitat de València, 46100 – Burjassot (Valencia). Carlos.santisteba@uv.es

<sup>2</sup> Cl. Juan Llorens, 28, 3. 46008 Valencia.

## ABSTRACT

*The Triassic carbonates with outcrops in the surroundings of Jalance (Valencia, Southwestern Iberian Range, Spain) has been previously interpreted as belonging to the lower and upper Muschelkalk. The presence of outcrops of Lower Muschelkalk (Fm Dolomías de Landete) in the area is difficult to explain according to the current tectonic models. A detailed study of lower and upper Muschelkalk in two separate sections close to Jalance shows that both contains similar stratigraphic features, and are of the same age because the presence of the conodont Pseudofurnishius murcianus BOOGAARD. As conclusion we suggest that both sections belongs to the same flank of a thrust antiform structure.*

**Key words:** Upper Muschelkalk, Iberian Ranges, Valencia.

## INTRODUCCIÓN

Los afloramientos de los materiales triásicos en la provincia de Valencia se hallan fuertemente condicionados por la respuesta del zócalo y de la cobertera durante la deformación alpina en el dominio de la rama Castellano – Valenciana del Sistema Ibérico. En el sector septentrional de la provincia de Valencia predomina una estructuración tectónica determinada por cabalgamientos que afectan al zócalo y que tienen como niveles de despegue los materiales del Triásico medio y superior (facies Muschelkalk y Keuper) y los del Jurásico superior y Cretácico inferior (Facies Purbeck, Weald y Utrillas) (Roca, 1992). En este sector, los carbonatos del Muschelkalk inferior se han comportado solidariamente con el zócalo, hallándose en continuidad con las areniscas de la facies Buntsandstein; mientras que las calizas y dolomías del Muschelkalk superior se hallan desplazadas. El sector meridional ibérico de la provincia de Valencia se halla estructurado en un conjunto de bloques subhorizontales de materiales Jurásicos y Cretácicos separados por dos órdenes de desgarres (Ortí, 1981). El primero de ellos está formado por fracturas dextrales de zócalo, de orientación NNO – SSE, con volcanismo basáltico asociado (Terciario en Picassent y Cuaternario en Cofrentes). El segundo orden de desgarres afecta preferentemente a la cobertera Jurásico – Cretácica y ha condicionado la formación de un conjunto de pequeñas cuencas terciarias de orientación NE – SO a ONO – ESE (Santisteban y Brito, 1988). En este sector, la deformación alpina ha inyectando verticalmente los materiales del Muschelkalk medio, Muschelkalk superior y

Keuper, no conociéndose, de momento, afloramientos de los carbonatos del Muschelkalk inferior (Gutiérrez *et al.*, 1984). Es por esto que la identificación de depósitos de la Formación Dolomías de Landete en el entorno de Jalance (Sanchez Fernández *et al.*, 2004), posee unas implicaciones que van más allá de los modelos paleogeográficos de los dominios del Triásico Ibérico. En el presente trabajo se hace una revisión de la adscripción estratigráfica de los afloramientos de carbonatos del Muschelkalk del entorno de Jalance.

## MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El valle de Ayora - Cofrentes, es una depresión alargada (35 km) y estrecha (7 km), herencia de una fosa tectónica terciaria enclavada en materiales Jurásicos y Cretácicos. Sus márgenes son sistemas de fallas lítricas fosilizadas por depósitos aluviales miocenos (Santisteban *et al.*, 1990). En su parte central se halla la segunda mayor extensión de afloramientos de materiales triásicos de la provincia de Valencia, después de la del valle del Turia. En estos depósitos predominan los que presentan facies Keuper, hasta el punto que en ellos se han definido la mayoría de las unidades estratigráficas formales del Triásico superior ibérico. En esta zona los materiales con facies Muschelkalk afloran preferentemente entorno a la población de Jalance. Estos afloramientos han sido descritos por March (1991) y Sánchez Fernández *et al.* (2004). Para el propósito del presente trabajo se han medido las dos series sedimentarias, estudiadas por los autores mencionados (Figuras 1 y 4). Una de ellas (B) se halla a 2'5 kilómetros al sur de Jalance en el talud sobre

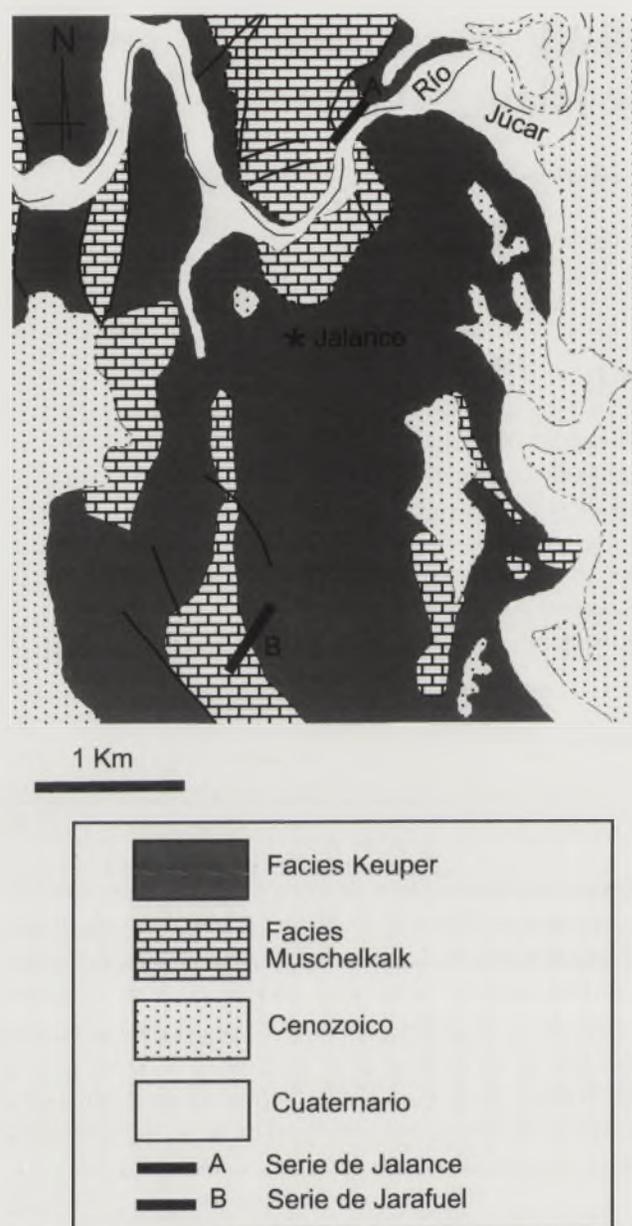


FIGURA 1. Situación geográfica y geológica de las series estudiadas

la carretera N-330 en sentido a Jarafuel. La otra (A) se halla en el margen izquierdo del cauce del río Júcar, a lo largo de un camino rural, a una distancia de 100 m antes de unirse al puente del trazado antiguo de la carretera N-330 (Figura 1).

Las dos series medidas se hallan en una misma unidad de afloramientos, con orientación N – S, en la que se presenta una estructura de plegamiento antiformal anticlinal (Figura 2), localmente asimétrica y afectada por un cabalgamiento. La serie B (Jarafuel) tiene un buzamiento entre 60°E y 90°. La serie A (Jalance) se halla en el mismo sector de la estructura de plegamiento, con un buzamiento entre 90° e invertido, bajo un cabalgamiento del flanco Oeste que tiene un buzamiento entre 45°O y horizontal (Figura 3).



FIGURA 2. Foto del anticlinal de Jalance.

## ESTRATIGRAFÍA

La serie B (Jarafuel) se muestra incompleta en la base. Posee un espesor de carbonatos del Muschelkalk de 65 m, los cuales pasan transicionalmente a los yesos y arcillas de la facies Keuper. Se puede considerar en ella la presencia de dos tramos: inferior y superior. El inferior consiste en 4 secuencias formadas, en la base, por dolomicritas tableadas con contactos ondulados, y en el techo por doloesparitas en capas decimétricas. El superior está formado por intercalaciones de calizas, dolomías, y margas en ciclos de somerización, conteniendo bivalvos de ambientes litorales y mostrando evidencias de exposición subaérea (grietas de retracción).

La serie A (Jalance) posee un espesor de 77m, y es incompleta en la base y en el techo, aunque éste se halla muy próximo a arcillas y yesos afines a la facies Keuper. Posee una gran semejanza estratigráfica con la serie A (Jarafuel), pudiéndose distinguir dos tramos. En inferior posee cuatro secuencias de dolomicritas tableadas y doloesparitas en capas decimétricas. Una de estas capas muestra un bandeo con estructura cebrada en dolomita. El superior está formado por intercalaciones de calizas, dolomías margosas y margas, con abundante bioturbación por invertebrados.

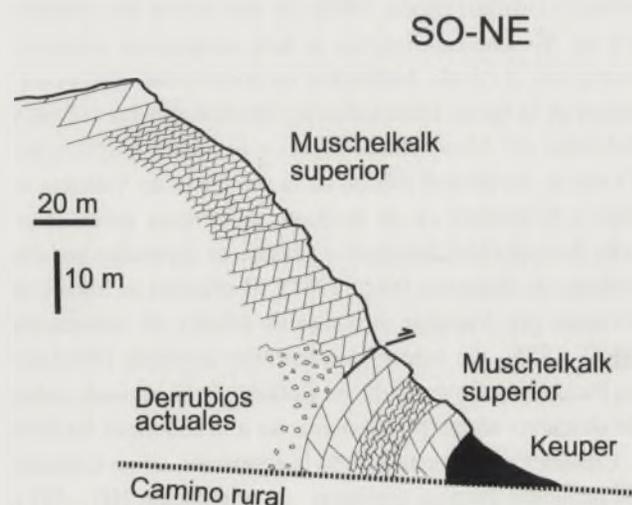


FIGURA 3. Esquema del cabalgamiento que superpone el Muschelkalk superior en el margen izquierdo del valle del Júcar al Norte de Jalance.

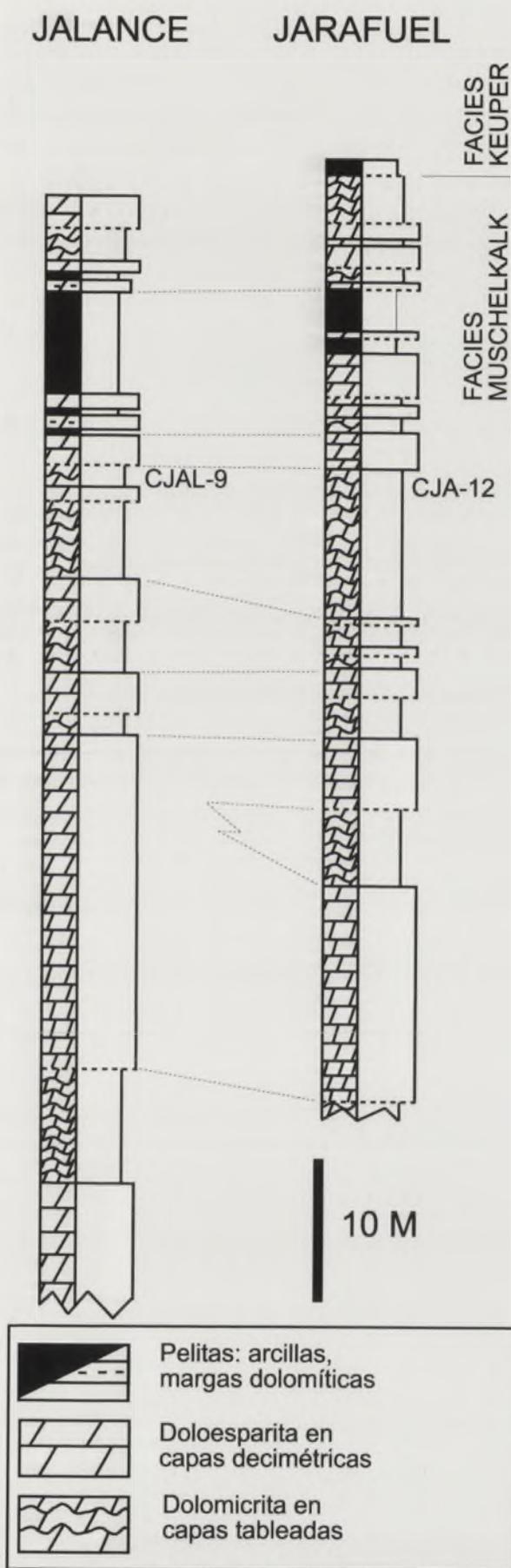


FIGURA 4. Correlación capa a capa de las series Jalance (A) y Jarafuel (B). Posición de los yacimientos de conodontos CJAL-9 y CJA-12.

## EDAD

Los depósitos de las dos series presentan asociaciones de moluscos bivalvos, que no permiten datar por hallarse ligados a facies deposicionales y por lo tanto poseen más un significado ambiental que cronoestratigráfico, en el contexto del Muschelkalk ibérico. En la localidad de Jarafuel (CJA-12), March (1986, 1991) ha descrito la presencia de *Pseudofurnishius murcianus* BOOGAARD, en la secuencia más alta del tramo inferior. El mismo multielemento se ha hallado también en los depósitos tableados de la última secuencia del tramo inferior en la localidad de Jalance (CJAL-9), por lo que estos niveles son correlacionables estratigráficamente (Figura 4). *Pseudofurnishius murcianus* BOOGAARD, muestra un aparato característico del Triásico Medio y su distribución es Ladiniense superior, incluyendo la base inferior del Cordevoliense (Zona *Protachyceras archelaus*).

## DISCUSIÓN

La presencia de *Pseudofurnishius murcianus* BOOGAARD, en las series de Jarafuel y Jalance, permite la realización de una correlación estratigráfica entre ambas, ya que poseen la misma edad. Esta comparación nos plantea la consideración de otras semejanzas derivadas de su secuencialidad. Como ocurre con las series de otras localidades de Valencia en las que aflora el Muschelkalk superior (Chelva, Bugarra, Macastre; Santisteban *et al.*, 1985), también en el entorno de Jalance se aprecia una misma tendencia sedimentaria consistente en la superposición de dos grupos de secuencias (parasecuencias) que hemos denominado "tramos". El límite entre los dos tramos, es una superficie neta desarrollada entre dos secuencias deposicionales como consecuencia de una regresión de ámbito regional. El tramo inferior comprende ciclos de acomodación en un ambiente de rampa carbonática distal, mientras que el tramo superior está formado por secuencias transgresivo-regresivas, de depósitos submareales a supramareales.

Las dolomías tableadas del tramo inferior de la serie de Jalance contiene una banda de 5 cm de espesor con estructura cebrada. Su presencia en las dolomías del Muschelkalk de sector Espadán - Calderona ha sido considerada como un indicador estratigráfico exclusivo de la unidad Tm3 Formación Dolomías laminadas de Cirat, correspondientes a la parte inferior de la Formación Dolomías y Calizas de Cañete (Garay, 2.000)

La estructura de superposición de dos cuerpos de carbonatos del Muschelkalk, existente en el margen izquierdo del valle del río Júcar al Norte de Jalance, no corresponde a la sucesión estratigráfica de niveles distintos, sino que puede explicarse mediante una estructura de cabalgamiento que afecta al flanco Este de un anticlinal en materiales del Muschelkalk superior (Figura 3). Además, la edad de los dos cuerpos es la misma, y su secuencialidad estratigráfica

muestra grandes similitudes, cosa que no ocurriría si el en el corte de Jalance afloraran los carbonatos del Muschelkalk inferior. Aunque poco probable, de ser cierta la presencia en superficie de los materiales de la Formación Dolomías de Landete, en el sector Sur del Dominio Ibérico de la provincia de Valencia, se deberían plantear nuevas hipótesis sobre el comportamiento mecánico del zócalo durante la compresión Alpina y sobre el tipo de estructura existente a lo largo del valle de Ayora – Cofrentes.

## CONCLUSIONES

Los depósitos del Muschelkalk al Norte y Sur de la población de Jalance (Valencia), forman parte de una misma estructura, consistente en un anticlinal con su flanco Este invertido y cabalgado localmente. Ello hace que se superpongan materiales de la misma edad, atribuibles solamente al Muschelkalk superior (Formación Dolomías y Calizas de Cañete).

## REFERENCIAS

- Garay Martín, P. (2.000) *El dominio triásico Espadán-Calderona. Contribución a su conocimiento geológico e hidrogeológico*. Tesis Doctoral. Universitat de València. 692 pp.
- Gutiérrez, G., Elizaga, E., Goy, J. L.; Nieto, M. y Robles, F. (1984) Memoria y mapa geológico de la provincia de Valencia. A escala 1:200.000. *IGME y Diputación provincial de Valencia*. 61 pp.
- March, M. (1986) *Conodontos del Triásico Medio de los Sectores Meridionales de la Cordillera Ibérica y Catalánides*. Tesis de Licenciatura. Universitat de València. 134 pp.
- March, M. (1991) *Los conodontos del triásico Medio (Facies Muschelkalk) del Noreste de la Península Ibérica y de Menoría*. Tesis Doctoral. Universitat de València. 395 pp.
- Ortí Cabo, F. (1981) Diapirismo de materiales y estructuras de zócalo, en el Sector Central Valenciano (España). *Estudios Geológicos*, 37:245-256.
- Roca, E. (1992). *L'estructura de la Conca Catalana-Balear: Paper de la compresió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, 330 pp.
- Sánchez-Fernández, D., Martín-Chivelet, J. y López-Gómez, J. (2004) El triásico medio en facies Muschelkalk de Jalance (Valencia, Cordillera Ibérica meridional). *Geo-Temas*, 6(2):127-130.
- Santisteban, C., March, M., Brito, J. M., Marquez-Aliaga, A. y Marquez, I. (1985). Características generales del tramo superior del Muschelkalk en la provincia de Valencia y su transición a los depósitos de la facies Keuper. En: *II Coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*. Grupo Español del Mesozoico – Universitat de Barcelona. 107-108
- Santisteban, C. y Brito, J. M. (1988): Notas para una hipótesis de evolución tectosedimentaria de los depósitos terciarios continentales en la Provincia de Valencia. *II Congreso Geológico de España*. Sociedad Geológica de España, 145-152.
- Santisteban, C., Sáiz, J., Bello, D. y Ruíz Sánchez, F. J. (1990) Tectónica y sedimentación en el margen oeste del "rift" terciario del Valle de Ayora-Cofrentes (Valencia). *Geogaceta*, 8, 44-47

# Dinámica sedimentaria en el relleno de un paleovalle durante el Trías medio y superior en la región de Almedina-Alcaraz, España

J. Fernández<sup>1</sup>, C. Viseras<sup>1</sup>, J.M. Soria<sup>2</sup> y F. García<sup>3</sup>

1 Depto. Estratigrafía y Paleontología, Univ. Granada, Campus Fuentenueva, 18071, Granada.

2 Depto. Ciencias de la Tierra, Univ. Alicante, Ap. 99 – 03080 Alicante.

3 Depto. Geología, Fac. Ciencias Experimentales, Univ. Jaén, Campus Universitario, 28071 Jaén.

## ABSTRACT

*A total of four depositional sequences can be distinguished in the triassic Red Beds of the Tabular Cover of the Iberian Meseta (south central Spain). Sequence boundaries are related to changes in the sea level oscillations precisely established in the neighbouring Prebetic Zone. In the Almedina-Alcaraz area, Triassic sedimentation developed along a W-E palaeovalley, where a transverse system is recognized as a set of small alluvial fans lying against the Palaeozoic basement and a master, longitudinal fluvial system with braided and meandering channels developed. The shapes of the sandstone bodies as well as the degree of palaeosoil development in the flood plains are controlled by the sediment supply/accommodation ratio. That means they are closely influenced by the dynamics of sea level oscillations. This example sets up an excellent outcropping analogue for the TAGI oil reservoir, currently exploited in Algeria.*

**Key words:** Triassic red beds, fluvial sedimentation, meandering, braided, sea level oscillations, TAGI.

## INTRODUCCIÓN

Al sureste de Iberia y a lo largo del Mesozoico se generó un margen continental (Paleomargen Sudibérico), del que formaron parte la Cobertera Tabular y las Zonas Externas Béticas. En la cobertera Tabular afloran rocas terrígenas del Triásico Continental, subhorizontales, con facies detríticas de tipo capas rojas, mientras que en el Prebético (Zonas Externas Béticas) afloran rocas triásicas plegadas y fracturadas, que se caracterizan por la presencia de carbonatos epicontinentales. Entre ambos conjuntos litoestratigráficos existe una transición lateral de facies (fig. 1) que indica claramente que se trataba de una única cuenca sedimentaria (Fernández y Gil, 1989; Fernández y Pérez López, 2004).

La potencia de estos materiales es variable, pudiendo alcanzar los 400 m y la edad está comprendida entre el Ladiense y el Noriense (Besems, 1981, 1983). Puesto que el nivel del mar en la Zona Prebética constituyó el nivel de base de los sistemas fluviales que surcaban la Cobertera Tabular, las fluctuaciones del nivel del mar controlaron la evolución del espacio de acomodación y del estilo fluvial en el dominio continental. En base a este criterio, la sucesión sedimentaria se puede dividir en cuatro secuencias de depósito (I a IV), relacionadas con fluctuaciones del nivel del mar y correlacionables a escala de cuenca.

## RELLENO DE UN PALEOVALLE FLUVIAL

El basamento varisco en la zona de Villanueva de los Infantes – Alcaraz dibujaba durante el Trías un gran valle cuyo eje longitudinal se hundía hacia el sector más oriental. Así, la sucesión muestra un incremento de espesor de oeste a este desde 120 metros en la vertical de Almedina hasta 170 m en las inmediaciones de Alcaraz, circunstancia especialmente visible en las secuencias II y IV. En el relleno sedimentario de este gran valle se reconocen un sistema transversal, representado por pequeños abanicos aluviales adosados a los relieves de los márgenes y un sistema fluvial longitudinal, cuyo estilo de sedimentación fue cambiando a lo través del tiempo (Fernández *et al.*, 2005).

### *Sistema transversal*

Sus características se pueden resumir a partir de un ejemplo que aflora en las proximidades de Villamanrique (Ciudad Real). En sentido proximal-distal, el espesor disminuye desde 6 a 2 m, y la evolución lateral de facies permite reconocer las diferentes áreas de sedimentación del abanico (Fernández, 1984). 1) El abanico interno está representado por conglomerados con cantos de tamaño bloque, soportados por la matriz, relacionados con depósitos de *debris*

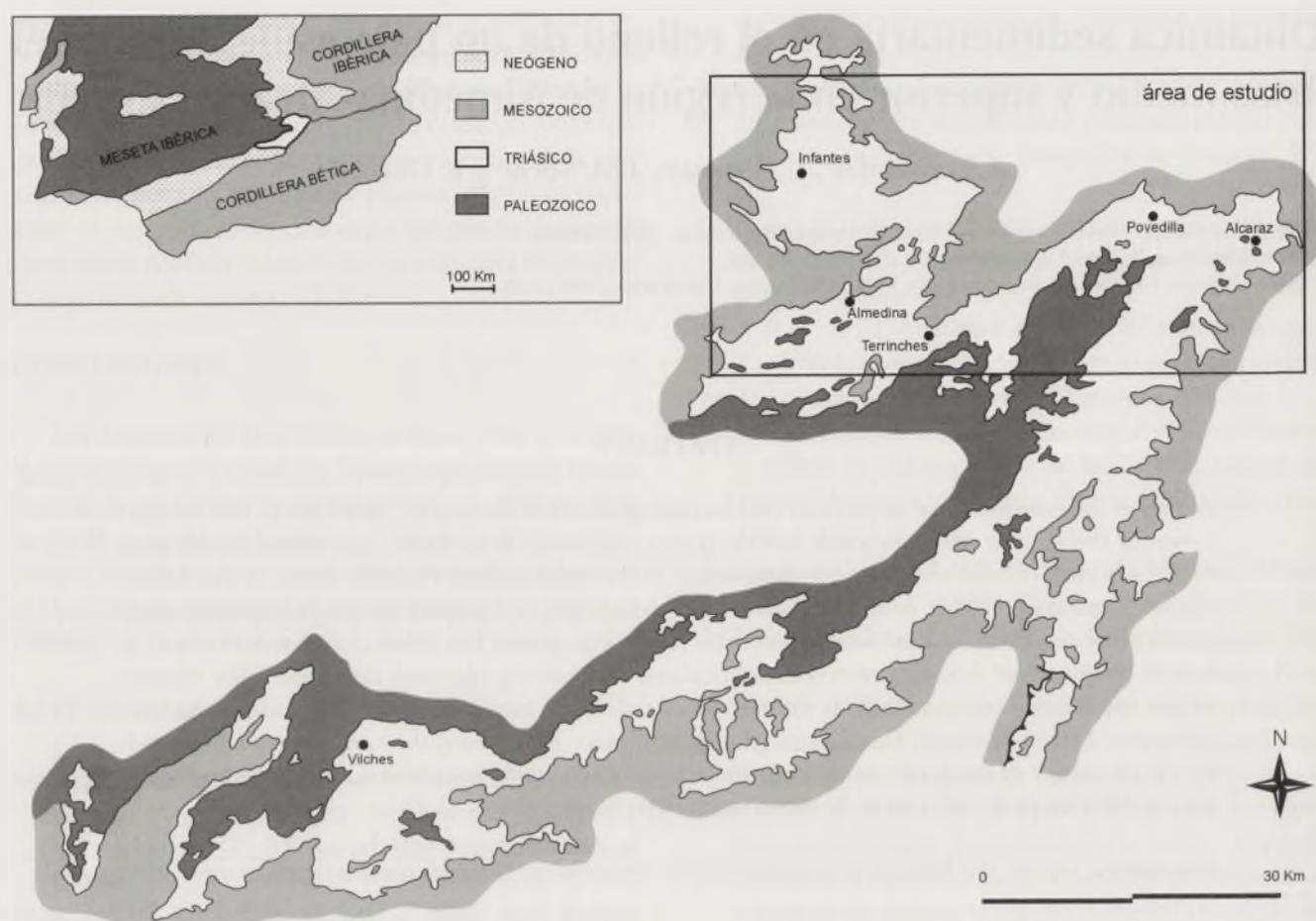


FIGURA 1. Distribución areal del Triás de la Cobertura Tabular y su conexión con el Triás de la Zona Prebética.

flows. 2) El abanico medio se caracteriza por la presencia de ciclos positivos de relleno de canal conglomerático. 3) Por último, el abanico externo está representado por ciclos positivos de relleno de canal arenoso.

Estos depósitos de abanico aluvial constituyen los únicos materiales pertenecientes a la secuencia I presentes en esta área, donde no afloran y donde probablemente no se depositaron los sedimentos de *playa-lake* de la unidad lutítica inferior.

#### Sistema longitudinal

Los datos de paleocorriente obtenidos en depósitos de canal de las secuencias II, III y IV identifican cauces fluviales con una orientación principal W-E.

La secuencia II está representada por una sucesión predominantemente lutítica en la que se intercalan cuerpos lenticulares (*ribbon-like*) de areniscas de espesor métrico y otros tabulares (*sheet-like*) de espesor decimétrico, además de niveles centimétricos de carbonatos micríticos. Todas estas características son propias de un sistema fluvial con cauces trenzados o meandriformes en la zona proximal (sector de Almedina, fig. 3) y meandriformes en la zona distal (sector de Alcaraz), con frecuentes procesos de desbordamiento (que dan lugar a la generación de depósitos *sheet flood* y de *crevasse-splay*) y altas tasas de acreción vertical en la lla-

nura de inundación. Se trata de un sistema fluvial con nivel de base en ascenso.

La secuencia III, en apariencia parecida a la anterior, está constituida por una sucesión predominantemente lutítica con cuerpos lenticulares de arenisca, pero sin carbonatos lacustres ni capas tabulares de arenisca, aunque sí con desarrollo de paleosuelos tipo calcreta como rasgo más significativo. Estas características identifican un sistema fluvial con nivel de base en descenso, que a escala regional se relaciona con la regresión del Carniense.

La secuencia IV representa la mayor parte de la sucesión del *Keuper*, con una gran variedad de facies de carácter expansivo. Se inicia la sucesión con el depósito de una capa de areniscas de gran continuidad lateral (K2) que en Almedina tiene un espesor de 10 m y en Alcaraz de 18 m. Esta capa se construye por apilamiento repetitivo de ciclos positivos de relleno de canal de espesor decreciente a techo. Lo interpretamos como el depósito de un sistema *braided* en situación de nivel de base estable o en ligero ascenso y abundantes aportes. El K2 da paso a una típica secuencia transgresiva, que se inicia con una sucesión lutítica en la que se intercala algún cuerpo lenticular de arenisca (llanura lutítica costera), para pasar a arcillas con yesos nodulares (de ambiente de *sabkha*) y laminados (*lagoon*) y carbonatos marino-someros a techo (Formación Imón).

Este sistema longitudinal reúne una serie de caracterís-

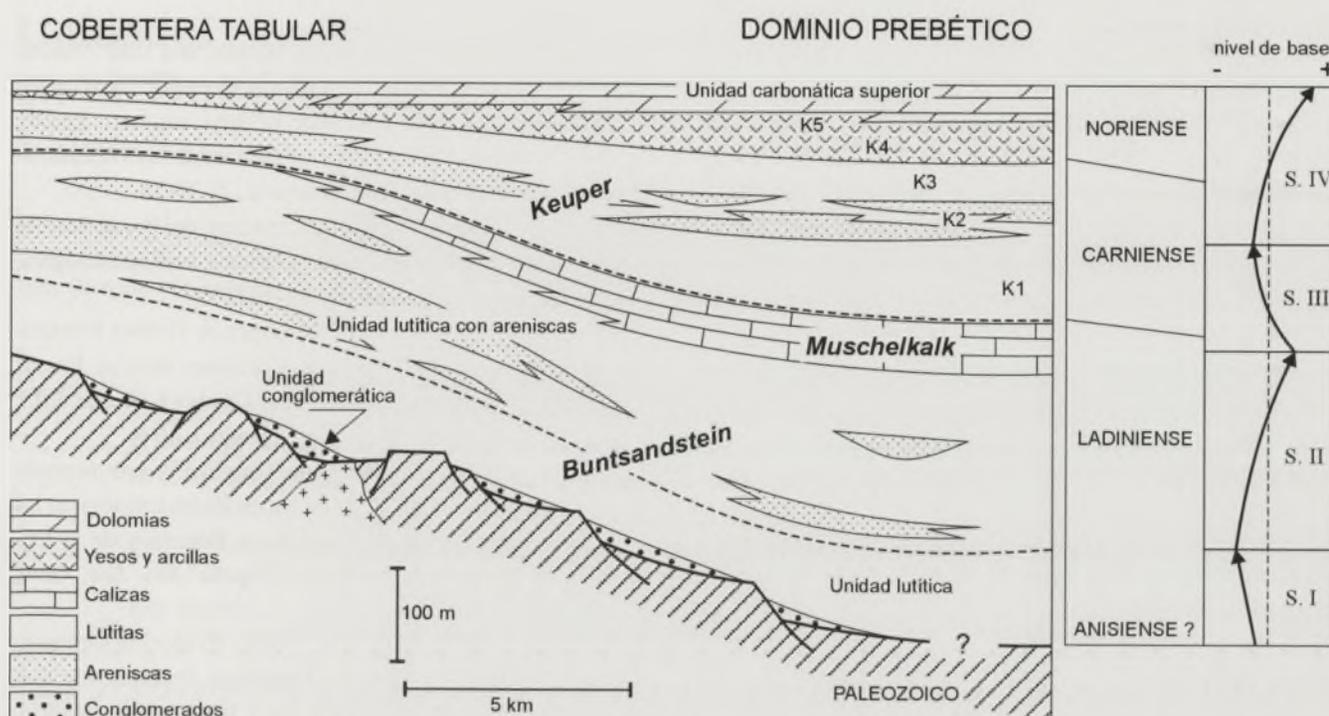


FIGURA 2. Esquema litoestratigráfico que relaciona el Triás de la Cobertera Tabular y el de la Zona Prebética (modificado de Fernández y Gil, 1989).

ticas que lo convierten en un excelente análogo aflorante del TAGI (*Trias Agillo-Gresseux Inferieur*), un almacén petrolífero actualmente en explotación y que constituye el mayor descubrimiento realizado en Argelia durante la década de los noventa (Fernández et al., 2005).

**CONCLUSIONES**

La arquitectura estratigráfica de los materiales triásicos en el área estudiada está fuertemente condicionada por la paleogeografía previa y por la evolución en la relación aportes/acomodación durante el depósito.

El espesor de la sucesión aumenta en sentido proximal-distal, desde la zona de Almedina y Villanueva de los Infantes hasta Alcaraz.

Las unidades de conglomerados se localizan exclusivamente a la base de la serie (secuencia I) y en los márgenes del paleovalle, adosadas a los paleorrelieves del basamento.

Los cuerpos areniscos de tipo *ribbon* de espesor métrico y desarrollo lateral decamétrico están presentes en la secuencia II y al principio de la IV, es decir siempre en situación de nivel de base en ascenso. Bajo estas mismas condiciones se desarrollaron las capas tabulares relaciona-

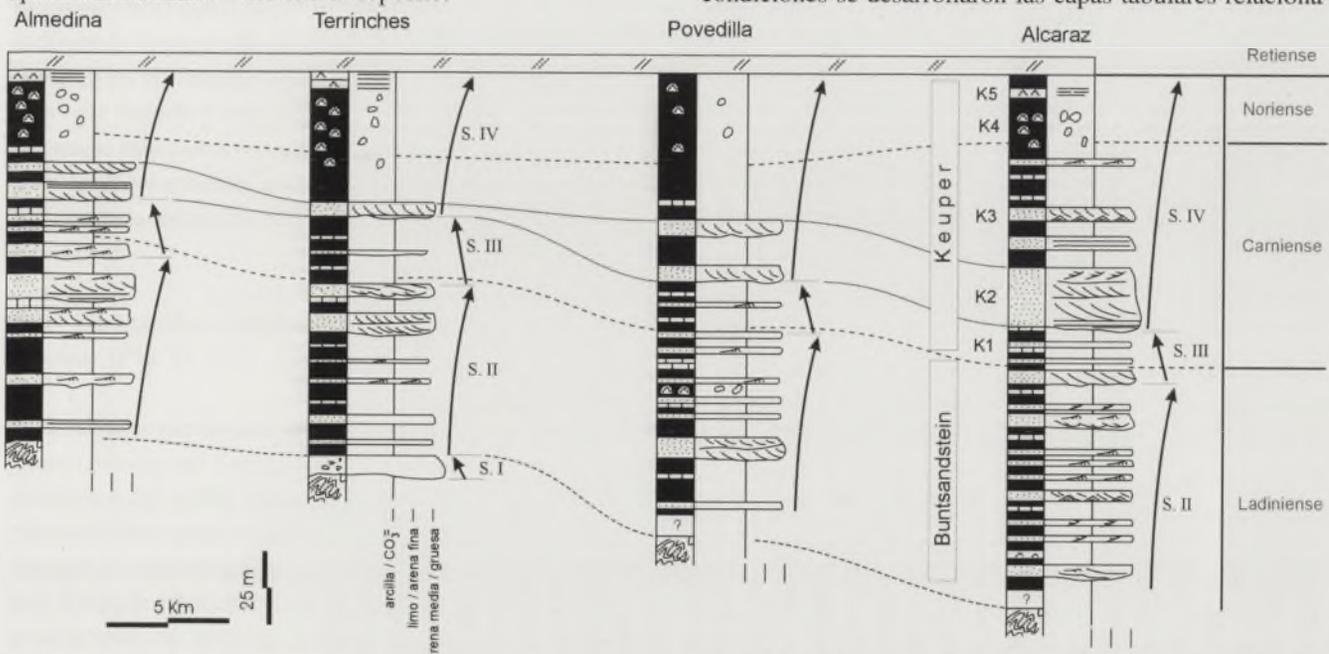


FIGURA 3. Panel de correlación entre las principales sucesiones de la franja septentrional del Triás Continental de la Cobertera Tabular (modificado de Fernández et al., 2005).

das con flujos laminares o con la progradación de lóbulos de *crevasse*. El máximo desarrollo de los cuerpos lenticulares coincide con el eje longitudinal del paleovalle.

El K2 identifica un sistema trenzado en situación de nivel de base en ascenso lento, con aumento del espacio de acomodación constante. En sección transversal a la dirección principal del flujo, su extensión varía entre 1 y 2 km.

Por último, las situaciones de descenso del nivel de base favorecen el desarrollo de paleosuelos de gran continuidad lateral, hasta el punto de constituir niveles guía de gran utilidad en la correlación estratigráfica a escala de toda la cuenca

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los resultados del proyecto BTE2001-2872 y del Grupo de Trabajo RNM 163 de la Junta de Andalucía.

#### REFERENCIAS

- Besems, R.E. (1981): Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 1. Palynostratigraphical data from the chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz region (southeastern Spain) and correlation of palynological assemblages from the Iberian Peninsula. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 32: 257-273.
- Besems, R.E. (1983): Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 3. Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone, Province of Jaen, southern Spain), with additional information of the macro- and microfau- nas. *Schriftenreihe Erdw. Kommis.*, 5: 37-56.
- Fernández, J. (1984): Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta. Síntesis estratigráfica y sedimentológica. *Mediterránea Ser. Geol.*, 3: 89-105.
- Fernández, J., Dabrio, C.J. y Pérez López, A. (1994): El triásico de la región Siles-Alcaraz (Cordillera Bética). En: *III Congr. Triásico de España, Field Guide* (A. Arche, Ed.), Grupo Español del Mesozoico, Madrid, 46 p.
- Fernández, J. y Gil, A. (1989): Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies Buntsandstein en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y de la Cobertera Tabular de la Meseta, España. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 113-124.
- Fernández, J. y Pérez López, A. (2004): Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Prebético: Triásico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), IGME-SGE, Madrid, 365-366.
- Fernández, J., Viseras, C. y Dabrio, C.J. (2005): Triassic Fluvial Sandstones (Central South Spain) – An excellent analogue for the TAGI reservoir of Algeria. 67<sup>th</sup> EAGE Conference and Exhibition, Field Trip 1, EAGE, 33 p.

# Unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior en el Dominio Espadán-Calderona (Provincias de Castellón y Valencia)

P. Garay-Martín

Dpto. Geología, Universitat de València. E-mail: Policarp.Garay@uv.es

## ABSTRACT

Three litostratigraphical formations form the Calderona Group. with them the detritic deposits of the upper Permian and lower Triassic are designated for the Espadán-Calderona domain. The series begins with a posthercinic conglomerate. The sedimentary rupture that indicates the basal conglomerate of the second formation (Garbí Sandstone Fm.) could be associated to magmatic processes.

**Key words:** Permian, Triassic, Buntsandstein, Spain,

## INTRODUCCIÓN

Las sierras de Espadán y Calderona constituyen las estribaciones más orientales de la Cordillera Ibérica, en el límite con las llanuras litorales de Castellón y de Sagunto-Valencia. Entre ambas alineaciones montañosas se localiza el valle del río Palancia, dando lugar, conjuntamente, a uno de los mayores afloramientos españoles de terrenos triásicos.

El objeto de esta comunicación es la descripción de las tres formaciones litoestratigráficas definidas en este ámbito territorial para designar los niveles detríticos inferiores (tipo Buntsandstein) que son característicos del Triásico Inferior, incluyendo la parte alta del Pérmico. Estas tres formaciones constituyen el llamado GRUPO CALDERONA. Su definición está basada y largamente contrastada en los trabajos de campo realizados entre 1983 y 1999, y que forman parte de la tesis doctoral del autor (Garay, 2001). A continuación son descritas estas tres formaciones en orden estratigráfico ascendente.

### Tb1) Formación Conglomerados, areniscas y lutitas de Marines (Fig. 1)

Los materiales de esta unidad fueron cartografiados como "tramo inferior del Buntsandstein" en las hojas de los mapas geológicos del IGME (tanto serie 1ª como "MAGNA") correspondientes a este ámbito territorial. Sopena *et al.* (1983) recogen la denominación *Lutitas de Marines* para esta unidad, formada básicamente por lutitas rojas y frecuentes intercalaciones de areniscas rojas o grises ("*facies saxonien-se*").

La población de Marines ("Marines Vell") está ubicada sobre materiales bien expuestos de esta formación, pero la serie completa ha sido levantada 1 km más al NE, en la ladera noroccidental del vértice Gorgo (UTM: YK126028 para el muro y 133027 para el techo).

Discordantes sobre pizarras y grauwacas del Carbonífero se dispone el *Miembro conglomerático-brechoide de Montán*, formado por cantos subredondeados a subangulosos de cuarcita, de tamaño centimétrico, embutidos en matriz arenosa cuarcítica y fuertemente cementados por sílice. Su potencia varía entre 7 y 15 m. Prosiguen potentes tramos de argilitas y/o limolitas rojas separados por otros más finos de areniscas grisáceas o rojizas. La potencia de los primeros oscila generalmente entre 3 y 15 metros, pero puede llegar hasta 40, apenas interrumpidos por algún pequeño banco de arenisca. El componente mayoritario de estas lutitas es la illita, y en ocasiones abunda localmente la moscovita; los difractogramas también muestran la presencia de clorita, feldespatos, cuarzo y hematites; este último es el principal responsable de la tonalidad roja del sedimento.

Las areniscas presentan laminación cruzada de bajo ángulo, y casi siempre forman tramos de hasta 8 m; suelen ser cuarzoarenitas con cantos cuarcíticos en la base. Los granos de cuarzo suelen ser monocristalinos y con frecuentes sobrecrecimientos sintaxiales. La matriz está formada generalmente por clorita, en agregados o masas policristalinas discontinuas. En ocasiones presenta la roca un típico aspecto "moteado", debido a la concentración de óxidos de hierro en pequeñas manchas rojizas subcirculares o elípticas, de 1 a 7 mm de diámetro, destacando sobre un fondo claro grisáceo exento de estos minerales. Otras veces son frecuentes las estructuras bandeadas que forman *anillos de Liesegang*.

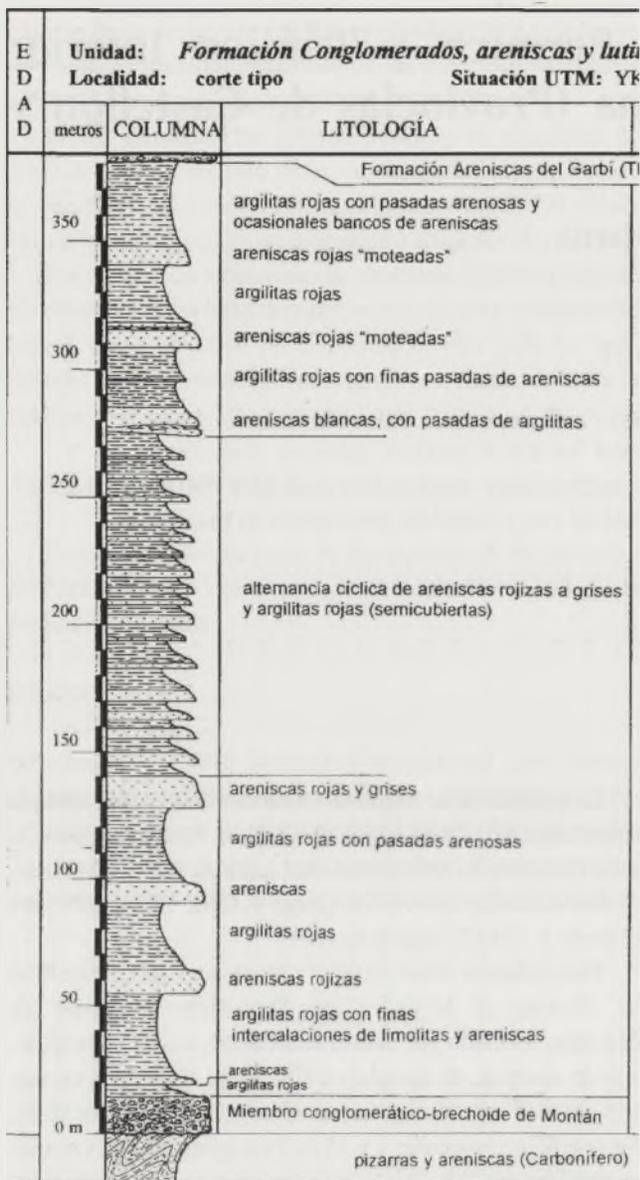


FIGURA 1. Columna tipo de la Formación Conglomerados, areniscas y lutitas de Marines (Tb1).

La potencia es de 381 m en el corte tipo y de 325 m en Montán (UTM: YK063326). Los restantes columnas estudiadas son parciales, puesto que en ninguna otra se vuelve a observar la base de la formación. Han sido medidos 231 m en Torralba del Pinar y 267 m en Eslida (Gómez-Gras, 1993). Junto a este último corte, López-Gómez y Arche (1992 y 1994) definen erróneamente como tramo superior del Buntsandstein ("*Formación Lutitas y areniscas de Eslida*") una serie vertical que, en realidad, corresponde, mayoritariamente, a la presente formación permotriásica. La potencia que he medido aquí con cierta seguridad, y sin que llegue a aflorar el *Miembro Conglomerático-brechoide de Montán*, se acerca a los 400 m, aunque aparenta ser mucho mayor debido a una repetición isoclinal fallada.

No han sido localizados restos paleontológicos en los afloramientos reconocidos; no obstante, por correlación con determinaciones palinológicas realizadas en un contexto territorial más amplio, resulta aceptable atribuir al

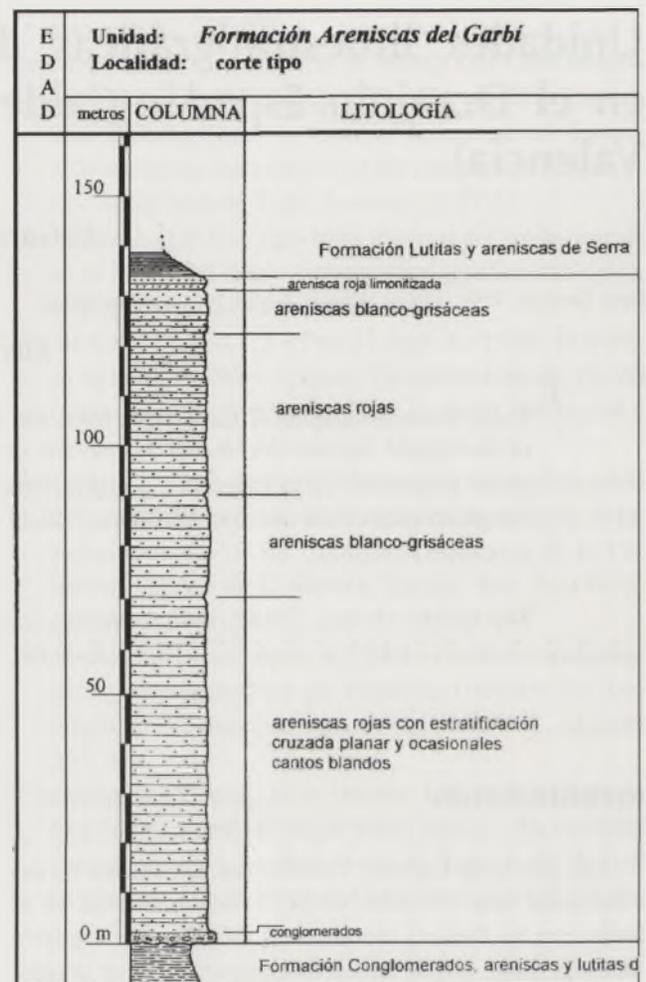


FIGURA 2. Columna estratigráfica de la Formación Areniscas del Garbí en su localidad tipo.

Thüringense la mayor parte de la formación, incluido el *Miembro Conglomerático-brechoide de Montán*, y una probable edad Scytiense para la parte más alta de la misma (Cfr. Doubinger *et al.*, 1990; Díez *et al.*, 2000...).

#### Tb2) Formación Areniscas del Garbí (Fig.2)

El topónimo procede de Les Penyes del Garbí, paraje emblemático situado en el sector oriental de la sierra Calderona, donde la serie se presenta formando un abrupto resalte en el labio elevado de una gran falla NE-SW (UTM: YJ256976). Esta unidad ha sido diferenciada en la cartografía del MAGNA de este dominio, como lo fue también en la hoja de Sagunto por Dupuy (1959), quien realiza el corte de la serie Buntsandstein en el mismo lugar en el que he levantado la columna tipo. Sopena *et al.* (1983) utilizaron ya la denominación de *Areniscas del Garbí*.

Se trata de una homogénea secuencia de areniscas silíceas (cuarzoarenitas) y un pequeño nivel conglomerático de base que puede llegar a faltar. Para Gómez-Gras (1993) las areniscas de esta formación presentes en Eslida serían litoarenitas y sublitoarenitas, pero esto contrasta con las cuarzoarenitas que hemos identificado siempre en el área.

En la columna tipo, el conglomerado basal presenta una

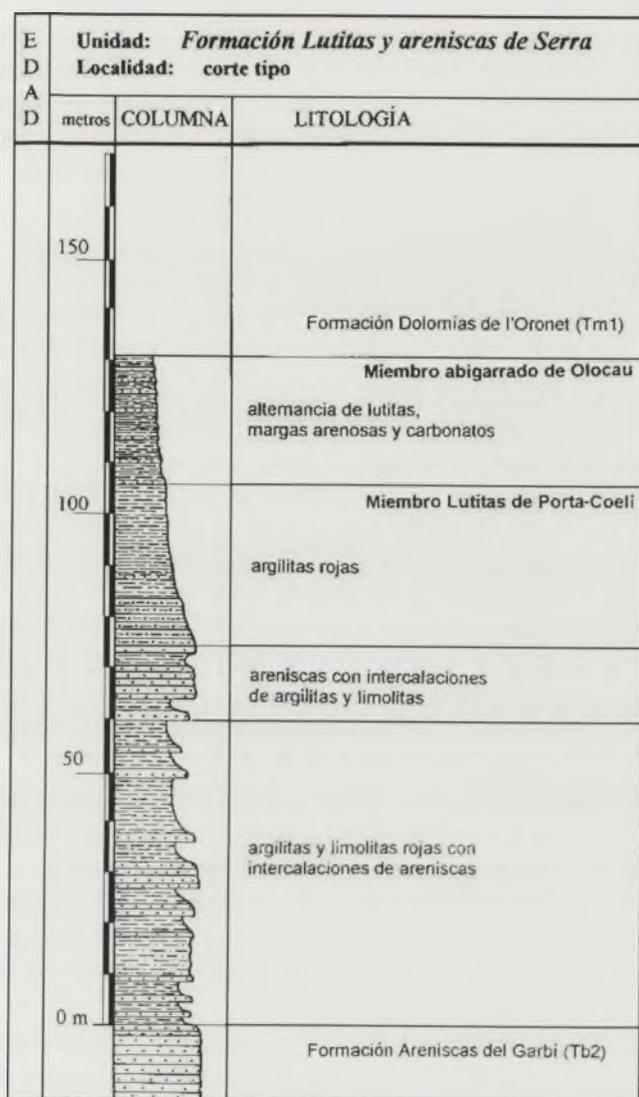


FIGURA 3. Columna estratigráfica de la Formación Lutitas y areniscas de Serra (Tb3) en su localidad tipo.

potencia de 1,6 m, con base erosiva que se apoya sobre un nivel decimétrico de lutitas rojas y bajo ellas varios metros de areniscas mucho menos consistentes y vinculadas a la formación subyacente. Sobre los conglomerados se desarrollan 68 m de areniscas rojas con estratificación y laminación cruzadas planares, de ángulo variable. También se observan cantos blandos, *ripples de corriente* y *flasers*. Con todo, la pauta predominante es la presencia de *cosets* de estratificación cruzada que forman bancos de 1 m o menos de espesor, separados por planos de estratificación subhorizontales y continuos. Por encima se desarrollan 21 m de areniscas blanco-grisáceas, 32 m de areniscas rojas y, nuevamente, areniscas blanco-grisáceas con 9 m de potencia. El tramo rojizo intermedio es similar al anteriormente descrito, mientras que las areniscas blancas presentan una estratificación planar de muy bajo ángulo y laminación menos marcada y subhorizontal. La columna culmina con 2,5 m de finas capas de areniscas limonitizadas, deleznales y micáceas, seguidas ya de lutitas rojas características de la formación *Lutitas y areniscas de Serra*. La potencia total medida es, por tanto, de 134 m.

Otras potencias medidas han sido 139 m en Gilet, 124 m en Gátova, 120 m en Benitandús, entre 130 y 140 m en el Puntal de la Atalaya (Montán), 93 m en el Castell d'Olocau (Marines), 135 m en Torralba del Pinar, 110 m en el barranco de Artana y 120 m en Monte-Picayo (Puçol). La mayor potencia medida, con gran diferencia, ha sido entre Eslida y Xóvar, donde alcanza 176 m.

### Tb3) Formación Lutitas y areniscas de Serra (Fig.3)

También esta unidad ha sido diferenciada en la cartografía del MAGNA, como lo fue en la Serie 1ª (hoja 668-Sagunto), donde Dupuy (1959), apoyándose en las observaciones de Brinkmann (1931), la describe en el corte del Garbí y su prolongación hacia la hospedería de Barraix. Este corte presenta varios tramos cubiertos y alterados, a diferencia de otros emplazamientos más próximos a la población de Serra, como el del Pla de les Llomes (UTM: muro YJ213972, techo 217974). Sopena *et al.* (1983) utilizan para referirse a esta unidad la denominación *Lutitas del Garbí*.

López-Gómez y Arche (1992) proponen como unidades formales representativas de este conjunto heterolítico, las formaciones *Limos* y *areniscas de Eslida* y *Arcillas, limos y margas de Marines*; ésta última aplicada a los niveles superiores (mal llamados "facies Röt"). En Eslida es donde la primera formación presenta uno de sus mayores espesores, si bien, los 663 m de potencia que le asignan estos investigadores resultan exagerados. La otra unidad que proponen constituye un tramo-guía que he considerado más oportuno definir con rango de miembro. En un trabajo posterior (1994) los mismos autores modifican la denominación de la unidad inferior, llamándola *Formación Lutitas y areniscas de Eslida* (en lugar de "Limos y areniscas") y exageran aún más su potencia (hasta 800 m).

La columna del Pla de les Llomes permite diferenciar cuatro tramos, de los cuales defino como *miembros* los dos superiores, por resultar muy característicos de la Formación en toda el área estudiada. La potencia total supera los 130 m, con la siguiente sucesión: 62 m de argilitas y limolitas rojas con algunas intercalaciones de areniscas (excepcionalmente hasta 6 m), 14 m de areniscas rojizas con ocasionales intercalaciones y juntas de lutitas rojas o verdes, 33 m de argilitas rojas (*Miembro Lutitas rojas de Porta Coeli*) y 25 m de alternancia de niveles laminares y milimétricos de argilitas y limolitas rojas, arcillas y margas verdes y arenas finas y carbonatos amarillentos (*Miembro Abigarrado de Olocau*).

El *Miembro Lutitas de Porta Coeli* presenta su sección tipo en las proximidades de la Font de L'Abella (montes de Porta Coeli, Serra), en torno al punto de coordenadas UTM: YJ154968. La localidad tipo del *Miembro Abigarrado de Olocau* ha sido tomada del afloramiento existente junto a la carretera de Olocau a Marines (p. Km 1 de la V-603), al parecer el mismo lugar donde López-Gómez y Arche

(1992) definen esta misma unidad con el rango de formación (*Formación Arcillas, margas y limos de Marines*).

En Eslida, Gómez-Gras (1993) da una potencia de 291,5 m. Aunque éste es uno de los mayores espesores medidos para esta unidad -y sus equivalentes laterales en el resto de la Cordillera Ibérica- otras fuentes bibliográficas introducen cierta confusión al respecto introduciendo potencias mucho mayores que las reales. Otras potencias obtenidas han sido: 175 m en Algimia de Alfara, 248 m en Montán, 223 m en el Alt de Frontera (Sagunt), entre 80 y 101 m en Onda, 115 m en Penyes Aragoneses, 180 m en Higuera y 120 m en Puçol. Hay que añadir que esta unidad se adelgaza considerablemente tanto hacia el norte (reducida a una veintena de metros en el Desert de les Palmes) como hacia el Oeste (llega a desaparecer en el NW de la provincia de Valencia, donde el Muschelkalk descansa directamente sobre las Areniscas de la formación anterior, llámense del Garbí o del Cañizar).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La mayor parte de la primera de las formaciones descritas, incluido el *Miembro conglomerático-brechoide de Montán*, es representativa del Pérmico y claramente posthercínica. Es además la más potente de las tres formaciones y, por los espesores medidos en diferentes enclaves del área, se puede asegurar que su potencia no es nunca inferior a 150 m, siendo posible que supere casi siempre los 300 m.

Las *Areniscas del Garbí* representan una extensa megasecuencia o litosoma que parece iniciarse tras una gran ruptura sedimentaria de tipo regional. Con esta supuesta ruptura podrían tener relación las rocas basáltico-doleríticas que se observan intercaladas en la parte alta de la *Formación Conglomerados, areniscas y lutitas de Marines*, en el paraje del Piñonero (UTM: XK994346, situado unos 2 km al NNW de Pina de Montalgrao).

A diferencia de las arcosas y subarcosas que constituyen las areniscas del Bunt en sectores más occidentales de la Cordillera Ibérica (por ejemplo las *Areniscas del Cañizar*; definidas por López-Gómez y Arche, 1992), las *Areniscas del Garbí* son predominantemente cuarzoarenitas, pudiéndose interpretar este cambio lateral como la consecuencia del alejamiento respecto al área madre suministradora del sedimento.

En una reducida área, de poco más de 6 km<sup>2</sup>, entre Xóvar y Eslida, es donde se dan, con notable diferencia, las mayores potencias medidas para las tres formaciones. Pero más que al depocentro de la cuenca parece que podríamos hallarnos ante una anomalía paleogeográfica de carácter local.

## REFERENCIAS

- Brinkmann, R. (1931) "Betikum und Keltibericum in Südostspanien". *Beitr. geolwestl. Mediterr.*, nº6. Berlín. (Trad. de Gómez de Llarena, 1945; en *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, t. IV: 305-431. CSIC. Madrid).
- Diez, J. B.; Broutin, J. y Ferrer, J. (2000) "Evidencias paleobotánicas de la crisis del límite Pérmico/Triásico en el Dominio Peritethyco Occidental". *Geotema*, 1(2): 343-346. *V Congr. Geol. España*. Alicante.
- Doubinguer, J.; López-Gómez, J. y Arche, A. (1990) "Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the southeastern Iberian Ranges, Cueva del Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (Valencia-Teruel) region, Spain". *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 66: 25-45.
- Dupuy de Lôme, E. (1959) "Explicación de la Hoja Nº 668 (Sagunto)". Mapa Geológico de España; escala 1:50.000 (serie antigua). Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- Garay, P. (2001) "El dominio triásico Espadán-Calderona. Contribución a su conocimiento geológico e hidrogeológico". Tesis doctorals; ed. en microfiches. Universitat de València.
- Gómez-Gras, D. (1993) "El Permotriás de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología Sedimentaria (parte II)". *Bol. Geológico y Minero*, 104-5: 467-515. Madrid.
- López Gómez, J. y Arche, A. (1992). "Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica". *Est. Geol.*, 48: 123-143. Madrid.
- López Gómez, J. y Arche, A. (1994). "El Triásico y Pérmico del SE de la Cordillera Ibérica". III *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*: "guía de excursión", 70 pp. Cuenca.
- Sopeña, A.; Virgili, C.; Arche, A.; Ramos, A. y Hernando, S. (1983). "El Triásico", en *Geología de España*, t. II: 47-62. Libro Jubilar J.M. Ríos. I.G.M.E. Madrid.

# Unidades litoestratigráficas del Triásico medio en el dominio Espadán-Calderona (Provincias de Castellón y Valencia)

P. Garay-Martín

Dpto. Geología, Universitat de València. E-mail: Policarp.Garay@uv.es

## ABSTRACT

Four formations constitute the Espadan Group. With them the carbonated deposits of the Middle Triassic are described for of the Espadan-Calderona domain. Thickness of these formations is bigger than in the whole more western and interior region. Also, the facieses become more and more marine toward the East.

**Key words:** Triassic, Muschelkalk, Spain.

## INTRODUCCIÓN

Las sierras de Espadán y Calderona constituyen las estribaciones más orientales de la Cordillera Ibérica, en el límite con las llanuras litorales de Castellón y de Sagunto-Valencia. Entre ambas alineaciones montañosas se localiza el valle del río Palancia, dando lugar, conjuntamente, a uno de los mayores afloramientos españoles de terrenos triásicos.

El objeto de esta comunicación es la descripción de las cuatro formaciones litoestratigráficas definidas en este ámbito territorial para designar los niveles carbonatados (tipo Muschelkalk) que caracterizan el Triásico Medio. Estas tres formaciones constituyen el llamado GRUPO ESPADÁN. Su definición está basada y largamente contrastada en los trabajos de campo realizados entre 1983 y 1999, y que forman parte de la tesis doctoral del autor (Garay, 2001). A continuación son descritas estas cuatro formaciones en orden estratigráfico ascendente.

### Tm1) Formación Dolomías de L'Oronet

La barra carbonatada inferior del Muschelkalk está representada en el dominio estudiado por la Formación Dolomías de L'Oronet, cuya columna tipo se localiza entre los km 26 a 29 de la carretera de Burjassot a Torres-Torres (V-P-6044). La serie se encuentra fallada y repetida, pero resulta fácil reconstruir los solapes. Fue estudiada por Ana Marquez-Aliaga, primero en su Tesis de Licenciatura (1976) y después en el marco de su Tesis Doctoral (1985) sobre bivalvos del Triásico Medio del sector meridional de la Cordillera Ibérica y los Catalánides. No obstante, en el mismo entorno, a uno y otro lados de la carretera, es posi-

ble obtener cortes más continuos, destacando el de la ladera SE del monte de L'Oronet, o el de la cabecera del Barranc d'Alcalà (vertiente W del Pla de les Llomes).

La formación es predominantemente dolomítica, pero los tramos más margosos y nodulosos conservan parte de su textura y su composición caliza original. La columna tipo presenta un espesor total de 116,1 metros, distribuido entre los siguientes cinco miembros:

**Dolomías laminadas y margas de Alcalá.**- 17,5 m de alternancia de dolomías tableadas (0,7 a 3 m) y margas dolomíticas o arcillosas (10 a 40 cm).

**Dolomías de Banyet.**- 13,5 m de dolomías negras (pátina superficial beige) en bancos decimétricos, frecuentemente con geodas, que forman resalte topográfico y descansan sobre una capa margosa y fosilífera (30 cm) del tramo subyacente. Los bancos superiores presentan bioturbación que aumenta considerablemente hacia el E.

**Dolomías y margas bioturbadas de Sagunt.**- nivel guía, formado por 6,2 m de dolomías calcáreas y margosas, con aspecto noduloso debido a la intensa bioturbación (*burrows*) que las afecta. Tradicionalmente han sido citadas como margas o calizas "de fucoides". Es frecuente la presencia de fósiles, sobre todo pelecípodos. Es característico un banco dolomítico muy constante, de 0,6 m, intercalado hacia la mitad del tramo (*wackstone*).

**Dolomías del Pla de les Llomes.**- 53,7 m de dolomías negras o pardo-grisáceas en fractura, en bancos de espesor decimétrico y con cierto componente ferroso que se manifiesta en una pátina superficial marrón-rojiza (7.5YR4/6 de Munsell) muy característica de algunas capas, que alternan con otras de tonos grises.

**Dolomías tableadas del Sierro.**-25,2 m de dolomías tableadas grises, en bancos centimétricos; fácil de distinguir

Catalánides	Espadán-Calderona
<i>Dolomías blancas de Colldejou</i> (6-40 m)	<i>Mb. Dolomías tabledas del Sierro</i> (25,2 m)
<i>Calizas bioturbadas de la Vilella Baixa</i> (30-90 m)	<i>Mb. Dolomías del Pla de les Llomes</i> (53,7 m) <i>Mb. Dolomías y margas bioturbadas de Sagunt</i> (6,2 m)
<i>Calizas bioclásticas de Olesa</i> (4-12 m) (lateralmente dolomías)	<i>Mb. Dolomías de Banyet</i> (13,5 m)
<i>Calizas y dolomías laminadas del Brull</i> (6-14 m) (con lutitas alternantes)	<i>Mb. Dolomías laminadas y margas de Alcalá</i> (17,5 m)

TABLA 1. Correlaciones laterales para las cuatro unidades definidas para la barra inferior del Muschelkalk

por su tonalidad gris clara y su contraste cromático respecto a otras unidades.

Ni en la columna tipo ni en los restantes afloramientos del área he podido identificar con claridad los seis miembros en los que López-Gómez y Arche (1992) dividen la barra inferior del Muschelkalk (*Dolomías de Landete*), a pesar de que algunos de ellos llevan nombre de localidades de la sierra Calderona. En cambio, ha sido fácil establecer correlaciones laterales con las cuatro unidades definidas para la barra inferior del Muschelkalk en los Catalánides (Santanach *et al.*, 1986), como se ve en la tabla 1.

La potencia de la formación varía entre los 61 m de Villanueva de Viver y los 145 m de Estivella. La abundante fauna marina estudiada por la Dra. Márquez-Aliaga en

éste y en muchos otros enclaves de la Cordillera Ibérica (Márquez-Aliaga *et al.*, 1989); así como las correlaciones realizadas en base a otros estudios de asociaciones palinológicas, permiten atribuir a esta unidad una edad Anisiense.

#### Tm2) Formación Margas arenosas, lutitas y dolomías de Azuébar

A diferencia de otras áreas geográficas, el "tramo intermedio" del Muschelkalk no presenta aquí facies arcillosas ni contenido evaporítico de tonos rojos, sino un contenido mucho más margoso y dolomítico, con predominio de tonalidades amarillentas. Esto fue ya indicado por Hernández *et al.* (1985) al observar aquí las litofacies margo-dolomíticas ("*facies tipo Almedíjar*") que contrastaban con las facies arcilloso-evaporíticas más occidentales ("*facies tipo Chelva*").

La columna tipo de esta formación se localiza al sur de Azuébar, en la ladera del vértice Alto (UTM: YK253115). Sobre una costra endurecida con abundante bioturbación, que se sitúa a techo de la Formación *Dolomías de L'Oronet* se disponen, con una potencia de 53 m, una sucesión de margas limosas y arenas finas margosas, en conjunto amarillentas, entre las que se intercalan algunos lechos margo-arcillosos y bancos poco potentes de dolomías, calizas y margocalizas, de tonalidades grises o amarillentas. Coronan la serie los materiales oscuros y resistentes de la Formación *Dolomías Laminadas de Cirat*. En otros cortes se han observado también pasadas de lutitas de tonos amorados y violáceos.

A pesar de la aparente concordancia que generalmente se observa en fotografías aéreas y en la propia cartografía geológica realizada entre esta formación y sus limitantes, lo cierto es que sobre el terreno casi siempre se encuentran los contactos cubiertos y/o mecanizados, por lo que a menudo resulta difícil, incluso arriesgado, medir potencias fiables. No obstante, se han obtenido potencias válidas de unos 55 m en Almedíjar, 40 m en Quart de les Valls, 50 m en Estivella, 35 m en Portaceli (Serra), entre 40 y 52 m en el término de Segorbe, 40 m en Alcudia de Veo y 45 a 50 m en la Vall d'Uixó.

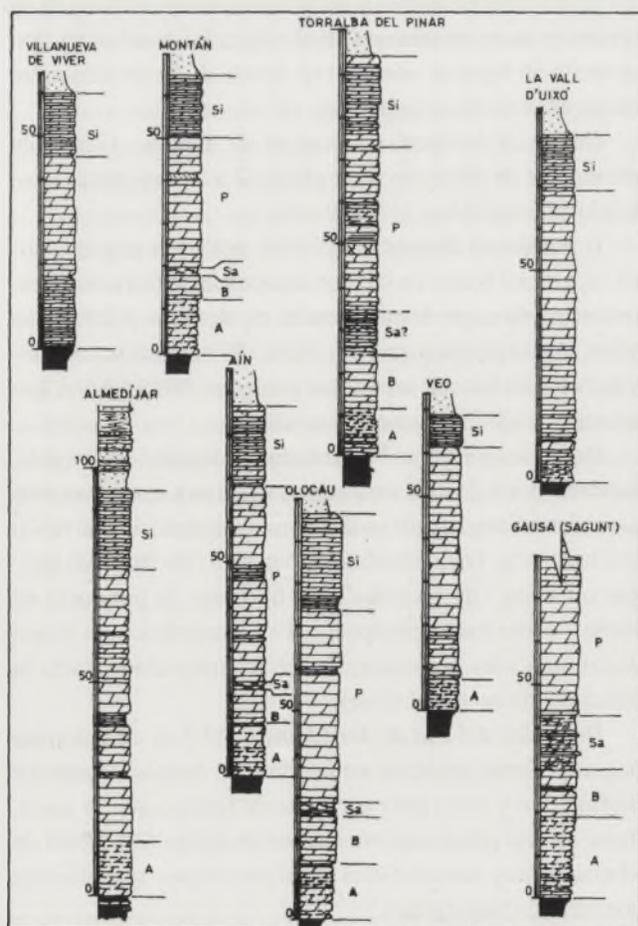


FIGURA 1. Variaciones laterales de la Fm Dolomías de L'Oronet, y sus miembros

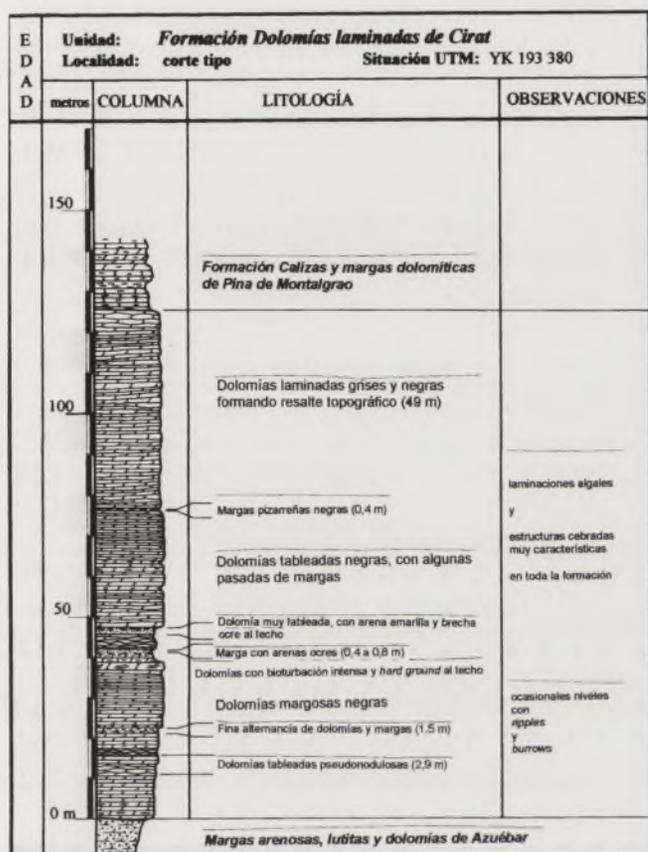


FIGURA 2. Columna estratigráfica de la Formación Dolomías Laminadas de Cirat

**Tm3) Formación Dolomías laminadas de Cirat (Fig. 2)**

El corte tipo de esta formación se localiza junto a la carretera de Onda a Montanejos, entre los puntos kilométricos 25 y 26, dentro del término municipal de Cirat (UTM: YK193380). Se caracteriza por una potente y monótona sucesión de dolomías negras o gris oscuro, tanto en superficie como en fractura, formando bancos centimétricos, generalmente laminados internamente y con estratificación a menudo ondulada (pseudonodulosa). A veces presenta juntas lutíticas de tonalidad rojo teja, asociadas a *ripples*. Otras veces muestra niveles muy bioturbados (*burrows*) y en ocasiones laminación "cebrada" que responde a desarrollos estromatolíticos, de tipo *stromatactics*, muy características de esta formación.

Otro corte completo, y de excepcional valor paleogeográfico por cuanto parece ser el afloramiento más oriental y potente de la "barra superior del Muschelkalk" en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica, es el de la Vall d'Uixó (UTM: YK368111). Su potencia es de 156 m. Las restantes potencias medidas en el área no suelen alcanzar el centenar de metros: 79 m en Pina de Montalgrao, más de 52 m (techo erosionado) en Almedíjar, poco más de 70 m en Montán, más de 83 m en Estivella, entre 90 y 100 m en Portaceli (Serra).

**Tm4) Formación Calizas dolomíticas y margas de Pina de Montalgrao (Fig. 3)**

El corte tipo de esta formación se localiza junto a la población de Pina de Montalgrao, donde presenta una potencia de 62,2 m y muy buenas condiciones de observación, disponiéndose subverticales, y concordantemente respecto a las *Dolomías de Cirat* y a los materiales característicos del Keuper (UTM: XK999327).

Se trata de una alternancia de bancos próximos a 1 m de espesor, formados por calizas, margas, margocalizas y ocasionalmente dolomías y dolomías calcáreas, que presentan entre sí cierto contraste de tonalidades claras (amarillentas, beige, blancuzcas, grisáceas...) y oscuras (grises y en ocasiones pardo-rojizas). Hacia el techo se presenta una mayor abundancia de margas, incluso arcillas, en tránsito progresivo hacia los materiales arcillo-evaporíticos del Keuper. Por ello, el límite superior ha sido establecido en un contacto neto que separa el predominio de los carbonatos sobre las arcillas, a partir del cual son muy escasos y súmamente delgados los bancos de carbonatos. Las calizas suelen presentar intensa bioturbación y algunos restos de pelecípodos.

Su potencia apenas oscila entre 40 y 50 m, con un mínimo de 36 m en Villanueva de Viver y un máximo de 55 m en Algar del Palancia. La edad de la formación, atendiendo a la abundante fauna estudiada, tanto en este área como en el resto de la Cordillera Ibérica, puede ser fijada como Ladiniense superior (en su mayor parte) y Carniense inferior.

**DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La diferenciación de los materiales del Triásico medio en varias unidades, concretamente dos carbonatadas separadas por otra lutítica-evaporítica intermedia, fue puesta de manifiesto por Carmina Virgili en la década de los 50, en el ámbito de la cordillera catalana. Posteriormente fue reconocida en dominios geológicos más próximos: Rambaud (1962), en el sector de Tuéjar. Otros autores parecen desconocer o ignorar esta trilógia estratigráfica en la sierra Calderona (como Dupuy, 1959), o incluso la desmienten (como Lazuén

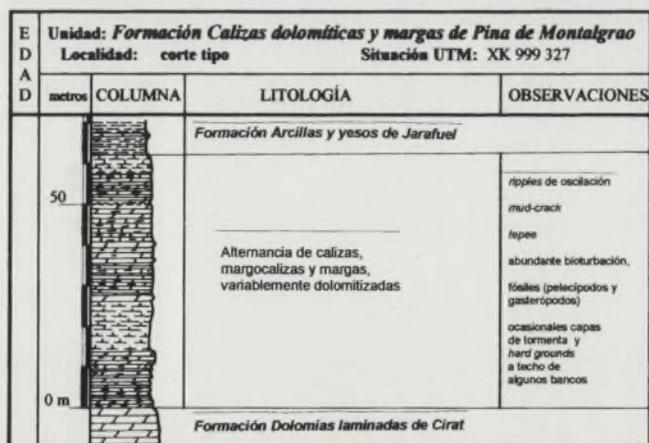


FIGURA 3. Columna estratigráfica de la Formación Calizas dolomíticas y margas de Pina de Montalgrao

*et al.*, 1977), si bien ésta es ya aceptada en la mayoría de las hojas del MAGNA de la zona. A partir de la década de los 80 prácticamente nadie cuestiona su existencia, aceptándola en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica.

Lo que se pone ahora de manifiesto (apuntado por Hernández y otros, 1985) es que la unidad media de esta trilogía no es el típico "tramo rojo" citado en otras áreas, sino otra unidad de rasgos más marinos.

Sobre esta trilogía ha sido diferenciada, a techo, una cuarta formación margocarbonatada, que tiene precedente en las *Capas de Royuela*, estudiadas por Hinkelbein (1969) en la Sierra de Albarracín. Esta unidad también tiene sus equivalentes laterales en otras áreas de la Cordillera Ibérica: *Dolomías y margas superiores*, en la Rama Aragonesa (Arribas, 1985), *Dolomías, margas y calizas de Royuela* en el sector central de la Rama Castellana (Pérez-Arlucea *et al.*, 1985). Y también ha sido diferenciada, como *Dolomías margosas, margas y brechas de Capafonts*, en la Cadena Costero Catalana (Santanach *et al.*, 1986).

#### REFERENCIAS

- Arribas, J. (1985): Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (zona norte). *Estud. Geol.*, 41: 47-58. Madrid.
- Dupuy de Lôme, E. (1959): Explicación de la Hoja N° 668 (Sagunto). Mapa Geológico de España; escala 1:50.000 (serie antigua). Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- Garay, P. (2001): *El dominio triásico Espadán-Calderona. Contribución a su conocimiento geológico e hidrogeológico*. Tesis doctorals; ed. en microfítxes. Universitat de València.
- Hernández, A. y otros (1985): Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Hojas: 55 (Lliria) y 56 (Valencia). I.G.M.E. Madrid.
- Hinkelbein, K. (1969): El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín. *Rev. Teruel*, 41: 35-75. Inst. Est. Turolenses.
- Lazuén, J; Roldán, R. y otros (1977): Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja 667 (Villar del Arzobispo) I.G.M.E.
- López Gómez, J. y Arche, A. (1992): Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, 48: 123-143. Madrid.
- Márquez-Aliaga, A. y López-Gómez, J. (1989): Paleontología y ambientes de sedimentación del Triásico medio, Muschelkalk, de la Cordillera Ibérica. I: Cuenca y Valencia, España. *Est. Geol.*, 45: 387-398. Madrid.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, 41: 207-222. Madrid.
- Rambaud, D. (1962): Descripción geológica de la región de Tuéjar (Valencia). *Bol. Inst. Geol. Min España*, t.73: 373-418. Madrid.
- Santanach, P. y otros (1986): Geología (I). En *Història Natural dels Països Catalans*, vol. 1. 439 p. Ed. Enciclopèdia Catalana S.A. Barcelona.

# Rasgos generales del Dominio Triásico Espadán-Calderona (Provincias de Castellón y Valencia)

P. Garay-Martín

Dpto. Geología, Universitat de València. E-mail: Policarp.Garay@uv.es

## ABSTRACT

*The main stratigraphical features and the regional geologic mark of one of the biggest triassic blooming in Spain are commented in this work. It presents very next features to those of the central european series of germanic Trias, with which is compared. Estratigraphical series are represented by three big groups of facies: lower terrigenous or Buntsandstein (CALDERONA GROUP), carbonated or Muschelkalk (ESPADAN GROUP), toward half way, and evaporitic or Keuper, above. Each one of these three big groups has had a different structural behavior, as if of different structural levels it was.*

**Key words:** Spain, mediterranean Trias, Buntsandstein, Muschelkalk.

Las sierras de Espadán y Calderona, así como el valle del río Palancia, que las separa, constituyen en conjunto uno de los mayores afloramientos de materiales triásicos de nuestra Península (figura 1), localizado en el extremo oriental de la Cordillera Ibérica. Dentro de este ámbito territorial se localizan dos Parques Naturales, llamados precisamente de P.N. de la Sierra de Espadán y P.N. de Sierra Calderona, ambos declarados por la Generalitat Valenciana en 1998 y en 2002.

Este dominio de terrenos triásicos ha sido objeto de un minucioso trabajo de campo realizado entre 1983 y 1999, dando lugar a una tesis doctoral (Garay, 2001) y a la cartografía geológica detallada (escala de trabajo 1:25.000) de un área de 1.350 km<sup>2</sup> (correspondiente a dos hojas completas y otras cuatro parciales, del MTN a escala 1:50.000). Con esta investigación se abordó la definición de unidades litoestratigráficas como uno de los objetivos iniciales, elaborando así una propuesta basada en numerosas observaciones, muestreos y mediciones de campo, cuya nomenclatura y descripción fueron incorporadas y utilizadas en numerosos informes inéditos desde 1986. Asimismo, éstas fueron incluidas en la Tesis Doctoral de Emilio J. Sanchis, defendida en 1990 y publicada poco después (Sanchis, 1991). Por entonces vio la luz un artículo de de López-Gómez y Arche (1992) en el que se definían y proponían una serie de unidades que debían ser válidas para todo el ámbito de la cadena ibérica sudoriental, en el cual quedaría englobada el área que nos ocupa. Esta circunstancia llevó a reconsiderar el contenido del trabajo hasta entonces realizado, ante la posibilidad de poder adoptar la nueva nomenclatura. Sin embargo, después de revisar con ma-



FIGURA 1. Mapa del este peninsular con indicación de los principales afloramientos de sedimentos del Triásico (en punteado) y dominios estructurales (1: Pirineos, 2: Cordillera Cantábrica, 3: Depresión del Ebro, 4: Cordillera Costero-Catalana, 5: Cordillera Ibérica, 6: Depresión del Tajo, 7: Depresión de La Mancha, 8: Cobertera tabular, 9: Cordilleras Béticas). Los dos afloramientos que forman el área estudiada han sido indicados con las letras E (sierras del Espadán y Pina) y C (sierra de la Calderona).

yor detalle numerosas cuestiones que se planteaban y tras encontrar algunas objeciones serias para su adaptación y validez, la decisión final fue mantener la nomenclatura original y propia, con el objeto de no desvirtuar ni dispersar los referentes y modelos litoestratigráficos encontrados en la zona estudiada.

## ENCUADRE REGIONAL EN EL TRIÁS ESPAÑOL

Desde mediados del siglo XIX era bien conocida en este sector la existencia de materiales triásicos constituidos por las tres "facies" características: inferior detrítica o *Buntsandstein*, intermedia carbonatada o *Muschelkalk* y superior evaporítica o *Keuper*, que en conjunto constituían un Triásico de "facies germánica" como referente temporal del Triásico inferior, medio y superior. Estos términos todavía eran plenamente vigentes hasta época reciente; sin embargo, en las últimas décadas se realizan estudios más detallados y críticos sobre el Triás de las distintas localidades españolas, de los cuales se desprende la inconveniencia de seguir abusando de las tres "facies" clásicas del Triás, puesto que, dentro de cada uno de estos términos tradicionales, se pueden dar en realidad diferentes tipos y subtipos de facies. Por ello parece más oportuno hablar de Triás *tipo germánico* en lugar de *facies germánica*. Virgili *et al.* (1977) y Sopena *et al.* (1983) proponen, en base a la caracterización regional del Triás español que, en realidad -dejando aparte el caso de las Béticas- lo que se da es una transición entre Triás germánico y alpino, dentro de la cual son diferenciables subtipos muy diferentes. Este hecho resulta lógico ya que si el Triás alpino corresponde, en su región de origen, a áreas típicamente marinas y el germánico a áreas marginales y zonas internas de las plataformas continentales, entre ambos es evidente que se deben desarrollar otras facies de transición y litotipos muy diversos. De hecho, en la Ibérica predominan, en general, litofacies "germánicas" pero, en algunos casos, con una marcada influencia de fauna "alpina" y otras de carácter "intermedio". Esto ponían de manifiesto las revisiones paleontológicas llevadas a cabo por Hirsch *et al.* (1987) y por Hirsch (1987), en las que observaban, dentro de la Cordillera Ibérica oriental, la coexistencia de faunas del que llaman "dominio sefardí" (propias de depósitos de mar abierto) con otras típicamente germánicas.

Siguiendo los trabajos citados, para el territorio español se podrían diferenciar los siguientes tipos: *Triás Bético*, *Triás Pirenaico*, *Triás Ibérico*, *Triás Hespérico* y *Triás Mediterráneo*. Los tres últimos se presentan en clara transición desde los bordes del macizo Hespérico, donde el *Muschelkalk* se encuentra prácticamente ausente (*Triás Hespérico*), hasta el *Triás Mediterráneo*, que se caracterizaría por presentar cinco unidades bien definidas (tres del *Muschelkalk*, que incluye un "tramo rojo intermedio", más el Bunt y el Keuper), mientras que, en el *Triás Ibérico* se reconocerían tan sólo las tres litofacies clásicas (en reali-

dad el tramo intermedio del *Muschelkalk* comienza a diferenciarse bastante más hacia el interior -oeste- de lo que, en principio, se expresaba en los citados trabajos). El área objeto del presente estudio estaría enclavada dentro del *Triás Mediterráneo*, al igual que la Cadena Costera Catalana. La figura 2, tomada de SANTANACH *et al.* (1986, pag. 254)

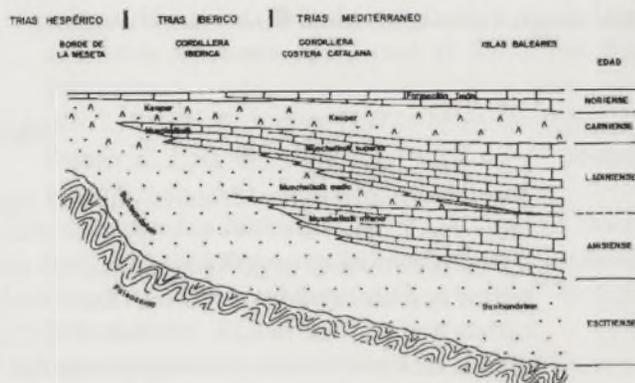


FIGURA 2. Disposición de las grandes unidades triásicas entre el margen oriental de la Meseta y las islas Baleares, modificado a partir de SANTANACH *et al.* (1986).

sintetiza estas variaciones desde el punto de vista paleogeográfico.

## UNIDADES DEL TRIÁSICO INFERIOR Y MEDIO

Siete formaciones litoestratigráficas y dos Grupos han sido definidos para la descripción y cartografía y estudio de los materiales del Triásico inferior y medio (incluida también la parte alta del Pérmico) aflorantes en el área (cuadro 1). De muro a techo son:

### • GRUPO CALDERONA (Buntsandstein + Saxoniense)

*Formación Conglomerados, lutitas y areniscas de Marines* (Tb1 en la cartografía),

*Formación Areniscas del Garbí* (Tb2 en la cartografía) y *Formación Lutitas y Areniscas de Serra* (Tb3 en la cartografía)

### • GRUPO ESPADAN (*Muschelkalk*)

*Formación Dolomías de L'Oronet* (Tm1 en la cartografía),

*Formación Margas arenosas, lutitas y dolomías de Azuébar* (Tm2 en la cartografía),

*Formación Dolomías laminadas de Cirat* (Tm3 en la cartografía) y

*Formación Calizas dolomíticas y margas de Pina de Montalgrao* (Tm4 en la cartografía).

Sobre las Calizas dolomíticas y margas de Pina de Montalgrao descansan concordantes materiales característicos de las diferentes formaciones del *Keuper* (Grupo Valencia), tal como las definió Ortí, 1974.

E D A D		Grupo	Formación	Miembro
T R I Á S I C O	<i>Carniense</i>	E S P A D Á N	Calizas dolomíticas y margas de PINA DE MONTALGRAO	
			Dolomías laminadas de CIRAT	
			Margas arenosas, lutitas y dolomías de AZUÉBAR	
	<i>Ladiniense</i>		Dolomías de L'ORONET	Sierro
				Pla de les Llomes
				Sagunt
				Banyet
	<i>Anisiense</i>			Alcalá
				Olocau
	<i>Scytiense</i>		C A L D E R O N A	Lutitas y areniscas de SERRA
Areniscas del GARBÍ				
Conglomerados, areniscas y lutitas de MARINES				
PÉRMICO	<i>Thüringiense</i>			Montán

TABLA 1. Unidades litoestratigráficas definidas para el Triásico inferior y medio en el dominio Espadán-Calderona.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los unidades del Triásico inferior y medio definidas en el dominio Espadán-Calderona reúnen características litoestratigráficas intermedias, equivalentes y/o correlacionables con las unidades litoestratigráficas definidas en otros sectores más septentrionales (ver Santanach *et al.*, 1986; para la Cordillera Costero-Catalana) y occidentales (Pérez-Arlucea *et al.*, 1985 y López-Gómez *et al.*, 1986; en el sector central y sudoriental, respectivamente, de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica). No obstante, presentan numerosas particularidades y aspectos propios y exclusivos, motivo por el cual se planteó la necesidad de definir nuevas unidades litoestratigráficas que se ajustaran y fueran representativas de las características regionales del área en cuestión, con numerosas columnas auxiliares localizadas dentro de este ámbito territorial.

## REFERENCIAS

- Garay, P. (2001): El dominio triásico Espadán-Calderona. Contribución a su conocimiento geológico e hidrogeológico. Tesis doctorals; ed. en microfítxes. Universitat de València.
- Hirsch, F. (1987): Bio-Stratigraphy and correlation of the marine Triassic of the Sepharadic Province. *Cuad. Geol. Ibér.*, 11: 815-826.
- Hirsch, F.; Márquez-Aliaga, y Santisteban C. (1987): Distribución de moluscos y conodontos del tramo superior del Muschelkalk en el sector occidental de la provincia sefardí. *Cuad. Geol. Ibér.*, 11: 799-814.
- López Gómez, J. y Arche, A. (1986): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector sureste de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca y Valencia). *Est. Geol.*, 42: 259-270.
- López Gómez, J. y Arche, A. (1992): Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en

- el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, 48: 123-143.
- Ortí Cabo, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Est. Geol.*, 30: 7-46.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, 41: 207-222.
- Sanchis Moll, E.J. (1991): Estudio de la contaminación por nitratos de las aguas subterráneas de la provincia de Valencia. Origen, balance y evolución espacial y temporal. Ed. Generalitat Valenciana. 332 p.
- Santanach, P. y otros (1986): Geología (I). En *Història Natural dels Països Catalans*, vol. 1: Ed. Enciclopèdia Catalana S.A. Barcelona. 439 p.
- Sopeña, A.; Virgili, C.; Arche, A.; Ramos, A. y Hernando, S. (1983). El Triásico, en *Geología de España*, t. II.: 47-62. Libro Jubilar J.M. Ríos. I.G.M.E. Madrid.
- Virgili, C.; Sopeña, A.; Ramos, A. Y Hernando, S. (1977): Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 57-88.

# Recursos didácticos del Museo de Geología de la Universitat de València: "Colección Icnofósiles del Triásico"

A. García-Forner<sup>1</sup>, P. Plasencia<sup>2</sup>, J. A. Villena<sup>1</sup>, C. Martínez-Pérez<sup>1</sup> y A. Márquez-Aliaga<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Museo de Geología. Universitat de València. Dpto. Geología. C/Dr. Moliner 50. 46100 Burjassot. Valencia (Spain). E-mail: Anna.Garcia@uv.es; jovilgo@hotmail.com; Carlos.Martinez-Perez@uv.es

<sup>2</sup> Instituto "Cavanilles" de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Dpto. Geología. C/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot. Valencia (Spain). Universitat de València. E-mail: Pablo.Plasencia@uv.es; Ana.Marquez@uv.es

## ABSTRACT

*The aim of this paper is to present one easy and low-cost expositive technique, the anaglyph photography. This technique can be very useful in a museum of paleontology to make attractive to all kind of public some not very showy fossils, but with high scientific interest. In our case, we are going to use like an example some high palaeoecological value specimens from the Iberian Ranges part of the "Triassic Ichnofossil Collection" housed in the Geological Museum University of Valencia (MGUV). This is composed of several Muschelkalk (Middle Triassic) "Burrows", Rhizocoraliums, Thalassinoids and possible-quelonid ichnites of the Keuper (Upper Triassic).*

**Key words:** *Museology, Expositive-technique, Palaeoicnology, Trace-fossils, Ichnites, Triassic, Spain.*

## INTRODUCCIÓN

Un Museo es una institución al servicio de la sociedad para su desarrollo cultural y está abierta al público en general. Entre sus obligaciones, tiene el importante deber de desarrollar su función educativa y atraer a distintas personas procedentes de todos los niveles culturales de la comunidad a la que ofrece sus actividades.

El Museo de Geología de la Universitat de València (MGUV) cuenta entre sus fondos con material de gran valor científico procedente de las investigaciones del profesorado y otros investigadores vinculados al mismo (García-Forner, 1999; García-Forner *et al.*, 2001). Para este trabajo hemos seleccionado la "Colección Icnofósiles del Triásico" (CIT) por su importancia paleontológica y como ejemplo de fósiles en los que su valor expositivo carece de espectacularidad. Por tanto, si no "ayudamos" de alguna manera a estos elementos, el mensaje no llegará al público. Las técnicas de exposición que utilizemos serán finalmente las que nos permitan que fósiles importantes científicamente pero poco atractivos puedan llegar a ser comprendidos por el gran público.

El objetivo de este trabajo muestra que aprovechando los recursos disponibles, tanto de material como tecnológicos, se puede potenciar el impacto visual de elementos "poco atractivos" mediante técnicas sencillas, económicas y que además podrían convertirse en interactivas en un taller con un grupo de visitantes. La utilización de técnicas de visión estereoscópica en trabajos científicos se lleva utilizando durante

décadas, e incluso actualmente en publicaciones de revistas con prestigio. El empleo de estas técnicas es válido también para la visita presencial del museo, incluyendo talleres y para las visitas virtuales donde las fotografías planas de las piezas pueden adquirir una tridimensionalidad virtual.

## MATERIAL Y MÉTODOS

Para la elaboración de este trabajo se ha seleccionado la CIT procedente los fondos del MGUV. Estos fósiles se han hallado en distintas secciones geológicas del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica, tras los estudios paleontológicos llevados a cabo en el Triásico desde hace varios años (Márquez-Aliaga, 1985) (Fig. 1, 1- 4).

Las icnitas de quelonios (Fig. 1, 5 y 6) proceden de hallazgos posteriores. Su estudio está en preparación por algunos de nosotros y fueron encontradas en Domeño (Valencia) como resultado de una excavación subvencionada por la Generalitat Valenciana en Octubre 2002. Se hallan conservadas como hiporrelieves cóncavos en placas de areniscas rojas de tipo "Buntsanstein" intercaladas en materiales margosos con yesos y anhidritas que corresponden a la facies "Keuper" del Triásico Superior.

El método utilizado en este trabajo cuyo objetivo es la mayor difusión didáctica de icnofósiles, se ha basado en las fotografías 3-D (o estereoscópicas) que crean la ilusión de tridimensionalidad a partir de dos fotografías planas. Se trata de obtener dos fotografías iguales pero tomadas con un

ligero desplazamiento de la cámara para imitar la forma en que captan las imágenes nuestros ojos. En el caso de las fotografías anaglifas se deben superponer las imágenes en dos capas de color rojo y azul. Para su observación, utilizaremos unas gafas especiales con filtros de colores complementarios a los de la imagen que debe observar cada ojo, produciéndose la ilusión tridimensional al fundirse ambas. El software utilizado fue el Anabuilder V2.46. Los motivos para su uso fueron varios, se trata de software libre y gratuito, está programado para el entorno java, de manera que es funcional en cualquier sistema operativo que tenga una máquina virtual java (o JVM) disponible, es fácil de aprender y se puede descargar desde <http://anabuilder.free.fr/welcome.html>.

### CONSIDERACIONES PALEONTOLÓGICAS

La Icnología, y más concretamente la Paleoi cnología es una disciplina científica que solo desde hace dos décadas ha llegado a ser considerada como tal (Gámez y Liñán, 1996). En el MGUV se cuenta con la "Colección Icnofósiles" que está formada por 177 ejemplares procedentes de distintos yacimientos españoles y está sirviendo, con éxito, como material básico de estudio de la paleoi cnología (Márquez-Aliaga *et al.*, 1999). La CIT constituye un subconjunto de la anterior. Debido a los objetivos de este trabajo para las consideraciones geológicas y estratigráficas de los fósiles descritos remitimos a Márquez-Aliaga (1985) y a López-Gómez *et al.* (2000). Los ejemplares descritos en la Figura 1 carecen de anaglifo ya que se publican en blanco y negro. El resto de ejemplares de la CIT, seleccionados para la toma de imágenes anaglifos se comunicarán en formato cartel en IV Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España (Elche, Alicante. 11-14 Septiembre 2005) en donde se mostrará la ventaja de la técnica que proponemos. Para su descripción se han utilizado las publicaciones de Seilacher (1964), Hinkelbein (1969), Gámez y Liñán (*op. cit.*) y Aceñolaza y Aceñolaza (2002).

#### *Thalassinoides isp.*

Material: Ejemplar MGUV- 4785 (Figura 1, 4)

Descripción: El fósil procede de los tramos del Muschelkalk superior de Henarejos (Cuenca) y se registra en "packstones" en ambientes de "lagoon" dados como del Triásico Medio (Ladiniense). Se trata de una galería horizontal de sección subcilíndrica, de superficie irregular debido al relleno heterogéneo formado por abundantes fragmentos de bivalvos, apreciándose un diente de seláceo. Se observa un estrechamiento progresivo de la sección en la dirección de avance del organismo productor. Los meniscos (o curvas de relleno) están poco definidos, se forman en toda la anchura de la galería pero sólo se aprecian claramente en un la zona central. El cemento es equivalente al de la roca de caja. La longitud 18,5 cm y su diámetro disminuye desde los 6 cm hasta los 3,5 cm en la dirección de avance del organismo productor.

Observaciones: Organismo productor desconocido, posiblemente se trate de algún tipo de crustáceo. Icnofacies: Asociación Skolitos en correspondencia con facies tipo tidal de ambiente marino somero de elevada energía, en ocasiones, por la presencia de tempestitas. Clasificación etológica: Fodichnia según Seilacher (1964) interpretado como trazas de alimentación. Taxonomía: *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944; *Thalassinoides suevicus* Rieth, 1932.

#### *Rhizocorallium isp.*

Material: Ejemplar MGUV-12742. (Figura 1, 3)

Descripción: El fósil procede de los tramos del Muschelkalk superior en su parte alta de tránsito a la facies Keuper, de Royuela (Teruel) y se registra en "packstones" de ambientes intermareales de carácter regresivo, dados como Triásico Medio o posiblemente Superior (Ladiniense-Carniense?). Se trata de una pista horizontal de bioturbación conservada como epirrelieve convexo. Se aprecian perfectamente la estructura de tubos paralelos en forma de U. Su relleno homogéneo está formado exclusivamente por calizas micríticas. La longitud 10 cm y su anchura varía desde los 3 cm de la membrana en su parte distal inferior hasta los 4,5 cm. de la zona superior de la membrana o parte intermedia del elemento. El diámetro medio del tubo conservado en el lado derecho 0,7 cm.

Material: Ejemplar MGUV -3016 (Figura 1, 1)

Descripción: El fósil procede de los tramos del Muschelkalk superior de Libros (Teruel) y se registra en "packstones" de ambientes intermareales marinos poco profundos, dados como Triásico Medio (Ladiniense). Se trata de una pista horizontal de bioturbación conservada como epirrelieve cóncavo. Se aprecian los característicos tubos paralelos en forma de U. El relleno de los tubos esta formado por packstone con bioclastos redondeados e incluso de moldes internos micríticos de bivalvos. Longitud total 12 cm y la anchura media de tubo a tubo por su parte externa 6,5 cm. El diámetro medio de los tubos 2 cm.

Observaciones: Organismo productor: desconocido pero posiblemente debido a la actividad de crustáceos. Icnofacies: Asociación Cruziana correspondiente a la zona nerítica de la plataforma continental. Clasificación etológica: Domichnia o de "Trazas de morada" (Seilacher, 1964).

#### "Burrows"

Material: Ejemplar MGUV -16609 (Figura 1, 2)

Descripción: El fósil procede de los materiales del Muschelkalk inferior de Serra (Valencia) muy frecuente en los ambientes de alta bioturbación de las calizas y/o dolomías de los primeros tramos marinos del Triásico Levantino-Balear dados como del Triásico Medio (Anisiense). Se trata de galerías de bioturbación horizontales de sección subcilíndrica conservadas como relieve completo. Longitud de 10,5 cm y anchura media 0,5 cm. El relleno es homogéneo formado por dolomías micríticas.

Observaciones: En Serra se ha recogido abundante material entre los que hemos seleccionado treinta y seis ejem-



1



2



3



4



5



6

FIGURA 1. 1.- *Rhizocorallium* isp. (MGUV- 3016) Muschelkalk superior de Libros (Teruel). Ladiniense. Barra = 3 cm. 2.- "Burrows" (MGUV- 16609) Muschelkalk inferior de Serra (Valencia). Anisiense. Barra = 2 cm. 3.- *Rhizocorallium* isp. (MGUV- 12742), Muschelkalk superior de Royuela (Teruel). Ladiniense. Barra = 3 cm. 4.- *Thalassinoides* isp. (MGUV- 4785), Muschelkalk superior de Henarejos (Cuenca). Ladiniense. Barra = 3 cm. 5.- *Icnita* ejemplar A (MGM- 1619) Keuper de Domeño (Valencia) Carniense? Barra = 2cm. 6.- *Icnita* Ejemplar B (MGM- 1587) ) Keuper de Domeño (Valencia) Carniense? Barra = 2 cm.

plares para su estudio. El organismo productor es desconocido, aunque posiblemente se deba a la actividad de crustáceos. Icnofacies: Asociación Cruziana correspondiente a la zona nerítica de la plataforma continental. Clasificación etológica Fodichnia considerado como pistas de alimentación según Seilacher (1964).

#### Ícnitas

Material: Ejemplar A, MGM- 1619 (Figura 1, 5)

Descripción: El fósil se registra en areniscas intercaladas en margas y anhidritas de los materiales de "Facies" Keuper de Domeño (Valencia). Se trata de la huella de una única falange ungueal, fragmentada en el extremo basal con una longitud de 5,5 cm y una anchura de 2 cm. La falange se conserva en una placa de 4 cm de potencia en arenisca roja de grano fino y como hiporrelieve cóncavo.

Ejemplar B, MGM- 1587 (Figura 1, 6)

Descripción: Tiene la misma procedencia que el ejemplar A y su conservación es muy parecida. Se trata de una huella en donde se registran 4 falanges ungueales, dos de las cuales están bien preservadas y las otras dos algo deformadas.

Observaciones: El organismo productor es desconocido pero el estudio de toda la muestra, se dispone de 137 huellas que actualmente se encuentran en fase de estudio, nos permite pensar que se trata de Ícnitas de quelonio. Clasificación etológica Repichnia o pistas de locomoción según Seilacher (1964). Icnofacies: Scoyenia zona de ambiente transicional no típicamente marino.

#### CONCLUSIONES

El estudio de varias secciones geológicas en distintos materiales del Muschelkalk y del Keuper de la Cordillera Ibérica ha permitido el hallazgo de interesantes Icnofósiles que constituyen la CIT y que forma parte de los fondos del MGUV, su estudio paleoicnológico permitirá interesantes aportaciones paleoecológicas al Triásico de la Península Ibérica.

En materiales del Triásico marino son frecuentes los "Burrows" en niveles de calizas dolomíticas, con alta bioturbación y ausencia de otros fósiles que se corresponden con el Muschelkalk inferior de la Cordillera Ibérica en Serra (Valencia) datados como Anisiense. Son escasos los *Rhizocoralium* isp. en Losilla (Valencia), Libros y Royuela (Teruel) y los *Thalasinoides* isp. en Henarejos (Cuenca) pero característicos de los tramos del Muschelkalk superior de la Cordillera Ibérica datados como Ladiniense. En materiales del Triásico continental es de alto interés el hallazgo de Ícnitas de probables quelonios en Domeño (Valencia) en materiales intra-Keuper del Triásico Superior. La interpretación y estudio de las mismas es de alto interés científico para el conocimiento de los vertebrados del Triásico español; su estudio se halla en preparación.

En ocasiones el alto valor científico de los fósiles no se corresponde con su escaso impacto visual y por tanto expostivo en un museo. La CIT sirve como ejemplo. En estos casos,

debemos recurrir a la utilización de técnicas que enfatizen sus características, haciendo que los observadores "captan" el mensaje que los fósiles, incluso los poco llamativos, deberían transmitir desde la perspectiva de conocimiento científico paleontológico. La exhibición de fotografías anaglifas es una de esas técnicas apropiadas tanto para la exposición en vitrina, cartel informativo, actividades educativas en forma de talleres e imagen virtual en la página web del museo.

#### AGRADECIMIENTOS

Trabajo subvencionado por el proyecto BTE 2002-00775. Incluido en el PICG nº 458 y nº 467.

#### BIBLIOGRAFÍA:

- Gámez Vintaned, J.A. y Liñán, E. (1996): Revisión de la terminología Icnológica en Español. *Revista Española de Paleontología*, 11(2): 155-176.
- García-Forner, A. (1999): El Museo del Departamento de Geología. En: *Los Tesoros de la Universitat de València*. Publicaciones de la Universitat de València. 271-282.
- García-Forner, A., Guillen, J., Maroto, M.A., Martínez-Pérez, C., Villena, J.A. y Márquez-Aliaga, A. (2001): El Museo de Geología de la Universitat de València como instrumento didáctico en Paleontología. *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza (SEPAZ)*. 5(2): 601-606.
- Aceñolaza, G. y Aceñolaza, F. (2002): Icnología de la Formación Sepulturas (Ordovícico) en el Espinazo del Diablo, Cordillera Oriental de Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina (AMEGHINIANE)*. 39(4): 491-499.
- López-Gómez, J., Arche, A., Calvet, F. y Goy, A. (2000): Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. In: *Epicontinental Triassic*. Bachmann, G. H. & Lerche, I. (eds.). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 2 (9-10): 1033-1084.
- Hinkelbein, K. (1969): El Triásico de los alrededores de Albarracín. *Teruel*. 41: 41-75.
- Márquez-Aliaga, A. (1985): Bivalvos del Triásico Medio del Sector Meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalánides. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid. 40. 14 láms. Madrid. 429 p.
- Márquez-Aliaga, A., García-Forner, A., Martínez, C. y Villena, J. (1999): "Colección Icnofósiles" del Museo de Geología de la Universitat de València. En: *Colección Temas Geológico Mineros ITGE*. I. Rábano (Ed.). Madrid. 26: 413-415.
- Seilacher, A. (1964): Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, 3: 253-256.

# Palinoestratigrafía de la Formación Cuesta del Castillo (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, España)

S. García-Gil<sup>1</sup>, J.B. Diez<sup>1</sup> y N. Solé de Porta<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo, Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo (Pontevedra), España. e-mail: ágil@uvigo.es, jbdiez@uvigo.es

<sup>2</sup> Dept. Estratigrafía, Paleontología i Geociències Marines, Fac. Geologia, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franquet s/n, E-08028 Barcelona.

## ABSTRACT

*The Muschelkalk sedimentary cycle in the NW Iberian Range is composed by Torete Fm overlaid by two carbonate formations (Tramacastilla Fm and Royuela Fm) passing laterally in to the terrigenous facies of Cuesta del Castillo Fm Palynological study of this last formation allow to give a Langobardian age (Upper Ladinian).*

**Key words:** Cuesta del Castillo, Palynostratigraphy, Upper Ladinian, Triassic, Iberian Ranges.

## INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La estratigrafía de los sedimentos triásicos en el NO de la Rama Castellana u Occidental de la Cordillera Ibérica presenta unas facies similares a las del Trias Germánico. Las formaciones del Triásico muestran una geometría de "overlapping" en todo el área apoyándose en discordancia angular sobre las rocas del paleozoico. El techo del ciclo sedimentario del Buntsandstein es una superficie de discontinuidad sedimentaria con un suave relieve erosivo (García Gil, 1991) sobre la que aparecen los sedimentos del Muschelkalk que están en "onlap" sobre las formaciones triásicas más antiguas (García-Gil, 1991 y 1993).

La región de estudio se encuentra localizada en la zona de unión del Sistema Central y la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Los primeros trabajos palinoestratigráficos sobre las facies Muschelkalk (Fm Dolomías de Tramacastilla y Dolomías, Fm Margas y Calizas de Royuela) en el sector NO de la región de estudio, atribuyen una edad Carniense (Sopeña, 1979). Posteriormente García-Gil y Sopeña (1987) atribuyen una edad Ladiniense a las facies Muschelkalk en el sector Este de la Región de estudio. Por último García-Gil (1991) revisa los límites litoestratigráficos en la región e identifica una nueva formación siliciclástica, denominada Fm Areniscas y Lutitas de La Cuesta del Castillo, que cambia lateralmente a las dos formaciones carbonáticas del Muschelkalk antes descritas.

La Formación Cuesta del Castillo (García-Gil, 1991) esta compuesta de una alternancia de areniscas, limos y arcillas. Esta subdividida en dos miembros:

-Miembro Inferior compuesto de una sucesión de niveles tabulares, centimétricos a decimétricos, de limos y areniscas

de grano muy fino, que han sido interpretados como los depósitos de "lower shoreface" y de plataforma interna.

-Miembro superior compuesto por areniscas de grano fino a medio que aparecen en cuerpos lenticulares de un metro de espesor y con estratificación cruzada de escalas media a grande. Se interpreta sedimentológicamente como facies de llanura costera, "foreshore" y "shoreface".

El máximo espesor de la formación es 24 m y solo aparece en sector NO de la región estudiada.

El objetivo de este trabajo es presentar nuevos datos de los conjuntos palinológicos extraídos de los sedimentos del Muschelkalk de la Fm Cuesta del Castillo en esta región y discutir las implicaciones regionales de su edad.

## METODOLOGÍA

Se han levantado 32 secciones estratigráficas de alta resolución para los análisis sedimentológico y palinoestratigráfico de las facies triásicas en la región.

Al mismo tiempo se llevó a cabo un extenso muestreo palinológico del cual se presentan los resultados correspondientes a 37 niveles positivos obtenidos de las facies de la Fm Cuesta del Castillo.

Se han aplicado protocolos clásicos para la extracción de los palinomorfos, encontrándose asociaciones abundantes y bien preservadas.

Para la interpretación palinoestratigráfica se han seguido los criterios presentados en Diez (2000) en los cuales se vuelve a la utilización de la presencia, según los cánones clásicos de la paleontología estratigráfica, y no conceptos de ausencia o porcentaje claramente influenciados por sesgos tafonómicos.

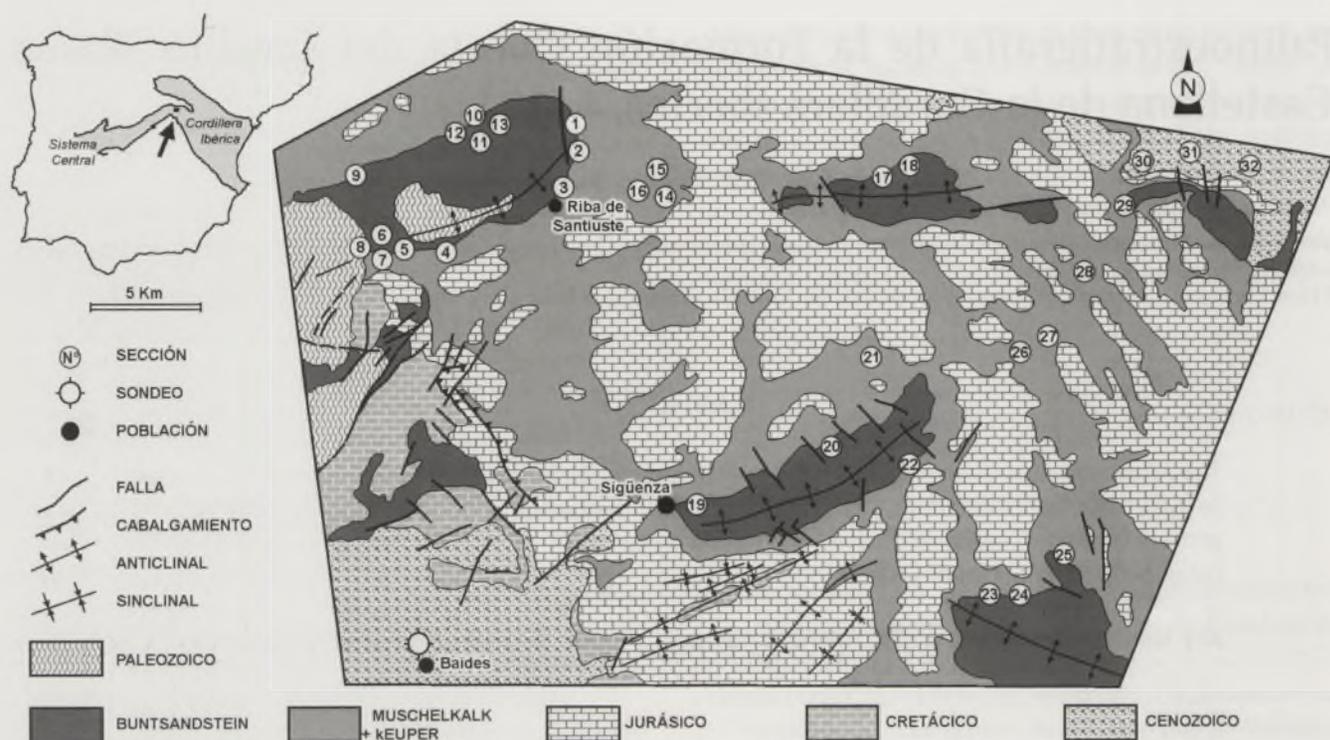


FIGURA 1: Situación de los afloramientos estudiados en el presente estudio.

## DISCUSIÓN

Las muestras estudiadas permiten observar un rico conjunto de palinomorfos muy bien conservados compuesto por: *Alisporites cacheutensis* Jain 1968, *A. opii* Jansonius 1971, *A. robustus* Nilsson 1958, *Alisporites* sp., *Calamospora tener* Mädlér 1964, *Calamospora* sp., *Camerosporites secatus* Scheuring 1978, *Chordasporites singulicorda* Klaus 1960, *Chordasporites* sp., *Duplicisporites granulatus* Scheuring 1978, *Duplicisporites* sp., *Heliosaccus dimorphus* Mädlér 1964, *Illinites chitonoides* Klaus 1964, *InfernopolLENITES sulcatus* Scheuring 1970, *Kraeuselisporites* sp., *Lunatisporites* sp., *Microcachryidites fastidioides* Klaus 1964, *Microcachryidites* sp., *Ovalipollis pseudoalatus* Schuurman 1976, *Ovalipollis* sp., *Paracirculina scurrilis* Scheuring 1970, *Partitisporites tenebrosus* Schuurman 1976, *Partitisporites* sp., *Platysaccus papilionis* Potonié & Klaus 1954, *Platysaccus* cf. *papilionis* Potonié & Klaus 1954, *Platysaccus* sp., *Praecirculina granifer* Klaus 1960, *Punctatisporites fungosus* Balme 1963, *Pityosporites neomundanus* Leschik 1956, *Pityosporites* sp., *Samaropollenites speciosus* Goubin 1965, *Schizosaccus keuperi* Mädlér 1964, *Staurosaccites quadrifidus* Dolby 1976, *Striatoabieites aytugii* Scheuring 1978, *Triadispora falcata* Klaus 1964, *T. plicata* Klaus 1964, *T. staplinii* Klaus 1964, *T. suspecta* Scheuring 1970, *Triadispora* sp., esporas y bisacados indeterminados.

Tomando como referencia la escala palinoestratigráfica de Diez (2000), tenemos que el grupo de taxones compuesto por: *Chordasporites singulicorda*, *Illinites chitonoides*, *Microcachryidites fastidioides*, *Platysaccus papilionis* desaparece a finales del Langobardiense y que a su *Partitisporites tenebrosus* aparece a principios del mismo piso. Todo esto

permite asignar a la Formación Cuesta del Castillo una edad Langobardiense (Ladiniense superior).

Cabe destacar la aparición de *Samaropollenites speciosus* en uno de los niveles más altos de la Fm Cuesta del Castillo, lo que nos permite pensar que el taxón aparece ya a finales del Langobardiense y no a comienzos del Cordevoliense como ya se conocía. Lo cual abriría la posibilidad de que la Fm Cuesta del Castillo pueda extenderse hasta finales del Langobardiense y que las facies Keuper suprayacentes se desarrollen en esta área a partir del límite Langobardiense/Cordevoliense (Ladiniense/Carniense).

Igualmente aparece un nutrido grupo de palinomorfos con biozonas conocidas como: *Duplicisporites granulatus*, *Heliosaccus dimorphus*, *InfernopolLENITES sulcatus*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Paracirculina scurrilis*, *Praecirculina granifer*, *Staurosaccites quadrifidus* y *Striatoabieites aytugii*, además de una importante representación del grupo de triadispora representado por: *Triadispora falcata*, *T. plicata*, *T. staplinii* y *T. suspecta*, cuya atribución temporal es totalmente coherente con la datación ofrecida.

## CONCLUSIONES

El estudio palinoestratigráfico de la Formación "Cuesta del Castillo" en facies Muschelkalk en el NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Este hecho corrobora la existencia de un cambio lateral de facies entre esta formación y las Formaciones "Dolomías de Tramacastilla" y "Margas y Calizas de Royuela", correspondientes a las facies Muschelkalk superior (M<sub>3</sub>).

La atribución cronoestratigráfica (Langobardiense) de la Formación Cuesta del Castillo también es coherente con

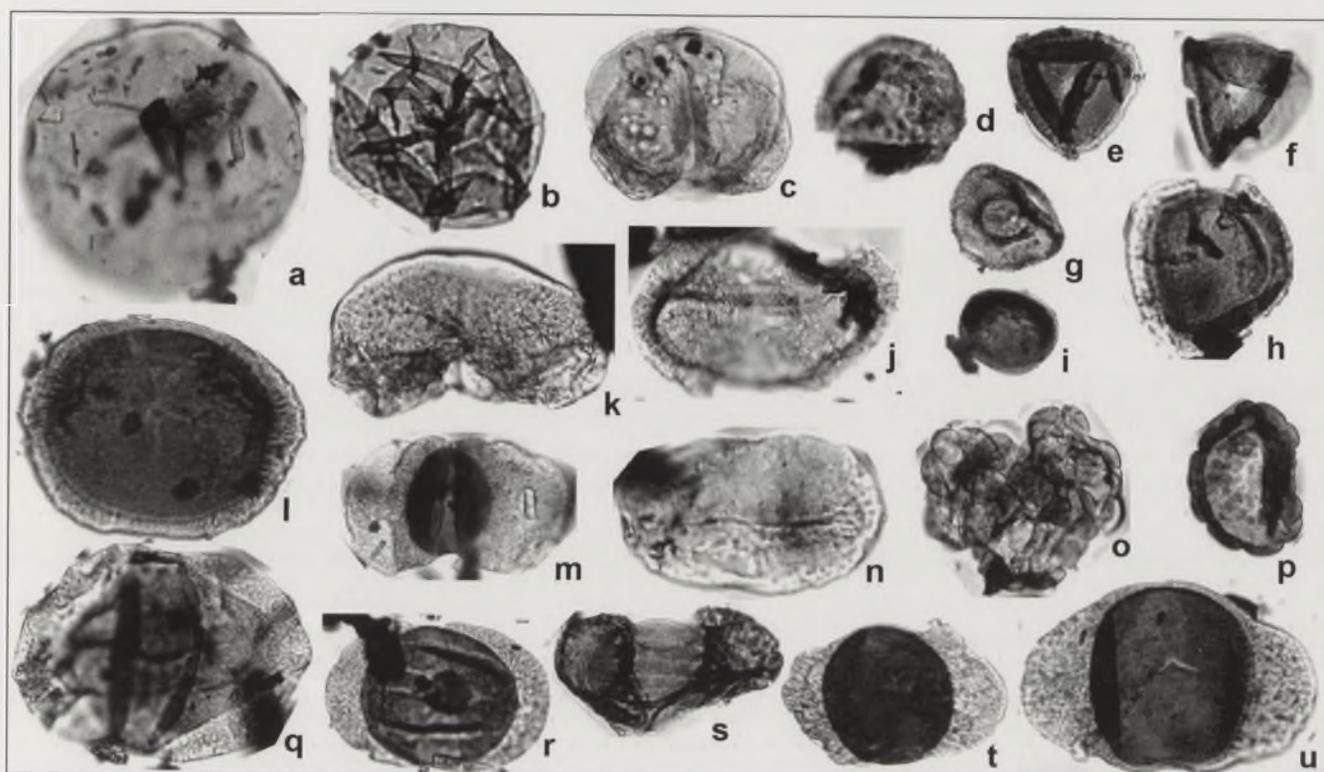


FIGURA 2. Registro paleopalinológico de la Formación Cuesta del Castillo (todas las imágenes x500): a) *Punctatisporites fungosus*, b) *Calamospora tener*, c) *Microcachrydites fastidioides*, d) *Praecirculina granifer*, e) y f) *Duplicisporites granulatus*, g) *Heliosaccus dimorphus*, h) *Paracirculina scurrilis*, i) *Paritatisporites tenebrosus*, j) y n) *Ovalipollis pseudoalatus*, k) *Pityosporites neomundanus*, l) *Staurosaccites quadrifidus*, m) *Platysaccus papilionis*, o) *Tetradia Camerosporites secatus*, p) *Camerosporites secatus*, q) *Illinites chitonoides*, r) *Infernopollenites sulcatus*, s) *Lunatisporites sp.*, t) *Triadispora plicata* y u) *Triadispora falcata*.

la edad Fassaniense superior de la Fm "Limos y Areniscas Abigarrados de Torete" (Rey y Diez, 2000) que aparece estratigráficamente justo debajo de la misma.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución a los proyectos MEC BTE2002-00775 y REN2003-03233/MAR; IGCP 458 y 467, y es la N° 353 del Grupo GEOMA de la Universidad de Vigo.

#### REFERENCIAS

Diez, J.B. (2000): *Geología y Paleobotánica de la Facies Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Implicaciones paleogeográficas en el Peritethys Occidental*. Tesis doctoral Univ. Zaragoza - U.P.M.C., Paris-6.

- García-Gil, S. (1991): Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NO de la Cordillera Ibérica (España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 86 (1-4), 21-51.
- García-Gil, S. (1993): The fluvial architecture of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain. *Sedimentology*, 40, 125-143.
- García-Gil, S. y Sopeña, A. (1986): Estratigrafía y Sedimentología del Triásico en el sector Medinaceli-Somaen (Provincia de Soria). *Cuad. Geol. Ibér.*, 11, 707-735.
- Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía*, 5.
- Rey, D. y Diez, J.B. (2000): El límite Anisiense-Ladiniense (Triásico) en el Buntsandstein de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Reinterpretación de los datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos. *Geotemas*, 1(1): 125-129.



Figure 1. [Faint text describing the figure, likely a biological specimen or anatomical drawing.]

The first part of the text discusses the historical context of biological research, mentioning the work of various scientists and the evolution of biological thought. It highlights the importance of empirical observation and the role of theory in understanding biological phenomena. The text then moves on to discuss the development of modern biological science, focusing on the work of Darwin and the theory of evolution. It explores the challenges faced by biologists in the late 19th and early 20th centuries, and how they overcame these challenges through a combination of fieldwork, experimentation, and theoretical analysis. The text concludes by discussing the impact of biological research on society and the environment, and the ongoing challenges facing biologists in the 21st century.

The second part of the text continues the discussion of biological research, focusing on the work of scientists in the early 20th century. It discusses the development of the field of genetics, and the work of Mendel and other scientists who laid the foundation for modern genetics. It also discusses the work of scientists who studied the behavior of animals, and the development of the field of ethology. The text highlights the importance of interdisciplinary research in biology, and the role of collaboration in advancing the field. It concludes by discussing the impact of biological research on society and the environment, and the ongoing challenges facing biologists in the 21st century.

# Trazas fósiles e Icnofacies y su relación con el ambiente sedimentario, Formación Hawaz, Ordovícico, Libia

J. M. de Gibert<sup>1</sup>, E. Ramos<sup>2</sup>, M. Marzo<sup>2</sup>, K. Tawengi<sup>3</sup> y N. Bolatti<sup>4</sup>

1 Dept. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. jmdegibert@ub.edu  
2 Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Dept. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. emilio.ramos@ub.edu, mariano.marzo@ub.edu  
3 REMSA. Dat El Imat Tower Complex, Tower No. 3, 8. Trípoli, Libia. ktawengi@ryremsa.com  
4 REPSOL-YPF. Paseo de la Castellana 278-280, 28046 Madrid. ndbolattik@repsolypf.com

## ABSTRACT

*The ichnological study of the Hawaz Formation evinces the existence of an important correlation between lithofacies associations and trace fossil assemblages. Recognized ichnoassemblages can be linked to two archetypal Ichnofacies: Skolithos and Cruziana. The first is represented by strongly bioturbated sandstones with Skolithos, a vertical dwelling burrow of a suspension-feeder. These piperocks characterize persistent high-energy settings, such as those found in shoreface or inner platform settings. In contrast, the Cruziana ichnofacies is constituted by horizontal locomotion, feeding or resting traces, mostly produced by deposit-feeders. The most abundant trace fossils are Cruziana, Rusophycus and Artrophyucus. This Ichnofacies is found in heterolithic facies corresponding to lower-energy shallow subtidal settings. The incorporation of ichnological data to sedimentological analysis demonstrates to be a powerful tool in paleoenvironmental interpretation of depositional settings.*

**Key words:** Trace fossils, Ichnofacies, shallow marine, Ordovician, Libya.

## INTRODUCCIÓN

Durante el Ordovícico inferior y medio, el margen norte de Gondwana estaba caracterizado por plataformas marinas someras predominantemente terrígenas. Este contexto dio lugar a la acumulación de importantes espesores de sedimentos que constituyen parte del relleno sedimentario de algunas cuencas norteafricanas. Este es el caso de la Cuenca de Murzuq en la zona central de Libia (Fig. 1).

El registro estratigráfico de la Cuenca de Murzuq incluye una sucesión paleozoica relativamente completa, aunque contiene discontinuidades sedimentarias relacionadas con la glaciación del Ordovícico Superior y con las principales fases orogénicas (tacónica, caledónica y hercínica) que afectaron a la zona. La unidad inferior de este relleno sedimentario constituye el Grupo Gargaf, de edad Cambro-Ordovícica y compuesto por cinco unidades litoestratigráficas que, de base a techo, son las Formaciones Hasawnah, Ash Shabiyat, Hawaz, Melaz-Suqran y Mamuniyat. Las formaciones Ash Shabiyat (Ordovícico inferior) y Hawaz (Ordovícico medio) presentan características relativamente similares, ya que están predominantemente constituidas por cuarzoarenitas depositadas en ambientes marinos transicionales, y contienen abundantes trazas fósiles.

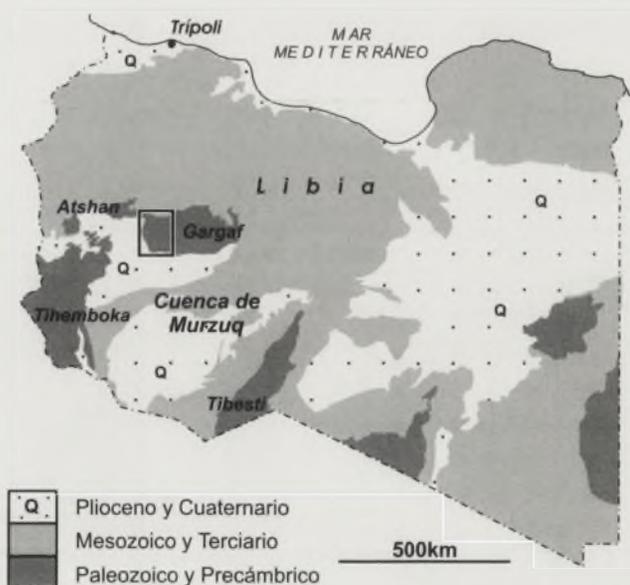


FIGURA 1. Mapa geológico simplificado de Libia. La zona enmarcada indica la localización de la zona de estudio.

El presente trabajo se centra en la caracterización de las asociaciones de trazas fósiles presentes en la Formación Hawaz y en el establecimiento de la relación entre la bioturbación y el medio de depósito.

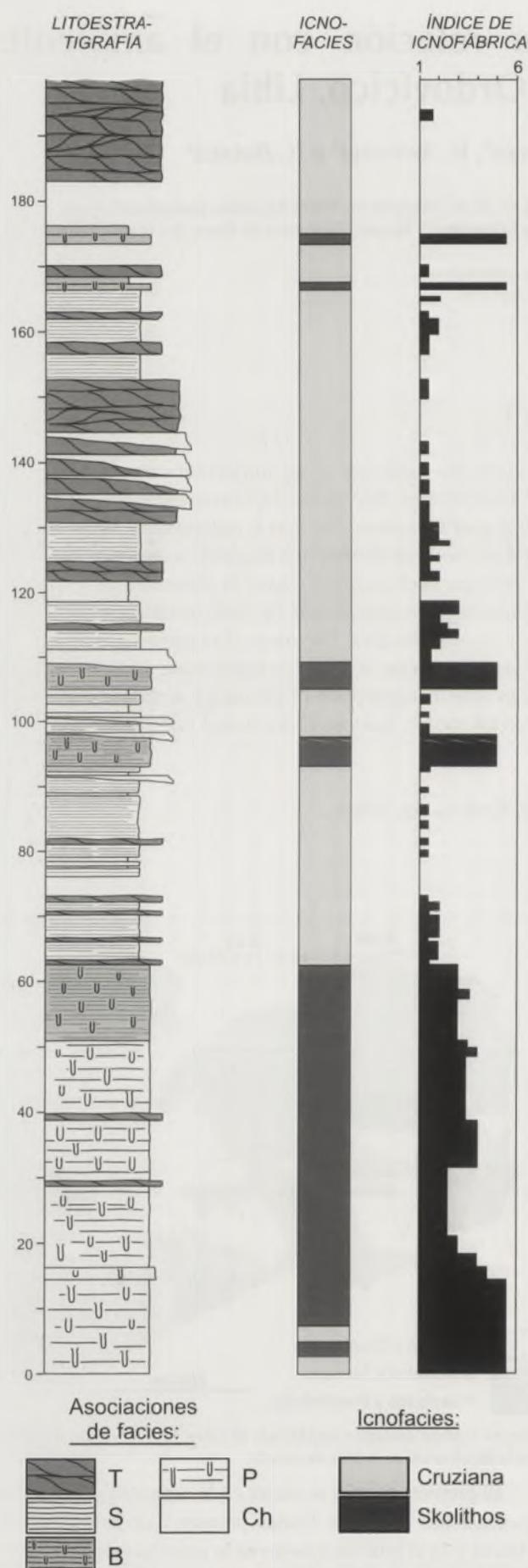


FIGURA 2. Sección tipo de la Formación Hawaz en la zona del Gargaf. Ver descripción de las asociaciones de facies e icnofacies en el texto.

## LA FORMACIÓN HAWAZ

La Formación Hawaz se reconoce ampliamente en el subsuelo de la Cuenca de Murzuq y aflora en los macizos de Tihemboka, Tibesti y Gargaf, que constituyen respectivamente sus límites O, SE y N (Fig. 1). En el Gargaf, alcanza casi 200 m de potencia (Fig. 2) en los que se pueden reconocer cinco asociaciones principales de facies. La asociación de facies T caracteriza la sedimentación de arena formando barras de marea (*sand-ridges* y *shoals*) en un medio submareal (Fig. 3.A). La asociación de facies S es interpretada como el resultado de la acumulación terrígena en una zona sublitoral (*shoreface*) periódicamente afectada por la acción de las tormentas (Fig. 3.B). La asociación de facies B se relaciona con la acumulación de sedimento arenoso en un ambiente de playa progradante (Fig. 3.C). La asociación de facies P está constituida por areniscas con escasas estructuras sedimentarias -debido en parte al elevado grado de bioturbación que presentan- por lo que sólo han podido ser interpretadas como depositadas en un ambiente marino somero o plataforma interna (Fig. 3.D). La asociación de facies Ch forma cuerpos lenticulares arenosos, con base erosiva, interestratificados entre tramos de asociaciones T, S o B, y son interpretados como depósitos de canal mareal y/o *tidal inlets*. Cada una de estas asociaciones de facies presenta diferentes grados y tipos de bioturbación (Fig. 2).

## ICNOLOGÍA

Los estudios icnológicos llevados a cabo hasta el momento han permitido reconocer un total de once icnogéneros distintos de trazas fósiles (Fig. 4). Las más abundantes son las madrigueras de habitación verticales del icnogénero *Skolithos* (Figs. 3.C, 3.D y 4.A). También son muy comunes las pistas de locomoción/alimentación y de reposo de trilobites -*Cruziana* (Fig. 4.B) y *Rusophycus* (Fig. 4.C), respectivamente. Ambas presentan una típica estructura bilobada con marcas de excavación. *Artrophycus linearis* (Fig. 4.D), también frecuente, es una pista horizontal con ornamentación transversal propia de medios marinos someros del Ordovícico y Silúrico. Otras trazas fósiles presentes incluyen *Lockeia silliquaria*, *Planolites* isp., *Daedalus multiplex*, *Thalassinoides* cf. *suevicus*, *Teichichnus rectus*, *Aulichnites* isp. y *Bergaueria* cf. *sucta*.

Dichas trazas fósiles aparecen formando asociaciones que muestran una buena correlación con las asociaciones de facies descritas anteriormente. Estas icnoasociaciones pueden ser referidas a dos de las Icnofacies arquetípicas del modelo de Icnofacies Seilacheriano (ver Gibert y Martinell, 1998): *Skolithos* y *Cruziana*.

La Icnofacies de *Skolithos* caracteriza las asociaciones de facies B y P. Se halla representada por areniscas con bioturbación muy intensa -índice de icnofábrica (ii) 4-5 en la escala de Droser y Bottjer (1986)- que obliteran las estruc-

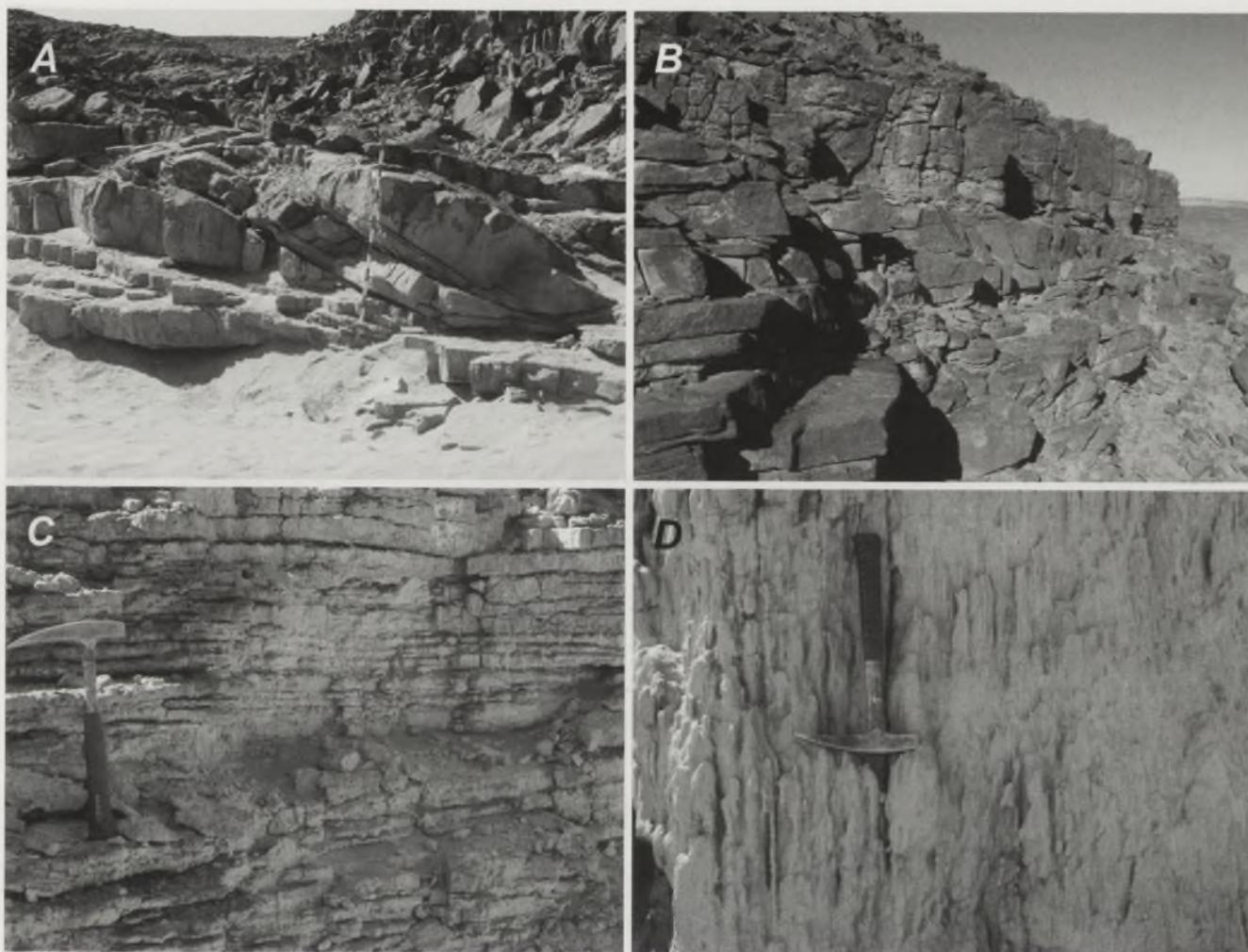


FIGURA 3. Principales asociaciones de facies caracterizadas. A) Barras de marea y tidal bundles (asociación T). B) Laminación cruzada de bajo ángulo y estructuras hummocky en depósitos sublitorales (shoreface) afectados por la acción de tormentas (asociación S). C) Depósitos de playa progradante (asociación B). D) Depósitos marinos someros o plataforma interna (asociación P).

turas sedimentarias primarias. Se trata de icnoasociaciones monoicnoespecíficas de *Skolithos linearis* que se identifican con las llamadas *piperocks* tan frecuentes en el Paleozoico inferior (Droser, 1991). La abundancia de galerías verticales de suspensívoros es indicativa de medios someros de alta energía persistentes en el tiempo, como correspondería a una zona de playa o de plataforma interna. Localmente, en las areniscas bioturbadas de la asociación de facies de plataforma (P) las *piperocks* son substituidas por icnofábricas dominadas por *Thalassinoides* cf. *suevicus* y *Teichichnus rectus* con igual intensidad de bioturbación (ii5). Estas trazas fósiles representan actividad de organismos sedimentívoros y se corresponden mejor con la Icnofacies de Cruziana. Tentativamente, esta icnoasociación podría representar condiciones algo más distales y/o de energía más moderada.

La Icnofacies de Cruziana más típica, sin embargo, aparece ligada a las facies heterolíticas de la asociación de facies submareal (T). Está constituida por una mayor diversidad de trazas fósiles que incluyen pistas horizontales (*Cruziana* ispp., *Arthropycus linearis*, *Planolites* isp., *Aulichnites* isp.) y estructuras de reposo (*Rusophycus* ispp., *Lockeia siliquaria*, *Bergaueria* cf. *sucta*). La menor abundancia de

trazas y el hecho de que estas sean horizontales y aparezcan asociadas a bases (y más raramente techos) de niveles de areniscas resulta en una icnofábrica poco bioturbada (ii2). Puntualmente algunas capas de areniscas en esta facies presentan Icnofacies de *Skolithos* en forma de concentraciones de madrigueras verticales (*Daedalus multiplex*, *Skolithos linearis*) que reflejan episodios de colonización oportunista. La Icnofacies de Cruziana, con dominio de estructuras horizontales de sedimentívoros refleja condiciones de energía baja como indican también las litofacies. Asociaciones similares en otros depósitos ordovícicos aparecen ligadas a medios intermareales bajos o submareales someros (Mángano *et al.*, 1996). La ausencia de estructuras indicativas de exposición subaérea descarta la primera posibilidad en la Formación Hawaz.

El resto de facies, incluyendo las barras arenosas de la asociación de facies submareal (T), la asociación de facies con dominio de procesos de tormenta (S) y la correspondiente a canales (Ch) presentan poca o nula bioturbación indicando las condiciones de elevada energía y tasa de sedimentación y/o erosión de los ambientes que representan.

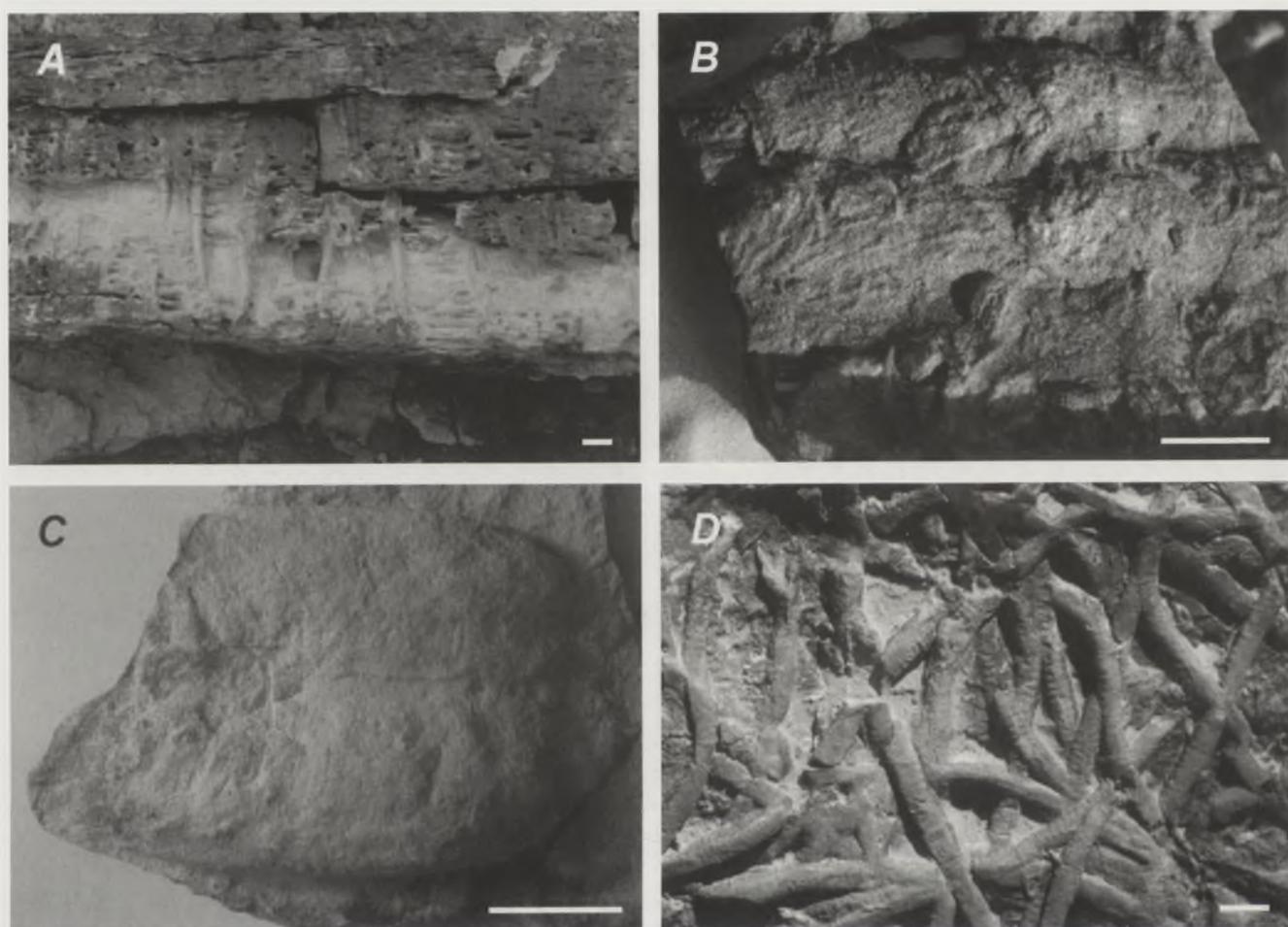


FIGURA 4. Principales trazas fósiles de la Formación Hawaz. A) *Skolithos linearis*. B) *Cruziana* isp. C) *Rusophycus* isp. D) *Athrophycus linearis*. Escala gráfica = 2 cm.

## CONCLUSIONES

El estudio icnológico de la Formación Hawaz demuestra que existe una importante correlación entre las asociaciones de litofacies y las asociaciones de trazas fósiles. Éstas pueden ser referidas a dos Icnofacies arquetípicas: la de *Skolithos* y la de *Cruziana*. La primera, representada por grandes densidades de pistas verticales de suspensívoros (*Skolithos linearis*) caracteriza medios energéticos y persistentes en contextos de playa y plataforma interna. La Icnofacies de *Cruziana*, en cambio, se corresponde con medios submareales someros de más baja energía y está constituida por una mayor diversidad de trazas fósiles predominantemente horizontales y de sedimentívoros. La integración de datos icnológicos y sedimentológicos permite una interpretación más sólida de los medios deposicionales y adquiere un interés especial en la interpretación de testigos de sondeos en estudios de subsuelo.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado en el marco de los proyectos CGL05816-C02-02-3650 y CIRIT 2001 SGR 00074.

Los autores agradecen a REMSA (Trípoli) el permiso para la publicación de los datos.

## REFERENCIAS

- Droser, M.L. (1991): Ichnofabric of the Paleozoic *Skolithos* Ichnofacies and the nature and distribution of *Skolithos* piperock. *Palaios*, 6: 316-325.
- Droser, M.L. y Bottjer, D.J. (1986): A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 558-559.
- Gibert, J.M. de y Martinell, J. (1998): El modelo de icnofacies, 30 años después. *Revista Española de Paleontología*, 13: 167-174.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Aceñolaza, G.F. (1996): Trace fossils and sedimentary facies from a Late Cambrian-Early Ordovician tide-dominated shelf (Santa Rosita Formation, northwest Argentina): implications for ichnofacies models of shallow marine successions. *Ichnos*, 5: 53-88.

# Ammonoideos del Ladiniense en la Unidad de Cabo Cope (Zonas Internas, Cordillera Bética)

A. Goy<sup>1</sup>, A. Pérez-López<sup>2</sup> y F. Pérez-Valera<sup>2</sup>

1 Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040-Madrid, e-mail: angoy@geo.ucm.es

2 Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva s/n, 18071-Granada, e-mail: aperezl@ugr.es y fperezv@ugr.es

## ABSTRACT

In the Cabo Cope Unit (Maláguide Complex, W Aguilas, Murcia), two members have been distinguished within the Triassic Unit. The lower member consists of detritic deposits with interbedded gypsum. The upper member is composed of carbonates. A level containing ammonoids has been found at 21m above the base of the upper member. Due to the unusual presence of fossils of this taxonomic group in the whole Maláguide Complex, their study has a special biostratigraphical and palaeogeographic relevance. The studied fossils belong to Clydonitaceae, Trachyceratidae, of the genus *Anolcites* Mojsisovics, 1893. This genus which has a wide biogeographical distribution in Alpine Europe, Balkans, Himalaya and North America, has been recognised here for the first time in the Betic Cordillera. The type species *A. doleriticus* (Mojsisovics, 1882) which was defined in the Upper Ladinian of Southern Alps, is present in the Cabo Cope section. This presence allows supposition that during the Upper Ladinian, a palaeogeographic connection between the southeastern domain of the Betic Cordillera and the Tethys Province existed.

**Key words:** Ladinian, Biostratigraphy, Ammonoids, Maláguide Complex, Southeast Spain.

## INTRODUCCIÓN

La Unidad de Cabo Cope, del Complejo tectónico Maláguide en las Zonas Internas de la Cordillera Bética, incluye materiales del Triásico, que están poco afectados por metamorfismo. En ellos, Márquez *et al.* (2000) han obtenido algunos datos paleontológicos y bioestratigráficos sobre

bivalvos, conodontos y foraminíferos y Pérez-López *et al.* (2003) describen con detalle la sucesión estratigráfica, caracterizando una formación carbonática con fósiles alpinos que atribuyen al Ladiniense.

Los ammonoideos estudiados proceden de un afloramiento cercano a Calabardina (Murcia), que se sitúa en el NE de Águilas (Fig. 1). El hallazgo de ammonoideos, por

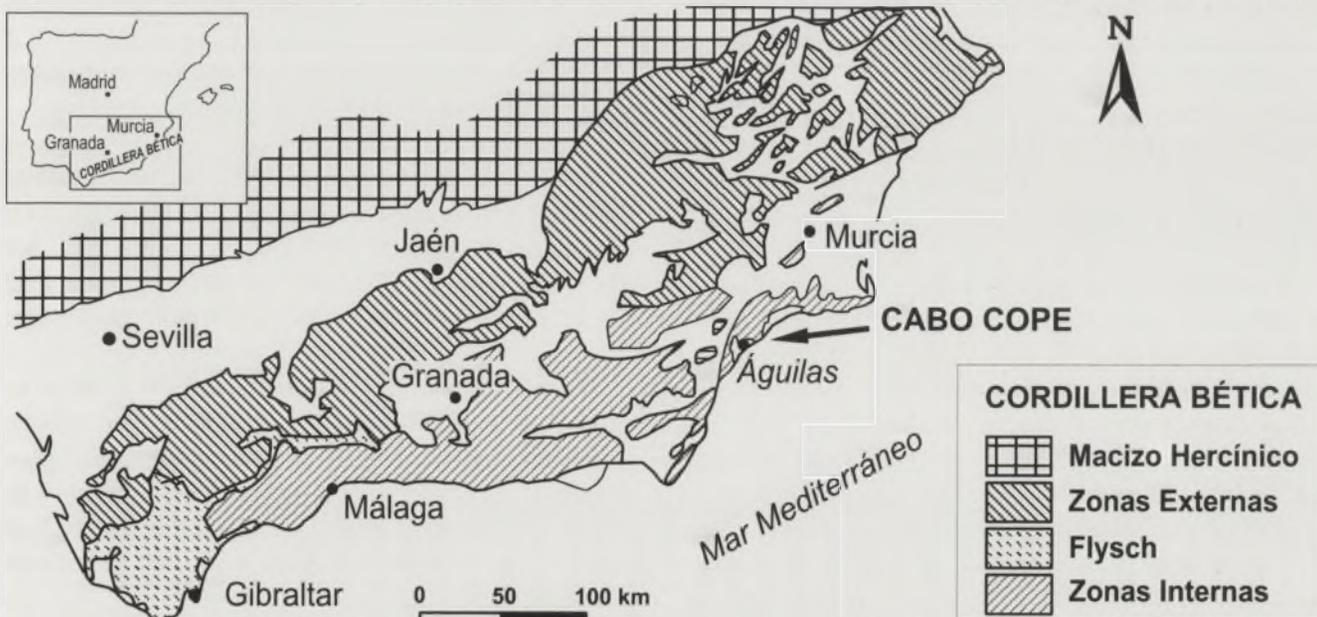


FIGURA 1. Localización geográfica de la zona de estudio de Cabo Cope, dentro del mapa geológico-estructural general de la Cordillera Bética.

primera vez en esta unidad y en general en todo el Complejo Maláguide, permite situar de forma más precisa el nivel de procedencia en relación con la escala estándar del Ladinense y correlacionarlo con áreas alpinas europeas y con el O de Norteamérica.

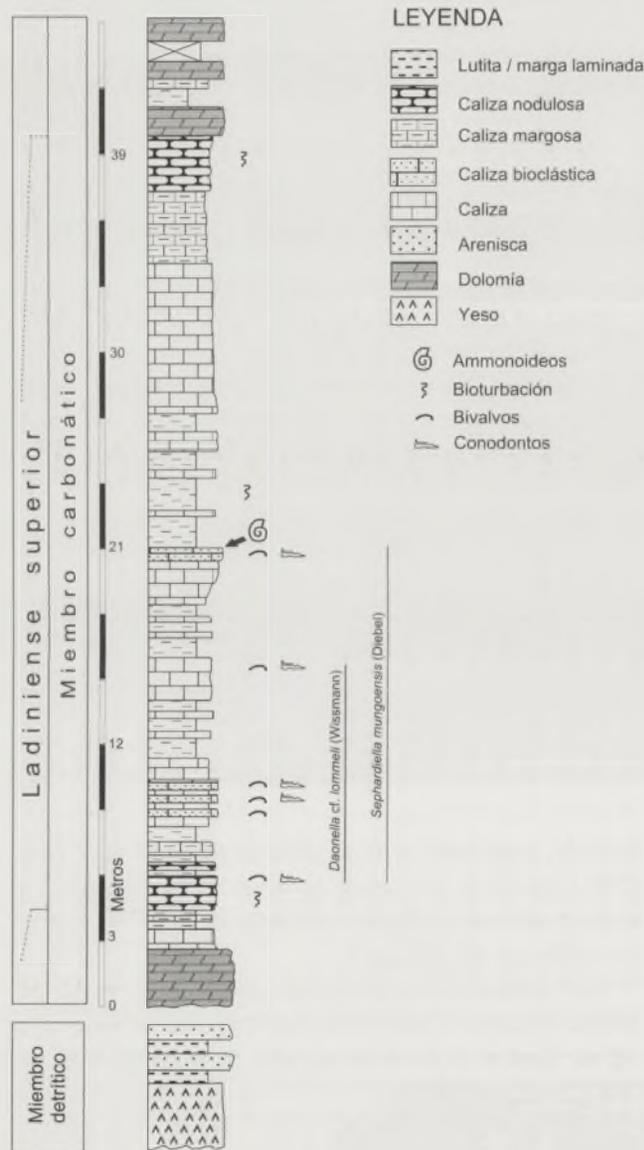


FIGURA 2. Columna estratigráfica de los carbonatos del Triásico de la Unidad de Cabo Cope (Complejo Maláguide).

### MARCO ESTRATIGRÁFICO

La sección estratigráfica del Triásico, está formada por dos miembros: uno inferior que es detrítico con yesos en la parte alta, y otro superior de carbonatos. El miembro superior, con una potencia de unos 45 m, está constituido por dolomías, calizas, margocalizas y margas (Fig. 2). Se distinguen dos tramos de dolomías. Por encima del primero, que se sitúa en la base, se observa una sucesión de calizas y margas que corresponde, en general, a una secuencia grano-decreciente con intercalaciones de calcarenitas en su parte inferior. Estas facies se han interpretado como depósitos de rampa con intercalaciones de tempestitas (Pérez-López *et*

*al.*, 2003).

Los ammonoideos, tienen un diámetro comprendido entre 12 y 23 mm, y se sitúan hacia el techo de una capa de 35 cm de caliza laminada con abundantes radiolarios y algunos bivalvos de concha fina (*Daonella* y "*Posidonia*"). La laminación está formada por niveles menores de 0,5 mm de mudstone y wackestone-packstone. Por el tipo de granos, de laminación y por la disposición de los ammonoideos, nunca imbricados, parece que se trata de un depósito relativamente profundo sometido a corrientes de baja energía, quizá justo por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas. En este último caso, se podría tratar de depósitos de tormenta que corresponden a tempestitas muy distales, con facies similares a turbiditas distales.

### PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA

La taxonomía de los ammonoideos adoptada en este trabajo está tomada de Tozer (1994). En el texto los especímenes se identifican con la sigla de campo, CO97-6, seguida de un punto y un número de inventario: CO97-6.1 a CO97-6.7. Las dimensiones de los ejemplares que se utilizan para su caracterización son: D = diámetro (en mm), seguido de H = altura de la vuelta, O = ombligo, E = espesor de la vuelta; expresados en porcentaje respecto al diámetro considerado.

Orden Ceratitida Hyatt, 1877

Superfamilia Clydonitaceae Hyatt, 1877

Familia Trachyceratidae Haug, 1894

Subfamilia Trachyceratinae (Haug, 1894)

Género *Anolcites* Mojsisovics, 1893

Especie tipo: *Ammonites* (*Trachyceras*) *doleriticus* Mojsisovics, 1892

*Anolcites doleriticus* (Mojsisovics, 1882)

(Fig. 3: 1-6)

1882 *Ammonites* (*Trachyceras*) *doleriticus* Mojsisovics, p. 103, lam. 13, fig. 5; lam.37, fig. 1.

**Material:** CO97-6.1 (D=14 mm; H=38%; O=35%; E>26%); CO97-6.2 (D=13 mm; H=38%; O=34%; E>28%); CO97-6.3 (D=15 mm; H=37%; O=34%; E=30); CO97-6.4 (D=14 mm; H=37%; O=35%; E=?); CO97-6.5 (D=aprox.12 mm; H=37%; O=35%; E>26); CO97-6.6 (D=17 mm; H=38%; O=33%; E=29).

Los ejemplares están resedimentados, en el techo de un nivel de caliza laminada con radiolarios y bivalvos de concha fina. Se encuentran en general comprimidos, lo que dificulta el cálculo del espesor de la concha. Son moldes de especímenes juveniles, en los que alguna vez se aprecia el comienzo de la cámara de habitación. Es raro que se conserven las líneas de sutura.

**Procedencia:** Nivel 97 de la sección de Cabo Cope, si-

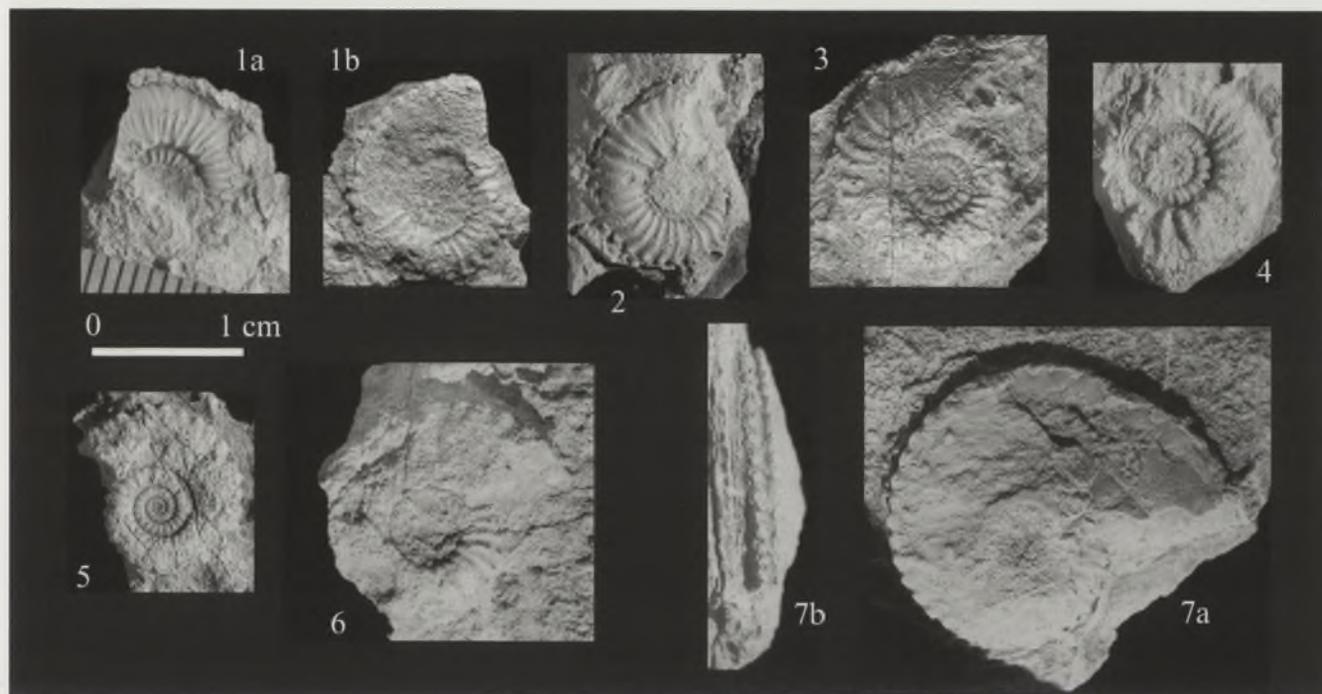


FIGURA 3. 1-6: *Anolcites doleriticus* (Mojsisovics, 1882); 7: *Anolcites* sp.

tuado a 21 m de la base de la Unidad de carbonatos de Cabo Cope.

**Descripción:** Especímenes de *Anolcites* de hasta 17 mm de diámetro máximo conservado, con H del 37-38%, O alrededor del 34% y E alrededor del 28%. Las costillas son moderadamente flexuosas, retroversas en las primeras vueltas y rectas o incluso algo proversas al final de la última vuelta conservada. Inicialmente son simples y luego algunas están bifurcadas cerca del ombligo. La tuberculación está presente sobre el fragmocono, con seis espirales, entre el ombligo y la línea media ventral: una umbilical, tres laterales, una marginal y una externa. La tuberculación umbilical, marginal y externa está bien desarrollada, pero la lateral está ausente o es muy débil. Los tubérculos umbilicales son bajos, mientras que los marginales y sobre todo los externos son prominentes. La línea de sutura es ceratítica, con la silla ventral casi igual que la primera silla lateral y el primer lóbulo lateral moderadamente dentado.

**Observaciones:** Aunque los ejemplares estudiados están incompletos y corresponden a individuos inmaduros, pueden ser atribuidos a *A. doleriticus*. Son próximos al holotipo de la especie (Mojsisovics, 1982, p. 103, lám. 13, fig. 5a-c), con dimensiones D=42 mm: H=38%, O=35% y E=26% que no cambian mucho durante la ontogenia. Además, el número de costillas por vuelta al final del fragmocono y el estilo de los tubérculos son muy parecidos en ambos casos.

Por la involución y los tubérculos laterales recuerdan a *A. julius* (Mojsisovics, 1882, p. 103), especie de la que se diferencian por el menor espesor relativo de la vuelta y los tubérculos laterales menos prominentes. Por la región ventral y los tubérculos externos recuerdan a "*A.*" *laricum* (Mojsisovics, 1882, p. 96), pero esta especie es más involuta. Son muy próximos a *A. politus* (Tozer, 1994, p. 157), excepto por la ornamentación lateral que es menos promi-

nente.

**Discusión:** Mojsisovics (1882, p.103) describe esta especie, procedente de la "Zone des *Trachyceras Archelaus*" del Longobardiense en Giudicarie (S de los Alpes). Mietto y Manfrin (1995, p. 557) citan *A. doleriticus* y *Anolcites* n. sp., junto con "*Eoprotrachyceras*" *gredleri* (Mojsisovics), en "facies condensadas" de las secciones de Clap di Val y Valdepena (S de los Alpes) y de Epidaurus (Grecia), atribuyéndoles como posición cronoestratigráfica la Zona *Protachyceras* (Subzona *Gredleri*) del Ladiniense Superior. Es posible que el cronregistro de las facies condensadas no sea el que parece deducirse del taxorregistro obtenido y que *A. doleriticus* proceda de niveles más recientes, como los de la Zona *Archelaus* (*sensu* Krystin, 1983), que puede ser correlacionada con la Zona *Protrachyceras* (subzonas *Longobardicum* y *Neumayri*) de Mietto y Manfrin (1995). De hecho, en facies no condensadas, los *Anolcites* más antiguos se suelen citar por encima de la Subzona *Gredleri*: Zona *Meginae* en Spiti, Tethys Himalaya; Zona *Maclearni* en Canadá; Subzona *Neumayri* en el S de los Alpes (según Balini *et al.*, 1998; Tozer, 1994; Mietto y Manfrin 1995, respectivamente). La última de estas subzonas es considerada por sus autores como equivalente a la Zona *Maclearni* de Tozer en Canadá. Más difícil es su correlación con la Zona *Hispanicum* (Parnes *et al.*, 1985; Goy, 1995) de la Provincia Sefardí, ya que existen pocos elementos en común entre esta provincia y la Provincia del Tethys.

El hecho de que *A. doleriticus* sea una especie próxima, si no es la misma que *A. politus* Tozer de la Zona *Maclearni*, junto a que en Cabo Cope se encuentre por encima del último registro de *Daonella* cf. *lommeli*, apunta a que el nivel de procedencia corresponda a la Zona *Archelaus* (cf. Black y Rieber, 1993, fig. 13) de la escala estándar.

*Anolcites* sp.

(Fig. 3: 7)

**Material:** CO97-6.8 (D=23mm; H=40%; O=30%; E>26%). Ejemplar resedimentado, sobre el techo de un nivel de caliza laminada. Está comprimido.

**Procedencia:** Nivel 97 de la sección de Cabo Cope, situado a 21m de la base de la Unidad de carbonatos de Cabo Cope.

**Descripción:** Se trata de un molde, en el que se aprecia con dificultad el final del fragmocono y el comienzo de la cámara de habitación. Los tubérculos de las espiras marginal y externa están bien desarrollados y son prominentes. Los tubérculos externos, están emplazados oblicuamente en relación con el surco ventral. No se conserva la línea de sutura

**Observaciones:** Por las dimensiones de la concha y la ornamentación en la región ventral se puede suponer que se trata de un *Anolcites* relativamente involuto, que muestra algunas similitudes con *A. rasilis* (Tozer, p. 157). Por su región ventral, y sobre todo por sus tubérculos externos recuerda a "*A. laricum*" (Mojsisovics, 1882, p. 96), pero esta especie es aun más involuta.

**Distribución:** El género *Anolcites* ha sido citado en el Ladinense Superior y en el Carniense basal en Europa y Asia y en el Ladinense, zonas Maclearni y Sutherlandi, en Canadá (Tozer, 1994).

**CONCLUSIONES**

El hallazgo de *Anolcites* en la sección de Cabo Cope, que no eran conocidos en la Cordillera Bética, confirma la datación de Ladinense Superior que se había dado a partir de los fósiles de bivalvos y conodontos estudiados previamente. La presencia de *A. doleriticus*, por encima de las últimas *D. cf. lommeli* registradas, permite inferir que el nivel de procedencia corresponde a la Zona Archelaus o Zona Protrachyceras (Subzona Longobardicum-Subzona Neumayri) de la escala estándar de la Provincia del Tethys, que son casi equivalentes a las Zonas Meginae y Maclearni de Norteamérica.

En general, los ammonoideos del Ladinense de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, son típicos de la Provincia Sefardí, donde dominan los Hungaritidae sobre los Trachyceratidae. Sin embargo, la presencia de *Anolcites* en el Complejo Maláguide (Zonas Internas), junto con otros fósiles de bivalvos (*D. lommeli*, "*Posidonia*") y conodontos (*Sephardiella mungoensis*), permite suponer que existió una conexión de los dominios paleogeográficos más surorientales de la Cordillera Bética con la Provincia del Tethys, durante el Ladinense Superior.

**AGRADECIMIENTOS**

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación BTE 2002-00775 y por el grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM 0163. También es parte de los Proyectos IGCP 458 y 467.

**REFERENCIAS**

- Balini, M., Krystyn, L. y Torti, V. (1998): In search of the Ladinian/Carnian boundary: perspectives from Spiti (Tethys Himalaya). *Albertiana*, 21, 26-32.
- Brack, P. y Rieber, H. (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary. New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 86 (2), 415-527.
- Goy, A. (1995): Ammonoideos del Triásico Medio de España: Bioestratigrafía y Correlaciones. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19, 21-60.
- Krystyn, L. (1983): Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. In: Zapfe, H. (Ed.), Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys Trias. *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen. Österreichische Akademie der Wissenschaften*, 5: 231-258.
- Márquez, L., Márquez-Aliaga, A., Pérez-López, A. y Plascencia, P. (2000): Primeros datos faunísticos de la Unidad Triásica (Complejo Maláguide) de Cabo Cope (Murcia, España). *I Congreso Ibérico de Paleontología / XVI Jornadas de la Sociedad española de Paleontología*, Abstracts, 105-107.
- Mietto, P. y Manfrin, S. (1995): A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report. *Bulletin de la Société géologique de la France*, 166 (5), 539-563.
- Mojsisovics, E.M. von (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. *Abhandlungen k. k. geologischen Reichsanstalt*, 10, 1-332.
- Parnes, A., Benjamín, C. y Hirsch, F. (1985): New Aspects of Triassic Ammonoid biostratigraphy, paleoenvironments and paleobiogeography in Southern Israel (Sephardic Province). *Journal of Paleontology*, 59 (3), 656-666.
- Pérez-López, A., López-Garrido, A.C., Márquez-Aliaga, A., Sáez de Galdeano, C. y García-Tortosa, F.J. (2003): Ladinian Carbonates of the Cabo Cope Unit (Betic Cordillera, SE Spain): a Tethys-Maláguide Palaeogeographic Gateway. *Facies*, 48, 1-8.
- Tozer, E.T. (1994): Canadian Triassic Ammonoid Faunas. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 467, 1-663.

# Bioestratigrafía del tránsito Triásico-Jurásico en Asturias: ammonoideos y bivalvos entre Avilés y Caravia. (España)

J.J. Gómez<sup>1</sup>, A. Goy<sup>2</sup> y A. Márquez-Aliaga<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Estratigrafía y UEI de Correlaciones Estratigráficas, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid. jgomez@geo.ucm.es

<sup>2</sup> Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, (U.C.M.) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid. angoy@geo.ucm.es

<sup>3</sup> Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología evolutiva y Dpto. de Geología, Universidad de Valencia, 46100 Burjassot, (Valencia). ana.marquez@uv.es

## ABSTRACT

The finding of ammonoids and bivalves in the deposits of the Triassic-Jurassic (T-J) transition in the Gijón Formation (Asturias) allowed improvement of the biostratigraphy and chronostratigraphy of the Rhaetian and the Hettangian. Among the ammonoids, the record of an *Arcestidae*? (Rhaetian) and several *Psiloceras* (Hettangian, Planorbis Zone) in the upper part of the Solís Member can be stand out. The dominant Rhaetian bivalves are *Isocyprina concentrica* and *Bakevella praecursor*. These species, together with *Isocyprina ewaldi*, "*Pteromorphus*" *elongatus*, *Pteromya longportensis*, *Placunopsis cf. alpina*, *Modiolus minimus* and *Paleocardita cf. austriaca*, represents a similar assemblage to that found in the Westbury and Lilstok formations (Penarth Group) in the late Rhaetian of southern England. The Hettangian bivalves are represented by the widely distributed species *Pteromya tatei*, which is associated to *Cuneigervillia rhombica*, *Parallelodon hettangiensis* and *Eomiodos menkei*. This assemblage is known in the Hettangian Planorbis Zone of France and Germany. As a consequence, the T-J boundary has been located within the upper part of the Solís Member of the Gijón Formation.

**Key words:** Ammonoids, bivalves, Rhaetian, Hettangian, Asturias.

## INTRODUCCIÓN

La bioestratigrafía del tránsito Triásico-Jurásico, en Asturias es poco conocida. Algunos autores situaban el límite Triásico-Jurásico en el interior de una unidad arcillosa con finas intercalaciones dolomíticas y yesos denominada "tramo de transición" por Suárez Vega (1974) y la mayoría, hacían comenzar el Jurásico en la base de los carbonatos de la Formación Gijón (Valenzuela *et al.*, 1986), que se sitúa sobre dicho tramo. Recientemente, Martínez García *et al.* (1998) citan palinomorfos en la parte superior del "tramo de transición", a la que atribuyen una edad Rhaetiense. También Barrón *et al.* (2002 y en prensa) citan y figuran palinomorfos procedentes de la misma unidad, así como de los carbonatos del Miembro Solís (Fm. Gijón), en cuyo interior sitúan el límite Triásico-Jurásico.

El objetivo del presente trabajo es el estudio de los ammonoideos y bivalvos procedentes del Miembro Solís, y precisar la situación del límite entre los sistemas considerados.

## DISTRIBUCIÓN BIOESTRATIGRÁFICA DEL MATERIAL ESTUDIADO

Los ammonoideos y los bivalvos han sido encontrados

en materiales del Mb. Solís de la Fm. Gijón (Suárez-Vega, 1974), equivalente a la Unidad Dolomías y calizas tableadas (Barrón *et al.* 2002) y al Miembro inferior de González *et al.* (2004). Se dispone de un material procedente de las localidades, que a continuación se describen de oeste a este (Fig. 1).

### Sección de Corvera CO, (SE de Avilés)

Se han estudiado los bivalvos de la matriz bioclástica que contiene el ejemplar de *Caloceras pironi* Reynès, 1868 (Dubar *et al.* 1963; Suárez Vega, 1974; Barrón *et al.* 2002). La asociación presenta ejemplares relativamente bien conservados. Se han podido determinar: *Pteromya tatei* (Richardson & Tuitcher, 1916), *Cuneigervillia rhombica* (Cossmann, 1903), *Parallelodon hettangiensis* (Terquem, 1855) y *Paleonucula* sp.

### Sondeos Cantaviello C y Vilorteo V (W de Mina La Camocha, S de Gijón)

En los testigos de estos sondeos solo se han podido reconocer, a nivel genérico, alguno de los bivalvos procedente de niveles "tempestíticos". En particular, en la parte inferior del Mb. Solís en el sondeo Vilorteo, se han reconocido *Pte-*

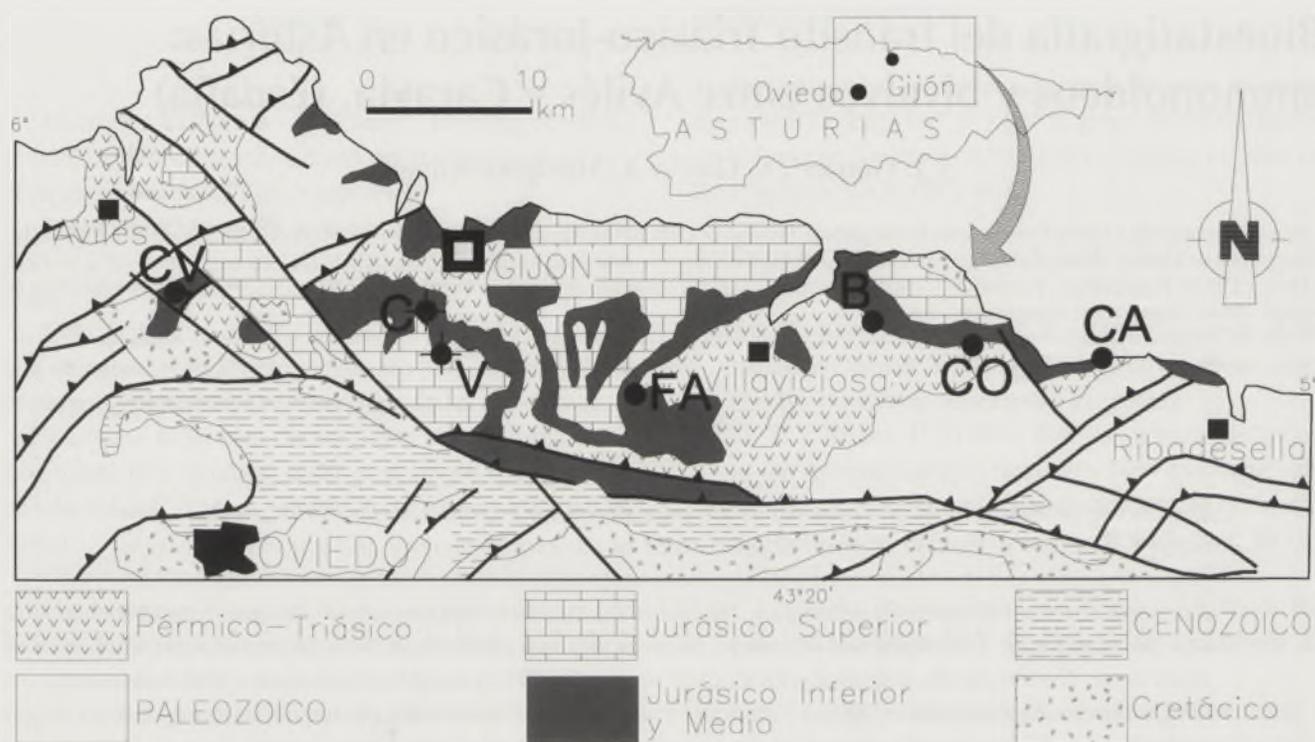


FIGURA 1. Mapa geológico esquemático de la zona central de Asturias, con la situación de las secciones y sondeos estudiados. CV. Sección de Corvera. C. Sondeo Cantavieyo. V. Sondeo Vilorteo. FA. Sección de Fabares. B. Sección de Bárzana. CO. Sección de Colunga. CA. Caravia.

*romya* (?) e *Isocyprina* (?) ligeramente por encima del último registro de *Ovalipollis pseudoalutis* (Krutzschn, 1955) (Barrón *et al.* en prensa), del Rhetiense.

#### Sección de Fabares FA (SW de Villaviciosa)

Los ejemplares han sido encontrados en dos niveles de "tempestitas" de un tramo de la parte superior del Mb. Solís, por debajo de los miembros Bárzana o Fabares (Barrón *et al.*, en prensa), correlacionable con el tramo 15 de Barrón *et al.* (2002). La primera muestra incluye ammonioides del género *Psiloceras*, próximos a *P. planorbis* o *P. psilonotum* (Quenstedt) y los bivalvos: *Pteromya* cf. *vaurensensis* (Freneix & Cubaynes, 1984), *Ryderia* sp., *Cuneigervillia rhombica* (Cossmann, 1903) (Fig. 2.8) y *Eomiodon* cf. *menkei* (Dunker, 1846). La segunda muestra consiste en una lumaquela similar a la que contiene *Caloceras pirondi*, en Corvera, donde los bivalvos se encuentran soportados por una matriz carbonática. Se han identificado: *Pteromya tatei* (Richardson & Tutcher, 1916), *Cuneigervillia rhombica* (Cossmann, 1903), *Cuneigervillia* aff. *hagenowi* (Dunker, 1846), *Eomiodon menkei* (Dunker, 1846), *Parallelodon hettangiensis* (Terquem, 1855) (Fig. 2.5) y *Paleonucula navis* (Piette, 1856).

#### Sección de Bárzana B

Se cita la existencia de bivalvos en la parte media y superior del Mb. Solís (Barrón *et al.*, 2002), pero al estar mal conservados en las muestras recogidas solo se han podido

determinar a nivel genérico algunos ejemplares de la parte superior del tramo 15, como *Pteromya* sp. y *Eomiodon* sp.

#### Sección de Colunga CL

Se localiza cerca del Km 347 de la Autovía del Cantábrico, al S de Colunga, entre Villaviciosa y Ribadesella. Los tramos diferenciados en el Mb. Solís (Fig. 3) son similares a los descritos en la Sección de Bárzana por Barrón *et al.* (2002). Se han determinado bivalvos de 11 niveles, con ejemplares abundantes aunque de conservación algo deficiente. Entre los tramos 3 y 13, se han reconocido: cf. *Mesomiltha* sp., *Isocyprina* (*Eotrapezium*) *concentricum* (Moore, 1861) (Fig. 2.1), *Bakevillia praecursor* (Quenstedt, 1856) (Fig. 2.3), "*Permophorus*" *elongatus* (Moore, 1861) (Fig. 2.1), *Pteromya* aff. *crowcombellia* Moore, 1981, *Pteromya langportensis* (Richardson & Tutcher, 1916) (Fig. 2.4), *Placunopsis* cf. *alpina* (Winkler, 1859) (Fig. 2.2), *Isocyprina* (*Eotrapezium*) *ewaldi* (Bonnermann, 1854), *Modiolus minimus* (J. Sowerby, 1818) y *Paleocardita* cf. *austriaca* (von Hauer, 1853), así como restos de peces y un ejemplar de Arcestidae (?) (Fig. 2.9), con la distribución que se muestra en la Fig. 3. En el tramo 15 se han reconocido: *Pteromya tatei* (Richardson & Tutcher, 1916) (Fig. 2.7), *Eomiodon menkei* (Dunker, 1846) (Fig. 2.6) y *Psiloceras* sp.

#### Sección de Caravia CA

Se localiza en el sector occidental de la playa de Caravia Alta. Los carbonatos del Mb. Solís incluyen numerosos

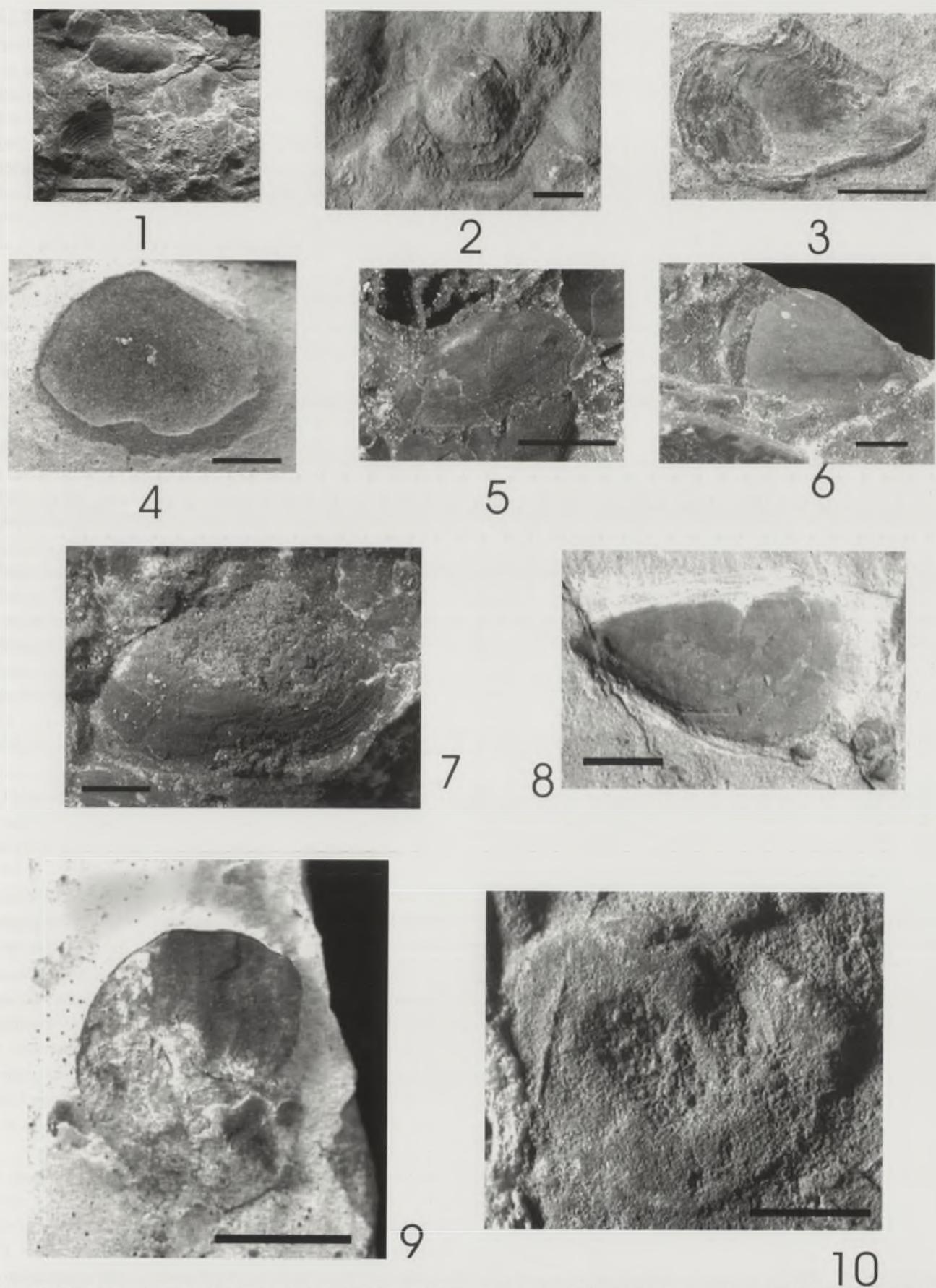


FIGURA 2. Bivalvos y ammonites del tránsito Triásico-Jurásico en Asturias. 1. *Isocyprina (Eotrapezium) concentricum* (CO3/3.1). 2. *Placunopsis* cf. *Alpina* (CO3/7.1) 3. *Bakevellia praecursor* (CO13/2.1) 4. *Pteromya langportensis* (CO13/1.2) 5. *Parallelodon hettangiensis* (FA15/2.4). 6. *Eomiodon menkei* (CO15/1.2) 7. *Pteromya tate* (CO15/1.1). 8. *Cuneigervillia rhombica* (FA15/2.2) 9. *Arcestidae?* (CO13/2.2). 10. *Psiloceras* sp. (CA15/1.1).



## CONCLUSIONES

Los ammonoideos y bivalvos reconocidos permiten suponer que los materiales del Mb. Solís hasta, al menos la parte superior del tramo 13, corresponden al Rhaetiense. El hallazgo de *Psiloceras*, hacia la parte media-superior del tramo 15 permite la caracterización de la Zona Planorbis, Subzona Planorbis del Hettangiense en Asturias, y reduce el margen de incertidumbre que queda todavía en relación con la situación del límite T-J.

Los bivalvos *I. concentrica* y *B. praecursor*, junto con *I. ewaldi*, "*P.*" *elongatus*, *P. longportensis*, *P. cf. alpina*, *M. minimus* y *P. cf. austriaca*, constituyen una asociación similar a la existente en la parte superior del Rhaetiense del S de Inglaterra. Los bivalvos *P. tatei* junto con *C. rhombica*, *P. hettangiensis* y *E. menkei*, constituyen una asociación conocida en el Hettangiense (Zona Planorbis) de Francia y Alemania.

La mayoría de los bivalvos reconocidos en materiales del tránsito T-J son infaunales, muestran baja diversidad y un número alto de individuos, existiendo pocos bivalvos epifaunales (*B. praecursor* en el Rhetiense y *C. rhombica* en el Hettangiense). Corresponden a ambientes de plataforma somera, lo cual viene también apoyado por los datos sedimentológicos. Las asociaciones de bivalvos rhetienses tienen claras afinidades atlánticas, mientras que las asociaciones de bivalvos hettangienses incluyen especies cosmopolitas (*P. tatei*) y especies conocidas en Europa central.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo financiado por los proyectos de Investigación BTE 2001-1924 y BTE 2002-0075 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y es una contribución a los Proyectos IGCP 458 "Triassic-Jurassic boundary events" y 467 "Triassic Time". Nuestro agradecimiento a los revisores, uno de ellos el Dr. Valenzuela de la Universitat de València, por mejorar el manuscrito.

## REFERENCIAS

- Barrón, E., Gómez, J.J. y Goy, A. (2002): Los materiales del tránsito Triásico-Jurásico en la región de Villaviciosa (Asturias, España). Caracterización palinológica. *Geogaceta*, 31: 197-200.
- Barrón, E., Gómez, J.J., Goy, A. y Pieren, A.P.: The Triassic-Jurassic boundary in Asturias (northern Spain): palynologic characterization and facies. *Review of Palaeobotany and Palynology* (en prensa)
- Dubar, G., Mouterde, R. y Llopis Lladó, N. (1963): Première récolte d'une Ammonite de l'Hettangien inférieur dans les calcaires dolomitiques de la région d'Aviles (Asturies, Espagne du Nord). *Compte Rendu de l'Académie de Sciences Paris*, 257: 2306-2308.
- Freneix, S. y Cubaynes, R. (1984): Biofacies à *Cuneiger-villia-Pteromya* y biofacies à *Eomiodon* dans l'Hettangien du Quercy (Aquitania orientale). *Geobios*, 17 (1): 5-17
- González, B., Menéndez Casares, E., Gutiérrez Claverol, M. y García-Ramos, J.C. (2004): Subunidades litoestratigráficas de la Formación Gijón (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en Asturias. *Geo-Temas*, 6 (2): 71-74.
- Gux, J., Bartolini, A., Atudorei, V. y Taylor, D. (2004): High resolution and carbon isotopes stratigraphy across the Triassic-Jurassic boundary at New York Canyon (Nevada). *Earth and Planetary Science Letters*. 225: 29-41.
- Ivimey-Cook, H.C., Hodges, P., Swift, A. y Radley, J.D. (1999): Fossils of the Rhaetian Penarth Group. 8 Bivalvia. In: A. Swift and D.M. Martill Ed. *Palaeontographical Association Field Guide to fossil*: Number 9: 83-127.
- Martínez García, E., Coquel, R., Gutiérrez Claverol, M. y Quiroga, J.L. (1998): Edad del "Tramo de transición" entre el Pérmico y el Jurásico en el área de Gijón (Asturias, NW de España). *Geogaceta*, 24: 215-218.
- Suárez Vega (1974): Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 3: 1-368.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. y Suárez de Centi, C. (1986). The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología*, 16: 121-132.



# Distribution pattern of Late Triassic *Pergamidia* (Bivalvia) and its significance

J. Sha<sup>1</sup>, L. Lin<sup>2</sup>, L. Zhu<sup>2</sup>, Y. Pang<sup>2</sup>, X. Fu<sup>2</sup> y X. Wang<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, Chi-Ming-Ssu, Nanjing 210008, China. E-mail: jgsha@nigpas.ac.cn

<sup>2</sup> Geoscience College, Chengdu University of Technology, 1 Erxianqiao, Dongsan Road, Chendu 610059, China. E-mail: linli@cdut.edu.cn

## ABSTRACT

The large epibyssate bivalve *Pergamidia*, ranging from the Carnian to the Norian (Late Triassic), is abundantly distributed in the areas between Turkey and the Timor along Palaeotethys suture, including Balia of Kleinasien in Turkey, Tuotuo River of northern Tibet, Tuoba and Jiangda of Qamdo area of eastern Tibet, Changtai, Yidun and Litang areas of western Sichuan, Ninglang, Lijiang, Yongsheng and Heqing areas of western Yunnan in China and Timor. *Pergamidia* fossils have been found in slates and tuffaceous sandstones, and also in the sulfide deposits. Such a distribution pattern along the Palaeotethys suture and its occurrence in various environments, particularly in the sulfide deposits, suggest that during Late Triassic from Turkey to Timor the Tethyan sea comprised rifts, fore-arc, and shallow to deep areas. Thus, *Pergamidia* is an index bivalve of the Late Triassic Tethys. Its occurrence was primarily controlled by physico-chemical rather than biological factors. *Pergamidia* was able to colonize various environments including toxic environments with sulfides.

**Key words:** *Pergamidia*; palaeobiogeography; Late Triassic; Palaeotethys suture

## INTRODUCTION

*Pergamidia* is a very large Late Triassic pteriacean bivalve with a remarkably big byssal gape. Up to date, it has only been recognized in an area ranging from the eastern Mediterranean Sea to the Timor Sea, along the Palaeotethys suture. Taxonomy and stratigraphy of this genus has been studied since 1891 (Bittner, 1891). However, the palaeobiogeography of this Late Triassic Tethyan bivalve is poorly understood. This short article aims to discuss the distribution of this bivalve genus and its significance.

## FEATURES OF PERGAMIDIA

*Pergamidia* (Figure 1) is a monomyarian epibyssate bivalve with a very large, equivavle, almost acline, subovate to mytiliform shell. The shell height is greater than its length; the hinge margin is straight, an anterior auricle is present or absent, and there is a prominent byssal gape for passage of the byssus. The posterior wing is obtuse; the shell ornament consists of commarginal rugae and occasionally radial ribs. The ligamental area is triangular, external to subinternal, the single ligamental pit is triangular; the hinge is edentulous or with a weak posterior lateral tooth.

The very large size and particularly the remarkable byssal gape distinguish *Pergamidia* from all other bivalves.

## DISTRIBUTION

*Pergamidia* ranges from the Carnian to the Norian (Late Triassic).

Geographically, *Pergamidia* is abundantly distributed along the Tethyan orogenic belt or Palaeotethys suture extending from the Carpathians to the Java Sea (Sha and Fürsich, 1999). It has been recorded from Balia in Turkey (Bittner, 1891), from the Tuotuo River of the upper reaches of the Yangtze River of northern Tibet, from Tuoba and Jiangda, Qamdo area of eastern Tibet, from Changtai, Yidun and Litang areas of western Sichuan (Regional Geological Survey of Geological Bureau of Sichuan Province and Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, 1982; Zhang et al., 1985), from Ninglang, Lijiang, Yongsheng and Heqing areas of western Yunnan (Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, Geological Bureau of Yunnan Province and Geological Exploration Company of Metallurgical Bureau of Yunnan Province, 1975; Ma et al., 1976) of China, and from Timor (Krumbeck, 1924).

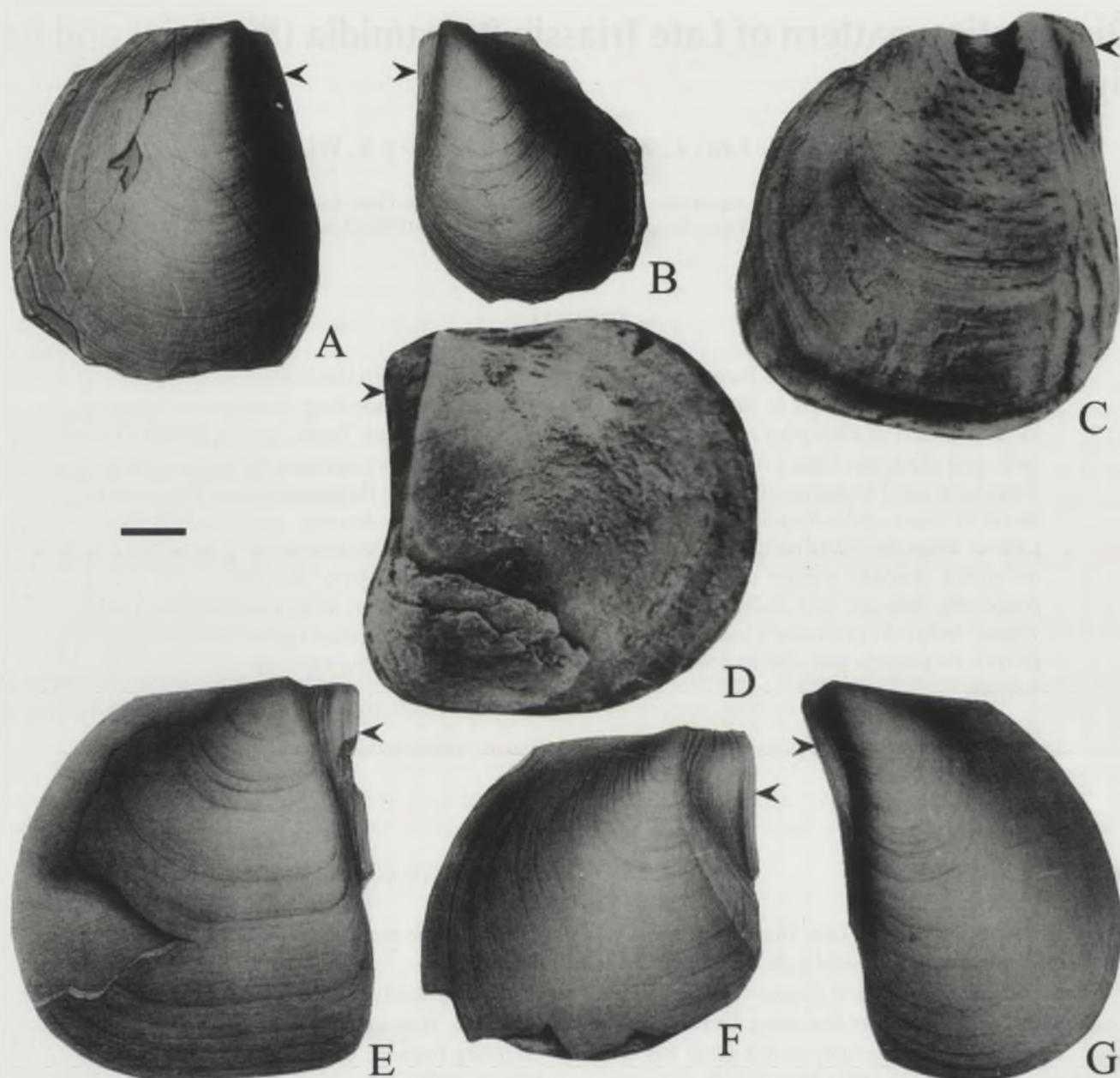


FIGURE 1. Photos showing *Pergamidia* from Timor (A-B), China (C-D) and Turkey (E-G).

A-B: *Pergamidia timoensis* Krumbeck; A: left valve, B: right valve. Norian of Timor (after Krumbeck, 1924, pl. 194, figs. 8, 13).

C: *Pergamidia irregularis* Chen; right valve. Norian of western Yunnan, China (after Ma et al., 1976, pl. 39, fig. 4a).

D: *Pergamidia eumenea* Bittner; left internal mould with shell debris. Norian of western Yunnan, China (after Ma et al., 1976, pl. 38, fig. 4)

E, G: *Pergamidia eumenea* Bittner; E: left valve, G: right valve, Norian of Balin of Kleinasien, Turkey (after Bittner, 1891, pl. 3, figs. 1, 3).

F: *Pergamidia attalea* Bittner; left valve. Norian of Balin of Kleinasien, Turkey (after Bittner, 1891, pl. 3, figs. 4).

Black arrow: byssal gape. Scale bar: 10mm.

## DISCUSSION

The stratigraphical and geographical distribution patterns of *Pergamidia* indicate that, during the Late Triassic, the seas along the line of Balia in Turkey – northern Tibet – eastern Tibet – western Sichuan – western Yunnan – Timor were connected, forming the Late Triassic Tethys.

*Pergamidia* fossils have been reported from grey, dark grey and yellow slates, tuffaceous sandstones, arkosic sandstones in northern and eastern Tibet, western Sichuan and western Yunnan of China (Sichuan, W. and Xizang, E.,

1982). In Balia, Turkey, the fossils occur in the accretionary complex of a deformed fore-arc (Bittner, 1891; Okay and Göncüođlu, 2004). During their field investigation in the eastern Qinghai-Xizang Plateau, the last five authors found numerous *Pergamidia* fossils in tuffaceous siltstones and slates of the Late Triassic Tumugou Formation in the area of the Gacun Lead-Zinc-Cooper deposits, the largest volcanic massive sulfide deposits, of western Sichuan, southwest China.

The rocks yielding *Pergamidia* distinctly represent different marine depositional environments of the Late Triassic

Tethys: deep or relative deep water, rift and fore-arc environments, which were more or less affected by the tectonic movements and subjected to volcanic activity. Such fossil occurrence implies that *Pergamidia* inhabited shallow to deep water, and sulfur-polluted toxic environments.

*Pergamidia* fauna usually occurs in low diversity but high abundance. The fact that *Pergamidia* has a very large byssal gape suggests that the genus had a large byssus and could firmly attach itself to the substrate including sand grains.

Benthic communities of low diversity indicate high stress conditions (Sha and Fürsich, 1994) and such bivalves are usually the opportunists or "r-strategists" and facies-crossing taxa, being able to colonize marginal or new adverse environment where other organisms cannot withstand the stress (Sha, 1996; Sha and Fürsich, 1994). Opportunistic species are generally not resource-limited and under favourable conditions, increase rapidly in numbers. Often, they are able to tolerate low oxygen conditions or able to exploit a food resource that is toxic to other organisms. Opportunistic animal communities are primarily controlled by physico-chemical rather than biological factors. Such populations are typically very unstable and may become extinct very quickly (Sha, 1996; Sha and Fürsich, 1994).

## CONCLUSIONS

1.- *Pergamidia* distributed along the Palaeotethys suture is an index bivalve genus of the Late Triassic Tethys. 2.- *Pergamidia*, with its distribution primarily controlled by physico-chemical environment, could live in the habitats under shallow to deep water and even in the environment with toxic materials including sulfides. 3.-The Late Triassic Tethys between Turkey and Timor comprised rifts, fore-arc, deep-shallow seas.

## ACKNOWLEDGMENTS

This work was financially supported by the Pilot Project of the Knowledge Innovation Program, Academia Sinica (KZCX2-SW-129) and the National Science Foundation of China (40472013). The authors are very grateful to Franz T. Fürsich, Würzburg and Qun Yang, Nanjing for their very kind and careful review of the manuscript.

## REFERENCES

- Bittner, A., 1891. Triaspeterfakten von Balia in Kleinasien. Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt 41: 97-116.
- Krumbeck, L., 1924. Die Brachiopoden Lamellibranchieten und Gastropoden der Tris von Timor II. Paläontologie von Timor. Paläontologischer Teil. Paläontologie von Tomor 13: 1-275.
- Okay, A. I. and Göncüođlu, M. C., 2004. The Karakaya Complex: A review of data and concepts. Turkish Journal of Earth Sciences 13: 77-95.
- Qihong, M., Jinghua, Ch., Xiu, L., Zhiwei, G., Chuzhen, Ch., and Minji, L. 1976. Mesozoic lamellibranch fossil of Yunnan. In: Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica (ed.). Mesozoic fossils of Yunnan 1: 162-386; Beijing (Science Press) (in Chinese).
- Sha J. 1996. Antitropicality of the Mesozoic bivalves. In: Pang Zhonghe, Zhang Jindong and Sun Jianhong (eds.) Advance in Solid earth Sciences: 90-98, Beijing (Science Press).
- Sha J. and Fürsich F. T., 1994. Bivalve faunas of eastern Heilongjiang, northeastern China. II. The Late Jurassic and Early Cretaceous buchiid fauna. Beringeria, 12: 3-93.
- Sha J. and Fürsich, F. T., 1999. Palaeotethys Ocean closed before Capitanian times in Hohxil area (W China): New data on the temporal extent of the Palaeotethys Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie (7): 440-448.
- Sichuan, W. and Xizang, E. (Eds.) 1982. Stratigraphy and Palaeontology of China 1: 179-301 In: Regional Geological Survey of Geological Bureau of Sichuan Province and Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, 336-337; Chengdu (Sichuan Science and Technology Publishing House) (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zuoming, Chen Chuzhen and Wen Shixuan, 1985. Fossil Lamellibranchs from eastern Xizang, western Sichuan and western Yunnan. In: Regional Geological Survey of Sichuan Bureau of Geology and Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica (ed.). Stratigraphy and Palaeontology of W. Sichuan and E. Xizang, China 3: 119-150; Chengdu (Sichuan Science and Technology Publishing House) (in Chinese with English abstract).

The first part of the paper discusses the importance of the medical profession in society and the need for a strong medical education. It emphasizes the role of the physician as a servant of the community and the importance of maintaining high standards of ethical conduct. The author argues that the medical profession must be self-regulating and must take responsibility for its own standards and practices.

The second part of the paper discusses the need for a strong medical education. It argues that the medical profession must have a strong foundation in basic sciences and clinical training. The author emphasizes the importance of a strong medical education in preparing physicians to meet the needs of the community. The author also discusses the need for a strong medical education in preparing physicians to meet the needs of the community.



FIGURE 1. THE MEDICAL PROFESSION

The third part of the paper discusses the need for a strong medical profession. It argues that the medical profession must be self-regulating and must take responsibility for its own standards and practices. The author emphasizes the importance of a strong medical profession in maintaining high standards of ethical conduct and in providing the best possible care for the community. The author also discusses the need for a strong medical profession in maintaining high standards of ethical conduct and in providing the best possible care for the community.

The fourth part of the paper discusses the need for a strong medical profession. It argues that the medical profession must be self-regulating and must take responsibility for its own standards and practices. The author emphasizes the importance of a strong medical profession in maintaining high standards of ethical conduct and in providing the best possible care for the community. The author also discusses the need for a strong medical profession in maintaining high standards of ethical conduct and in providing the best possible care for the community.

# Bivalvos del Retiense de la Formación Imón (Tarragona, España): en homenaje a Francesc Calvet.

A. Márquez-Aliaga, P. Plasencia y S. Ros

Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100 Burjassot (Valencia) Spain. Ana.Marquez@uv.es

## ABSTRACT

The Upper Triassic-Lower Jurassic lithostratigraphic units in northeastern Iberian Peninsula include a large variety of siliciclastic, carbonate and evaporite facies assemblages. The upper Triassic carbonates are known as the Imón Formation in the Iberian Ranges and the Catalan Coastal Ranges. The bivalve associations (*Nuculana cf. borsonii*, *Neoschizodus reziae*, *Pseudocorbula alpina*, *Protocardia cf. rhaetica*, *Laternula cf. amicii*), located in the uppermost part of the Imón Formation, mainly in Alfara section, indicate a Rhaetian age.

**Key words:** Catalanian- Coastal- Ranges, Upper- Triassic, Bivalves, Spain.

## INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo pretende abundar en el conocimiento de los bivalvos del Triásico Superior de las Cordilleras Costero Catalanas. En una campaña de campo del verano de 1997 y en colaboración con F. Calvet, recogimos algunas muestras con bivalvos de los alrededores de Tarragona, secciones de Alfara, Serra D'Almos y La Figuera, en materiales de la Formación Imón. (Fig.1). Cabe destacar la dificultad de hallazgo de estos bivalvos cuyo registro es muy escaso y con elementos de difícil determinación. Los mejores especímenes son de la sección de Alfara y es en donde, únicamente, se ha podido determinar una asociación constituida por especies de *Neoschizodus*, *Protocardia*, *Pseudocorbula* y *Laternula* (Arnal *et al.*, 2002). La citada asociación es, en parte, equivalente a la descrita por Goy & Márquez-Aliaga (1998) para materiales de la Formación Imón de Renales (Guadalajara) en la Cordillera Ibérica.

## MARCO GEOGRÁFICO Y ESTRATIGRAFICO

El ciclo del Triásico del nordeste de la Península Ibérica está constituido por una alternancia de secuencias carbonatadas, siliciclásticas y/o evaporíticas formando cuatro grandes unidades Litoestratigráficas que de base a techo son: Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper y Formación Imón/Formación Isábena (Ortí, 1987; López-Gómez & Arche, 1993; Calvet & Marzo, 1994). La plataforma carbonatada del Triásico superior se denomina Formación Imón en la Cordillera Ibérica, Cordilleras Costero Catalanas y Cuenca del Ebro, Formación Isábena en la vertiente sudpirenaica y Formación

Zamoranos en la Cordilleras Béticas. (Fig.1). La Formación Imón, definida formalmente como Formación Dolomías tableadas de Imón por Goy *et al.* (1976) está constituida básicamente por dolomías bien estratificadas con una potencia variable desde algunos metros en la parte más occidental de la Cordillera Ibérica hasta alcanzar los 47 m en las Cordilleras Costero Catalanas.

La Formación Imón en las Cordilleras Costero Catalanas ha sido dividida en tres miembros (Arnal *et al.* 2002) que de base a techo son: 1.- Miembro de Dolomías, Carniolas y Lutitas de Miravet, su potencia alcanza los 10 m y representa la zona de tránsito entre los materiales arcillosos de la parte superior del Keuper. Se ha interpretado como depósitos de *mud-flat* evaporítico y carbonatado. 2.- Miembro Dolomías de Alfara, con unos 20 m de potencia, y formado por dolomías



FIGURA 1. Situación geográfica de las Formaciones Imón, Isábena y Zamoranos del Triásico Superior (Modificado de Arnal *et al.*, 2002).

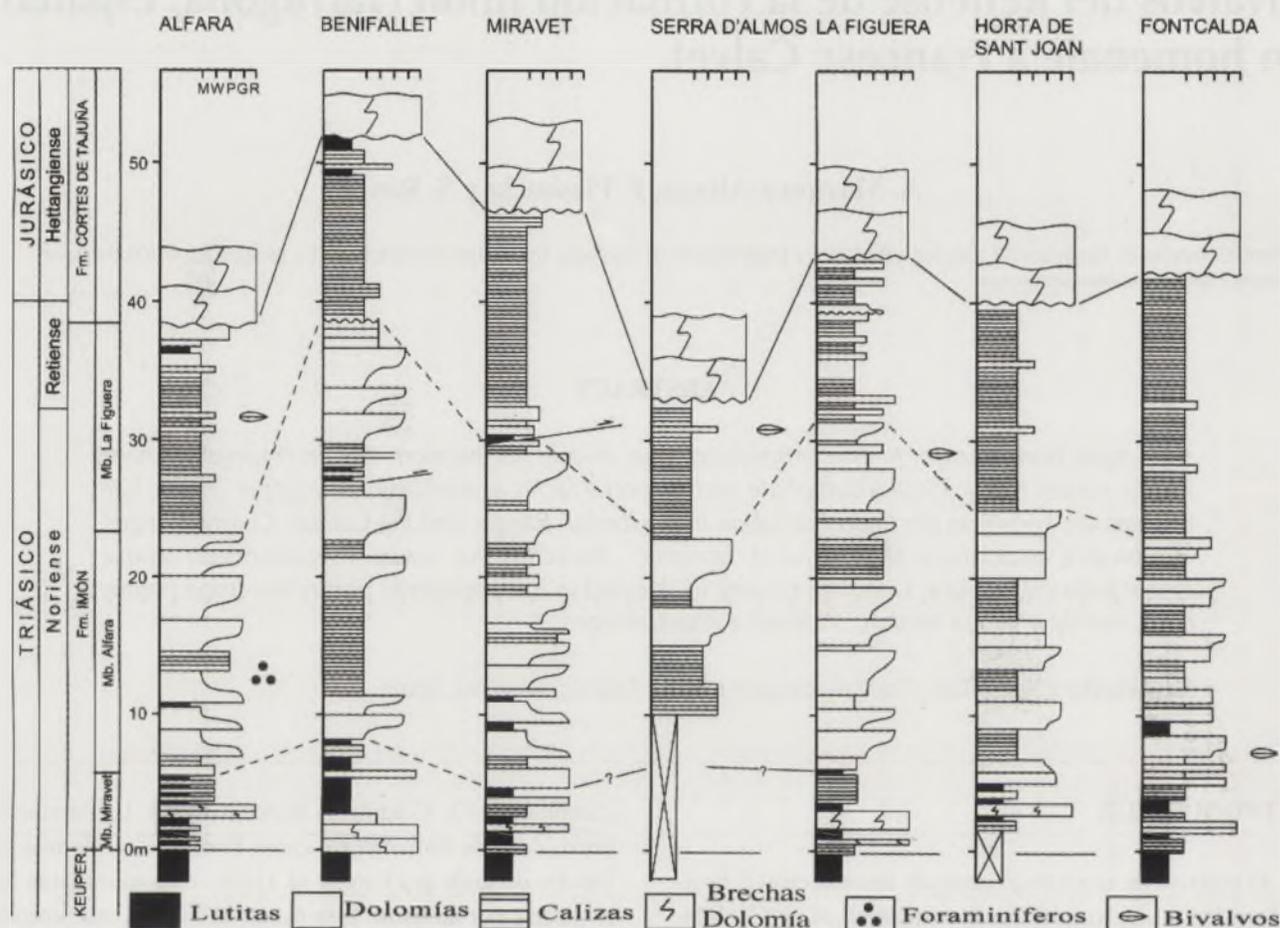


FIGURA 2. Correlación de los distintos miembros de la Formación Imón en los alrededores de Tarragona (Cordilleras Costero Catalanas) (Modificado de Arnal et al., 2002).

bien estratificadas. Se registran, en ocasiones, foraminíferos, bivalvos y gasterópodos muy pequeños e indeterminables. Ha sido interpretado como depósitos de *lagoon* en una plataforma carbonatada somera. 3.- Miembro de Dolomías tableadas de La Figuera, de 10 a 15 m de potencia, formado por dolomías tableadas con laminación milimétrica. Localmente se registran acumulaciones de conchas de bivalvos, como los que se han determinado en este trabajo. Ha sido interpretado como depósitos de *sabkha* carbonatada. (Fig. 2)

### CONSIDERACIONES PALEONTOLÓGICAS Y BIOESTRATIGRÁFICAS

El registro fósil de los materiales de la Formación Imón de los alrededores de Tarragona es extraordinariamente escaso debido principalmente a la intensa dolomitización de los materiales. Se han levantado las secciones de Alfara, Serra D'Almos, La Figuera, Horta de Sant Joan, Benifallet, Miravet y Foncalda pero sólo se han encontrado bivalvos en las tres primeras (Fig.2) (Arnal et al., 2002). La asociación de bivalvos registrada, es muy precaria, con ejemplares de difícil determinación pero su importancia radica en la propia dificultad de sus hallazgos y su carácter de inédito. Está constituida por:

*Nuculana cf. borsonii* (STOPPANI) (Fig. 3 E) Se deter-

minan 4 ejemplares, 2 valvas izquierdas (IMA1-1; IMA1-2) y una valva derecha (IMA1-3). *Neoschizodus reziae* (STOPPANI) (Fig.3 A) 3 ejemplares, valvas izquierdas (IMA2-1, IMA2-2, IMA2-3)

*Pseudocorbula alpina* (WINKLER, 1859) ( Fig.3 B) 6 ejemplares, 3 valvas izquierdas (IMA3-1, IMA3-2, IMA3-3) y 3 valvas derechas (IMA3-4, IMA3-5, IMA3-6, IMA3-7)

*Protocardia cf. rhaetica* (MERIAN in E. LINTH, 1853) (Fig.3 D) 1 ejemplar, valva derecha. *Laternula cf. amicii* (STOPPANI, 1860-651) (Fig. 3 C) 3 ejemplares, 2 valvas derechas (IMA4-1, IMA4-2) y 1 valva izquierda (IMA4-3). *Laternula?* sp. 15 ejemplares de talla mediana con 10 mm de diámetro antero-paleal. *Pseudocorbula* sp. 10 ejemplares de talla pequeña con 5 mm de diámetro antero-paleal y Bivalvos indeterminados que forman un conjunto de 20 especímenes no asignables a un taxón.

Desde el punto de vista tafonómico, la asociación registrada está constituida por moldes internos de bivalvos de pequeña talla. Se aprecian algunas valvas desarticuladas, pero la mayoría mantienen ambas valvas unidas. No se aprecian señales de orientación ni de transporte y los elementos de la asociación no muestran evidencias de reelaboración. Por tanto, interpretamos que la asociación es contemporánea con la formación del nivel de procedencia. En algunos ejemplares se aprecian las características externas de la concha, como

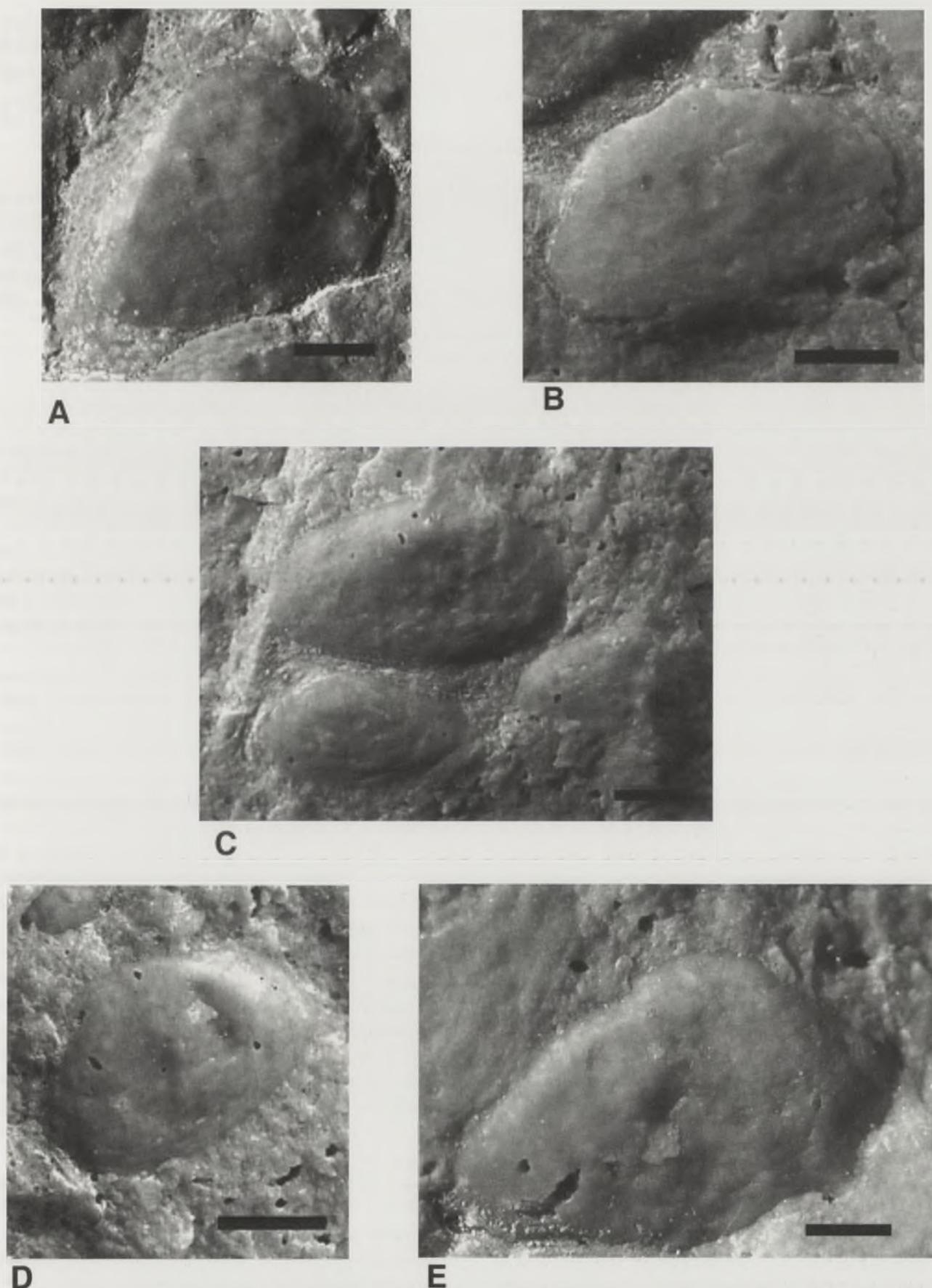


FIGURA 3. A.- Molde interno de valva derecha (VD) de *Neoschizodus reziae* (STOPPANI) (IMA2-1); B.- Molde interno de VD de *Pseudocorbula alpina* (WINKLER) (IMA3-6); C.- Dos ejemplares moldes internos de VD (Superior) (IMA4-1) y Valva Izquierda (VI) (Inferior) (IMA4-2) de (*Laternula cf. amicii* (STOPPANI)); D.- Molde Interno de VD, en donde se aprecian las líneas de crecimiento, de *Protocardia cf. rhaetica* (MERIAN in E. LINTH) (IMA8-1); E.- Molde interno de VD, en donde se aprecian las líneas de crecimiento, de *Nuculana cf. borsonii* (STOPPANI). Todas las barras equivalen a 2 mm.

son las líneas de crecimiento. Este tipo de preservación se corresponde con bivalvos que tienen un periostraco grueso y una concha fina aragonítica en ambientes de salinidad anormal. En conjunto todos estos aspectos tafonómicos son muy similares a los que fueron observados en la asociación de la Formación Imón de Renales (Guadalajara) descritas por Goy y Márquez-Aliaga (1998) por lo que interpretamos que las condiciones ambientales y de depósito eran muy similares para los yacimientos de Guadalajara y Tarragona.

Desde el punto de vista paleoecológico, se trata de una asociación bentónica constituida en su gran mayoría por suspensívoros. Respecto a las adaptaciones al substrato destacamos que la asociación está constituida solamente por infaunales. Consideramos que el conjunto denotaría un ambiente intertidal o supratidal de baja energía. El tamaño pequeño de los especímenes de las distintas poblaciones implica un nanismo general de la fauna interpretado como consecuencia de una salinidad anormal en el medio. Este aspecto puede deberse tanto a condiciones oligohalinas como mesohalinas. En ambos casos se favorecería el establecimiento de poblaciones de oportunistas relacionadas con ambientes de alta inestabilidad lo cual responde al modelo de asociación de bivalvos registrada.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, nuestra asociación de Tarragona con especies como *L. amicii*, *N. reziae*, *P. rhaetica* y *P. alpina* se registra pp en las de las "capas con *Avicula contorta*" en Lombardía (Stoppani, 1860-65), que han sido datadas como del Retiense inferior por Allasinaz (1962) y Sirna (1968). La especie *Neoschizodus reziae* caracteriza el Retiense inferior en numerosas localidades de los Alpes y de los Apeninos. Por otro lado, nuestra asociación de Tarragona se puede considerar muy próxima por las características de su registro, aunque con menor número de taxones, a la que se estudió en los materiales procedentes de la Formación Imón de Renales (Guadalajara) que fueron atribuidos al Retiense (Noriense *sensu* antiguo) por Goy & Márquez-Aliaga (1998).

## CONCLUSIONES

Se describe por primera vez una asociación de bivalvos de la Cordillera Costero Catalana, constituida por las especies *Nuculana* cf. *borsonii* (STOPPANI), *Neoschizodus reziae* (STOPPANI), *Pseudocorbula alpina* (WINKLER), *Protocardia* cf. *rhaetica* (MERIAN in E. LINTH) y *Later-nula* cf. *amicii* (STOPPANI) que permite datar los materiales del Miembro Dolomías tableadas de La Figuera (Formación Imón) en la sección de Alfara (Tarragona) del Retiense.

El registro está formado por elementos acumulados, con escasos especímenes y mal preservados pero su importancia radica en la enorme dificultad de su hallazgo. La asociación de la Cordillera Costero Catalana muestra en varios aspectos, tafonómicos y paleoecológicos, gran equivalencia a la descrita por Goy y Márquez-Aliaga (1998) en la Cordillera Ibérica.

En conjunto, estos materiales del Triásico Superior registrados en la Formación Imón de la Península Ibérica serían de polaridad "Tethysiana", con especies citadas en la "Capas con *Avicula contorta*" de numerosas localidades de los Alpes.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo quedó pendiente para su publicación con el Profesor de la Universidad de Barcelona Francesc Calvet, y quizás habría sido comunicado en este IV Coloquio del Pérmico y Triásico de España. Su fallecimiento, a comienzos del 2002, truncó, tristemente, varios proyectos conjuntos. Solo queda la oportunidad de recordarle.

DGICYT BTE 2002-0075; IGCP 458/467.

## BIBLIOGRAFÍA

- Allasinaz, A. (1962): Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). III. Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bergamo). Rivista Italiana di Paleontologia, 68(3), 307-376.
- Arnal, I., Calvet, F., Márquez, L., Márquez-Aliaga, A., Solé de Porta, N. (2002): La plataforma carbonatada epeírica (Formaciones Imón e Isábena) del Triásico superior del Noroeste de la Península Ibérica. Acta Geológica Hispánica, 37(4), 299-328.
- Calvet, F., Marzo, M. (1994): El Triásico de las Cordilleras Costero Catalanas: Estratigrafía, Sedimentología y Análisis Secuencial. III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España. Cuenca. 53 pp.
- Gelati, R. & Allasinaz, A. (1964): Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina. Rivista Italiana di Paleontologia, 70(1), 15-64.
- Goy, A., Gómez, J.J., Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. Estudios Geológicos, 32, 35-75.
- Goy, A., Márquez-Aliaga, A. (1998): Bivalvos del Tríasico Superior en la Formación Imón (Cordillera Ibérica, España). Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica), 94(1-2), 77-91.
- López-Gómez, J., Arche, A. (1993): Sequence stratigraphic analysis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Range, E Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 103, 179-201.
- Ortí, F. (1987): Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico Inferior en el E. de la Península Ibérica. Cuadernos de Geología Ibérica, 11, 837-858.
- Sirna G. (1968): Fossili Retici dei Monti di Amelia (Umbria), Rivista Italiana di Paleontologia, 74(3), 747-803.
- Stoppani, A. (1860-65): Géologie et paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie. Paleontologie Lombarde, 3, 1-267.

# El metamorfismo de muy bajo grado en sedimentos permo-triásicos de la Cordillera Ibérica oriental (sierras de Espina y Espadán, Castellón)

J.D. Martín-Martín<sup>1</sup>, D. Gómez-Gras<sup>2</sup>, T. Sanfeliu<sup>3</sup> y D. Parcerisa<sup>4</sup>

1 Department of Earth Sciences, Uppsala University, 752-36 Uppsala (Sweden). E-mail: Juan.Diego.Martin@geo.uu.se

2 Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra. E-mail: david.gomez@aub.es

3 Department de Ciències Experimentals, Universitat Jaume I, 12080 Castellón. E-mail: sanfeliu@exp.uji.es

4 Centre d'Informatique Géologique. Écoles des Mines de Paris. 77305 Fontainebleau (France). E-mail: parcerisa@cig.ensmp.fr

## ABSTRACT

*The central area of the western Iberian Chain (Espina and Espadán ranges) represents the depocentre of the permo-triassic rift basin and registers a sequence of red-beds up to 800-m-thick. The permo-triassic clay mineral assemblage is formed by illite ± pyrophyllite ± sudoite in the lower unit (Permian), and illite (>95%) in the middle and upper units (Triassic). The existence of authigenic pyrophyllite indicates low-grade metamorphic conditions in that area of the Chain. These conditions are well correlated with the KI mean value measures in lutites (~0,41Δ2θ) and sandstones (~0,40Δ2θ), and the development of slaty cleavage. The metamorphism is associated with the heat flow circulation along the extensive fault system inherited from hercynian times and reactivated during the alpine compression.*

**Key words:** Permo-Triassic, Cordillera Ibérica, pirofilita, metamorfismo de bajo grado.

## INTRODUCCIÓN

Las sierras de Espina y Espadán (Castellón) se sitúan en el sector levantino de la Cordillera Ibérica oriental y constituyen el depocentro de la cuenca rift permo-triásica (Arche y López-Gómez, 1992). El estudio de las asociaciones de minerales de la arcilla características de los sedimentos permo-triásicos de esta zona ha permitido identificar condiciones metamórficas de muy bajo grado en este sector de la Cordillera (Martín-Martín, 2004).

Las sierras de Espina y Espadán (Castellón) conforman una de las áreas con materiales Pérmicos y Triásicos más extensas del este peninsular. La estructura de estas sierras corresponde a un gran anticlinal alpino de dirección NO-SE en cuyo núcleo aflora el zócalo hercínico y el Permo-Triásico suprayacente. Tanto estos materiales como el resto de la serie triásica (Muschelkalk y Keuper) están afectados por un sistema de fracturas de zócalo de dirección ibérica (NO-SE) y catalana (NE-SO). La deformación alpina es especialmente evidente en la zona interna del anticlinal donde la serie permo-triásica presenta una foliación tectónica (clivaje) muy penetrativo que afecta incluso a los niveles de areniscas. La serie post-hercínica alcanza una potencia aproximada de 4000 m aunque la mayor parte de los materiales jurásicos y cretácicos han sido erosionados.

El zócalo carbonífero está formado por una alternancia de

pizarras y grauvacas (facies *Culm*) intensamente deformadas. Los sedimentos permo-triásicos forman una sucesión de conglomerados, areniscas y lutitas de color rojo (*red-beds*) con una potencia aproximada de 800 m (Fig. 1). La serie se divide en tres unidades litológicas de edades comprendidas entre el Pérmico superior (Thuringiense) y el Triásico medio (Anisiense) (Gómez-Gras, 1993), equivalentes a las definidas con rango de formación por Arche y López-Gómez (1992) y Garay (2000). La unidad inferior (~330 m) está formada por lutitas rojas muy compactas y areniscas micáceas depositadas en un ambiente fluvial meandriforme. La unidad intermedia (~170 m) está formada por una sucesión de conglomerados y areniscas de color rosa y aspecto masivo depositadas en un régimen aluvial trenzado. La unidad superior (300 m), igual que la inferior, está formada por lutitas y areniscas rojas depositadas también en un ambiente fluvial meandriforme. En los últimos metros de esta unidad aparecen arcillas y margas rojas y grises, con finas intercalaciones carbonáticas, que representan la transición a las calizas marinas del Muschelkalk.

## COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

La composición mineralógica de las lutitas, así como su distribución a lo largo de la serie Permo-Triásica, es equivalente en las dos series estudiadas (serie de Monte Pina

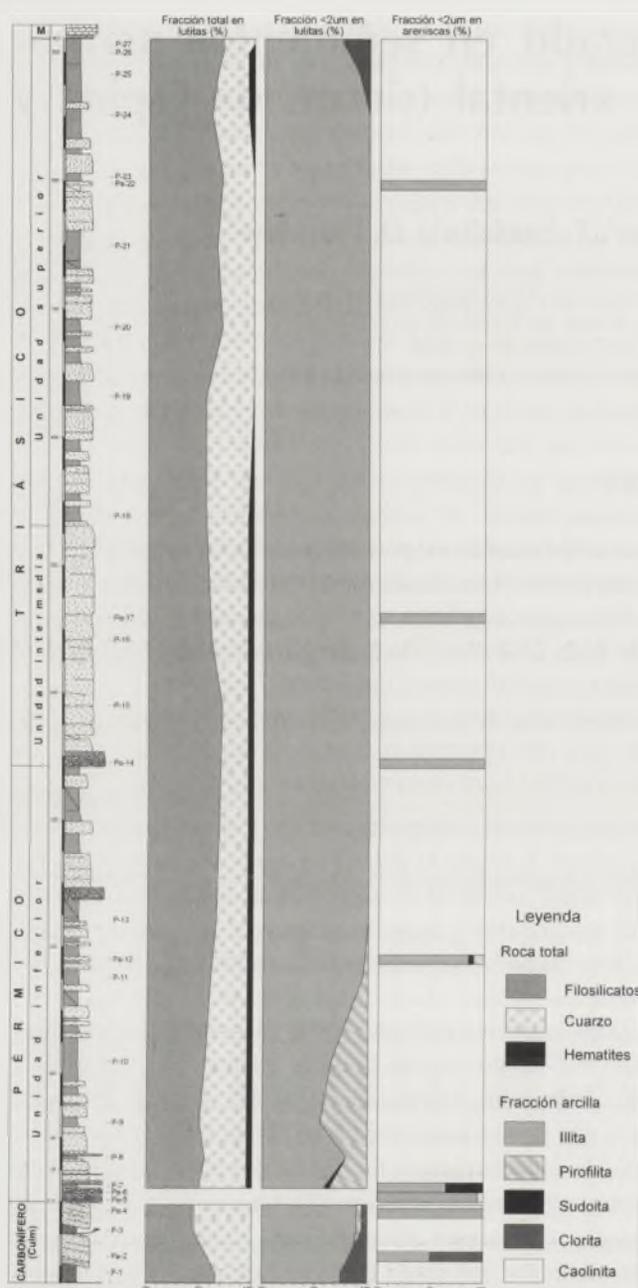


FIGURA 1. Evolución mineralógica de la serie de Monte Pina. Las muestras referenciadas como P- corresponden a lutitas mientras que las referenciadas como Pa- se refieren a areniscas o conglomerados.

y serie del Puerto de Eslida) y, por tanto, es característica de la zona descrita en este trabajo (Martín-Martín, 2004). La mineralogía de la roca total es muy homogénea a lo largo de toda la serie permo-triásica y está formada esencialmente por cuarzo, filosilicatos y hematites (Figura 1). La existencia de feldspatos es frecuente aunque siempre en proporciones relativamente bajas (<5%).

La fracción arcilla (<2 µm) de la unidad inferior está formada por la asociación illita±pirofilita±sudoíta. La pirofilita se concentra en la base de la unidad inferior y disminuye progresivamente hasta desaparecer hacia techo de la unidad. Ocasionalmente el porcentaje máximo de pirofilita supera el 20% de la fracción fina. La sudoíta únicamente aparece en la base de la unidad en proporciones

que raramente superan el 5% de la fracción fina. La illita es el componente mayoritario y su proporción aumenta progresivamente hasta alcanzar prácticamente el 100% de la fracción fina en el techo de la unidad inferior. Esta misma asociación (illita >95%) es característica de las unidades intermedia y superior. Excepcionalmente en el techo de la unidad superior además de illita aparece clorita magnésiana.

La asociaciones de minerales de la arcilla de las areniscas y su distribución a lo largo de la serie permo-triásica son equivalentes a la descrita anteriormente para las lutitas.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La pirofilita es un mineral característico de la anquizona y de la epizona de bajo grado, y se considera un indicador del metamorfismo de muy bajo grado (Frey, 1987). El hecho de que la pirofilita aparezca únicamente en la base de la unidad inferior está directamente relacionado con la composición original de la fracción fina (illita+caolinita) tal como registran la serie permo-triásica de zonas próximas (Desert de les Palmes y Xelva) (Martín-Martín, 2004). La integración del conjunto sugiere una evolución continua desde la caolinita detrítica hasta la pirofilita:

caolinita detrítica → caolinita ordenada → dickita → pirofilita

Alonso-Azcárate *et al.* (1997) señalan la existencia de pirofilita en dos tramos de la serie permo-triásica de Cordillera Ibérica SE que relacionan con un origen heredado en ambos casos. En el caso de la formación Eslida, equivalente a la unidad superior de este trabajo, la disparidad de resultados con los datos aquí expuestos se atribuye a la confusión en la definición de la serie tipo provocada, posiblemente, por la complejidad estructural de la zona (Garay, 2000).

El valor medio de IK en las lutitas (~0,41Δ2θ) y las areniscas (~0,40Δ2θ) se sitúa en la zona anquimetamórfica (Kübler, 1968). Abad *et al.* (2003) describen la formación de sudoíta a partir de cloritas autigénicas durante el metamorfismo retrógrado en la Cordillera Bética y la relacionan con la intensa circulación de fluidos debido a la importante actividad tectónica alpina.

En la zona de estudio, la serie post-hercínica no supera los 4000 m, de manera que el desarrollo de metamorfismo es difícil de explicar a partir de un gradiente geotérmico relacionado con la profundidad de enterramiento. Sin embargo, la zona de estudio se caracteriza por presentar un sistema de fracturas de zócalo de dirección NO-SE, heredadas de la Orogénesis Hercínica, que ha tenido una influencia muy destacada en la evolución geodinámica del margen NE de la península ibérica (Salas *et al.*, 2001). En primer lugar, ha controlado el desarrollo del Sistema Rift Ibérico durante la distensión mesozoica y, posteriormente, la formación de la Cordillera Ibérica durante la compresión terciaria.

La importancia de estas fracturas se deduce de los

siguientes aspectos:

A) La zona coincide con el depocentro de la cuenca rift ibérica y como consecuencia las series permo-triásicas son las más potentes del conjunto.

b) Las manifestaciones magmáticas triásicas y jurásicas se concentran según la misma alineación NO-SE (Martínez *et al.*, 2003).

c) En la zona se registran importantes mineralizaciones cuya génesis está relacionada con la circulación de fluidos a elevada temperatura. Los eventos hidrotermales se han datado entre el Cretácico superior (etapa postrift) y el Eoceno (compresión alpina) (Tritlla y Cardellach, 2003).

d) La deformación alpina es mucho más intensa que el resto de sectores estudiados. El desarrollo de una fábrica tectónica (clivaje) en las lutitas está relacionado con la deformación alpina tal como denota su presencia exclusiva en la zona más interna de la estructura anticlinal que configuran las sierras de Espina y Espadán y constituye una evidencia más del grado anquimetamórfico.

Estos detalles ponen de relieve que el sistema de fracturas descrito constituye una estructura cortical importante que ha actuado como conductor de los flujos de calor profundos. El metamorfismo, por tanto, se manifiesta exclusivamente en las zonas más próximas a dicha estructura y dibuja la misma dirección ibérica NO-SE. En el contexto del Sistema Rift Ibérico y de la Cordillera Ibérica únicamente se han caracterizado materiales mesozoicos afectados por metamorfismo en la cuenca de Cameros (Casquet *et al.*, 1992). Estos autores relacionan el metamorfismo con la circulación de fluidos hidrotermales de origen profundo a través de accidentes tectónicos regionales.

## AGRADECIMIENTOS

Juan Diego Martín agradece a la Generalitat Valenciana la concesión de la beca de Formación de Personal Investigador (FPI00-15-83) y de la beca Post-doctoral en Uppsala University (Suecia) (CTBPDC/2004/069).

## Referencias

- Abad, I., Nieto, F., Peacor, D. R. y Velilla, N. (2003): Prograde and retrograde diagenetic and metamorphic evolution in metapelitic rocks of Sierra Espuña (Spain). *Clay Minerals*, 38: 1-23.
- Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Barrenechea, J. F., López-Gómez, J. L., Luque, F. J. y Rodas, M. (1997): Paleogeographical significance of clay mineral assemblages in the Permian and Triassic sediments of the SE Iberian Ranges, eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136: 309-330.
- Arche, A. y López-Gómez, J. L. (1992): Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca permico-triásica del SE de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 16: 115-143.
- Casquet, C., Galindo, C., González-Casado, J. M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., García, E. y Barrenechea, J. F. (1992): El metamorfismo en la Cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 11: 22-25.
- Frey, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. En: *Low temperature metamorphism* (M. Frey, Ed.). Blackie & Son Ltd., Londres: 9-58.
- Garay, P. (2000): *El dominio Triásico Espadán-Calderona. Contribución a su conocimiento geológico e hidrogeológico*. Tesis doctoral. Universitat de València, 692 p.
- Gómez-Gras, D. (1993): El Permotriás de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte II). *Boletín Geológico y Minero*, 104 (5): 467-515.
- Martín-Martín J. D. (2004): *Los minerales de la arcilla del Permo-Triásico de la Cordillera Ibérica oriental: procedencia y evolución diagenética*. Tesis doctoral. Universitat Jaume I, 189 p.
- Martínez, R. M., Lago, M., Valenzuela, J. I., Vaquer, R., Salas, R. y Domitrescu, R. (1997): El volcanismo Triásico y Jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica y su relación con los estadios de rift mesozoicos. *Boletín Geológico y Minero*, 108 (4 y 5): 367-376.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Melendez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). En: *Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Peri-Tethys Memoir 6 (P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson y S. Crasquin-Soleau, Eds.). Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, 186: 145-185.
- Tritlla, J. y Cardellach, E. (2003): Ba-Hg deposits in the Espadán Ranges (Iberian Chain, Eastern Spain): an exemple of Cretaceous fluid circulation and Alpine overprinting. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79: 579-584.

... of the ...  
... of the ...

... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...

... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...

... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...

... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...

... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...

... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...

... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...  
... of the ...

# Origen de la asociación de minerales de la arcilla del Permo-Triásico del Desert de les Palmes (Castellón). Relación con la alteración del zócalo hercínico

J.D. Martín-Martín<sup>1</sup>, D. Gómez-Gras<sup>2</sup>, T. Sanfeliu<sup>3</sup> y K. Zoghliami<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Earth Sciences, Uppsala University, 752-36 Uppsala (Sweden). E-mail: Juan.Diego.Martin@geo.uu.se

<sup>2</sup> Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra. E-mail: david.gomez@aub.es

<sup>3</sup> Department de Ciències Experimentals, Universitat Jaume I, 12080 Castellón. E-mail: sanfeliu@exp.uji.es

## ABSTRACT

*The XRD analysis of the Permo-Triassic mudrocks from Desert de les Palmes area (Castellón) reveals a predominant illite + kaolin assemblage in the three lithological units. Minor chlorite and I/S mixed-layer minerals are also found in the lower unit. Clay mineral distribution in mudrock beds along the section is characterized by a clear sedimentary pattern. Kaolin minerals accumulate in the bottom of the lower unit (up to 70% of the clay fraction) and progressively disappear upwards. A well correlation between maximum percentages of kaolin minerals, chlorite and C/S mixed layer minerals is also observed in the lower unit. Illite increases towards the top of the lower unit, being the main component in the middle unit and nearly the sole clay mineral in the upper unit. Clay mineral distribution in the Permo-Triassic form Desert de les Palmes points to an inherited origin of the reported assemblage. The presence of kaolinite is interpreted to be the effect of progressive denudation of kaolinitic weathering profiles developed in the source area. The increase of illite in the middle and upper units reflects the increase in the sedimentary supply from low-metamorphic rocks.*

**Key words:** Permo-Triassic, Cordillera Ibérica, illite, kaolinite, Hercynian basement

## INTRODUCCIÓN

En los sedimentos arcillosos del Permo-Triásico de la Cordillera Ibérica la presencia de illita, kaolinita y clorita ha sido interpretada como una asociación fundamentalmente heredada y característica de la base de la serie Permo-Triásica y/o de los márgenes de cuenca (Ruiz-Cruz & Caballero, 1972a, b & c). Recientemente, Alonso-Azcárate *et al.* (1997) describen esta misma asociación en la base del Permo-Triásico del sector SE de la Cordillera confirmando su origen detrítico. Esta asociación aparece en las brechas de la Formación Tabarreña (Pérmico inferior) y en los conglomerados de la Formación Boniches (Pérmico superior), mientras que identifican la illita es exclusiva en la Formación Alcotas (Pérmico superior).

El Desert de les Palmes representa el área con afloramientos permo-triásicos más próximo al margen septentrional de la cuenca rift ibérica y, al mismo tiempo, una de las zonas de la Cordillera Ibérica oriental donde mejor se ha conservado la asociación detrítica de minerales de la arcilla que caracteriza la base de la serie (Martín-Martín, 2004).

## CONTEXTO GEOLÓGICO

Con el nombre de Desert de les Palmes se conoce el área montañosa situada inmediatamente al norte de la llanura litoral de Castellón de la Plana, entre las localidades de Vilafamés y Sant Joan de Moró en el interior y la costa mediterránea de Benicàssim y Orpesa (Fig. 1). Geológicamente, el área se caracteriza por la presencia de un conjunto de fallas normales de dirección NE-SO, y vergencia principal hacia el NO, que hace aflorar el zócalo hercínico, el Pérmico y Triásico suprayacente, junto a una cobertera jurásica y cretácica de escasa potencia (Roca *et al.*, 1994).

El zócalo hercínico (Carbonífero) está formado por una alternancia de pizarras y grauvacas intensamente deformadas con frecuentes niveles de restos vegetales carbonizados. La característica fundamental de estos materiales es la coloración roja (rubefacción) que presentan a medida que nos aproximamos a la discordancia con los sedimentos Permo-Triásicos.

Los sedimentos permo-triásicos forman una sucesión

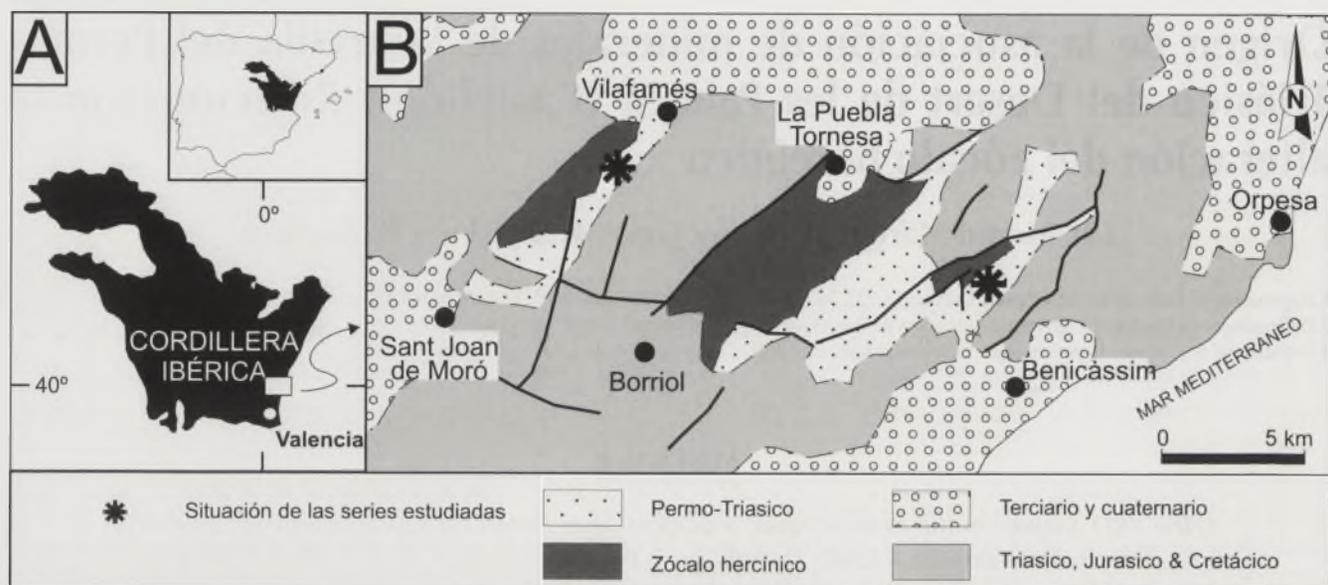


FIGURA 1. (A) Situación de la Cordillera Ibérica en el contexto de la Península Ibérica. (B) Mapa geológico simplificado del Desert de les Palmes.

de conglomerados, areniscas y lutitas de color rojo (*red-beds*) con una potencia aproximada de 450 m. La serie se divide en tres unidades litológicas de edades comprendidas entre el Pérmico superior (Thuringiense) y el Triásico medio (Anisiense) (Gómez-Gras, 1993), equivalentes a las definidas con rango de formación por López-Gómez y Arche (1992) en la Cordillera Ibérica SE. La unidad inferior (~290 m) está formada por lutitas y areniscas de color rojo depositadas en un ambiente fluvial meandriforme. La base de esta unidad está formada por un nivel conglomerático interpretado como el resultado de abanicos aluviales procedentes de los altos hercínicos. La unidad intermedia (~145 m) está formada por una sucesión de areniscas de color rosa depositadas en un régimen aluvial trenzado. La unidad superior apenas alcanza 30 m de potencia y está formada por lutitas y areniscas rojas depositadas también en un ambiente fluvial meandriforme. En el techo de esta unidad aparecen algunos metros de arcillas y margas rojas y grises que representan la transición a las calizas marinas del *Muschelkalk*.

### COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

La composición mineralógica de las lutitas y las areniscas es muy similar en las dos series estudiadas (serie de Sant Joan de Moró y serie de Les Agulles de Santa Agueda) (Martín-Martín, 2004). La mineralogía de la roca total de las lutitas es muy homogénea a lo largo de toda la serie permo-triásica y está formada esencialmente por cuarzo, filosilicatos y hematites (Figura 2). También se ha identificado, aunque no en todas las muestras y siempre en proporciones muy bajas (<5%), la presencia de feldespatos, calcita y dolomita. La fracción arcilla (<2  $\mu\text{m}$ ) está formada fundamentalmente por illita y minerales del caolín en las tres unidades litológicas. En la unidad inferior, además, aparecen porcentajes menores de clorita y

minerales interestratificados I/S y C/S. En el análisis por MEB-EDX de las lutitas se observan partículas anédricas, de bordes mal desarrollados y de pequeño tamaño, cuya composición corresponde a illita, caolinita y/o clorita.

Los minerales del caolín se acumulan en la base de la unidad inferior y desaparecen progresivamente hacia el techo de la unidad. La illita muestra una distribución vertical contraria y prácticamente alcanza el 100% de la muestra en el techo de la unidad. Tanto la clorita como los minerales interestratificados son más frecuentes en la primera mitad de la unidad inferior, raramente superan el 10% de la muestra y desaparecen por completo antes de llegar a la unidad intermedia. A partir de la unidad intermedia la illita y la caolinita pasan a ser los únicos minerales presentes en la fracción arcilla de las lutitas aunque la distribución vertical es similar a la unidad precedente. Así, la illita incrementa su proporción desde el muro (S-26) hacia el techo (S-28), mientras que la caolinita disminuye hasta porcentajes por debajo del 10% en las mismas muestras. En la unidad superior la illita es mayoritaria y la caolinita aparece en porcentajes poco significativos.

La fracción arcilla de las areniscas es similar a la descrita para las lutitas y está formada por illita y minerales del caolín. De igual forma, en la base de la serie aparecen también pequeños porcentajes de clorita e interestratificados I/S y C/S. El análisis de los minerales del caolín constata la existencia de caolinita y dickita tanto en las areniscas como en las lutitas (Martín-Martín, 2004).

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La distribución de los minerales de la arcilla a lo largo de las lutitas permo-triásicas del Desert de les Palmes sugiere un patrón sedimentario y refleja, por tanto, el origen heredado de la asociación original (Martín-Martín, 2004). En el caso de las areniscas, la asociación de minerales de

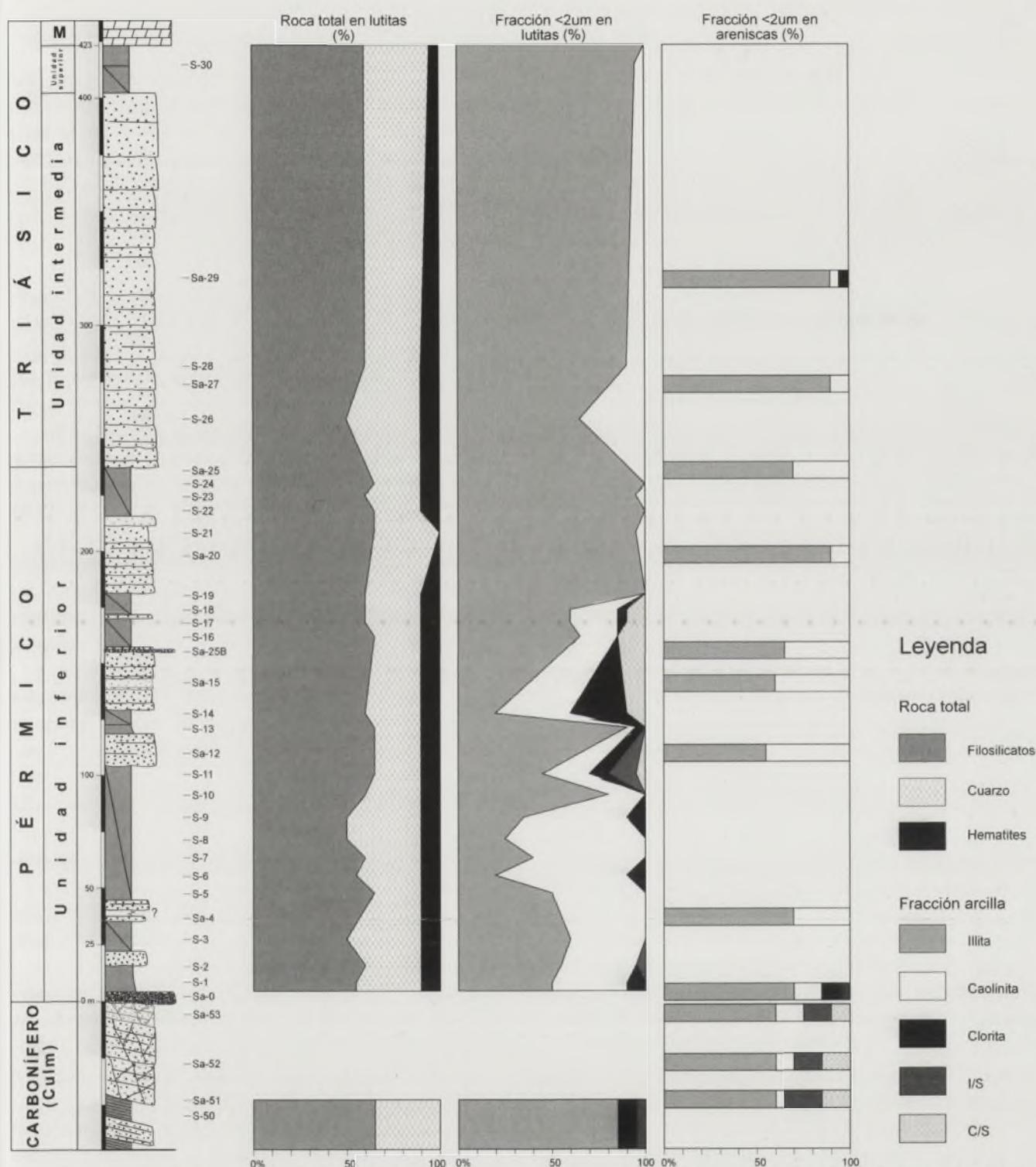


FIGURA 2. Evolución mineralógica de la serie de Sant Joan de Moró. Las muestras referenciadas como S- corresponden a lutitas mientras que las referenciadas como Sa- se refieren a areniscas.

la arcilla illita se relaciona fundamentalmente con la diagenesis de la serie tal como evidencia el hábito idiomórfico de la illita y los minerales del caolín al MEB.

En el caso de la caolinita el carácter detrítico está fundamentado en los siguientes aspectos: (i) Los porcentajes más elevados se encuentran en la base de la unidad inferior y disminuyen progresivamente hacia el techo de la misma. Esta misma distribución se observa a lo largo de toda la serie permo-triásica y culmina con la desapa-

rición de los minerales del caolín en la unidad superior; (ii) El porcentaje medio de minerales del caolín en las lutitas de la unidad inferior se sitúa alrededor del 30 y el 40%, aunque ocasionalmente algunas muestras alcanzan valores del 60 o del 70%. Estos porcentajes son difíciles de explicar únicamente a partir de la alteración de feldspatos y/o micas detríticas; (iii) En las series estudiadas se observa una perfecta correlación entre los porcentajes máximos de minerales del caolín, clorita e interestratifi-

cados I/S y C/S.

El origen de la caolinita se relaciona con la removilización de los perfiles de meteorización ricos en este mineral que se desarrollaron sobre el zócalo hercínico del área fuente (Ruiz-Cruz & Caballero, 1972a, Alonso-Azcárate *et al.*, 1997; Martín-Martín, 2004). En contextos estructurales con relieves pronunciados, la erosión de este tipo de perfiles suele ser rápida en el tiempo (Thiry, 2000) y, por tanto, la caolinita se concentra en la base de la unidad y su contribución disminuye en porcentaje a medida que los perfiles son desmantelados. La evolución diagenética posterior al depósito de la serie permo-triásica ha originado la transformación parcial de la caolinita a dickita (Martín-Martín, 2004).

La illita, fundamentalmente del politipo 2M<sub>1</sub>, constituye el principal componente detrítico de toda la serie permo-triásica (Ruiz-Cruz & Caballero, 1972b, Alonso-Azcárate *et al.*, 1997). Su origen se relaciona con la erosión de las rocas metamórficas de bajo grado, y en menor medida graníticas, aflorantes en el área fuente. La proporción de illita aumenta hacia techo a medida que la erosión del zócalo metamórfico sin meteorizar gana protagonismo. Este detalle está acorde con la presencia y el incremento de fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado (20%) y moscovitas que registran las areniscas de la unidad intermedia (Gómez-Gras, 1993).

La clorita y los minerales interestratificados I/S y C/S también provienen de la erosión de las rocas que forman el zócalo hercínico infrayacente tal como refleja su presencia en las pizarras y grauvacas carboníferas que constituyen la base de la serie permo-triásica del Desert de les Palmes (Figura 2).

La rubefacción del zócalo situado justo por debajo de la discordancia con el Pérmico-Triásico es común en la Cordillera Ibérica oriental y en la Cordillera Costero Catalana. Su existencia se ha relacionado con la intensa alteración que afectó al zócalo con anterioridad al depósito de los sedimentos pérmicos. A partir de los últimos estadios de la Orogénesis Hercínica los materiales paleozoicos deformados, así como las intrusiones ígneas tardías, sufren una alteración física y química generalizada bajo el influjo de un clima tropical húmedo con alternancia de períodos secos y húmedos (Gómez-Gras y Ferrer, 1999). Estas condiciones favorecen el arrasamiento del relieve y el desarrollo de un perfil de meteorización laterítico. Con el inicio de la distensión mesozoica durante el Pérmico superior el relieve se rejuvenece y el manto de meteorización es desmantelado para nutrir de sedimentos las cuencas rift pérmicas. Este proceso erosiona las rocas hercínicas, alteradas o no, y provoca la sedimentación de las facies Saxoniense (Pérmico superior) y Buntsandstein (Triásico inferior). En el área de cuenca, además, estos sedimentos fosilizan parte de la roca alterada y la conservan tal como se reconocer hoy en día.

## AGRADECIMIENTOS

Juan Diego Martín Martín agradece a la Generalitat Valenciana la concesión de la de beca de Formación de Personal Investigador (FPI00-15-83) y de la beca Post-doctoral en Uppsala University (Suecia) (CTBP-DC/2004/069).

## REFERENCIAS

- Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Barrenechea, J. F., López-Gómez, J. L., Luque, F. J. and Rodas, M. (1997): Paleogeographical significance of clay mineral assemblages in the Permian and Triassic sediments of the SE Iberian Ranges, eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136: 309-330.
- Gómez-Gras, D. (1993b): El Permotriás de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte II). *Boletín Geológico y Minero*, 104 (5): 467-515.
- Gómez-Gras, D. y Ferrer, C. (1999): Caracterización petrológica de perfiles de meteorización antiguos desarrollados en granitos tardihercínicos de la Cordillera Costero Catalana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (2): 281-299.
- López-Gómez, J. L. and Arche, A. (1992a): Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y del triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 48: 123-143.
- Martín-Martín J. D. (2004): *Los minerales de la arcilla del Permo-Triásico de la Cordillera Ibérica oriental: procedencia y evolución diagenética*. Tesis doctoral. Universitat Jaume I, 189 p.
- Roca, E., Guimerà, J. and Salas, R. (1994): Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geological Magazine*, 131: 155-168.
- Ruiz-Cruz, M. D. y Caballero, M. A. (1976a): Características mineralógicas, genéticas y distribución de los minerales de la fracción fina del Trías de la Cordillera Ibérica. 1) Caolinita y dickita. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXVII (I): 47-56.
- Ruiz-Cruz, M. D. y Caballero, M. A. (1976b): Características mineralógicas, genéticas y distribución de los minerales de la fracción fina del Trías de la Cordillera Ibérica. 2) Illita y mica. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXVII (II): 177-184.
- Ruiz-Cruz, M. D. y Caballero, M. A. (1976c): Características mineralógicas, genéticas y distribución de los minerales de la fracción fina del Trías de la Cordillera Ibérica. 3) Clorita, montmorillonita y vermiculita. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXVII (III): 284-291.
- Thiry, M. (2000): Paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews*, 49: 201-221.

# Tipos de facies y denominaciones del Triásico en los distintos dominios de la Cordillera Bética

A. Pérez-López y F. Pérez-Valera

Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Avda. Fuentenueva, s/n, 18071-Granada. E-mail: aperezl@ugr.es; fperezv@ugr.es

## ABSTRACT

*In this paper the different facies and names of the Triassic in the Betic Cordillera are discussed. Emphasis is placed on problems posed by the study of Betic basin facies and palaeogeographic domains. The Betic basin, during the Triassic, was between the Iberian and Mesomediterranean Plates. Most deposits were coastal and shallow-marine sediments which were deposited in an extensive and varied palaeogeography. Although the types of Triassic facies of those sediments are very different, there are many similarities in the main stratigraphic features which help to relate the palaeogeographic domains to each other. The Triassic epicontinental shallow marine sediments were present in both continental palaeomargins in the Betic Basin: "Sudiberic" and "Mesomediterranean". It is possible to recognize the Buntsandstein, Muschelkalk and Keuper facies in both domains, in the present day, in the External and the Internal Zones of the Betic Cordillera. In the Internal Zone, the alpine facies outcrops as well, mainly during the Upper Triassic. In this age even this facies is present in the External Zone.*

**Key words:** Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Alpine facies, Cordillera Bética.

## INTRODUCCIÓN

En Europa occidental se han diferenciado tres dominios triásicos principales según los distintos tipos de facies: Dominio Continental, Dominio Germánico y Dominio Alpino. El Dominio Continental está formado por facies fluviales o aluviales, el Dominio Germánico por facies costeras y marino-someras propias de una plataforma epicontinental, y el Dominio Alpino por facies marinas más abiertas, ampliamente comunicadas con el Tethys. Aunque se haya hecho esta distinción de facies, entre estos dominios existió una interconexión importante. Los sedimentos marino someros de la plataforma epicontinental fueron parte de los depósitos del margen occidental del Tethys, que lateralmente, hacia las zonas emergidas, daban paso a los depósitos aluviales del Dominio Continental. Dentro del Dominio Germánico de facies epicontinentales es donde se diferencian los tres litotipos clásicos depositados en continuidad estratigráfica: Buntsandstein (areniscas rojas), Muschelkalk (calizas conchíferas) y Keuper (arcillas abigarradas y yesos). Esta denominación germánica no corresponde a unidades cro-noestratigráficas, sino que se consideran únicamente como unidades litoestratigráficas con límites no isócronos.

Esta diferenciación de dominios y facies ha traído consigo algunas confusiones y ambigüedades en las denominaciones de las rocas del Triásico en la Cordillera Bética. Un estudio litológico a lo largo de toda la cordillera muestra que

existe una gran variedad de facies, e incluso con litotipos de características intermedias. A partir de un esquema estratigráfico regional, en el que se supone una correlación entre los distintos afloramientos, se proponen los distintos tipos de facies que afloran, su distribución general y las denominaciones para cada dominio de la cuenca bética.

## EL TRIÁSICO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

En la Península Ibérica afloran facies continentales y, sobre todo, epicontinentales que corresponden a las facies Buntsandstein, Muchelkalk y Keuper. La facies alpina solamente está representada, en principio, por algunos de los materiales pertenecientes a las Zonas Internas de la Cordillera Bética. En cualquier caso, todas las cuencas epicontinentales con facies germánica de la Península tuvieron en algún momento conexiones con el Tethys.

Las facies Buntsandstein y Keuper presentan litologías bastante constantes en toda la península, aunque su estratigrafía es muy variada. Los carbonatos del Muschelkalk, por el contrario, sí presentan una estratigrafía más constante, donde se puede distinguir una evolución de litofacies más regular. Respecto a los carbonatos del Triásico Superior (Noriense), se pueden reconocer en casi todos los sectores de la península (Fm Imón, Fm Isábena, Fm Zamoranos).

Todos los afloramientos del Triásico de la Península han sido subdivididos, por varios autores, en distintos dominios

paleogeográficos, teniendo en cuenta las similitudes estratigráficas. La división más reciente es la de López-Gómez *et al.* (1998). En esta división se utiliza la presencia de los distintos tramos de carbonatos que pueden aparecer en la columna estratigráfica del Triásico Medio, y definen como nuevo el dominio Triásico Levantino-Balear (Fig. 1.A).

**Triásico Hespérico:** Está caracterizado por la ausencia de materiales carbonatados. Se encuentra rodeando todo el macizo Ibérico, desde el Algarve hasta Asturias, y está formado exclusivamente por materiales continentales, principalmente arcillas y areniscas rojas.

**Triásico Ibérico:** Está caracterizado por la presencia de un paquete carbonatado de facies Muschelkalk (Ladiniense), intercalado entre sedimentos detríticos, y sobre las facies Buntsandstein. En este dominio se incluyen los afloramientos del NO de la Cordillera Ibérica, la zona Prebética (Jaén y Albacete), una buena parte de los Pirineos y los afloramientos del O del Ebro.

**Triásico Mediterráneo:** Está caracterizado por la existencia de dos paquetes carbonatados de facies Muschelkalk, de edades Anisiense y Ladiniense respectivamente, separados por una intercalación constituida por facies costeras (arcillas rojas, areniscas y yesos). Incluye los afloramientos de la Cordillera Costero Catalana, la parte central de la Cordillera Ibérica, E del Ebro y la región de Masarac, en el Pirineo.

**Triásico Levantino-Balear:** Caracterizado por la presencia de un solo paquete carbonatado, muy potente, de edad Anisiense medio - Ladiniense superior, debido a la desaparición de la intercalación detrítica del Triásico Mediterráneo. Se incluyen en este dominio los afloramientos situados en las regiones de Castellón, Valencia, Alicante y Baleares.

Estas divisiones de los afloramientos del Triásico de la Península Ibérica no son abordadas, en la Cordillera Bética, hasta ahora, debido a la dificultad que presenta la estratigrafía de las rocas del Triásico en el sur de la Península.

## EL TRIÁSICO EN LA CORDILLERA BÉTICA

### Unidades y dominios tectónicos

La Cordillera Bética está constituida por tres grupos de unidades geológicas de rango mayor (Fig. 1.B): las Zonas Externas, las Zonas Internas y el Complejo del Campo de Gibraltar (Vera y Martín-Algarra, 2004). Estos grandes grupos de unidades están formados por complejos de unidades tectónicas alóctonas.

Las Zonas Externas se subdividen en dos grandes dominios tectonoestratigráficos: El Prebético y el Subbético. Y las Zonas Internas constituyen la región más intensamente deformada de la Cordillera Bética. Están formadas por numerosas unidades que se agrupan en tres grandes complejos tectónicos, que actualmente forman una gran pila antiforme. De abajo a arriba estos complejos son: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide.

En el Complejo Nevado-Filábride, que son las unidades tectónicas inferiores, toda la sucesión aparece intensamente metamorfozada. Por esto, los materiales triásicos de este complejo son muy difíciles de estudiar y de comparar con los distintos tipos de facies del Triásico.

### Litofacies y biofacies del Triásico

Al norte del sector central de la Cordillera Bética, sobre el macizo hercínico, afloran rocas del Triásico de facies Continentales (*red beds*).

En las Zonas Externas se han reconocido los tres litotipos clásicos de la facies germánica: Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper. Aunque en el detalle la evolución de las distintas sucesiones estratigráficas de las Zonas Externas es diferente, se puede hablar de una estratigrafía general para el Triásico con facies epicontinentales (Pérez-López, 1991; Pérez-Valera, 2005). Se ha reconocido encima de una unidad siliciclástica atribuible a la facies Buntsandstein, que aflora con certeza en muy pocos sitios, una unidad de carbonatos de facies Muschelkalk (Ladiniense). Por encima, siempre en sucesiones truncadas, aparecen las unidades detrítico-evaporíticas del Keuper, con predominio de yesos en su tramo superior. En la parte más alta, se sitúa la unidad de carbonatos del Noriense, definida como Formación Zamoranos. En relación con las unidades tectónicas más suroccidentales (Penibético) también afloran todas estas formaciones aunque con potencias distintas. En estos sectores los carbonatos son más frecuentes, sobre todo en el Triásico Superior (Martín Algarra, 1987).

En los trabajos del Triásico de las Zonas Internas, sin embargo, siempre se ha hecho alusión a la facies alpina. No obstante, la variedad de facies es mucho mayor que en las Zonas Externas y estas unidades tectónicas comprenden dominios paleogeográficos muy variados. En el Complejo Alpujárride, además de los carbonatos del Noriense-Retiense, se han descrito, según los sectores y según las unidades tectónicas, una formación de carbonatos de edad Ladiniense-Carniense inferior (García Tortosa, 2002) o dos formaciones de carbonatos una de edad Ladiniense y otra de edad Anisiense muy poco potente (Sanz de Galdeano *et al.*, 1995). A veces, sólo se ha descrito un único tramo de carbonatos de edad Anisiense-Ladiniense (Delgado *et al.*, 1981, Braga y Martín, 1987). No obstante, aunque inicialmente sus facies se han atribuido al Dominio Alpino, muchas de estas unidades presentan facies Muschelkalk, como ocurre en algunas unidades del Alpujárride, o incluso Keuper como se observa en las unidades de transición entre Alpujárride y Maláguide (López-Garrido *et al.*, 1997; García Tortosa, 2002). Gran parte de los fósiles que se han reconocido proceden del dominio del Tethys, pero en algunas secciones la fauna reconocida procede del dominio Sefardí, como también sucede en el Muschelkalk de las Zonas Externas. Son evidentes las conexiones del Tethys con los dominios alpujárrides, aunque estas conexiones son también claras con los dominios

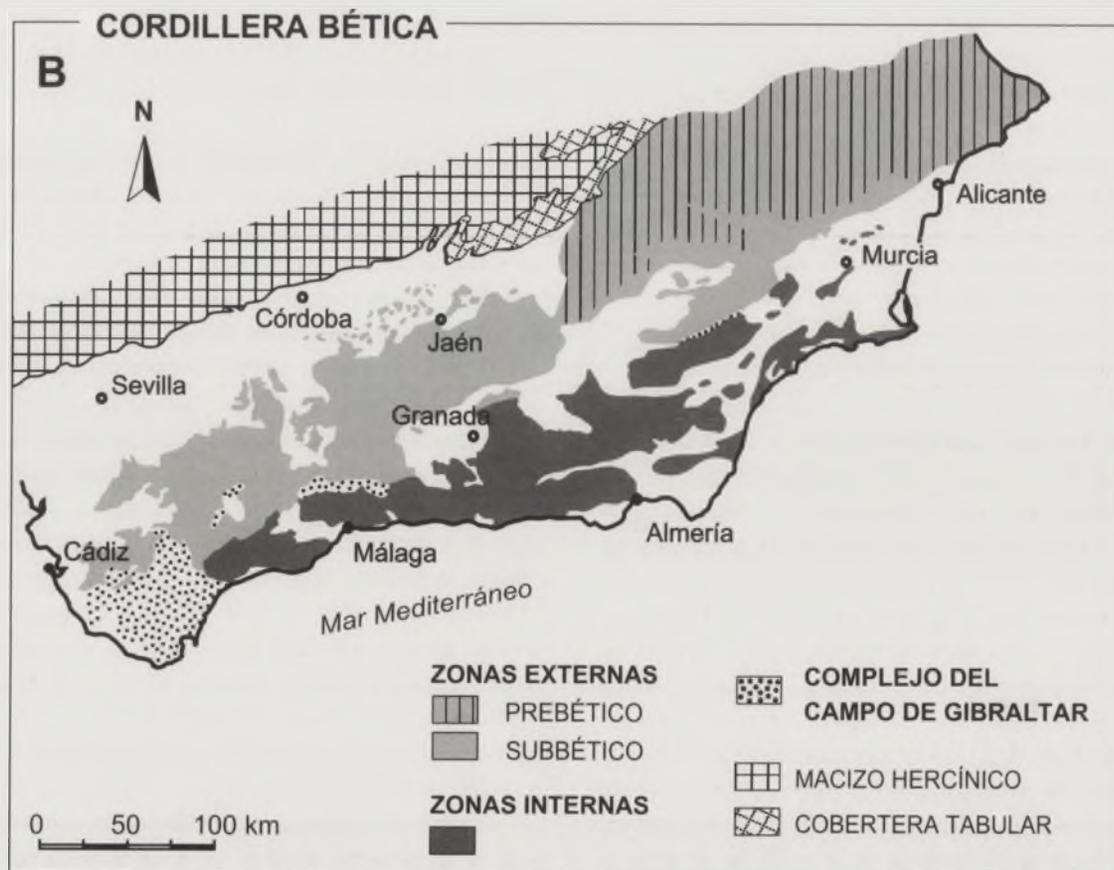


FIGURA 1. A. Distribución general de los afloramientos del Triásico en la Península Ibérica. Se han diferenciado los distintos tipos de Triásico en función de su estratigrafía general (López Gómez et al., 1998). B. Mapa geológico-estructural general de la Cordillera Bética.

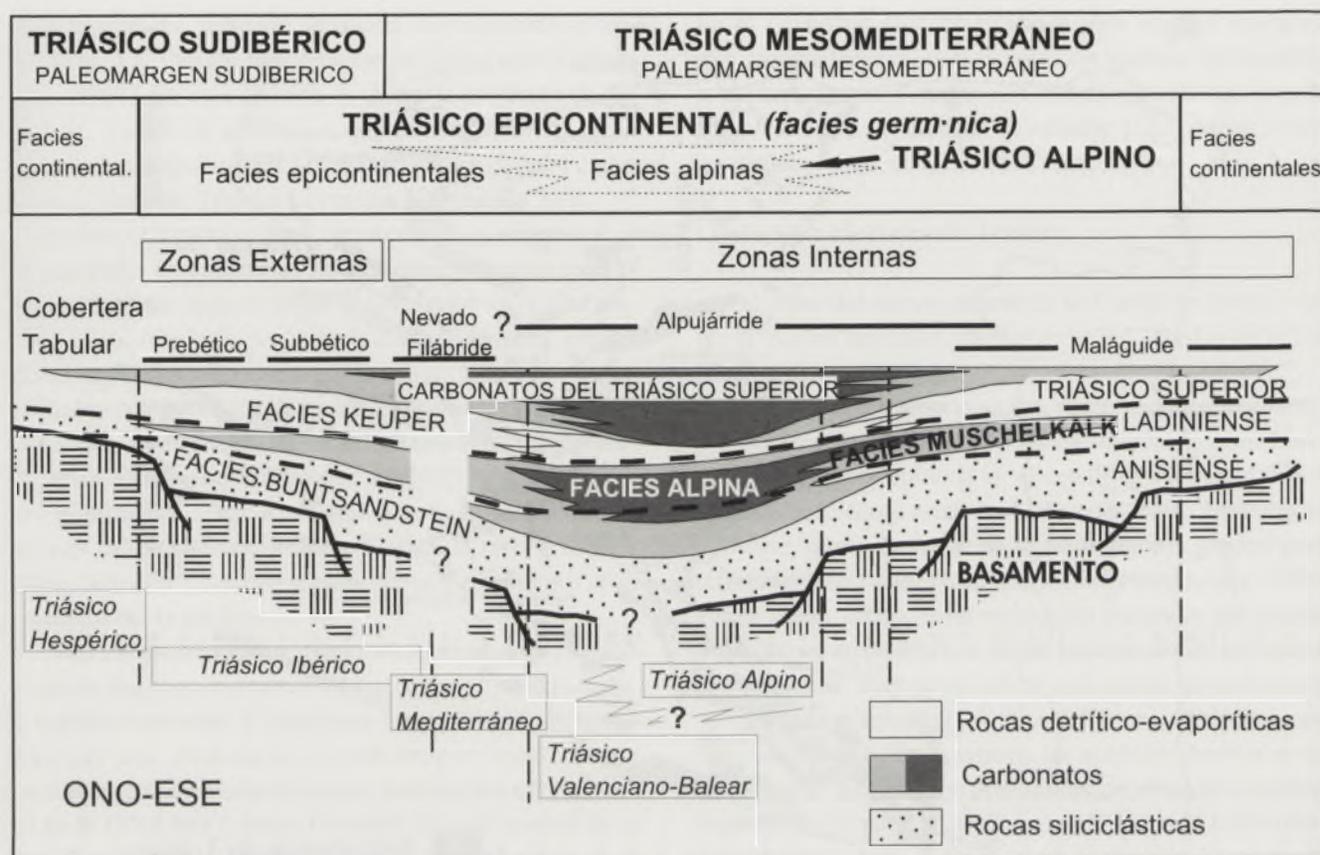


FIGURA 2. Cuadro esquemático de los dos paleomárgenes de la cuenca bética durante el Triásico, donde se han representado los dominios paleogeográficos, las unidades tectónicas y los diferentes tipos de facies del Triásico con sus denominaciones. En la parte inferior se relacionan con los distintos tipos de Triásico de la Península Ibérica.

de las Zonas Externas. Por lo tanto, debió de existir una clara interconexión con el Tethys, sobre todo en las fases de alto nivel del mar, aunque los depósitos marino-someros fueron los más generalizados.

En las unidades del Complejo Maláguide, aunque son importantes los depósitos continentales en su tramo inferior, también aparecen los carbonatos de edad Ladiniense con facies Muschelkalk. La presencia de conglomerados y areniscas rojas por debajo de los carbonatos del Ladiniense, y de tramos detrítico-evaporíticos de colores abigarrados en la parte alta de la sucesión, sugieren la posibilidad de atribuir estas facies al Buntsandstein y Keuper, respectivamente. Es cierto que la variedad de facies triásicas en el Complejo Maláguide es muy importante, pero las sucesiones que muestran son equiparables a la trilogía típica de las facies epicontinentales.

Independientemente de las conexiones con el Tethys, y consecuentemente con las migraciones de fauna, todos los dominios paleogeográficos de la cuenca bética responden a un esquema estratigráfico afín al germánico excepto con los depósitos del Noriense, que en la cuenca bética son fundamentalmente carbonático-marinos y en la cuenca germánica son siliciclásticos marino-costeros. Además, la facies alpina está presente en algunos dominios de las Zonas Internas en las fases transgresivas, sobre todo durante el Noriense.

### Las denominaciones del Triásico en los distintos dominios de la Cordillera Bética

En la Cordillera Bética afloran distintas sucesiones estratigráficas del Triásico con litofacies diferentes según en qué paleomargen se depositaron y según la evolución de facies de cada sector.

Por una parte, en el límite norte de la Cordillera Bética afloran materiales siliciclásticos de facies continentales (Triás Hespérico). Por otra parte, las rocas del Triásico que afloran en la Cordillera Bética pertenecen a dos dominios paleogeográficos principales (Fig. 2). Existen materiales triásicos que se depositaron en el Paleomargen Sudibérico (Paleomargen continental del sur de Iberia) y otros que se depositaron en el Paleomargen Mesomediterráneo, que se situaba en la Placa que quedaba entre Iberia, África y Adria (Vera y Martín-Algarra, 2004). Estos dos conjuntos de materiales afloran actualmente en las Zonas Externas y en las Zonas Internas, respectivamente. Al Triásico de las Zonas Externas se le denomina Triásico Sudibérico (Pérez-López, 1991) y al de las Zonas Internas se le podría denominar Triásico Mesomediterráneo.

El Triásico Sudibérico presenta facies epicontinentales, que corresponden a los depósitos costeros y marino-someros, que se organizan de modo similar a la facies germánica. En este sentido se podría mantener las denominaciones de facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Solamen-

te será propio referirse a las rocas del Triásico Subbético o Prebético si sólo se quiere hacer referencia a las rocas que afloran junto a esas unidades tectónicas, sin intención de especificar algún tipo de facies, pues, durante el depósito de los sedimentos triásicos no estaban configurados ni el dominio Subbético ni el Prebético.

En el Triásico Mesomediterráneo afloran facies más variadas que en el Triásico Sudibérico. En relación con el Complejo Maláguide se pueden reconocer facies continentales y epicontinentales. En el Complejo Alpujárride se pueden reconocer tanto facies alpinas, ligadas a zonas marinas más abiertas y comunicadas con el Tethys, como facies epicontinentales (López Garrido, *et al.* 1997, García Tortosa, 2002). Por lo tanto, también se puede hablar de facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper en las Zonas Internas o Triásico Mesomediterráneo. En este sentido, también habría que manejar con cautela las denominaciones de Triásico alpino, frecuentemente utilizado, y demasiado generalizado, para referirse e identificarlo con el Triásico Mesomediterráneo. Cuando por ejemplo, incluso, las facies alpinas pueden reconocerse en los carbonatos del Triásico Superior de las unidades más meridionales del Subbético (Martín Algarra, 1987). En este mismo sentido, los carbonatos del Noriense del Triásico Sudibérico (Fm Zamoranos) presentan facies marinas muy someras pero con fósiles que están presentes en las facies alpinas. Es evidente que la influencia en el Triásico Sudibérico de las distintas faunas procedentes de la bioprovincia Sefardí o Alpina, pasó por algunos de los dominios del Triásico Mesomediterráneo.

Y por último, al igual que se utiliza las denominaciones de Triásico Subbético, Prebético, Penibético, etc., para las Zonas Externas, sería propio, en algunos casos, mantener las denominaciones de Triásico alpujárride y Triásico maláguide para referirse a esas rocas que afloran en relación con esas unidades tectónicas (Fig. 1.B), sin querer hacer referencia a un tipo determinado de facies.

#### Correlación con otros dominios de la Península

En la Península Ibérica las facies alpinas están representadas, sobre todo, por las rocas del Triásico Superior del Complejo Alpujárride, aunque existen muchas más facies marinas en los carbonatos triásicos con influencias de la bioprovincia del Tethys. Además de todo lo comentado para la Cordillera Bética, esta interconexión con el Tethys es patente también en el Triásico de la Cordillera Ibérica, los Catalánides y en Baleares.

En cuanto al Triásico Epicontinental, el más representado en la Península, si se tienen en cuenta las diferencias paleogeográficas reconocidas (López-Gómez *et al.*, 1998; Fig. 1.A), el Triásico Sudibérico será equivalente al Triásico Ibérico, y el Triásico Mesomediterráneo, el de mayor extensión y variedad de la Cordillera Bética, abarcaría los tipos *Mediterráneo*, *Valenciano-Balear* y el Triásico propiamente alpino. Esto significa que en el Mesomediterráneo podría-

mos observar el paso gradual desde las facies más marginales hasta las facies más centrales de la cuenca con mayor subsidencia y acumulación de carbonatos.

#### CONCLUSIONES

El estudio de la estratigrafía y la datación de las rocas del Triásico en la Cordillera Bética se ve dificultado por la intensidad de los procesos de deformación y, en las Zonas Internas, además, por el metamorfismo. Se han venido haciendo trabajos demasiado regionales que no han permitido establecer una estratigrafía general que fuera coherente para toda la Cordillera. Admitir la relación estrecha que existe entre todos los dominios y la semejanza que guardan los depósitos entre sí, especialmente entre los carbonatos depositados en los pulsos transgresivos, permite establecer un esquema estratigráfico general para las rocas del Triásico. Esto mismo, debería simplificar las denominaciones e interpretaciones paleogeográficas para las distintas unidades.

Se propone el uso de las denominaciones de Triásico Sudibérico y Triásico Mesomediterráneo para aludir a los afloramientos ligados a las Zonas Externas o Zonas Internas respectivamente. Del mismo modo, se propone el uso de las facies Buntsandstein, Muschelkalk o Keuper para cualquiera de los dominios. Y se debería de hablar de las facies alpinas para aludir a los carbonatos del Triásico Superior incluso, en algunos casos, para los carbonatos del Triásico Superior de las Zonas Externas. Obviamente, cada conjunto de materiales podría designarse con su denominación regional en términos de formación litoestratigráfica hasta donde tenga entidad propia, y siempre que sea posible, intentando evitar la multiplicidad de formaciones.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación BTE 2002-00775 y por el grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM 0163. También son parte de los Proyectos IGCP 458 y 467.

#### REFERENCIAS

- Braga, J.C. y Martín, J.M. (1987): Distribución de las algas dasycladáceas en el Triás Alpujárride, *Cuadernos de Geología Ibérica*: 11: 475-489.
- Delgado, F., Estévez, A., Martín J.M. y Martín-Algarra, A. (1981): Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordilleras Béticas). *Estudios Geológicos*: 37: 45-57.
- García Tortosa, F.J. (2002): *Los complejos tectónicos alpujárrides y maláguides en el sector oriental de la Zona Interna Bética. Estratigrafía, relaciones tectónicas y evolución paleogeográfica durante el Triásico*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 383 p.
- López Garrido, A.C., Pérez López, A. y Sanz de Galde-

- no, C. (1997): Présence des faciès Muschelkalk dans des unités alpujarrides de la région de Murcia (Cordillère Bétiques, sud-est de l'Espagne) et implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci, Paris*, 324: 647-654.
- López-Gómez, J., Arche, A., Calvet, F. y Goy, A. (1998): Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1: 1033-1084.
- Martín Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 1171 p.
- Pérez-López, A., (1991): *El Triás de facies germánica en el sector central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 400 p.
- Pérez-Valera, F. (2005): *Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 220 p.
- Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., y López Garrido, A.C. (1995): Estructura del Alpujarride y del Maláguide al NW de Sierra Nevada (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8: 239-250.
- Vera, J.A y Martín Algarra, A. (2004): La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 352-354.

# Bioestratigrafía del Ladiniense Inferior en la región de Calasparra (Murcia, España)

J.A. Pérez-Valera<sup>1</sup>, F. Pérez-Valera<sup>2</sup> y A. Goy<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040-Madrid. jalbertoperez@geo.ucm.es, angoy@geo.ucm.es

<sup>2</sup> Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva s/n, 18071-Granada. fperezv@ugr.es

## ABSTRACT

A biostratigraphic study has been carried out with the aid of ammonoids from the Lower Ladinian of the SE Calasparra section (Eastern of the Betic Cordillera). The section is formed by 89 m of dolostones and fossiliferous limestones from the Muschelkalk facies. From the study of 11 successive levels with ammonoids, three biozones have been distinguished: Brotzeni Zone (Upper Anisian), Curionii Zone (Lower Ladinian) and Epigonus Zone (Upper Ladinian). Moreover, the Curionii Zone could be subdivided in two Subzones: Curionii Subzone and Awadi Subzone. The ammonoid assemblages are typical from the Sepharadic Province, which include numerous species in common with Sinai and Negev (Israel). These assemblages can be correlated with other areas of Spain (Catalonia and Minorca) and the Tethys Province, due to the presence of two species of wide geographic distribution, *Eoprotrachyceras curionii* and "*Eoprotrachyceras*" cf. *gredleri*, which are recorded in the lower part of the Curionii and Epigonus Zones respectively.

**Key words:** Triassic, Ladinian, Ammonoids, Biozonation, Betic Cordillera.

## INTRODUCCIÓN

Al sureste de Calasparra, en el límite de los dominios Subbético y Prebético, dentro del sector oriental de la Cordillera Bética, se encuentra un afloramiento de rocas triásicas en el que han sido diferenciadas varias unidades litoestratigráficas pertenecientes al Triásico Sudibérico (facies germánica) (Pérez-Valera y Pérez-López, 2003). En el sector de estudio se han reconocido, de abajo a arriba: A) una unidad detrítica inferior de facies Buntsandstein (Pérez-Valera *et al.*, 2000) compuesta por una alternancia de arcillas y areniscas rojas bioturbadas, con laminación cruzada, que pasa de forma gradual por medio de lutitas verdes y ocreas a la siguiente unidad; B) unidad carbonática (facies Muschelkalk) compuesta por dolomías, calizas tableadas y margocalizas, bioturbadas, con abundantes bivalvos; y C) unidad detrítico-evaporítica de facies Keuper, que incluye varias subunidades detrítico-evaporíticas.

En este afloramiento, sobre la unidad detrítica inferior, los materiales del Muschelkalk muestran unas excelentes condiciones de afloramiento y un notable desarrollo. En ellos, han sido realizados estudios previos sobre ammonoideos con fines bioestratigráficos (Goy, 1995; Goy *et al.*, 1996; Goy y Pérez-López, 1996). Las investigaciones realizadas en los últimos años, han proporcionado nuevos ammonoideos (Hungaritidae y Trachyceratidae) que están

registrados en 11 niveles. Esto ha permitido caracterizar, para el intervalo comprendido entre el Anisiense Superior terminal y el Ladiniense Superior basal, tres biozonas una de las cuales ha podido ser subdividida.



FIGURA 1. Situación geográfica de la sección tipo del Triásico en la región de Calasparra.

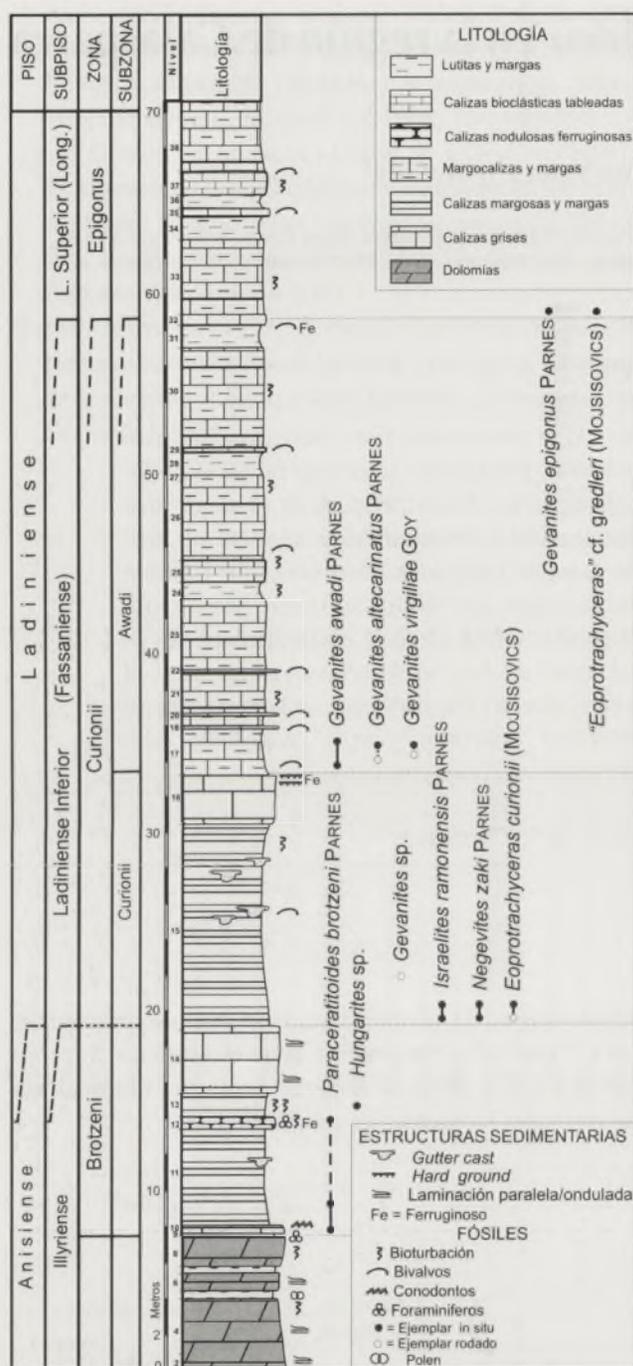


FIGURA 2. Columna estratigráfica y biozonación de la sección de Calasparra (CL-1).

## BIOESTRATIGRAFÍA DE LA SECCIÓN DE CALASPARRA

La sección elegida se sitúa al sur de la Sierra del Molino, en el paraje denominado Cañada de los Calderones (Fig. 1). A ella se puede acceder desde la carretera que une Calasparra con Mula (Mu-512) tomando, en el Km 7, el desvío que lleva al Embalse de Alfonso XIII. Desde estas carreteras parten pistas forestales que atraviesan el afloramiento. En concreto, se encuentra en un paraje próximo a una antigua cantera de ofitas. Por encima de los últimos niveles de la Unidad Detrítica Inferior se sitúan las facies

Muschelkalk, que están constituidas por 89 m de carbonatos (Fig. 2).

Los primeros 7 m están compuestos por dolomías finas, laminadas, con estructuras algales y moldes de evaporitas, que muestran distintos grados de bioturbación. Este tramo posee niveles detríticos intercalados y hacia el techo las dolomías pasan a calizas nodulosas. El resto de la sección está compuesto por 82 m de calizas tableadas y margocalizas, con abundantes bivalvos y bioturbación intensa.

En la figura 2, se representa la columna estratigráfica de esta sección, con la posición exacta de los ammonoideos, los niveles litológicos señalando las estructuras sedimentarias y los grupos de fósiles registrados, las unidades bioestratigráficas definidas y las unidades cronoestratigráficas en las que se encuadran.

### Anisiense Superior (Illyriense)

-Zona de *Paraceratitoides brotzeni* [niv. 9 a 14]:

Ha sido utilizada por Hirsch (1987) en la Provincia Sefardí como equivalente a la Zona Parakellnerites de la zonación estándar. Por su parte, Parnes (1986), considera un "nivel de Brotzeni" equivalente a las Zonas *Trinodosus* (p.p.) y *Avisianus* de Europa. La biozona comienza con la primera aparición de *P. brotzeni*, a unos 7 m de la base de los carbonatos. En la sección de Calasparra la parte inferior de la biozona solo incluye esta especie [niv. 9, 11]. El nivel 12, constituido por caliza bioclástica ferruginosa con ammonoideos que, aunque han sido atribuidos a *P. brotzeni*, muestran algunas diferencias con el tipo de la especie. Por encima se sitúa un nivel con *Hungarites* sp. [niv. 13].

### Ladiniense Inferior (Fassaniense)

-Zona de *Eoprotrachyceras curionii* [niv. 15 a 32]:

Ha sido utilizada por numerosos autores en la Provincia del Tethys; y por Goy y Pérez-López (1996) en la Cordillera Bética. Comienza con la primera aparición de *E. curionii* en la base del nivel 15.

-Subzona de *Eoprotrachyceras curionii* [niv. 15 a 16]

Está caracterizada por la presencia de *E. curionii*, que está asociada a *I. ramonensis* y *N. zaki*, en los primeros 1,5 m del nivel 15. A unos 3 m de la base se ha obtenido *Gevanites* sp. y luego no hay ammonoideos hasta el nivel 17. El nivel 15, en su parte media y superior presenta estratificación ondulada y frecuentes intercalaciones de calizas bioclásticas (tempestitas) junto con otras estructuras debidas a tormentas. Sobre ellas se sitúan calizas masivas (niv. 16), que hacia el techo incluyen varios *hardground* (Pérez-Valera y Pérez-López, 2003).

-Subzona de *Gevanites awadi* [niv. 17 a 32]:

Está caracterizada por la presencia de *G. awadi*, que está asociada a otras especies de *Gevanites* (*G. altecarinatus*, *G. virgiliae*) y a nautiloideos, sobre la superficie de

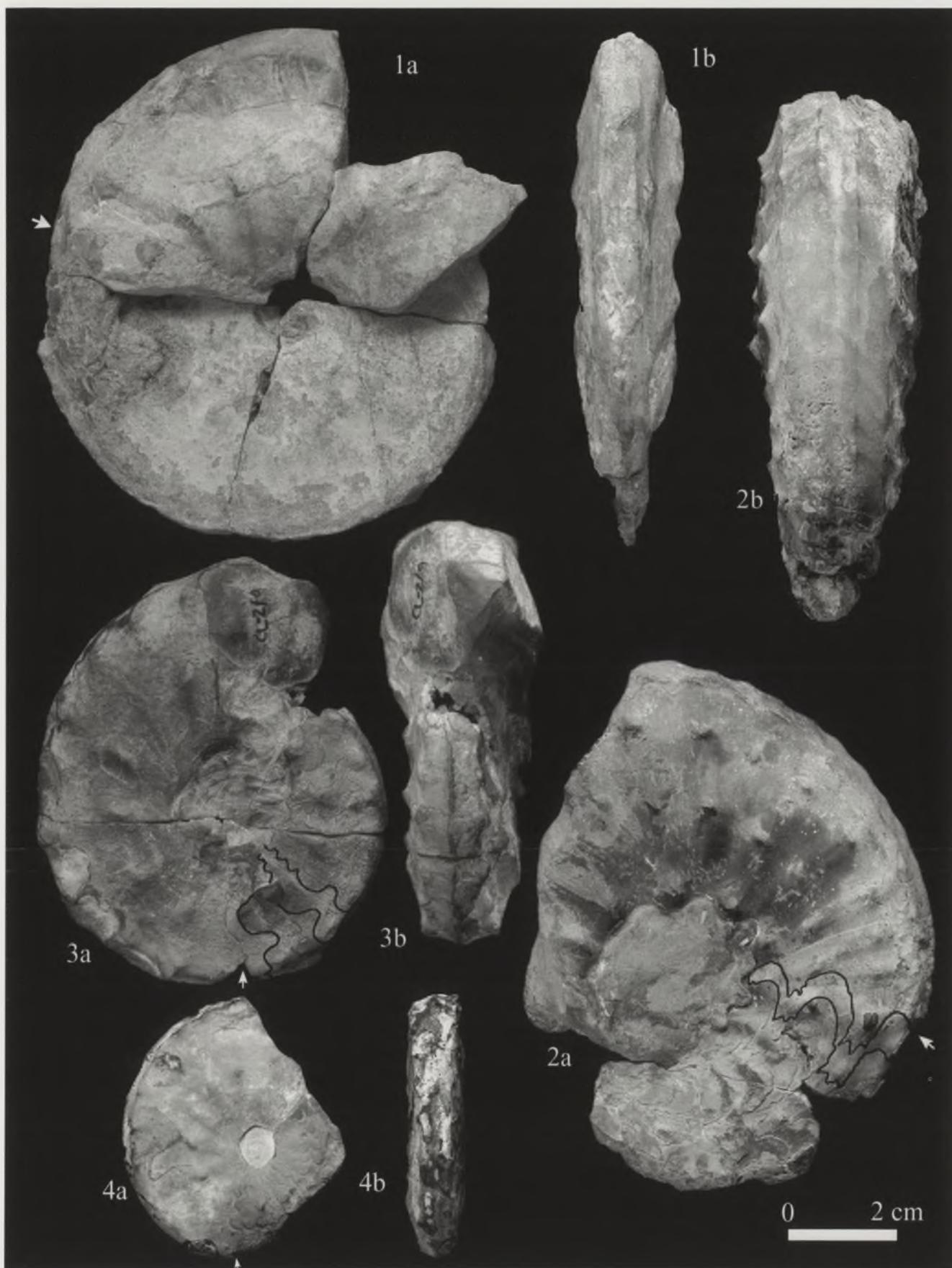


FIGURA 3. 1) *Paraceratitoides brotzeni* Parnes, (CL-1/52), Nivel 11. Zona Brotzeni, Anisiense Superior. a) Vista lateral, b) Vista ventral. x3/4. 2) *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics), (CL-1/88), Nivel 15. Zona Curionii, Subzona Curionii, Ladiniense Inferior. x1. a) Vista lateral, b) Vista ventral. 3) *Gevanites awadi* Parnes, (CL-2/9), Nivel 17. Zona Curionii, Subzona Awadi, Ladiniense Inferior. a) Vista lateral, b) Vista adaptural. x1. 4) *Gevanites epigonus* Parnes, (CL-1/32), Nivel 33. Zona Epigonus, Ladiniense Superior. a) Vista lateral, b) Vista ventral. x1. La flecha indica el comienzo de la cámara de habitación.

*hardground* y en los primeros 2 m de margocalizas y margas del nivel 17. Por encima, la sucesión está dominada por calizas margosas, calizas bioclásticas tableadas, calizas nodulosas y algunos niveles de lutitas y margas, con bivalvos. El límite Ladiniense Inferior-Ladiniense Superior permanece impreciso, debido a que entre el nivel 17 y el 33 no se han encontrado fósiles característicos.

### Ladiniense Superior (Longobardiense)

-Zona de *Gevanites epigonus* [33 a ?]:

Ha sido utilizada por Hirsch (1987), en la Provincia Sefardí como equivalente a la Zona Gredleri de la zonación estándar. También Parnes *et al.* (1985) marcan el comienzo del Ladiniense Superior con un nivel de *G. epigonus*. En la sección de Calasparra esta biozona comienza con la primera aparición de la especie índice en la base del nivel 33, donde está asociada a "*Eoprotrachyceras*" cf. *gredleri*. Este nivel, situado a 59 m de la base de los carbonatos, está constituido por margas y margocalizas situadas por encima de una capa de tormenta de 0,8 m de espesor, ferruginosa, que incorpora bioclastos sobre todo de bivalvos (niv. 32). Por encima se reconocen otros niveles que intercalan capas de tormenta y que contienen nautiloideos y bivalvos. El límite superior de esta biozona no puede ser marcado, por la ausencia de ammonoideos a partir del nivel 33. No obstante, en otras áreas de la Cordillera Bética han sido hallados *Protrachyceras* de la zona Hispanicum (Parnes *et al.*, 1985).

### DISCUSIÓN

La situación del límite inferior del Ladiniense ha sido controvertida debido a las diferencias de opinión sobre la posición y el lugar donde debía ser marcado el GSSP (Global Stratigraphic Section and Point) de la base de este piso. Recientemente la ISTS (International Subcommission on Triassic Stratigraphic) ha aceptado la propuesta de Brack *et al.* (2003) de definir la base del Ladiniense en la base de la Zona *Eoprotrachyceras curionii* y situar el GSSP en la sección de Bagolino (S de los Alpes).

En la sección de Calasparra, como en la Provincia Sefardí a la que pertenece la Cordillera Bética y en el NE de España, se ha hecho comenzar el Ladiniense en la base de la Zona Curionii, o en niveles equivalentes (Hirsch, 1987; Parnes, 1986; Goy, 1995). En consecuencia, la zona Brotzeni, queda incluida en el Anisiense Superior.

La base de la Zona Curionii, tal como se considera en este trabajo, es casi equivalente a la base de la Zona Curionii de la zonación estándar en la Provincia del Tethys y a la base de la biozona *I. ramonensis* y *E. wahrmani* de la Provincia Sefardí (Hirsch, 1987).

Los ammonoideos estudiados, pertenecen a la familia Hungatitidae Waagen, 1895 (más del 80%), y a la familia Trachyceratidae Haug, 1894 (menos del 20%). El alto

porcentaje de Hungaritidae sugiere que había una buena comunicación en el Anisiense terminal y en el Ladiniense inferior, entre la Cordillera Bética y la parte oriental del Mediterráneo. Todos los géneros reconocidos (*Paracera-titoides*, *Israelites*, *Negebites*, *Gevanites*), excepto *Eoprotrachyceras*, fueron definidos en Israel o en el Sinaí. Por otro lado, los Trachyceratidae del género *Eoprotrachyceras* tienen una amplia distribución en la Provincia del Tethys (Alpes, Hungría, Grecia, Turquía, etc.), y se encuentran también en las cordilleras Ibérica y Costero Catalana y en la Isla de Menorca. *E. curionii* permite una correlación precisa, con secciones del Tethys, y el género *Eoprotrachyceras* con secciones de Norte América. (Tozer, 1994).

En el Ladiniense Superior de la sección estudiada se encuentra otro taxón propio de la Provincia del Tethys, "*E.*" cf. *gredleri*, que da nombre a una zona (o subzona) de la zonación estándar. Aparece, aunque con escaso registro junto con *G. epigonus*, en la base de la zona Epigonus. Este dato es de interés para correlacionar el área investigada con el área alpina, y para establecer los vínculos de comunicación entre ambas.

### CONCLUSIONES

Los ammonoideos procedentes de 11 niveles sucesivos, en los carbonatos de facies Muschelkalk de la sección de Calasparra, han permitido caracterizar tres biozonas: Zona Brotzeni (Anisiense Superior), Zona Curionii (Ladiniense Inferior) y Zona Epigonus (Ladiniense Superior). La Zona Curionii a su vez ha podido ser subdividida en dos subzonas válidas para la Cordillera Bética oriental: Subzona Curionii y Subzona Awadi.

Se citan por primera vez, en la Cordillera Bética, la Zonas Brotzeni del Anisiense Superior y la Zona Epígonus del Ladiniense Superior. La presencia de especies de amplia distribución geográfica, como *Eoprotrachyceras curionii* y "*Eoprotrachyceras*" cf. *gredleri*, con registro en la parte inferior de las zonas Curionii y Epigonus respectivamente, permite la correlación con otras áreas españolas (Cordillera Costero Catalana e Isla de Menorca) y con áreas de la Provincia del Tethys.

Se trata de una sucesión con asociaciones típicas de la Provincia Sefardí, que incluye muchos taxones comunes con el Sinaí y con el Negev (Israel), destacando el hecho de que la biozonación de Calasparra es más parecida a las de Egipto e Israel que a las del NE de España.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por dos becas FPU del Ministerio de Educación y Ciencia concedidas a dos de los autores (J.A. y F. Pérez Valera) y, en parte, por los proyectos BTE2002-0775 y BTE2001-1924 de la DGES.

## REFERENCIAS

- Brack, P., Rieber, H. y Nicora, A. (2003): The Global Stratigraphic Section and Point (GSSP) of the base the Ladinian Stage (Middle Triassic)-A proposal for the GSSP at the base or the Curionii Zone in the Bagolino section (Southern Alps, Northern Italy). *Albertiana* 28: 13-25.
- Goy, A. (1995): Ammonoideos del Triásico Medio de España: Bioestratigrafía y Correlaciones. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19: 21-60.
- Goy, A., Martínez, G., Pérez-Valera, F., Pérez-Valera, J.A. y Trigueros Ramos, L.M. (1996): Nuevos hallazgos de cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos) en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. *Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo Extraordinario, 125 Aniversario: 311-314.
- Goy, A. y Pérez-López, A. (1996): Presencia de cefalópodos del tránsito Anisiense-Ladiniense en las facies Muschelkalk de Zona Subbética (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 20 (1): 183-186.
- Hirsch, F. (1987): The Bio-stratigraphy and correlation of the marine Triassic or the Sephardic province. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 815-826.
- Parnes, A. (1986): "Middle Triassic Cephalopods from the Negev (Israel) and Sinaí (Egypt.). *Geological Survey of Israel Bulletin*, 79: 1-59.
- Parnes, A., Benjamin, C. y Hirsch, F. (1985): New aspects of Triassic ammonioid biostratigraphy, paleoenvironments and paleobiogeography in southern Israel (Sephardic Province). *Journal of Paleontology*, 59(3): 656-666.
- Pérez-Valera, F. y Pérez-López, A. (2003): Estratigrafía y Tectónica del Triásico Sudibérico al Sureste de Calasparra (Murcia). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16(1-2): 35-50.
- Pérez-Valera, F., Solé de Porta, N. y Pérez-López, A. (2000): Presencia de facies Buntsandstein (Anisiense-Ladiniense?) en el Triásico de Calasparra (Murcia). *Geotemas*, 1(2): 209-211.
- Tozer, E.T. (1994): Canadian Triassic ammonioid faunas. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 467: 1-663.

[The text on this page is extremely faint and illegible. It appears to be a multi-column document, possibly a book or a report, with several paragraphs of text. The content is too light to transcribe accurately.]

# Definición de la Formación Cehegín para los carbonatos de facies Muschelkalk depositados en un área intermedia-externa del Paleomargen Sudibérico

F. Pérez-Valera<sup>1</sup>, A. Pérez-López<sup>1</sup> y J. A. Pérez-Valera<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva s/n. 18071- Granada. fperezv@ugr.es, aperezl@ugr.es

<sup>2</sup> Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria. 28040- Madrid. jalbertoperez@geo.ucm.es

## ABSTRACT

*The Cehegín Formation (Ladinian) is defined as a formal lithostratigraphic unit to characterize the Muschelkalk facies deposited on intermediate-external area of the southern Iberian continental margin. This formation consists of dark limestones and marly limestones. Two main members can be distinguished in this formation. In the lower member, two or three massive carbonate thick beds appear with bedded marly limestone intercalations. The upper member consists of a more marly succession of carbonate beds with burrows and intercalations of bioclastic limestone. Pot and gutter casts are frequent in the lower member, and tempestites occur mainly in the upper member. The sediments of this formations are interpreted as epicontinental marine deposits. The holostratotype, parastratotypes and hypostratotype which characterize this formation in the Betic Cordillera are described.*

**Key words:** Muschelkalk, Triassic, lithostratigraphic unit, Betic Cordillera, Epicontinental.

## INTRODUCCIÓN

Los carbonatos de facies Muschelkalk del Triásico Medio, que afloran en el sector central de la Cordillera Bética, fueron caracterizados y definidos informalmente por Pérez-López (1991) como Formación Majanillos, manteniendo la denominación inicial de López Chicano y Fernández (1988) para el sector central de la Cordillera.

A partir del estudio de estos carbonatos a lo largo de toda la Cordillera hasta el sector oriental, se ha comprobado que son bastante constantes en todo el sur y sureste de la Península. No obstante, se han podido diferenciar dos unidades litoestratigráficas algo distintas para estos carbonatos de facies Muschelkalk (Pérez-Valera, 2005). Una que corresponde a los carbonatos depositados durante el Ladinense en la zona más interna o proximal del Paleomargen Sudibérico, y otra unidad más potente que comprende los depósitos de la zona más distal o externa del paleomargen, que se encuentra actualmente en los dominios del Subbético. Para estos últimos carbonatos de facies Muschelkalk se propone la definición de una nueva formación litoestratigráfica en el ámbito del Subbético, que sustituye a la denominación anterior de Formación Majanillos (Pérez-López, 1991).

En este estudio se ha comprobado que los mayores y mejores afloramientos de estos carbonatos afloran en el sector

de Cehegín (Murcia). Al mismo tiempo que afloran extensamente, existen varias secciones diferentes que caracterizan muy bien las variaciones de estos carbonatos. Por esto se ha elegido el sector de Cehegín como área tipo de la Formación Cehegín, que se define a continuación.

## DEFINICIÓN DE LA FORMACIÓN CEHEGÍN

### Rasgos Generales

En este trabajo se ha establecido como área tipo de la Formación Cehegín la zona comprendida entre Cehegín, Calasparra, Cieza y Bullas (Fig. 1). En esta área se ha podido establecer la estratigrafía completa de esta formación. Se caracteriza básicamente por presentar una sucesión de calizas oscuras, con niveles más margosos en los tramos superiores.

Se han levantado cuatro secciones estratigráficas, de las que una de ellas es el holoestratipo, y las otras tres son paraestratipos que complementan las características de la formación. Por otra parte, también se han estudiado varias secciones estratigráficas alejadas del área tipo, que tendrían el rango de hipoestratipos, y que servirían para extender la formación hasta el sector central de la Cordillera Bética.

Desde el punto de vista estratigráfico, la Formación Cehegín se sitúa encima de arcillas y areniscas rojas de fa-

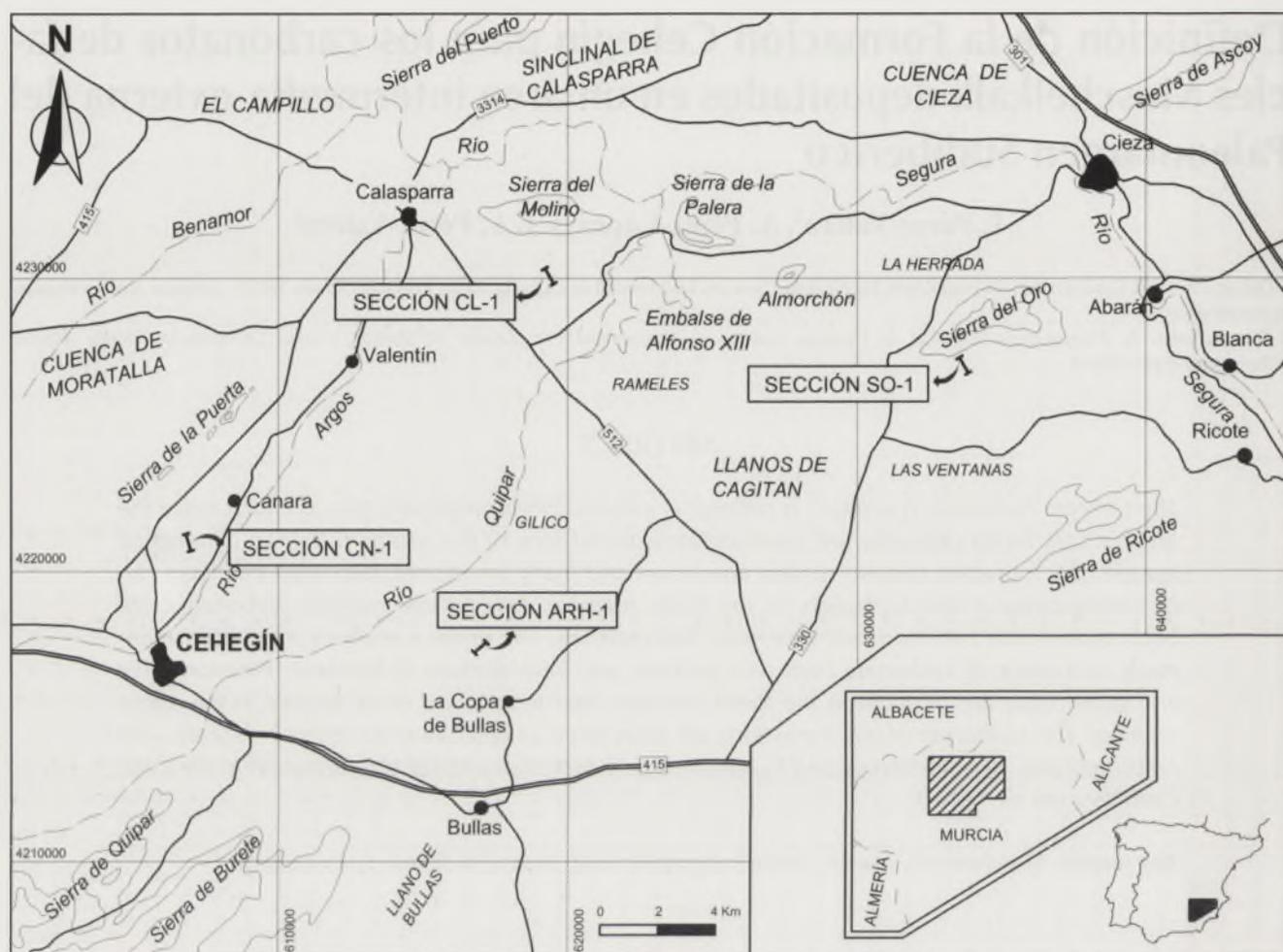


FIGURA 1. Situación geográfica de las secciones que definen la Formación Cehegín. Holoestratotipo: Sección de Canara (CN-1); Paraestratotipos: sección de Calasparra (CL-1), sección de Arroyo Hurtado (ARH-1) y sección Sierra del Oro (SO-1).

cies Buntsandstein o de materiales yesíferos (Pérez-Valera, 2005), y en todos los sectores, sobre la Formación Cehegín aparecen los materiales detrítico-evaporíticos de facies Keuper, que constituyen el Grupo Keuper de Jaén (Pérez-López, 1991).

En la sucesión estratigráfica de la Formación Cehegín se han diferenciado dos miembros litológicos principales. El *miembro inferior* está formado por dos o tres bancos masivos de carbonatos (Fig. 2), de los cuales el primero suele presentar dolomías, con intercalaciones de calizas margosas, margocalizas y capas o depósitos de tormentas (*pot* y *gutter cast*, tempestitas). El *miembro superior* está compuesto por niveles de calizas bioclásticas o nodulosas, más o menos bioturbadas y tramos de calizas tableadas. Hacia la parte alta, la sucesión termina con niveles dolomítico-carniolares y yesos, entre lutitas y margas.

### Holoestratotipo

La Formación Cehegín toma su nombre de la población de Cehegín, situada en el noroeste de la Región de Murcia. El holoestratotipo de esta formación (Sección CN-1) se sitúa a 1 Km al sur de la pedanía de Canara, y 4 Km al norte de Cehegín. La sección se ha levantado en las inmediaciones

de la Ermita de la Virgen de la Peña, concretamente en un barranco que se sitúa al oeste de dicha ermita. Se puede acceder a la sección por el camino de servicio de la Virgen de la Peña (IRYDA), que parte de la carretera local que une Cehegín y Calasparra, a la altura de la citada ermita. A unos dos kilómetros siguiendo esta carretera de servicio comienza la sección. Las coordenadas UTM del muro son: 606900, 4220800 (Hoja 911, escala 1:50000).

Toda la sección se encuentra muy verticalizada y los tramos inferiores constituyen un escarpado relieve bien visible, donde se asienta la ermita. La sección tiene aproximadamente 150 metros de potencia (Fig. 3). El miembro inferior está constituido por tres bancos de calizas masivas (tramos 1, 3 y 5), estratodecrecientes. Entre los bancos de calizas masivas,



FIGURA 2. Aspecto característico de un afloramiento de la Fm. Cehegín (Afloramiento de la Sierra del Oro).

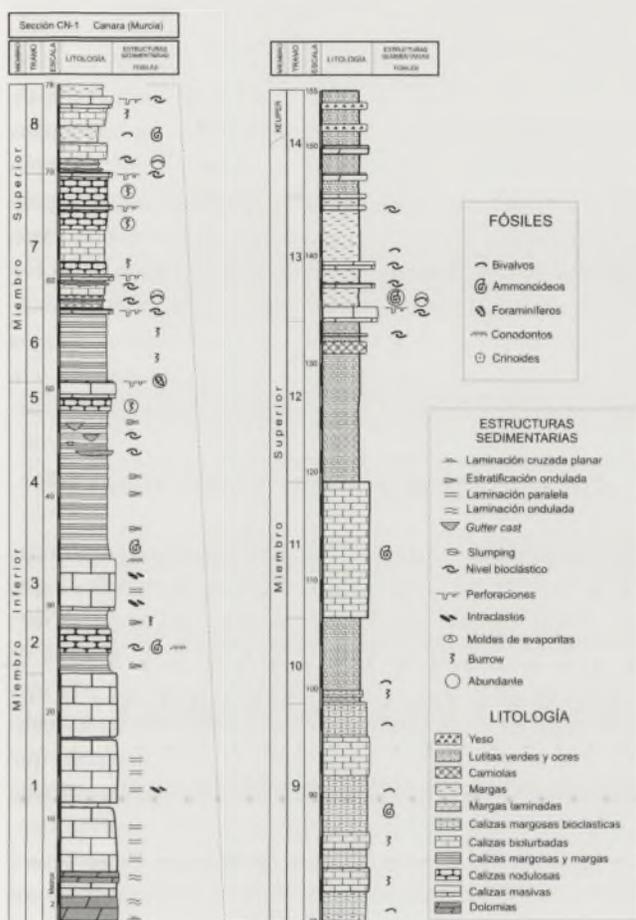


FIGURA 3. Sección estratigráfica del holoestratotipo (Canara CN-1).

que resaltan en el relieve, se encuentran intercalaciones de calizas de grano muy fino (calclutitas) y calizas margosas, con estratificación ondulada y frecuentes depósitos de tormentas. El miembro superior se sitúa sobre un nivel de involutínidos, que marca la superficie de máxima inundación de la transgresión (Pérez López *et al.*, 2005), y está constituido por una alternancia de calizas bioclásticas bien estratificadas y de aspecto tableado, y calizas bioturbadas con aspecto arriñonado que también intercalan niveles bioclásticos. Hacia la parte media-superior de este miembro se encuentran dos intercalaciones de lutitas verdes y ocreas (tramos 10 y 12), con algunos niveles carniolares (tramo 12). Por encima de este tramo, aparecen todavía materiales marinos, con un nivel guía constituido por 2 metros de margas blanquecinas con una abundante fauna de bivalvos (*Gervillia jouleaudi*) y, sobre todo, ammonoideos. Al final de la sección se produce un tránsito gradual a la facies Keuper, y van apareciendo niveles de dolomías ocreas y de yesos.

### Paraestratotipos

Para completar las características estratigráficas de la Formación Cehegín, se han estudiado tres secciones complementarias situadas dentro del área tipo, que correspondrían a paraestratotipos.

#### Sección de Calasparra (CL-1)

Se sitúa en el término municipal de Calasparra, en la provincia de Murcia, en el afloramiento que se encuentra al sur de la Sierra del Molino. Se accede desde una pista que parte del kilómetro 4 de la carretera comarcal MU-512, que va desde Calasparra a Mula. El afloramiento se sitúa en las inmediaciones del Embalse de Alfonso XIII. Las coordenadas UTM del muro son: 619000, 4229500, (Hoja 890 a escala 1:50000).

Como antecedentes, hay que destacar que esta sección (CL-1) ha sido previamente estudiada en los trabajos de Goy *et al.* (1996) y Pérez-Valera y Pérez-López (2003), desde el punto de vista paleontológico y estratigráfico, respectivamente. La sección es especialmente interesante porque es uno de los pocos afloramientos donde se observa el paso estratigráfico de la unidad detrítica inferior de facies Buntsandstein a los carbonatos del Muschelkalk (Pérez Valera *et al.*, 2000). Además, las excepcionales condiciones de observación de los distintos tramos litológicos y la gran abundancia de restos fósiles, particularmente de cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos) y bivalvos, hacen que esta sección sea de gran interés para la caracterización de la Formación Cehegín.

En esta sección aparecen los tres bancos característicos de la Fm Cehegín, pero lo más significativo es el gran desarrollo que alcanza un *hardground* que se sitúa en el techo del miembro inferior (Fig. 4). Inmediatamente por encima, ya en el miembro superior, se ha encontrado abundante fauna de cefalópodos. También son importantes en el miembro superior las capas de tormenta repletas de bivalvos, que aparecen entre niveles de calizas margosas y margas.

#### Sección de Arroyo Hurtado (ARH-1)

Esta sección está situada en el término municipal de Bullas, en las cercanías de la pedanía de Arroyo Hurtado. Constituye el relieve que existe al noreste de la citada pedanía, y se accede por la carretera local (camino de servicio) que parte de la localidad de La Copa de Bullas. Un kilómetro antes de la entrada en Arroyo Hurtado ya se pueden observar hacia el norte los relieves calizos que corresponden a la base de la sección. Las coordenadas UTM del muro son: 616700, 4217300 (Hoja 911, escala 1:50000).

No existen antecedentes sobre este afloramiento, sin embargo se ha elegido como un paraestratotipo de la Formación Cehegín porque es una sección muy completa, con un abundante registro fósil. Además, es uno de los mejores cortes donde se puede estudiar el tránsito gradual a las facies Keuper. Esta sección es especialmente interesante por presentar algunas variaciones en la sucesión estratigráfica respecto a las demás secciones estratigráficas (Fig. 4). De hecho se localiza en una posición intermedia entre las distintas secciones de Sierra del Oro (RN-1) y Canara (CN-1), por lo que constituye un valioso elemento de correlación para comprender la evolución sedimentaria de la Formación Cehegín.

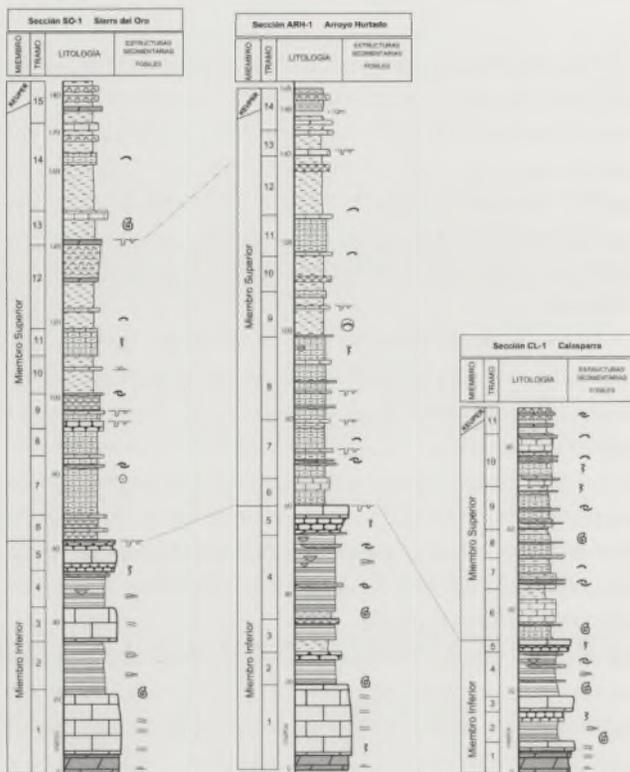


FIGURA 4. Secciones estratigráficas de los paraestratotipos. Leyenda en la Fig. 3.

#### Sección de la Sierra del Oro (SO-1)

Se encuentra a unos 25 kilómetros al noroeste de Cehegín, en el valle situado entre las Sierra del Oro, al norte, y la Sierra de Ricote, al sur. Se accede por una carretera secundaria que conduce hacia la localidad de Ricote, partiendo del kilómetro 12 de la carretera C-330, que une Cieza con Mula. A unos tres kilómetros después de tomar esta carretera parte una pista en dirección hacia la Sierra del Oro, que conduce a las proximidades del afloramiento. Las coordenadas UTM del muro son: 633500, 4227450 (Hoja 891, escala 1:50000).

Se trata de la sección más potente de la Fm Cehegín. Tiene una potencia total de 175 metros y se reconocen los dos miembros característicos de la Formación Cehegín (Fig. 4). Lo más interesante del miembro inferior es que los tres bancos de calizas masivas, laminadas, están muy desarrollados (Fig. 2). Además, los tramos que quedan entre los bancos presentan abundantes estructuras de deformación sinsedimentaria (*slumps*, brechas intraformacionales). El miembro superior está caracterizado por una sucesión bien estratificada, de calizas margosas bioclásticas con algunos niveles más bioturbados, con perforaciones y *Thalassinoides*. En la parte superior de la sucesión se encuentra una importante intercalación de 8 metros de yesos laminados, que no se han reconocido en ningún otro sector con esta potencia. Este tramo final, que da paso a las facies Keuper, está muy desarrollado en esta sección.

## Hipoestratotipos

Se ha comprobado que las facies y la estratigrafía de la Fm Cehegín se puede hacer extensibles a los numerosos afloramientos de cabonatos de facies Muschelkalk que aparecen a lo largo de todo el dominio Subbético, en su sentido más genérico. Por esto se han elegido dos secciones fuera del área tipo que hacen posible la caracterización de la Fm Cehegín hasta el sector central de la Cordillera Bética.

Las secciones que se han definido como hipoestratotipos para la Formación Cehegín son: la sección de Salmerón y la sección de Capa Bichos, ambas en la Provincia de Jaén.

#### Sección de Salmerón (Cabra del Santo Cristo, CS-1)

La sección se sitúa en el barranco Salmerón, que atraviesa un pequeño relieve de calizas de facies Muschelkalk que se encuentra dentro del término municipal de Cabra del Santo Cristo (Jaén), a unos 6 Km al NE de la antigua estación de ferrocarril (Hoja 948 a escala 1:50000). Se accede a la sección siguiendo la carretera que lleva a la estación de ferrocarril de Cabra del Santo Cristo, de donde parte una pista que conduce al Cortijo del Collado. La sucesión estratigráfica se localiza a unos 400 metros al noroeste de dicho cortijo.

Esta sección estratigráfica fue definida por Pérez-López (1991) como la sección tipo de la Formación Majanillos, por considerarla la más completa y la que mejor aflora en todo el sector central de la Cordillera Bética. Por esta razón se ha incluido como hipoestratotipo de la Formación Cehegín.

La sección de Salmerón (CS1) se sitúa en un afloramiento aislado de calizas de facies Muschelkalk con una potencia de 125 m, limitado por contactos mecánicos, englobado en materiales detríticos indiferenciados atribuibles al Keuper. Presenta unas características equivalentes a la sección de la Sierra del Oro, aunque con algunas diferencias, sobre todo, en el miembro superior.

#### Sección de Capa Bichos (Valdepeñas de Jaén, VJ-1)

Se sitúa 3.5 Km al oeste de Valdepeñas de Jaén, en las cercanías del Cortijo de Capa Bichos, en la trinchera de la carretera que conduce hacia la antigua central eléctrica de Valdepeñas de Jaén (Hoja 968, escala 1:50000).

La sección Capa Bichos fue inicialmente descrita por Busnardo (1975) y, posteriormente, por Pérez López (1991) que la incluye como una de las secciones de referencia para la Formación Majanillos. Esta sección (VJ-1) tiene una potencia aproximada de 115 metros y presenta una sucesión estratigráfica algo diferente. En este caso es más parecida a la sección de Arroyo Hurtado. En el miembro inferior se reconocen sólo dos bancos de calizas masivas, de las cuales el primero es el más potente. A techo de este primer tramo existe un tramo de calizas nodulosas con restos de foraminíferos y ammonioideos, que da paso a una alternancia de calizas margosas y margas con estratificación ondulada, y nive-

les de tormentas con *pot* y *gutter cast*. El miembro superior está caracterizado por una alternancia de calizas margosas bioclásticas, de aspecto tableado, con niveles de calizas más masivas, bioturbadas, que terminan en niveles más masivos con *Thalassinoides* y perforaciones. El tránsito al Keuper se produce de manera rápida, con la aparición de niveles de carniolas y lutitas verdes y ocreas.

### Edad

En los carbonatos de la Formación Cehegín existe un abundante registro fósil, compuesto por bivalvos, foraminíferos, conodontos y cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos). A partir del estudio del registro de ammonoideos en la sección de Calasparra (CL-1), localizados en 11 niveles sucesivos, se han distinguido tres biozonas (Pérez-Valera, J.A. *et al.*, este volumen): Zona Brotzeni; Zona Curionii que se divide en dos subzonas: Subzona Curionii y Subzona Awadi; y Zona Epigonus.

En la sección tipo de la Formación Cehegín (CN-1) y en la sección de Arroyo Hurtado (ARH-1) se ha encontrado una sucesión de ammonoideos similar a la descrita en Calasparra, sobre todo en el miembro inferior, aunque todavía no está suficientemente caracterizada.

Las asociaciones encontradas son típicas de la Provincia Sefardí y presentan muchos taxones comunes con el desierto del Sinaí y con el Negev (Israel). También puede ser correlacionada con otras áreas de España (Cordillera Costero Catalana e Isla de Menorca) y de la Provincia del Tethys (Goy, 1995).

En las secciones de la Formación Cehegín se ha situado el inicio del Ladiniense en la base de la Zona Curionii, por similitud con las biozonaciones actuales de la Provincia Sefardí y del NE de España y, en consecuencia, la zona Brotzeni, queda incluida en el Anisiense Superior. No obstante, esto podría variar en el futuro debido a que aún no se ha aceptado definitivamente el GSSP del límite Anisiense-Ladiniense (Muttoni *et al.*, 2004).

El resto de la fauna encontrada también es congruente con una edad comprendida entre el Ladiniense inferior y el Ladiniense superior.

### FACIES E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA

El miembro inferior es más carbonático que el superior y presenta sobre todo facies de calizas laminadas. La base suele ser dolomítica, que en muchos casos corresponden en origen a *grainstones*. En la parte media alta aparecen estructuras erosivas de tormentas (*gutter* y *pot casts*) propias de una zona de *bypass*. Los niveles más energéticos se identifican con las dolomías de la base que se relacionan con arenas no esqueléticas litorales. Los demás depósitos son ya de la zona intermareal y submareal con una marcada pendiente como lo indican los *slumps*, brechas intraformacionales y las estructuras erosivas producidas durante las tormentas en

una zona de *bypass* que se desarrolla en una zona somera sobre un fondo con cierta pendiente. Se interpreta, entonces, que las facies del miembro inferior de los carbonatos de la Fm Cehegín corresponden a depósitos de una rampa, que paulatinamente va profundizando, hasta llegar a las facies de calizas margosas bioturbadas (Pérez-Valera, 2005).

En el miembro superior se han observado facies y asociaciones de facies distintas a las del miembro inferior. Por un lado se encuentra un mayor desarrollo de facies lutíticas con niveles carniolares y yesíferos, sobre todo hacia la parte superior, mientras que por otro lado, son muy abundantes las facies de calizas bioclásticas bioturbadas con frecuentes niveles de tempestitas. Son claramente más abundantes las secuencias de somerización, caracterizadas principalmente por las calizas bioclásticas con perforaciones. El análisis de las tempestitas, junto con las asociaciones de facies, permiten interpretar que durante el depósito de este miembro, la rampa carbonatada desarrollada en el miembro inferior evoluciona hacia medios sedimentarios que muestran una pendiente menor y una progresiva somerización. La progradación de los sistemas costeros sobre la plataforma somera, donde tiene lugar los depósitos del miembro superior, se ve culminada cuando aparecen las facies yesíferas del Keuper sobre la Fm Cehegín.

En general, los carbonatos de la Formación Cehegín se interpretan como sedimentos depositados en mares someros epicontinentales. La conexión que existe entre facies mareales de baja energía y facies marinas con ammonoideos sin mediar facies de alta energía, que se pudieran relacionar con barreras, corroboran la interpretación de un mar epicontinental compartimentado para estos carbonatos de facies Muschelkalk, donde predominan las condiciones de baja energía. No obstante, debido a la poca relativa profundidad, las corrientes de tormentas llegan a afectar de una manera u otra sobre el fondo marino, dependiendo de la fisiografía de la plataforma en cada punto.

### CONCLUSIONES

Se define la Formación Cehegín para caracterizar los carbonatos de facies Muschelkalk en el ámbito del Subbético. Estos carbonatos corresponden a los sedimentos depositados durante el Ladiniense en la zona intermedia-externa del paleomargen Sudibérico. Se caracteriza por presentar una sucesión de calizas oscuras, con dolomías en la base, que hacia la parte superior dan paso a calizas margosas y margas. Destaca la presencia de dos o tres bancos de carbonatos masivos en su miembro inferior, y la frecuencia de capas de calizas bioclásticas en su miembro superior. En toda la sucesión pueden aparecer algunas capas características con estructuras de bioturbación (*Thalassinoides*, *Chondrites*, *Planolites*).

Se interpretan como sedimentos depositados en un mar somero epicontinental donde predominan las facies de baja energía, aunque en algunas zonas son frecuentes los depósitos de tormentas.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación BTE 2002-00775 y por el grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM 0163. También es parte de los Proyectos IGCP 458 y 467.

## REFERENCIAS

- Busnardo, R. (1975): Prébétique et subbétique de Jaen á Lucena (Andalousie). Introduction et Trias. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*, 66, 183 p.
- Goy, A., Martínez, G., Pérez Valera, F., Pérez Valera, J.A. & Trigueros Ramos, L.M. (1996). Nuevos hallazgos de cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos) en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo Extraordinario, 125 Aniversario: 311-314.
- Goy, A. (1995): Ammonoideos del Triásico Medio de España: Bioestratigrafía y correlaciones. *Cuad. Geol. Ibérica*, 19: 21-60.
- Muttoni, G., Nicora, A., Brack, P., Kent, D.V., (2004): Integrated Anisian-Ladinian boundary chronology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 208: 85-102.
- Pérez-López, A., (1991): *El Triás de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 400 pp.
- Pérez-López, A., Márquez, L. y Pérez Valera, F. (2005): A foraminiferal assemblage as a bioevent marker of the main Ladinian transgressive stage in the Betic Cordillera, southern Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (en prensa).
- Pérez-Valera, F. (2005): *Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 220 pp.
- Pérez-Valera, F., Solé de Porta, N. y Pérez-López, A. (2000): Presencia de facies Buntsandstein (Anisiense-Ladiniense?) en el Triásico de Calasparra (Murcia). *Geotemas* 1 (2): 209-211.
- Pérez-Valera, F. y Pérez-López, A. (2003): Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico al sureste de Calasparra (Murcia). *Rev. Soc. Geol. España*, 16: 35-50.
- Pérez-Valera, J.A., Pérez-Valera, F. y Goy, A. (2005): Bioestratigrafía del Ladiniense inferior en la región de Calasparra (Murcia, España). *Geotemas*, este volumen.

# Definición de la Formación Siles para los carbonatos de facies Muschelkalk depositados en un área proximal del Paleomargen Sudibérico.

F. Pérez-Valera y A. Pérez-López

Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva s/n. 18071- Granada. fperezv@ugr.es, aperezl@ugr.es

## ABSTRACT

*The Siles Formation (Ladinian) is defined as a formal lithostratigraphic unit to characterize the Muschelkalk facies deposited on a proximal area of the southern Iberian continental margin. This formation consists of marly limestone and marl. Two main members can be distinguished in this formation. The lower member consists of laminated marly limestone, where tempestites, pot and gutter casts are frequent. The upper member consists of bedded nodular limestone with bioturbation and marl. This member abounds in bivalves. The sediments of this formation are interpreted as epicontinental marine deposits. The holostatotype, parastratotype and hypostratotypes which characterize this formation in the Betic Cordillera are described.*

*Moreover, as some authors distinguish several carbonate intercalations in the Muschelkalk facies, in this paper, the tectonic origin of these supposed carbonate intercalations is demonstrated. Therefore, the stratigraphy of the Siles Formation consists of only one carbonate intercalation or unit.*

**Keywords:** Muschelkalk, Triassic, lithostratigraphic unit, Prebetic, Epicontinental.

## INTRODUCCIÓN

Los carbonatos de facies Muschelkalk afloran en todas las Zonas Externas con características bastante constantes. No obstante, los afloramientos más septentrionales de la cordillera, principalmente los que aparecen alrededor del dominio Prebético presentan algunos rasgos distintos de las sucesiones de carbonatos del Muschelkalk que afloran en zonas más meridionales (Pérez-López, 1991; Pérez-Valera, 2005). Su distribución actual en el espacio no puede ser muy precisa debido a que se pueden encontrar sucesiones de carbonatos de facies Muschelkalk de distinta procedencia paleogeográfica en un mismo afloramiento debido a causas tectónicas, como ocurre en el sector de Cambil (Jaén). Las distintas sucesiones no necesariamente están ligadas a los dominios Prebético o Subbético.

Se pretende definir una formación para los carbonatos de facies Muschelkalk que fueron depositados durante el Ladinense en áreas proximales dentro del Paleomargen Sudibérico, que actualmente afloran mayoritariamente en el ámbito del Prebético, aunque existen afloramientos de esta misma formación en el ámbito del Subbético. Las características de esta formación, que se define como Formación Siles, se pueden observar en los sectores de Pozo Alcón-Huesa (Jaén),

Hornos-Siles (Jaén), Riópar-Bogarra (Albacete) y Embalse del Talave (Albacete).

Estos carbonatos de facies Muschelkalk han sido estudiados previamente con cierto detalle en el sector de Hornos Siles por López-Garrido (1971), Márquez-Aliaga et al., (1986) Gil et al. (1987) y Fernández et al. (1994). Estos autores interpretaron que el Muschelkalk estaba formado por tres paquetes o intercalaciones de carbonatos entre tramos detríticos. Con la caracterización de esta formación queda patente la composición de los carbonatos del Muschelkalk en esta región por sólo un tramo de carbonatos, lo que corrobora las interpretaciones realizadas por Besems (1981 y 1983).

El área tipo de la Formación Siles corresponde a todo el sector de Hornos-Siles, desde el Embalse del Tranco de Beas, hasta los últimos afloramientos situados al noreste de Siles. Se han levantado cuatro secciones, de las que una corresponde al holostatotipo (sección de Siles), otra constituye un parastratotipo que complementa las características de la sección tipo (sección de Cortijos Nuevos), y las otras dos restantes constituyen hipostratotipos, que extienden la formación fuera del área tipo de Hornos-Siles (secciones de Huesa y Bogarra).

## DEFINICIÓN DE LA FORMACIÓN SILES

### Rasgos generales

La Formación Siles se extiende, principalmente, por todo lo que geológicamente sería el arco de Cazorla, desde el extremo nororiental (sector de Riópar-Bogarra), hasta el extremo más meridional (sector de Huesa-Pozo Alcón), teniendo su máxima representación en la zona central del arco (sector de Hornos-Siles), donde se establece el área tipo (Fig. 1). Excepcionalmente, se ha encontrado un afloramiento de esta formación en las cercanías de Cambil, dentro del dominio Subbético.

Esta formación está constituida por calizas y margocalizas con algunas capas de dolomías en la base. En el sector de Riópar-Bogarra, la dolomitización es muy importante y las dolomías son mayoritarias, al mismo tiempo que los tramos margosos son más frecuentes.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, la Formación Siles tiene una potencia que varía entre los 15 a 70 metros, y se puede dividir en dos miembros. El miembro inferior está formado por dolomías, margas y calizas laminadas a veces lajosas, que muestran depósitos y estructuras de tormentas (*tempestitas*, *pot* y *gutter cast*), mientras que el miembro superior está formado por calizas nodulosas, o con estructura arriñonada, y margas, de aspecto tableado y con frecuentes intercalaciones de niveles bioclásticos. Ambos miembros están separados por una superficie de discontinuidad que se manifiesta de diversas maneras según la sección estratigráfica.

Esta formación es perfectamente correlacionable, tanto litoestratigráficamente como en edad, con los carbonatos de facies *Muschelkalk* depositados en áreas más distales del Pa-

leomargen Sudibérico (Formación Cehegín, Pérez-Valera et al., este volumen), por lo que constituye su equivalente en posiciones más proximales del Paleomargen Sudibérico.

### Holoestratotipo

La Formación Siles toma su nombre de la localidad de Siles (Jaén). El holoestratotipo o sección tipo (SIL-1) se encuentra en el talud de la carretera que une las localidades de Siles y Puerta del Segura (provincia de Jaén), aproximadamente a un kilómetro antes de llegar a la población de Siles, en las inmediaciones del Arroyo de los Molinos (Fig. 1, B). La sección se ha levantado de forma compuesta, en distintos tramos a lo largo de 200 metros, debido a las condiciones de observación del afloramiento. Las coordenadas UTM del muro son: 535200, 4248600 (Hoja 865, escala 1:50000).

Se ha considerado esta sección como la más representativa de los carbonatos de facies *Muschelkalk* que afloran en todo el valle de Hornos-Siles, por presentar unas buenas condiciones de afloramiento, accesibilidad, y por estar bien representados los contactos inferior y superior con las facies detríticas del *Buntsandstein* y *Keuper* respectivamente. También se pueden hacer observaciones parciales en algunos taludes previos de esta misma carretera.

Este afloramiento fue inicialmente estudiado por López-Garrido (1971), que lo incluyó dentro de la Formación Hornos-Siles junto con materiales de facies *Buntsandstein* y *Keuper*. Posteriormente, este mismo afloramiento ha sido citado por autores posteriores que han hecho trabajos fundamentalmente paleontológicos (ej. Márquez-Aliaga, et al., 1986; Besems 1981, 1983) o de tipo estratigráfico (Gil et al., 1987; Fernández et al., 1994).

En esta sección se pueden reconocer los carbonatos de facies *Muschelkalk*, formados por dos miembros, que se superponen estratigráficamente sobre las arcillas del *Buntsandstein* (Fig. 2). El miembro inferior está formado por dolomías en la base, con estratificaciones y laminaciones cruzadas, que pasan hacia arriba a calizas margosas finamente estratificadas (de aspecto lajoso), con estratificaciones onduladas y frecuentes estructuras de tormentas (*gutter cast*, *pot cast* y *tempestitas*). Este miembro es el que mejor se preserva en los afloramientos, y suele caracterizarse por el desarrollo de las calizas margosas laminadas de aspecto lajoso. El miembro superior de la sección se sitúa sobre un nivel de *hardground*, con costras de hierro, y está dominado por calizas margosas, tableadas, con intercalaciones de niveles bioclásticos (*tempestitas*), y frecuentes bioturbaciones, que dan un aspecto de caliza "arriñonada". El tránsito a la facies *Keuper* se realiza mediante niveles muy margosos, con esporádicos niveles bioclásticos muy finos, originados por tormentas.

### Paraestratotipo

En los estudios anteriores de los carbonatos de facies *Muschelkalk* del sector Hornos-Siles, siempre se han considerado



FIGURA 1. Situación geográfica de las secciones que definen la Formación Siles. Holoestratotipo: Sección de Siles (SIL-1); Paraestratotipo: sección de Cortijos Nuevos (CJN-1); Hipoestratotipos: sección de Huesa (RH-1) y Bogarra (POT-1).

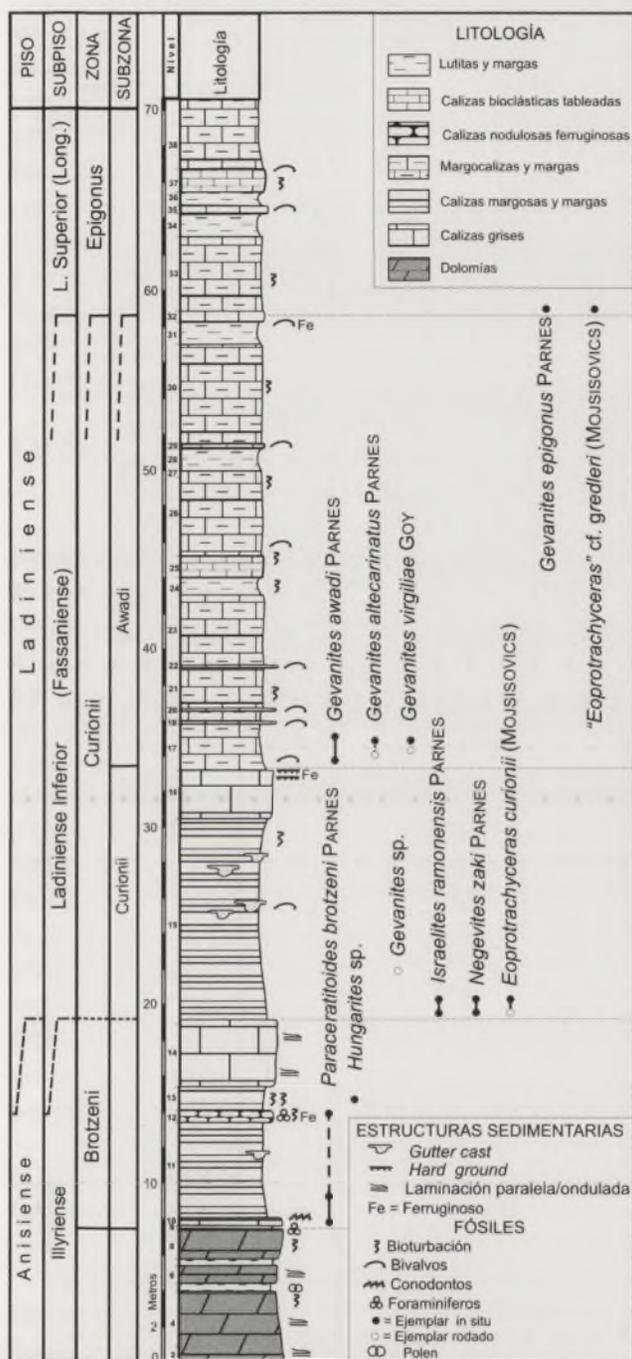


FIGURA 2. Sección estratigráfica del holoestratotipo (Siles, SIL-1).

como cortes de referencia la sección de Siles y la sección que se sitúa inmediatamente al sur de Cortijos Nuevos, en la carretera en dirección a Hornos (López Garrido, 1971; Márquez Aliaga et al., 1986; Gil et al., 1987). Esta sección de Cortijos Nuevos ha sido interpretada, incluso, como una sección que correspondía a un tramo de carbonatos distinto del que aflora en Siles, en concreto al tramo segundo de los tres que supuestamente formaban los carbonatos del Muschelkalk.

#### Sección de Cortijos Nuevos (CJN-1)

La sección de Cortijos Nuevos se encuentra a un kilómetro al sur de la población de Cortijos Nuevos, y se puede seguir al lado de la carretera que se dirige a Hornos (Fig. 1, A).

Desde el punto de vista litológico es muy similar a la sección de Siles, pudiéndose correlacionar perfectamente por tramos litológicos (Fig. 3). El contacto inferior de la formación no se observa bien por estar cubierto por derrubios. Lateralmente aparece el primer banco de dolomías sobre unas lutitas rojas, aunque las dolomías podrían estar algo despegadas y el contacto podría ser mecánico.

El miembro inferior aflora en buenas condiciones en la curva de la carretera. Se observa muy bien el tramo de calizas margosas laminadas, de aspecto lajoso, con algunas intercalaciones bioclásticas y frecuentes estructuras de *gutter casts*. El miembro superior está algo peor expuesto, pero se puede ver bien a lo largo de la carretera, donde está bien desarrollado el tramo de calizas tableadas bioturbadas, algo nodulosas, con algunos bivalvos.

#### Hipoestratotipos

Se han levantado dos secciones estratigráficas de la Formación Hornos-Siles, alejadas del área tipo, que tendrían un rango de hipoestratotipos. Estas secciones estratigráficas se sitúan en ambos extremos del arco de Cazorla, en las cercanías de Huesa por el extremo suroeste, y en las inmediaciones de Bogarra por el extremo noreste. De esta manera, se completa la definición de la Formación Siles, extendiéndola en todo el ámbito de la Zona Prebética y áreas adyacentes.

#### Sección de Huesa (RH-1)

Se encuentra a 2.5 kilómetros al oeste de Huesa (Fig. 1, A), en el paraje conocido como Las Cabañas, y justo al norte de Rambla Honda. El acceso se realiza mediante la carretera que va desde Huesa a la Estación de Huesa, partiendo de Huesa, o por la antigua carretera que va desde Pozo Alcón a Huesa, en la dirección de Huesa.

Esta sección forma parte de una sucesión continua de materiales del Triásico, en posición invertida, que comienza con rocas detríticas del Buntsandstein a las que le siguen los carbonatos de la Fm. Siles y por último las rocas de facies Keuper.

En esta sección estratigráfica está especialmente bien representado el miembro inferior, que muestra unas excelentes condiciones de observación y una gran variedad de estructuras debidas a tormentas (*gutter* y *pot casts*) y a bioturbaciones, en especial de *Rhizocorallium* (Fig. 3). El miembro superior está menos desarrollado, pero está muy bien caracterizado por la presencia de niveles más margosos y de calizas bioclásticas con abundantes bivalvos. El paso a la facies Keuper se realiza de modo gradual, apareciendo algunas intercalaciones de lutitas rojas en la parte final del Muschelkalk.

#### Sección de Bogarra (Potiche) (POT-1)

Se encuentra a 1.5 kilómetros al ENE de la aldea de Potiche (Albacete), situada a 4 kilómetros al ESE de Bogarra

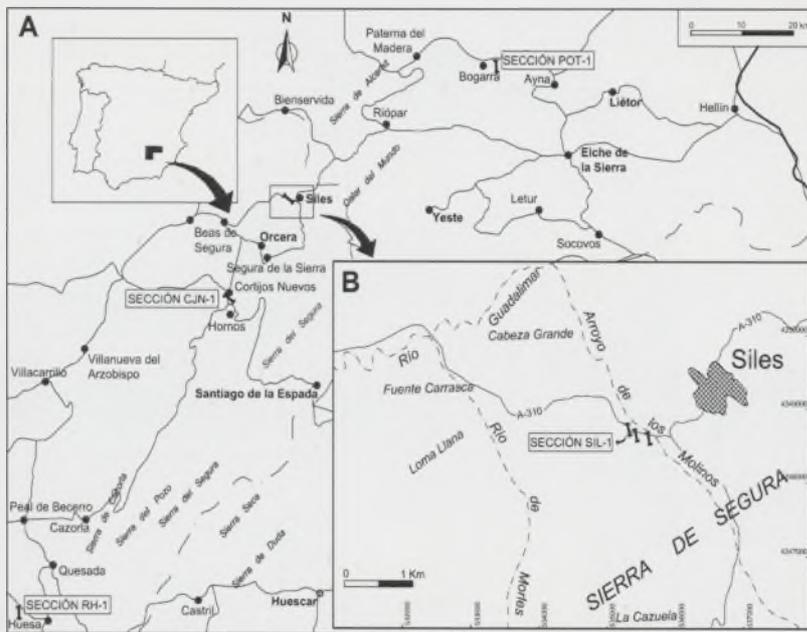


FIGURA 1. Situación geográfica de las secciones que definen la Formación Siles. Holoestratipo: Sección de Siles (SIL-1); Paraestratipo: sección de Cortijos Nuevos (CJN-1); Hipoestratipos: sección de Huesa (RH-1) y Bogarra (POT-1).

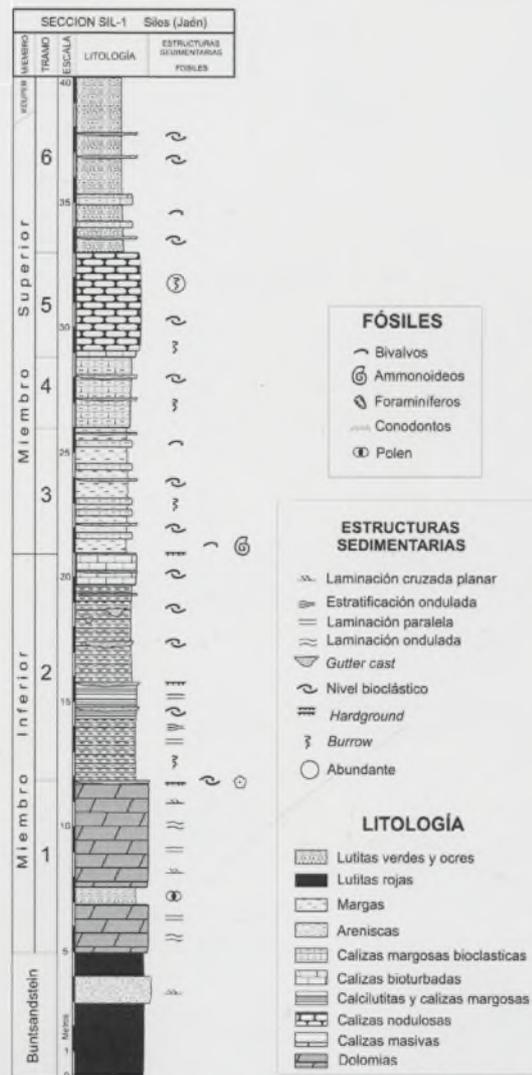


FIGURA 2. Sección estratigráfica del holoestratipo (Siles, SIL-1).

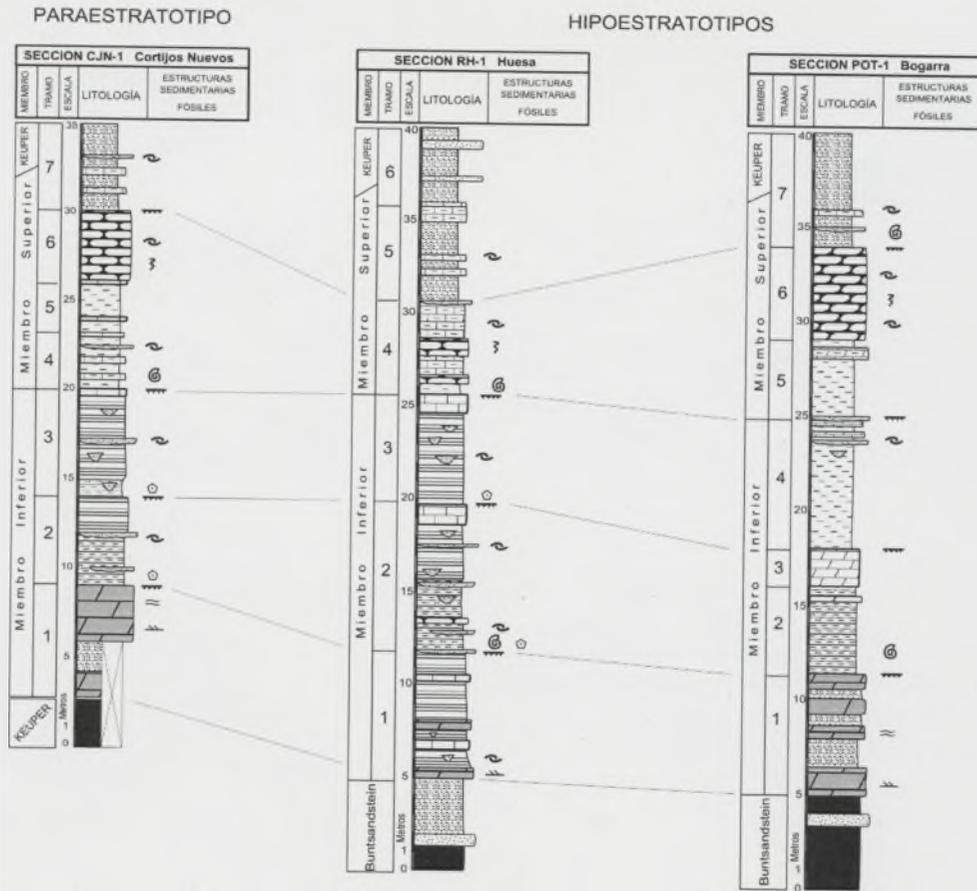
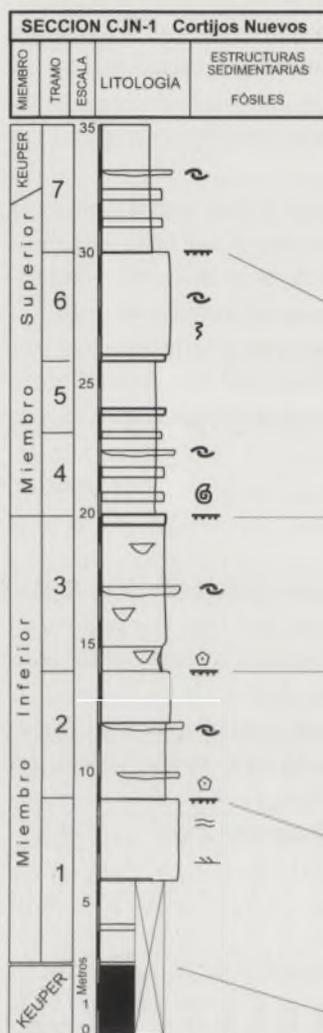


FIGURA 3. Secciones estratigráficas de Cortijos Nuevos (CJN-1), Huesa (RH-1) y Bogarra (POT-1). Leyenda en la Fig. 2.

## PARAESTRATOTIPO



## HIPOESTRATOTIPOS

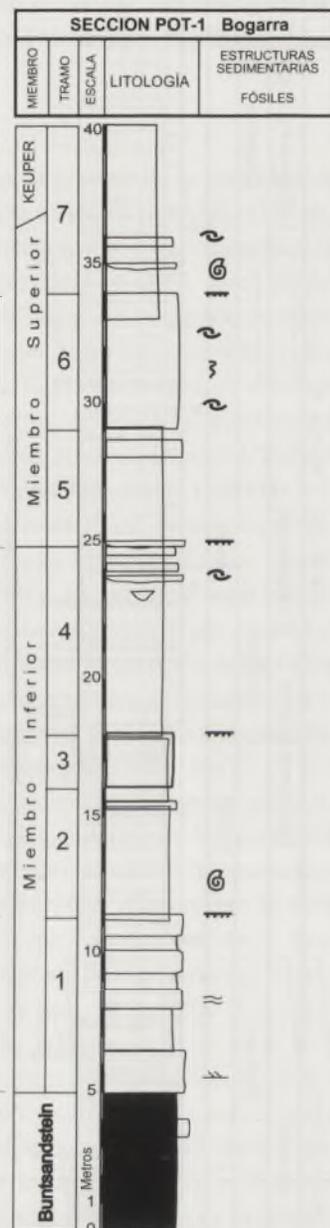
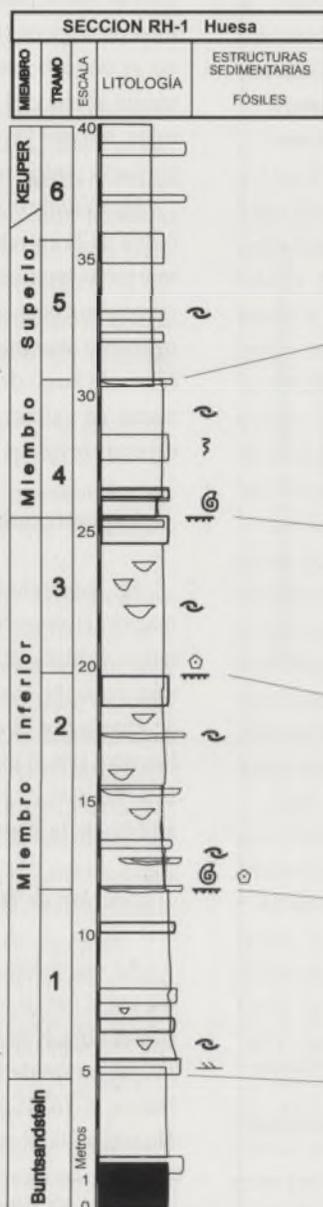


FIGURA 3. Secciones estratigráficas de Cortijos Nuevos (CJN-1), Huesa (RH-1) y Bogarra (POT-1). Leyenda en la Fig. 2.

(Albacete) (Fig. 1, A). Se ha levantado en las cercanías del Caserío El Galapagar, justo al lado de la carretera que va desde Potiche hacia la carretera que une Liétor y Bogarra.

La sección de Bogarra (POT-1) está caracterizada por la alta dolomitización que presentan los materiales carbonatados (Fig. 3). Los restos fósiles y las estructuras sedimentarias son escasas y han quedado poco preservadas. Sin embargo, se han podido caracterizar todos sus tramos litológicos, reconociéndose los dos miembros descritos para esta formación. La potencia total de la sección es de 37 metros, y se sitúa por encima de los materiales detríticos rojos del Buntsandstein, en continuidad estratigráfica. Por encima, los materiales de la Formación Siles pasan a materiales detríticos de facies Keuper, que también se encuentran en continuidad estratigráfica. Lo más característico de esta sección estratigráfica es la presencia de margas blancas, a veces de aspecto masivo, y

otras con aspecto lajoso, que alternan con bancos dolomíticos que en ocasiones muestran aspecto noduloso, con preservación de trazas fósiles aisladas (*Planolites* y *Rhizocorallium*) y algunos niveles superpuestos de tormentas donde se pueden reconocer bivalvos, fundamentalmente *Enantiostreon* y *Placunopsis*. También ha sido de gran interés el hallazgo de dos ejemplares de ammonoideos, actualmente en estudio, para establecer correlaciones con otras secciones de carbonatos de la Cordillera Bética.

### Edad

El registro fósil más notable en esta formación es el de bivalvos. Se pueden reconocer numerosas especies típicas de la bioprovincia Sefardí (*Enantiostreon flabellum* (Schmidt), *Gervillia joleaudi* (Schmidt), *Placunopsis teruelensis* Wurm),

que son típicas del Ladiniense (Márquez-Aliaga et al., 1986). En este trabajo se han recogido fósiles de estas especies en todas las secciones estudiadas. Además, en el estudio micropaleontológico se han podido determinar elementos conodontales también típicos del Ladiniense (*Pseudofurnishius murcianus* van der Boorgaard). También ha sido de gran interés el hallazgo de nuevos ejemplares de ammonoideos, que junto a los existentes previamente, corroboran una edad Ladiniense para los carbonatos de la Formación Siles y permiten una mejor correlación entre las distintas secciones estratigráficas (Pérez-Valera, 2005).

### FACIES E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA

Los sedimentos que aparecen en el miembro inferior se pueden interpretar como sedimentos depositados en una rampa somera, que es afectada por las tormentas. Las acumulaciones de conchas aparecen concentradas en determinadas capas o rellenando estructuras erosivas (*gutter casts*), que se relacionan con depósitos de tormentas. En el miembro superior los sedimentos corresponden a calizas de aspecto noduloso, con intercalaciones de margas, que indican una menor energía en el medio. Las conchas de los bivalvos aparecen más dispersas y en muchos casos con las dos valvas unidas. Además, las bioturbaciones son más frecuentes, sobre todo, de tipo horizontal. En este segundo miembro se da claramente una progradación de los medios marinos más costeros o someros sobre los depósitos anteriores de rampa, hasta dar paso a los sedimentos supramareales de facies Keuper. En cualquier caso se trata de facies características de los medios marinos epicontinentales que se desarrollaron por el Paleomargen Sudibérico durante el Ladiniense (Pérez Valera, 2005).

### SOBRE LA EXISTENCIA DE UN ÚNICO TRAMO DE CARBONATOS EN LA FORMACIÓN SILES

En los trabajos anteriores sobre el Triásico del sector de Hornos Siles se había planteado que la sucesión del Muschelkalk en este sector estaba formada por tres paquetes de carbonatos con intercalaciones de tramos detríticos rojos (López-Garrido, 1971; Márquez-Aliaga et al., 1986; Gil et al. 1987, Fernández et al., 1994). Besems (1981, 1983) es el primero que reinterpreta la estratigrafía del Muschelkalk en esta zona, considerando que solamente existe un tramo de carbonatos, a partir de los análisis palinológicos que realiza. Este autor piensa que la duplicidad de estos tramos es debida a la tectónica.

A partir del estudio sistemático, en el presente trabajo, de gran parte de los afloramientos que aparecen en esta región, y de otros afloramientos similares situados en los sectores de Pozo Alcón-Huesa, Riópar-Bogarra, Tálave y Cambil, se ha visto que en todos los casos existe un solo tramo de calizas, que se interstratifica entre los materiales del Buntsandstein y del Keuper. La aparición en los afloramientos de varios tramos sucesivos, alineados, de calizas del Muschelkalk puede llevar

a la confusión de que pueda tratarse de distintos paquetes.

Esta repetición de los carbonatos de la Fm Siles es debida a la tectónica. Los razonamientos que se pueden argumentar son de tipo litoestratigráfico, paleontológico y estructural. En todos los cortes se pueden reconocer los mismos tramos de facies y, claramente, la diferenciación de los dos miembros. Las asociaciones de bivalvos también se pueden encontrar en todos los cortes, aunque en muchos casos con dificultades porque el miembro superior, en su parte más alta, suele estar cubierto o arado. El registro de ammonoideos también demuestra la existencia de una sola intercalación carbonatada, puesto que aparecen las mismas especies en posiciones estratigráficas similares.

En el sector de Hornos-Siles, en superficie, aflora a veces un tramo carbonatado, pero otras veces aparecen tres bancos de carbonatos, e incluso cuatro o cinco, dependiendo de la transversal, y no se trata de una recurrencia de facies, sino de repeticiones tectónicas. En el resto de los sectores donde se ha reconocido la Fm. Siles (Huesa y Bogarra) claramente aflora un solo tramo entre las facies Buntsandstein y Keuper. Además, los movimientos vergentes al W, en pliegues y fallas que superponen los tramos de carbonatos, son patentes en muchos de los afloramientos, como se puede observar en el afloramiento de la sección tipo de la Fm. Siles (Fig. 4).

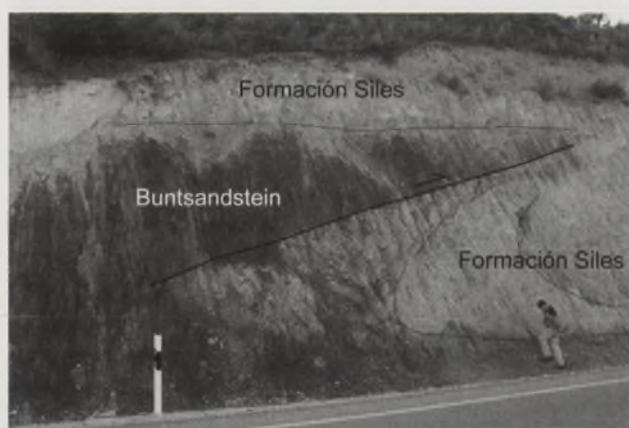


FIGURA 4. Talud vertical de la carretera que sale de Siles hacia Puerta del Segura, donde se observa una ligera superposición, y consecuentemente repetición, del tramo de carbonatos que constituye la Fm. Siles.

### CONCLUSIONES

Se define la Formación Siles para caracterizar los carbonatos de facies Muschelkalk que afloran, sobre todo, en el ámbito del Prebético, aunque pueden aparecer también en el ámbito el Subbético. Estos carbonatos corresponden a los sedimentos depositados durante el Ladiniense en las áreas más proximales del Paleomargen Sudibérico.

La Fm. Siles consiste en un único tramo de carbonatos que en el sector de Hornos-Siles puede repetirse por causas tectónicas. Presenta una sucesión donde predominan las calizas margosas laminadas, con dolomías en la base, que hacia la parte superior dan paso a calizas tableadas nodulosas y margas. Se pueden distinguir dos miembros: uno inferior donde

destacan las calizas margosas laminadas de aspecto lajoso; y otro superior donde son frecuentes las calizas tableadas nodulosas y algunas intercalaciones margosas. Mientras que el miembro inferior se caracteriza por la presencia de estructuras de *gutter casts*, el miembro superior es característico por la abundancia de bivalvos.

Se interpretan como sedimentos depositados en una rampa que dan paso hacia arriba a sedimentos marinos restringidos propios de una zona marginal de un extenso mar somero epicontinental donde predominan las facies de baja energía. Esta formación es claramente correlacionable con los carbonatos más potentes de facies Muschelkalk (Fm. Cehégín) que afloran en el ámbito del Subbético.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación BTE 2002-00775 y por el grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM 0163. También es parte de los Proyectos IGCP 458 y 467.

#### REFERENCIAS

- Besems, R.E. (1981): Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz Region (Southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 32: 257-273.
- Besems, R.E. (1983): Aspects of Middle and Late Triassic palynology; 3. Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone, Province of Jaen, southern Spain), with additional information on the macro-and microfaunas. *Schriftenreihe Erdw. Kommis.*, 5: 37-56.
- Fernández, J., Dabrio, C.J. y Pérez-López, A. (1994): El Triásico de la región Siles Alcaraz (Cordillera Bética). En: *III Congr. Triásico de España: Field Guide* (A. Arche, Ed.), Grupo Español del Mesozoico, Madrid, 46 p.
- Gil, A., Fernández, J., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. y Hirsch, F. (1987): Las facies carbonatadas del Triásico medio de la Formación Hornos-Siles (provincia de Jaén, zona prebética). *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 445-458.
- López-Garrido, A.C. (1971): *Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 317 p.
- Márquez-Aliaga, A., Hirsch, F. y López-Garrido, A.C. (1986): Middle Triassic Bivalves from the Hornos-Siles Formation (Sephardic Province, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Ab.*, 173: 201-227.
- Pérez-López, A., (1991): *El Triás de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 400 pp.
- Pérez-Valera, F. (2005): *Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 220 pp.
- Pérez-Valera, F., Pérez-López, A. y Pérez-Valera, J. A. (2005): Definición de la Formación Cehégín para los carbonatos de facies Muschelkalk que se depositaron en un área intermedia-distal del Paleomargen Sudibérico (Cordillera Bética). *Geotemas* (este volumen).

# Aportaciones al estudio de la recuperación y extinción de los conodontos durante el Triásico.

P. Plasencia y A. Márquez-Aliaga

Instituto "Cavanilles" de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Dpto. Geología. C/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot. Valencia (Spain). Universitat de València. E-mail: Pablo.Plasencia@uv.es; Ana.Marquez@uv.es

## ABSTRACT

*The bigger one Upper Permian Mass Extinction is not affecting to the whole Conodonts and three families over pass de boundary Permian- Triassic. The group show a quick recovery during Early Triassic followed by stabilization during the Middle Triassic. A richness reduction is observed during Early Upper Triassic followed by a light Norian recovery. The Rhaetian diversity is reduced quickly and its extinction is just before the Triassic end.*

*In this paper we use a Triassic conodont species database to calculate the Origination, Extinction and Growth rates and we discuss our results with other similar works. Conodont Internal Biological causes added by external geological ones could get the extinction group to the end Triassic times.*

**Key words:** Conodonts, Triassic, Origination, Extinction, Growth rates.

## INTRODUCCIÓN

A lo largo de la historia de la vida en la Tierra se han producido varias "Extinciones en Masa". La mayor de ellas ocurrió durante el Pérmico Superior y marca la separación entre el Paleozoico y Mesozoico. Recientemente, son muchos los autores que estudian las causas de estas extinciones y es importante ver como han respondido los diversos grupos desde varias perspectivas. Nosotros planteamos este trabajo analizando el número de taxones de conodontos mediante el uso de bases de datos.

Los conodontos son especialmente interesantes para estudios de este tipo ya que poseen altas tasas de especiación, son cosmopolitas, marinos, relativamente abundantes y gracias a su composición fosfática aparecen en niveles donde otros grupos carbonáticos no se registran por distintos procesos tafonómicos. Todas estas características los hacen, además, excelentes fósiles guía.

Los conodontos del Mesozoico son supervivientes del Paleozoico, aparecen en el Cámbrico inferior, superan la extinción finipérmica y se extinguen cerca del límite Triásico-Jurásico. Diversos trabajos han estudiado la extinción de los conodontos valorando la evolución del grupo a lo largo del tiempo (Clark, 1983) o en el Triásico (Clark, 1987). Este autor señala la presencia de un momento de baja diversidad de los conodontos durante el Pérmico Superior, otro momento de gran diversificación en el Triásico Inferior y una reducción paulatina de la misma hasta el Triásico Superior. De Renzi *et al.* (1996) analiza las causas de la dinámica evolutiva que condujo a la extinción de este grupo en el Triá-

sico. Nuestro objetivo pretende evaluar el comportamiento paleobiológico del grupo mediante el cálculo de diferentes tasas evolutivas a lo largo del tiempo y con una base de datos actualizada y creada a partir de la literatura.

## METODOLOGÍA

La biodiversidad de los conodontos triásicos se recopila en una base de datos, que más de 350 artículos del Triásico y Pérmico Superior. Se consideraron los pisos del Triásico de Granstein *et al.* (2004) y las áreas paleogeográficas del Tethys Oriental, Tethys Occidental, Circumpacífico, Boreal y Meridional de Yin (1985). Se han revisado uno por uno los taxones publicados eliminando aquellos de dudosa descripción sistemática. Se obtuvo una lista de 173 taxones, aunque es probable que algunos sean en realidad morfotipos, pero esta difícil verificación se haya en proceso de estudio. El número de especies obtenido supone un incremento sustancial respecto a las usadas por Clark (1987) y De Renzi *et al.* (1996). Se incluye para los cálculos el último piso del Pérmico, el Changxingense, con 26 especies, a efecto de contrastar los efectos de la extinción finipérmica en el grupo. Para analizar los datos hemos utilizado dos aproximaciones. En primer lugar, la diversidad en el Triásico mediante la representación de la riqueza de taxones, definida como el número de especies de conodontos presentes en cada piso, independientemente de su abundancia (Figura 1a). En segundo lugar, se calculan las tasas evolutivas de especiación, extinción e incremento neto (Figura 2a) utilizando la metodología aplicada por Márquez y Trifonova (2000).

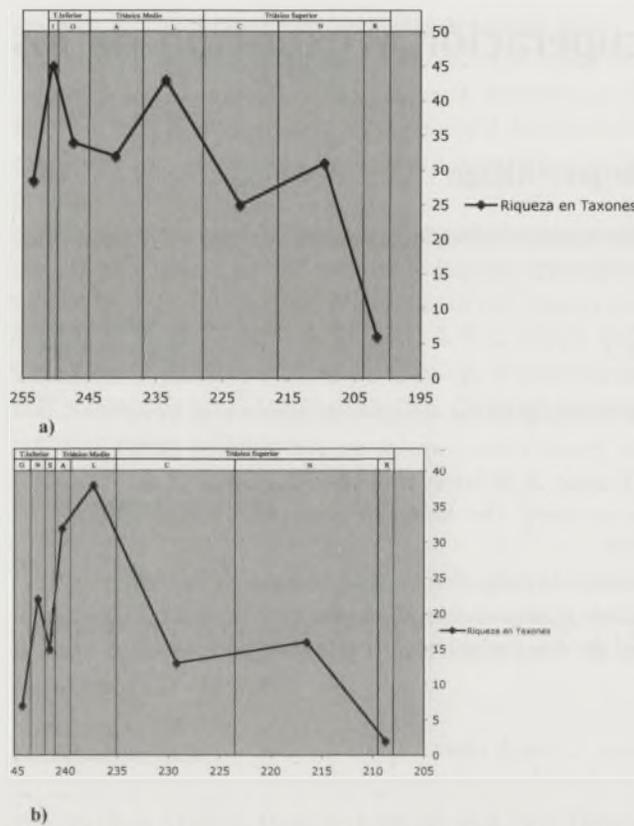


FIGURA 1 Riqueza en taxones de Conodontos en cada piso del Triásico. a) datos de la Tabla 1. b) datos de De Renzi et al. (1996).

- Tasa de Especiación:  $S = Sp_{nov} / N_o * t$
- Tasa de Extinción:  $E = Sp_{ext} / N_o * t$
- Tasa de Incremento Neto:  $R = E - S$

Siendo  $Sp_{nov}$  las especies aparecidas en el intervalo (piso),  $Sp_{ext}$  las que se extinguen en el mismo,  $N_o$  el número de las especies que provienen del intervalo anterior y  $t$  la duración del mismo. Utilizamos la duración, en millones de años, de los pisos triásicos de Gradstein et al. (2004), que modifica, con respecto a Tablas Geológicas anteriores y de manera importante, la duración de algunos pisos; especialmente se reduce drásticamente la duración del Induense. Estas variaciones representan un aspecto importante a tener en cuenta para analizar los resultados.

**CONODONTOS DURANTE EL TRIÁSICO Y DISCUSIÓN**

Durante el Pérmico Superior existen tres familias de conodontos, Spathognathodontidae, Ellisonidae y Neogondolellidae, que superan el límite Pérmico-Triásico (P/T) e irradian durante el Triásico Inferior. La familia Spathognathodontidae es el grupo más importante en el Triásico Inferior (concretamente en el Induense) ya que es el menos afectado por la extinción, pero desaparece al final del Induense. En el Olenekiense se produce la extinción de la familia Ellisonidae. Por tanto, la diversidad de los conodontos durante el resto del Periodo Triásico se debe a la familia Neogondolellidae. Durante el Anisiense, Ladiniense y Carniense esta familia evoluciona en numerosos taxones, ampliando

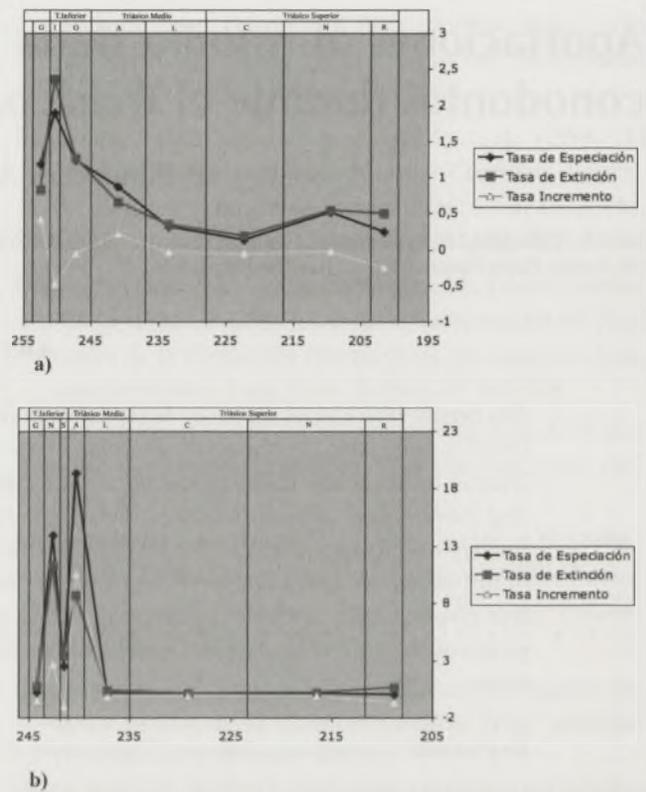


FIGURA 2 Representación gráfica de las Tasas Evolutiva, Extinción e Incremento Neto calculadas. a) valores Tabla 1. b) datos de De Renzi et al. (1996).

su distribución geográfica. Sin embargo, en el Noriense empieza una rápida decadencia de la misma hasta que en el Retiense se produce la extinción definitiva del grupo de los conodontos.

La Riqueza en Taxones se muestra en la Figura 1a. De las 26 especies del Changsingiense se pasa a las 45 en el Induense, lo que muestra la rápida recuperación del grupo tras la extinción finipérmica. En el Olenekiense tiene lugar un importante descenso a 34 taxones que continúa hasta 32 en el Anisiense. El Ladiniense presenta un segundo pico de abundancia (43) que disminuye drásticamente a 25 en el Carniense. Tras una pequeña recuperación en el Noriense la riqueza se reduce a 6 especies durante el Retiense y luego desciende hasta la extinción total del grupo. Comparando estos datos con los de De Renzi et al (1996) (Fig. 1b), comprobamos que los valores del Triásico Medio son muy similares en el Anisiense (32-31) y Ladiniense (43-38), pero se presentan diferencias cuantitativas importantes en el Triásico Inferior y Superior. La mayor discrepancia la encontramos en el Inferior, ya que De Renzi et al. consideran tres pisos, Griesbachiense, Nammaliense y Spathiense, basándose en la Tabla Geológica de Harland et al. (1990) pero incluso la suma de su número de taxones para todo el Triásico Inferior no equivale a la aportada por nosotros. Tampoco coincide el máximo que nosotros encontramos en el Induense (45) en relación con sus datos, y ello es lo más novedoso en este trabajo. Por último, en el Triásico Superior, aunque los valores son diferentes, la tendencia es similar. Consideramos que estas diferencias podrían deberse,

	Plasencia & Márquez-Aliaga								De Renzi, Budurov & Sudar 1996						
	$\Delta t$	No	sp nov	sp ext	sp int	S	E	R	$\Delta t$	No	sp nov	sp ext	S	E	R
Rhaetiense	4	3	3	6	6	0,25	0,5	-0,25	1,5	2	0	2	0	0,67	-0,67
Noriense	12,9	4	27	28	31	0,52	54	-0,02	13,9	5	11	14	0,13	0,17	-0,04
Carniense	11,5	8	13	17	25	0,14	0,18	-0,04	11,6	6	7	8	0,1	0,11	-0,01
Ladiniense	9	11	32	25	43	0,32	0,35	-0,03	4,5	18	20	32	0,25	0,4	-0,15
Anisiense	8	4	28	21	32	0,88	0,66	0,22	1,6	1	31	14	19,38	8,75	10,63
Olenekiense	4,7	5	29	30	34	1,23	1,28	-0,05	0,8*	5	10	14	2,5	3,5	-1
Induense	1,3	13	32	40	45	1,89	2,37	-0,48	1,5*	1	21	17	14	11,33	2,67
Changshingiense	2,8	6	20	13	26	1,19	0,77	0,36	1,6*	5	2	6	0,25	-0,5	0,75

Tabla 1  $N_0$  = Especies que pasan del intervalo anterior.  $Sp_{nov}$  = especies que aparecen en el intervalo.  $Sp_{ext}$  = especies que se extinguen durante el intervalo.  $Sp_{int}$  = total de especies en el intervalo. S = Tasa de Especiación. E = Tasa de Incremento Neto. R = Tasa de Extinción.  $\Delta t$  = duración del intervalo.

en primer lugar al mayor muestreo y estudio paleontológico de los materiales del Triásico Inferior, los cuales se vienen realizando en los últimos años en los yacimientos del Tethys de China, ello conlleva la descripción de nuevos taxones. En segundo lugar, a las nuevas consideraciones cronoestratigráficas del Triásico, con un Induense menor a 2 MA. (ver Granstein *et al.*, 2004).

Las tasas evolutivas obtenidas se representan en la Figura 2a. Tanto la Tasa de Especiación como la de Extinción siguen un patrón bastante similar: se incrementan desde el Changxingiense al Induense, donde se produce el máximo de todo el Triásico (1,89 y 2,36) y descienden desde el Olenekiense al Carniense, siendo prácticamente idénticas. Aumentan en el Noriense y en el Retiense, la de extinción permanece constante y la de especiación se reduce. La relación de ambas Tasas, Tasa de Incremento, presenta grandes oscilaciones (entre valores positivos y negativos) hasta el Ladiniense y permanece estable cerca de cero hasta el Noriense, haciéndose negativa en el Retiense. Al comparar nuestras Tasas evolutivas con la de De Renzi *et al.* (1996) (Figura 2b) la mayor diferencia estriba en los dos máximos que presentan en el Nammaliense (14 y 11,3) y el Anisiense (19,4 y 10,6). Nuestros resultados (Figura 2a) tienen un único máximo en el Induense (1,9 y 2,37). A partir del Ladiniense los valores obtenidos en ambos trabajos (Fig. 2) son comparables.

En la grafica de Tasas evolutivas obtenida en este trabajo se aprecia que durante el Induense aparecen numerosos taxones que son de muy corta duración y rápida extinción y nos llama la atención este aspecto de difícil explicación biológica. Efectivamente, de los taxones presentes en el Induense (45) sólo 5 pasan al Olenekiense en donde aparecen 29 taxones. Este comportamiento se repite en el resto de los pisos triásicos, aunque los valores de la tasa de especiación son muy inferiores: 1,89 del Induense frente al 0,875 del Olenekiense o 0,32 del Ladiniense.

Por último, se han contrastado nuestros modelos con los de MacRoberts (2001) para géneros de bivalvos; teniendo en cuenta que éstos son organismos bentónicos y por tanto de

diferente comportamiento ecológico. Los bivalvos presentan un crecimiento continuo de riqueza en taxones a lo largo del Triásico hasta el Carniense, a partir del cual desciende hasta el Retiense (de 171 géneros a 143). Este descenso de taxones en el Carniense es observable en ambos grupos, bivalvos y conodontos, lo que sugiere una crisis o evento de extinción a principios del Triásico Superior que podría estar representada por efecto de la gran regresión marina (o continentalización) que sufre la Pangea, a nivel mundial.

Interpretamos, de modo muy general, que las variaciones observadas para los conodontos podrían deberse a dos grandes conjuntos de causas. En primer lugar, a "Causas internas y biológicas", como la competencia difusa de muchos grupos nuevos establecidos a comienzos del Mesozoico. En ello, estamos de acuerdo con De Renzi *et al.* (1996) quienes incluso consideran que éstas son las causas principales. En segundo lugar, a "Causas externas y geológicas". Efectivamente, el Triásico es un periodo sometido a drásticos cambios ambientales los cuales pudieron potenciar, enormemente, la tendencia hacia la extinción en masa de un grupo superviviente del Paleozoico.

**CONCLUSIONES**

La base de datos utilizada en este trabajo supera los 350 artículos. Se han considerado 173 taxones. Sin embargo, la sistemática de conodontos del Triásico requiere una profunda y difícil revisión que se está realizando; es posible que varios de los taxones considerados sean morfotipos y por tanto se debe considerar este trabajo como una aportación previa.

Las diferentes tasas calculadas muestran la rápida recuperación de los conodontos durante el Triásico Inferior, seguida de una estabilización durante el Triásico Medio y la reducción de riqueza en taxones al comienzo del Triásico Superior. Se observa una ligera recuperación en el Noriense para disminuir rápidamente hasta llegar a su extinción total al final del Retiense.

Identificamos tres grandes episodios de extinción dentro

del Triásico: el primero entre el Induense y el Olenekiense, en el que coinciden los valores negativos de la Tasa de Incremento Neto (-0,47) con una reducción de la riqueza en especies (45 a 34). El segundo entre el Ladiniense y el Carniense, con una tasa de Incremento Neto ligeramente negativa, pero con importante reducción del número de taxones (43 a 25). El tercero entre el Noriense y el Retiense (31 a 6).

La extinción en masa de los conodontos pudo deberse a "Causas internas y biológicas" potenciadas por "Causas externas y geológicas", entre otros los drásticos y frecuentes cambios marinos regresivos/transgresivos del Triásico.

#### AGRADECIMIENTOS

A los revisores, Profesores Miquel De Renzi y Leopoldo Márquez de la Universitat de València cuya revisión crítica que ha mejorado este trabajo. Proyectos BTE 2002-00775, PICG 458 y 467.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Clark, D.L. 1983. Extinction of conodonts. *Journal of Paleontology*, 57: 4, 652-661.
- Clark, D.L. 1986. Conodonts: the final fifty million years. In: *Paleobiology of Conodonts* (Aldridge, R.J. ed.) British Micropaleontological Society series, 165-174.
- De Renzi, M., Budurov, K., Sudar, M. 1996. The extinction of conodonts -in terms of discrete elements- at the Triassic-Jurassic boundary. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20: 347-364.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., and Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L.A., House, M.R., Lourens, L., Luterbacher, H.P., McArthur, J., Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H., Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K.A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Shields, G.A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfshoten, T., Veizer, J., and Wilson, D. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 pp.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G., Smith, D.G. 1990. *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge University Press, 265 pp.
- Márquez, L., Trifonova, E. 2000. Tasas evolutivas de algunos subórdenes de foraminíferos triásicos del área occidental del Tethys. *Revista Española de Micropaleontología*, 32: 1, 1-19.
- Yin, H. Bivalves near the Permian-Triassic boundary in south China. *Journal of Paleontology*, 59 (3): 572-600.

# The Lower-Middle Permian boundary in continental facies in the north of the European Russia

S.K. Pukhonto

V.I. Vernadsky\_s State Geological Museum, RAS, Moscow. Puh@sgm.ru

## ABSTRACT

The Permian deposits are widely distributed in territory of northeast of European part of Russia. The history of development of Permian paleoflora in northeast of European part of Russia indicated for boundaries with an essential change of its structure. Each stage corresponds the phytostratigraphic complex of high rank to determine the age of local stratigraphical divisions and borders; between them and by comparison with paleofloristic complexes of Permian Stratotypes. Paleophlora in little samples is contained in synchronous deposits to Artinskian and in big samples in synchronous deposits to Kungurran, Ufimian, Kazanian and Tatarian. The floristic complexes study from deposits of Vorkutskian and Pechorian, series from northern regions of Cis-Uralian depression, the allocation of phito zones and their distribution through the area, are showing of statements that the border inside Permian should be located in the basis of She-shminskian horizon and being compared with the border between of Vorkutskian and Pechorian series. The Russian scientists have developed and have accepted the 2004 East Europe Stratigraphic Chart for regions with wide development of continental deposits. According to this the Permian deposits are subdivided into three series and several stages. In this work the correlation of these two scales is proposed (see fig. 2). The border between the Lower and Middle Permian is located in the basis of the Kazanian, thus Shesh-minckian horizon is included into Ufimian circle referred to Lower Permian.

**Key words:** Paleophlora, Russi, Permian boundaries, "Ufimian", Stratigraphic correlations.

## INTRODUCTION AND DISCUSSION

The Permian deposits are widely distributed in territory of northeast of European part of Russia, are submitted by sea, lagoon-sea and continental sediments contain powerful coal bed. Except for the lowermost horizons, the deposits are inter-bedding with sandstones, siltstones, mudstones laminas of gravestone, conglomerates and, in the north eastern, carbonates laminas.

Distinctive feature of the Permian deposits is the presence of numerous fossil plants. The taxonomical composition is determined by a situation of this territory in a north west part of Angara Paleoflora Area, where along with typical Angara paleoflora (Cordaites) there are plants, which are typical for more southern areas of Cis-Urals (Pteridosperms, Ginkgoalee), and separate elements of Euromerian paleoflora. This territory is called Pechora paleofloristic province (Meyen, 1970). Among mineral plants prevail Cordaits and Arthropsidea, smaller importance have ferns, musci and seeds of Gimnosperms. Other groups of plants Pteridosperms, Peltasperm, Ginkgoalee, Licopodiopsida etc. are not so abundant, though frequently play an important

role in correlation of geological sections.

In a history of development of Permian paleoflora northeast of European part of Russia, there are for boundaries of essential change of its structure. To each stage corresponds the phytostratigraphic complex of a high rank assisting to determine the age of local stratigraphical divisions and borders between them by comparison with paleofloristic complexes of Permian circles Stratotypes. Paleophlora in insignificant amount contains in deposits, synchronous to Artinskian, and numerous in deposits, synchronous to Kungurran, Ufimian, Kazanian and Tatarian.

The first find of mineral plants in this territory concern to the Sakmarian-Artinskian. Paleophlora is represented by narrow leaves of Cordaits, rare prints of Equisetales trunks, parts of fine-pinnuled Filicopsida and seeds of *Samaropsis*, *Sylvella*, *Bardocarpus*. In the upper of Talatinskaya suite and its analogues, i.e. in upper most Artinskian, these plants are wider developed, the complex becomes richer. There are elements of Paleophlora, typical for deposits of Caraninsky Horizon of stratotype district: *Paracalamites decoratus*, *P. frigidus*, Cordaits, fine-pinnuled Filicopsida, Pecopteris, fine round seeds of Codaicarpus.

The correlation of Upper Permian floristic complexes of the North Part of European Russia  
with floristic complexes of stratotypes of the Ufimian and Lower Kazanian chavt

Permian		System	
Lower		Series	
		Stages	
		Substades	
		Horizon	
Solikamskian	Sheshminskian	Sokskian	Volgo-Ural strato-region (Esaulova, 1998)
Viatcheslavia vorcutensis, Viatcheslaviophyllum karniense, Intia variabilis, Samaropsis vorcutana, S. elegans, S. extensa	Signacularia noinski, Phylladoderma spinosa, Odontopteris rossica, Callipteris tenuinervia, Nucicarpus piniiformis	Signacularia noinski, Phylladoderma meridionalis, Callipteris, Compsopteris, Comia, Odontopteris rossica, Ruffloria synensis, Nucicarpus piniiformis	Flora supercomplexes (Esaulova, 1998)
Viatcheslavia	Phylladoderma	Pechora coal Basin (Pukhonto, 1998-2003)	
Vorkutskaya series	Pechorskaya series	Sejidsinskaya	
Intinskaya	pluriseriata, Ruffloria synensis, Cordaites clercii, Nucicarpus piniiformis, Bardocarpus superus, Wattia	Paichoia tschemovii, Signacularia arctica, Phylladoderma arberi, Compsopteris, Callipteris, Comia, Asterotheca (?)	
Bolecheimachskaya		Pechorogorodskaya	Bolsheyminskaya depression
Intia variabilis, Syrjagia, Ruffloria, Cordaites		Phylladoderma arberi, Callipteris, Compsopteris, Comia, Ruffloria synensis, Cordaites clericii,	West
		Paichoia tschemovii, Phylladoderma arberi, Callipteris, Compsopteris, Odontopteris rossica, Asterotheca (?) pluriseriata, Ruffloria synensis, Cordaites clericii, Nucicarpus piniiformis, Bardocarpus superus	Centre, East
Kirtshorskaya		Uspereborskaya	(Fetlova, 1981; Esaulova, 1983)
Viatcheslavia vorcutensis, Viatcheslaviophyllum varriabilis, Samaropsis vorcutana,		Phylladoderma arberi, Callipteris adzevensis, Comia pereborensis, Asterotheca (?) pluriseriata, Ruffloria, Cordaites, Nucicarpus piniiformis	Verhnepechorskaya depression (Fetlova, 1981; Stratigraphic scheme 1980, 1994)
Pozhegskaya		Ulsporogskaya	
Viatcheslavia vorcutensis, Intia vermicularis, I.falciformis, Knorriopsis uralica, Kosjuma, Uskatia, Samaropsis vorcutana, S. elegans		Signacularia noinski, Odontopteris rossica, Sphenophyllum stouekenbergii, Comia Synioperis, Compsopteris, Phylladoderma meridionalis, Nucicarpus piniiformis	Solkamskajy depression (Stratigraphic scheme, 1980, 1994)
Solkamskaya		Sheshminskaya Paracalamites, Calamites gigas, Comia biarmica, Callipteris lobata, Compsopteris, Synioperis expansa, Odontopteris rossica, Psymnophyllum expansum	Timano-Pechora province (Pechora synecise) (Smoller, 1988)
Viatcheslavia vorcutensis, Viatcheslaviophyllum vorcutense, Intia variabilis, Samaropsis elegans, S. vorcutana, S. extensa, Sychella alata		Phylladoderma prima, Ph. septata, Ruffloria synensis, R. obovata, Wattia, Zamiopteris, Protosphagnum nervatum	
Bolecheimachskaya			
Ruffloria recta, R. loriformis, Cordaites singularis, Intia, Syrjagia, Jungajgia			
Priuralian	Biarmian	Series	Suggested Common (East-European) stratigraphic scale (2004-2005)
Kungurian	Kazanian	Stages	
	lower	Substades	
Solikamskian	Sheshminskian	Horizon	

FIGURA 1

The mass appearance of fossil plants in Pechora part Cis-Urals is marked on a background distinctly expressed regression of Artinskian sea. On border of Yunyaginskaya and Vorkutskaya series dated as border between Artinskian and Kungurian, there are more than 50 generations and 70 species of plants represented practically by all known groups. In Genger this complex corresponds to the typical paleophlora of Kungurian stratotype. It coarse-leaved Cordaites, numerous and various Equisetophyta, Filicopsida, seeds of Gymnospermae, rare Zamiopteris, sporadic Pteridospermae and Coniferous. The greatest development is received by plants associated by Zalesky in so called "Bardinskian" complex of paleophlora (Zalesky, 1937). It is represented by: *Paracalamites decoratus*, *P. frigidus*, *P. striatus*, *Ruflorea recta*, *R. attenuata*, *R. ensiformis*, *R. hypoglossa*, *Xiphophyllum kulikii*, *Crassinervia borealis*, *Psymphyllum cuneifolium*, *Nephropsis rhomboides*, *N. semiorbicularis*, *N. cochlearis*, *Zamiopteris longifolia*, *Rhizodendron talatanum*, *Sphenophyllum*, *Odontopteris*, *Car-dioneura*, *Walchia*, *Samaropsis triquetra*, *S. frigida*, *Sylvella alata*, *Bardocarpus aliger*, *Cordaicarpus uralicus* etc. The paleophlora complex is rather stable and characterizes deposits of the bottom part of Vorkutskaya series.

The first change of paleophlora is marked on border of Kungurian and Ufimian. The change of paleoflora complex occurs, basically, on a species level. 5 generations and more than 45 species of plants characteristic the lower deposits of Lyokvorkutskaya suite disappear. There are more than 40 species and 7 generations of plants represented by: Arthropoda, Filicopsida, Copdaites, Muscibya glues, Lycopodiopsida, Vojnovskyales, seeds of Gymnospermae, having stratigraphical importance for upper deposits. This updated complex is rather stable during Solikamskian. It is represented by: *Viatcheslavia vorcutensis*, *Viatcheslaviophyllum vorcutense*, *Vorcutannularia plicata*, *Intia*, *Syrjagia*, *Kosjunia*, *Vojnovskya*, *Ruflorea loriformis*, *Zamiopteris glos-sopteroides*, *Samaropsis vorcutana*, *S. elegans*, *S. subelegans*, *S. oblongata* and others

However, the big change of Taxonomical diversity of fossil plants occurs on border of Vorkutskian and Pechora series. On this boundary appear receive a and wide xerophytes development, new generations of Lycopodiopsida, Cordaitales, seeds of Gymnospermae and other plants, 12 generations and more than 50 species. Approximately 13 generations and 28 species disappear. Hydrophilous plants, replaced by, inhabitants of a droughty climate. Most distributed are Pteridosperms, fine sulcival Cordaitales, Rufloreae with rather wide dor-sal grooves, Lycopodiopsida with six-coal sheathpillows, fine seeds and others. *Phylladoderma arberi*, *Comia pereborensis*, *Callipteris advensis*, *Compsopteris tschirkovae*, *Paichoiatschernovii*, *Ruflorea synensis*, *Cordaites clericii*, *Nucicarpus piniformis*, *Wattia rara* etc.

Last boundary of updating flora occurs on Tatarian

border. At this level many elements of paleophlora disappear, including, Ru-floriaceae; but appear coniferous, Tatarina, Ginkgofita, Filicopsida of Mesophyte shape etc., in total 10 generation and more than 10 species of plants: Tundrodendron, Pereborites, Pursongia, Polyssaevia, Badajevia, Filicopsida of Mesophyte shape Taeniopteris and Cladophlebis, Ginkgophyllum and Baiera, big-leaf Phylladoderma, Aequistomia, small-leaf Ullmannia, Quadrocladus etc.

In Ufimian paleogeographic conditions in the east of Russian platform and in Cis-Uralian trough has been changed. Instead of accumulation of lagoon sea deposits of gypsum, salt, dolomite, took place in Kungurian, deposited mainly sand-clay, redeposit of alluvium plains and lake pools.

Urals Rose, the erosive activity was increased. The area of accumulation of deposits consistently extended to the west, covering main spaces, which is adequate to Solikamskian horizon, has more limited distribution and belongs to Cis-Uralian trough. The area of distribution of the top part of the Ufimian, i.e. Sheshminkian horizon, has advanced to west much further. At approach to Ural, the amount of continental red deposits is increased. The area of distribution of deposits of these two horizons essentially Kungurian represented by a zone of erosion. Therefore, the bottom part of the Ufimian differs.

The deposits containing fossils of Solikamskian and Sheshminkian horizons, are widely distributed in the territory of north-east of the European part of Russia (Fig. 1). They are represented by terrigenous continental formations – sandstones, siltstones, argillites, coal-argillites with layers of coal, gravelites, conglomerates and with inclusions of siderite and carbonate concretions. The fossils are represented, basically, by fossil plants, less often – by ostracodes, bivalves, brachiopods, fishes, wings of insects and sporadic vertebrates.

The deposits of Solikamskian horizon in stratotype sections of the rivers Kolva, Vishera, Kama, (Middle Cis-Urals) are represented by sulphate-terrigene-carbonate deposits; it is an alternation of red and grey sandstones, siltstones, clays, marls, dolomites, carbonates, gypsum, salts and anhydrites with bivalves, ostracodes, cochostracs and rare fossil plants. Paleophlora is concentrated in middle and top parts of sections and is represented, basically, by numerous prints of Lycopodiopsida.

To the north of stratotypes Solikamskian deposits are traced in Verchnepechorskaya and Bolshesyninskaya depression, across the Pechora Basin and in Pechora sineclise (Fig. 1). There Solikamskian horizon is represented there grey by clay-sandstones deposits. This is cyclically alternate sandstones, siltstones, argillites, coal argillites with layers of gravelites and conglomerates, and in the north – with layers of coals and horizons with sea paleophlora.

Complex of fossil flora is rather representative (Pukhonto, 1998). There are Typically numerous *Viatcheslavia vorcu-*

*tensis*, Musci (*Intia*, *Kosjunia*, *Syrjagia*), Arthropoda, ferns, *Cordaites*, seeds of *Gimnospermes*. In the basis of the section there are more than 40 new species and 6 new generations of plants.

Deposits of Sheshminckian horizon in Stratotype of district on the rivers Sheshma, Kama and Belaua from Blagoves-hchensks downwards on the river up to Dyurtyuly are represented by brown and reddish-brown cross-bedded sandstones, interchange with siltstones, clay marl, rare grey carbonates with a bluish shade. The fossils are represented by bivalves, ostracodes and fossil plants. The complex of paleophlora is rather poor and contains not numerous Arthropoda, ferns, *Pteridospermes*, seeds of *Gimnospermes*.

The deposits of Sheshminckian horizon distributed to the north from Stratotype district, are represented by red deposits, and in north grey and green-grey cyclically alternate argillites and siltstones with thick packs of sandstones and solitary layers of gravelites. Coal bearing of this part of the section rather high. Among fossils bivalves, ostracode, conchostracea and fossil plants, which complex richer, than in the stratotype district. There are: *Pteridospermes*, new species of *Cordaites*, seeds of *Gimnospermes*, ferns, *Psymphyllum* etc. (Pukhonto, 1998).

Complex of the fossil flora of Solikamskian and Sheshminckian horizons which are included in structure of the Ufimian, differ from each other. Thus first belongs to complexes of Kungurian, and second mostly to Kazanian. Also it would be fair to consider Solikamskian horizon as the fourth horizon of Kungurian, and include Sheshminckian – in Kazanian, probably, by returning to the initial name “the Ufimian suite retinue” (Nechaev, 1915). The new created Ufimian should be excluded from Permian Regional stratigraphical chart (Fig. 1).

The question on existence of the Ufimian circle as independent stratigraphical of unit including Solikamskian and Sheshminckian horizons is always in discussion. The “Ufimia” was offered by Nechaev (1915) to Permian deposits distributed in east of European Russia. Not all the experts have accepted this point of view. Last decade with detailed study of stratotype sections of these horizons and their comparison to analogues in other areas, the new convincing data, indicative not for the benefit of the Ufimian have appeared. The Ufimian was included Upper Permian together with Solycamskian horizon, by creating disagreements on position of its bottom border. (Fig. 1)

Study of floristic complexes from the deposits of Vorkutskian and Pechorian series from northern regions of Cis-Uralian depression, allocation of phito zones and their distribution through the area has shown correctness of statements that the border inside Permian should be located in the basis of Sheshminckian horizon and being compared with the border between of Vorkutskian and Pechorian series (Fig. 1).

Detailed study of boundary between the Rower and up-

per departments of Permian in Pechora Cis-Urals, Pripoliar-nyj Ural and northeast Paj-Hoj, represented by combination sea, coastal, deltoid, lagoon and continental deposits, made an estimation of a biodiversity of dynamics of fossil organisms, established zone sequences on brachiopods, strictly coordinated with distribution of macroflora remnants, ammonoids and cyclostratigraphical data, that has allowed returning to the former correlation with divisions of a general commonchart of Volga-Urals stratotype region and to specify a location of border of Permian series in the basis of Sheshminckian horizon, by attaching it to the Kazanian (Kotlyr *et al.*, 2004). The authors established Kungurian age of Solikamskian horizon analogues in sea deposits in the north of Cis-Urals of a Depression.

Vertebrates has been found in analogues of Solikamskian horizon in the south of Kosju-Rogovskaya and Verkhnepechorskaya of depressions, and are recorded Lower-Permian batrachosaurids and Stegocephals. There are bivalves, ostracods, the fish remnants Lower-Permian shape. The fauna of vertebrates from Inta area in the south of the Pechora Basin is especially well investigated. In Inta suite, analogue of Solycamskian horizon, the multiple well determined remnants of large amphibian (labyrinthodonts), fineseymouriamorph Batrachosaurs, Cotylosaurs and Pelycosaurs are found. The amphibian, of two generations of Intasuchidae are especially full submitted. In the same sites many remnants of fishes are found; there are ganoids *Palaeoniscus*, *Platysomus*, *Elonichtys* (Dmitriev, 1958). Sea and sublineal fauna in Intinskian suite is absent practically, except for northern areas – Pai-Hoi and Karskaya depression (Pukhonto, 1998).

## CONCLUSIONS

International Chronostratigraphic Chart of Permian, accepted in 2004 and based on zone complexes of sea organisms, is not to the full applicable for dating of Suprakungurian deposits advanced in extratropical zone of sedimentation. The Russian scientists have developed and have accepted East Europe Stratigraphic chart for regions with wide development of continental deposits. According to that Permian deposits are subdivided into three series and several stages. The correlation of these two scales is resulted in a Fig. 2. The border between the Lower and Middle Permian is located in the basis of the Kazanian, thus Sheshminckian horizon is included into Ufimian circle referred to Lower Permian. As shown, Sheshminckian horizon containing fossils of the Kazanian age, should be included in the Kazanian and to be considered as its lowermost horizon. As in deposits of Sheshminckian horizon in the Pechora Basin, in a complex with elements of Kazanian flora there are prints of a plants of a species indeterminate of *Wattia*, characteristic for Roadian deposits of Northern-Central Texas (USA) (Mamay, 1967; DiMichele *et al.*, 2001). *Wattia texana* is found in association with *Taeniopteris cf. eckardti*,

The comparison of stade scales of Permian systems on florictic data

International Stratigraphic Scale		Eastern European Standard stratigraphic scale 1994		Eastern European Standard stratigraphic scale Urdating 2004-2005		Suggested Common (East-European) stratigraphic scale 2004-2005				Flora supercomplexes (Esaulova, 1998)	Pechora coal Basin (Pukhonto, 1998-2003)						
System	Series	Stedes	Horison	System	Series	Stedes	Substedes	System	Series	Stedes	Substedes	Horison					
Permian	Lopinskian	Chansinian	Tatarian	Permian	Tatarian	Vyatskian	Upper	Permian	Tatarian	Vyatskian	Upper	Tatarina					
		Uchapiian				Lower	Northdviniskian			Lower	Lower						
Capitanian	Kazanian	Uzrhumsian				Uzrhumsian	Kazanian			Uzrhumsian	Uzrhumsian		Kazanian	Uzrhumsian	Kazanian	Povolzhskian	Phylladoderma
Wordian																	
Permian	Gvadelupian	Roadian	Ufimian	Permian	Permian	Kazanian	Lower	Permian	Permian	Kazanian	Sokskian	Sheshminkian					
													Lower	Lower	Lower		
Prutalian	Kungurian	Ufimian	Ufimian	Prutalian	Prutalian	Ufimian	Ufimian	Prutalian	Prutalian	Kungurian	Solikamskian	Viatscheslavia					
													Kungurian	Kungurian	Kungurian	Kungurian	Kungurian
		Artinskian	Artinskian	Artinskian	Artinskian	Artinskian	Philippovskian	Viatscheslavia vorcutensis, Viatscheslaviophyllum vorcutense, Intia, Syrjagia, Kosjunia, Vojnovskya, Rufioria loriformis, Samaropsis vorcutana									
									Sakmarian	Sakmarian	Sakmarian	Sakmarian	Sakmarian	Saraninskian	Xiphophyllum kulikii, Cordaites singularis, Rufioria recta, Cardioneura vorcutensis, Samaropsis triquetra, S. frigida, Zamiopteris longifolia		
		Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Sarginskian										
								Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Irginskian				
		Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Bursevskian										
								Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Bursevskian				
		Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Bursevskian										
								Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Bursevskian				
Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Bursevskian												
						Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Bursevskian						
Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Asselian	Bursevskian												

FIGURA 2

and the coniferous *Ullmania* and *Pseudovoltzia liebeana*, typical for Zechstein of Germany and England. There are elements of Angarian flora: *Walchia*, *Samaropsis*, *Cordaites*, *Paracalamites* etc. In the Pechora Basin there are all known specie of *Wattia* (Pukhonto, 1998) are found only in Upper Permian deposits and occur on the border of Vorkutskian and Pechorian series. It is possible to use for correlation of two Permian Stratigraphic Charts: International and Regional, East European, accepted for continental deposits. Besides other methods of correlation of these scales based on magnetic-stratigraphical researches, isotope analysis, fusulinids, ammonites and conodonts, there should be one more, based on complexes of paleoflora. In this work, we offer a correlation proposition, showed in the figure 2, as a suggest conclusion.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

The work has been supported by RFBI (Projects N° 04-05-65283; N° 05-05-65234).

#### REFERENCES

- DiMichele W. A., Mamay S.H., Chaney D.S., Hook R.W. and Nelson W.J. 2001. An early Permian Flora with late Permian and Mesozoic affinities from North-Central Texas. *Journal of Paleontology*, 75 (2): 449-460.
- Dmitriev, G.A. 1958. Conditions of a burial place of lower Permian vertebratic in Inta area and them paleogeographic importance. *Ann. the geologist Meetings, is devoted to 25 anniversary the geologist Study Pechor. Coal. bass. in Vorkuta, September 15-25, 1955* – Syktyvkar, 137-149.
- Kotlyr, G.V., Kossovaj, O.L., Shishkov, S.B., Zhuravlev, A.V. and Pukhonto, S.K. 2004. Permian Series boundaries in the deposits of various facies in the north of Russia: event-stratigraphy approach. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 12 (5): 29-54.
- Mamay S.H. 1967. Lower Permian plants from the Arroyo Formation in Baylor County. North-Central Texas *U.S. Geological Survey Professional Paper*. 575, 120-126.
- Meyen, S.V. 1970. Permian flora. In: *Paleozoic and Mesozoic floras of Eurasia and Phytostatigraphy of this time*. 43-158.
- Nechaev, A.P. 1915. The Kazanian and Ufimian stades of the Permian system. *The Geological Bulletin*. 1, 4-6.
- Pukhonto, S.K. 1998. *Permian Stratigraphy and Flora of Coal Deposits in the Pechora Basin*. Scientific World. Moscú. 312 pp.
- Zalessky, M.D. 1937. About allocation of Bardinsky stage in the Permian deposits of Urals and its fossil flora. *Problems of Paleontology*. 2-3, 100-101.

# El triásico superior del borde NW de la Cordillera Ibérica (Prov. de Segovia, Soria y Guadalajara)

L. Razola

Dpto. de Estratigrafía. Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). Facultad de Ciencias Geológicas. C/Antonio Novais no2. 28040. Madrid. España. E-mail: lrazolam@geo.ucm.es

## ABSTRACT

*This study presents results on the preliminary stage of unit definition and mappable divisions in the area of Upper Triassic (Karnian-Rhaetian), NW Iberian Range, province of Segovia, Soria and Guadalajara, Central Spain. The physiographic position of the study area, which is located at a basin edge, allows for the observation of the alternancy of fluviially originated sand bodies characteristic of the sediment source area and mud and evaporates characteristic of central regions of the basin. A total of eleven sections have been described based on particular characteristics, lateral changes and thicknesses and have been grouped within four sequences.*

**Key words:** Upper Triassic, Evaporites, Terrigenous, Correlation, Iberian Range.

## INTRODUCCION

Los problemas que presenta la estratigrafía del Triásico Superior en el borde NW de la Cordillera Ibérica han sido abordados por diversos autores a lo largo de los años (Hernando, 1977; Sopena *et al.*, 1988, Muñoz *et al.*, 1995). Sin embargo, quedan aún algunos sectores donde la sucesión estratigráfica no es bien conocida. En esta situación se encuentra el área estudiada en este trabajo. La zona se localiza en el margen NW de la Cordillera Ibérica, al N del Sistema Central. Está incluida en las provincias de Segovia, Soria y Guadalajara (Fig.1).

Los materiales descritos representan el depósito del borde de cuenca durante el Triásico Superior (Carniense-Rhaetiense Inferior). La condición de borde de cuenca favorece la alternancia de cuerpos arenosos procedentes del

macizo con materiales lutíticos y evaporíticos, que se generan mayoritariamente en la cuenca para este periodo de tiempo. En este trabajo se realiza una descripción general de los distintos materiales de la zona y se analiza la sucesión vertical y la evolución lateral hacia zonas más centrales de la cuenca.

## DESCRIPCIÓN GENERAL

Los materiales que se encuentran en la zona pueden dividirse en tramos fundamentalmente arenosos o lutíticos (Figs. 2 y 3). A continuación se describen sus características:

**Tramo Lutítico 1 (TL1):** Lutitas rojas oscuras con niveles centimétricos de areniscas naranjas de grano fino con ripples y dolomías blancas de grano muy fino. El conjunto tiene una potencia variable de 0 a 50 m. Se reconoce desde Aldeanueva de la Serrezuela hasta el monte Collado donde presenta un cambio de facies con un tramo de lutitas grises TLg1. La sección tipo (Fig. 2) se encuentra en Cuevas de Ayllón, en la carretera a Liceras. La base limita con la Fm Margas y Calizas de Royuela (Pérez-Arlucea y Sopena, 1985; García-Gil, 1990). Al techo presenta un límite neto con el tramo arenoso TA1. Por contenido palinológico se le atribuye una edad Carniense (Ruiz *et al.*, 1999). Se desarrolló en un ambiente continental de llanura lutítica con escasos aportes de terrígenos y pequeñas zonas de charcas en las que precipitan carbonatos.

**Tramo lutítico gris 1 (TLg1):** Lutitas grises con niveles arenosos de grano muy fino más abundantes a techo de la

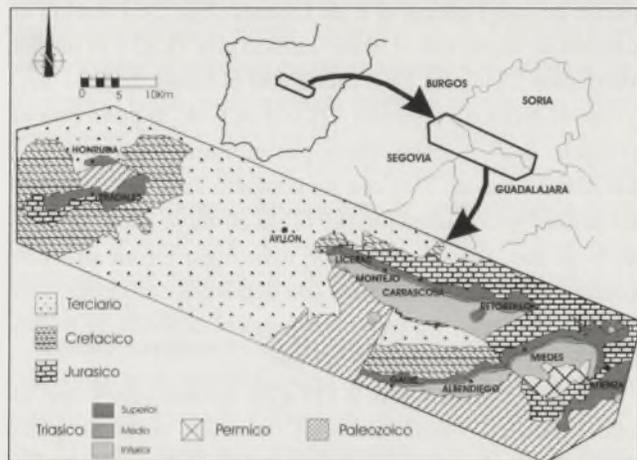


FIGURA 1. Localización geográfica del área de estudio.

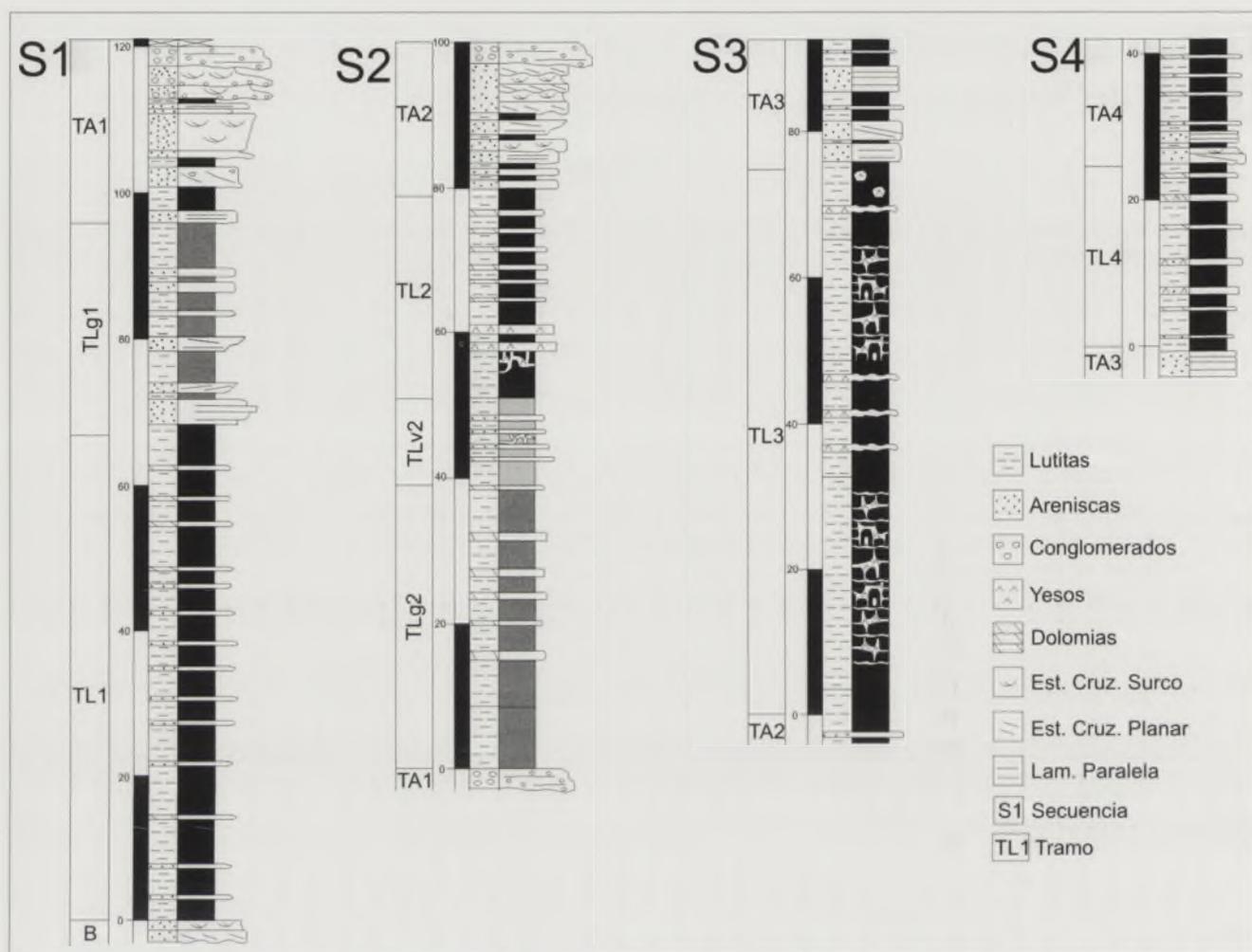


FIGURA 2. Corte tipo de las secuencias descritas.

unidad y finos niveles de lutitas negras. Presenta frecuentes huellas de raíces. La potencia del tramo varía de 0 a 18 m. El mejor punto de observación es el monte Collado (Fig. 2). La base limita con la Formación Margas y Calizas de Royuela (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985; García-Gil, 1990). Al techo presenta un límite neto con el tramo arenoso TA1. Se le atribuye edad Carniense por posición estratigráfica. Su sedimentación tuvo lugar en un ambiente continental de charcas efímeras con aportes de terrígenos.

**Tramo Arenoso 1 (TA1):** Areniscas rojas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada planar y de surco. En la base del tramo se encuentran pseudomorfos de halita y ripples. A techo puede presentar superficies de acreción lateral. El tramo termina con niveles de conglomerados ocre de cuarcita. El conjunto tiene una potencia de 0 a 20 m. Se reconoce desde Aldeanueva de la Serrezuela hasta el monte Collado al W de Valvedizo. La sección tipo de este tramo se encuentra en Cuevas de Ayllón (Fig. 2), en la carretera a Licerías. La base limita con el tramo lutítico rojo TL1 y en el E de la zona, con el tramo lutítico gris TLg1, ambos con un contacto neto. Su límite superior es neto con las lutitas rojas de TL2, al NW limita con el tramo arenoso TA2 y al SE limita con el tramo lutítico gris TLg2. Por posición estratigráfica se le atribuye edad Carniense. Su sedimentación

tuvo lugar en un sistema fluvial de tipo braided de arenas a braided mixto hacia techo en la zona de Cuevas de Ayllón, mientras que hacia el E, a techo evoluciona a un sistema fluvial meandriforme.

**Tramo Lutítico 2 (TL2):** Lutitas rojas con niveles centimétricos de dolomías ocre de grano fino y hacia el E de la zona de estudio abundantes niveles, nódulos y travéculas de yesos blancos y negros. El tramo tiene una potencia entre 21 y 55 m. Se reconoce desde el E de Aldeanueva hasta el final del área de estudio. La sección tipo se encuentra en el paraje de Las Laderas al E de Licerías (Fig. 2). Presenta un cambio de facies con el tramo lutítico gris TLg2 y el lutítico versicolor TLv2. La base limita con el tramo arenoso TA1 y con el lutítico versicolor (TLv2) al E de la zona con un contacto neto. A techo limita con el tramo arenoso TA2 y las lutitas rojas de TL3 con un contacto neto. Por contenido palinológico Hernando (1977) le atribuye edad Carniense-Noriense. Su sedimentación tuvo lugar en un ambiente continental de llanura lutítica con depósitos carbonáticos en charcas efímeras, y a techo comienza el depósito de evaporitas en un subambiente de salt pan.

**Tramo Lutítico gris 2 (TLg2):** Lutitas grises con algunos niveles centimétricos de dolomías ocre de grano fino sobre todo a base de la unidad. Localmente presenta

niveles de yesos blancos, negros y rojos. El conjunto tiene una potencia entre 23 y 40 m. Se reconoce desde el monte Corralejo hasta el final del área de estudio. La sección tipo se encuentra en el monte Corralejo (Fig. 2). La base limita con contacto neto con el tramo arenoso TA1 y al E de la zona con la Fm Margas y Calizas de Royuela (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985; García-Gil, 1990). A techo limita con el tramo lutítico versicolor TLv2 con un contacto neto. Por posición estratigráfica se le atribuye una edad Carniense-Noriense. Su sedimentación tuvo lugar en un ambiente continental con pequeñas charcas efímeras.

**Tramo lutítico versicolor 2 (TLv2):** Lutitas moradas, naranjas y verdes, localmente arenosas y con escasos niveles de yesos blancos. El tramo tiene una potencia entre 9 y 15 m. Se reconoce desde el monte Corralejo hasta el final del área de estudio. La sección tipo se encuentra en el monte Corralejo (Fig. 2). Su límite inferior es neto con el tramo lutítico gris TLg2 y su límite superior es neto con el tramo lutítico TL2. Por posición estratigráfica se le atribuye una edad Carniense-Noriense. Su sedimentación tuvo lugar en un ambiente continental encharcado en tránsito a un subambiente de salt pan.

**Tramo Arenoso 2 (TA2):** Areniscas rojas de grano fino con niveles de conglomerados ocreos de cuarcita a techo. Tiene laminación paralela y estratificación cruzada planar y de surco. Algunos cuerpos presentan bases erosivas con cantos de lutita. A base del tramo se encuentran huellas de reptiles y ripples. La potencia del tramo varía entre 0 y 35 m. Se reconoce desde Aldeanueva de la Serrezuela hasta el monte Valperroches al E de Tarancueña. La sección tipo se localiza en Cuevas de Ayllón (Fig. 2). La base limita con el tramo lutítico rojo TL2 con un contacto neto. A techo limita con el tramo lutítico rojo TL3 con un contacto neto. Por posición estratigráfica se le atribuye una edad Noriense. Su sedimentación tuvo lugar en un sistema fluvial de tipo braided de arenas a braided mixto hacia techo.

**Tramo Lutítico 3 (TL3):** Lutitas rojas con niveles de dolomías ocreas de grano fino al W del área de estudio, y con nódulos y niveles de yesos blancos, negros y rojos al E de la zona de estudio. La potencia del tramo varía entre 11 y 70 metros. Se reconoce en todo el área de estudio. La sección tipo se localiza en el monte Atalaya (Fig. 2). Limita a base con un contacto neto con el tramo arenoso TA2 o con el lutítico rojo TL2. A techo presenta un contacto neto con el tramo arenoso TA3, con la Fm Dolomías tableadas de Imón y al SE con las lutitas rojas de TL4. Por posición estratigráfica se considera Noriense-Rhaetiense. Su sedimentación tuvo lugar en un ambiente continental de llanura lutítica con depósitos carbonáticos en charcas efímeras y depósitos de evaporitas de sabkha.

**Tramo Arenoso 3 (TA3):** Areniscas rojas de grano fino a muy fino con estratificación cruzada planar y laminación paralela muy marcada y bases erosivas con cantos de cuarcita. El tramo tiene una potencia entre 0 y 14 m. Se reconoce desde el W de Torresuso hasta el E de Tarancueña. La

sección tipo se localiza (Fig. 2) en el monte Corralejos. La base limita con el tramo lutítico rojo TL3 con un contacto neto. A techo presenta un contacto neto con la Fm Dolomías tableadas de Imón y al SE con las lutitas rojas de TL4. Por posición estratigráfica se considera Noriense-Rhaetiense. Su sedimentación tuvo lugar en un sistema fluvial de tipo braided de arenas.

**Tramo Lutítico 4 (TL4):** Lutitas rojas con niveles y travéculas de yesos blancos. La potencia del tramo varía de 5 a 25 m. Se reconoce desde el monte Collado hasta el final del área de estudio. Su corte tipo se sitúa en el monte Valperroches (Fig. 2). Limita a base con contacto neto con el tramo arenoso TA3 y con el tramo lutítico rojo TL3. A techo con el arenoso TA4 o con la Fm Dolomías tableadas de Imón de forma neta. Por posición estratigráfica se considera Noriense-Rhaetiense. Su sedimentación tuvo lugar en un ambiente continental de llanura lutítica con depósitos de evaporitas en un subambiente de salt pan.

**Tramo Arenoso 4 (TA4):** Areniscas ocreas de grano muy fino, con gran contenido de lutitas rojas. La potencia del tramo varía entre 0 y 4 m. Se reconoce en el monte Valperroches (Fig. 2), al E de Tarancueña. La base limita con un contacto neto con el tramo lutítico rojo TL4. A techo presenta un contacto neto con la Fm Dolomías tableadas de Imón. Por posición estratigráfica se considera Noriense-Rhaetiense. Su sedimentación tuvo lugar en un sistema fluvial de tipo braided de arenas.

## DISCUSION

El Triásico Superior de la zona de estudio se apoya sobre un medio de llanura mareal que se correspondería con la Fm Margas y Calizas de Royuela (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985; García-Gil, 1990). A lo largo de la serie se observa la alternancia de sistemas fluviales arenosos y llanuras lutíticas (Fig. 3). Esta alternancia ha permitido la distinción de 4 secuencias granocrecientes. (Fig. 2). Estas secuencias comienzan con el depósito de lutitas en una amplia llanura y posteriormente se instala un sistema fluvial braided de arenas, que en ocasiones, puede evolucionar a braided mixto o a meandriforme.

La secuencia 1 (S1) está compuesta, de base a techo, por un tramo lutítico rojo con niveles de areniscas y dolomías (TL1), le sigue uno lutítico gris (TLg1), que presenta un cambio de facies con el tramo lutítico rojo y finaliza con un tramo arenoso TA1. Refleja condiciones de baja salinidad con la generación de pequeños charcas efímeras. Podría equivaler a la parte inferior de la unidad "Lutitas y yesos de Valderromán" descrita informalmente por Hernando (1977) para esta misma zona.

La secuencia 2 (S2) está compuesta, de base a techo, por un tramo lutítico rojo TL2 seguido de uno lutítico gris TLg2 y otro lutítico versicolor TLv2, con los que presenta un cambio de facies. Por último, la secuencia termina con un tramo arenoso TA2. Puede apreciarse un cambio dentro

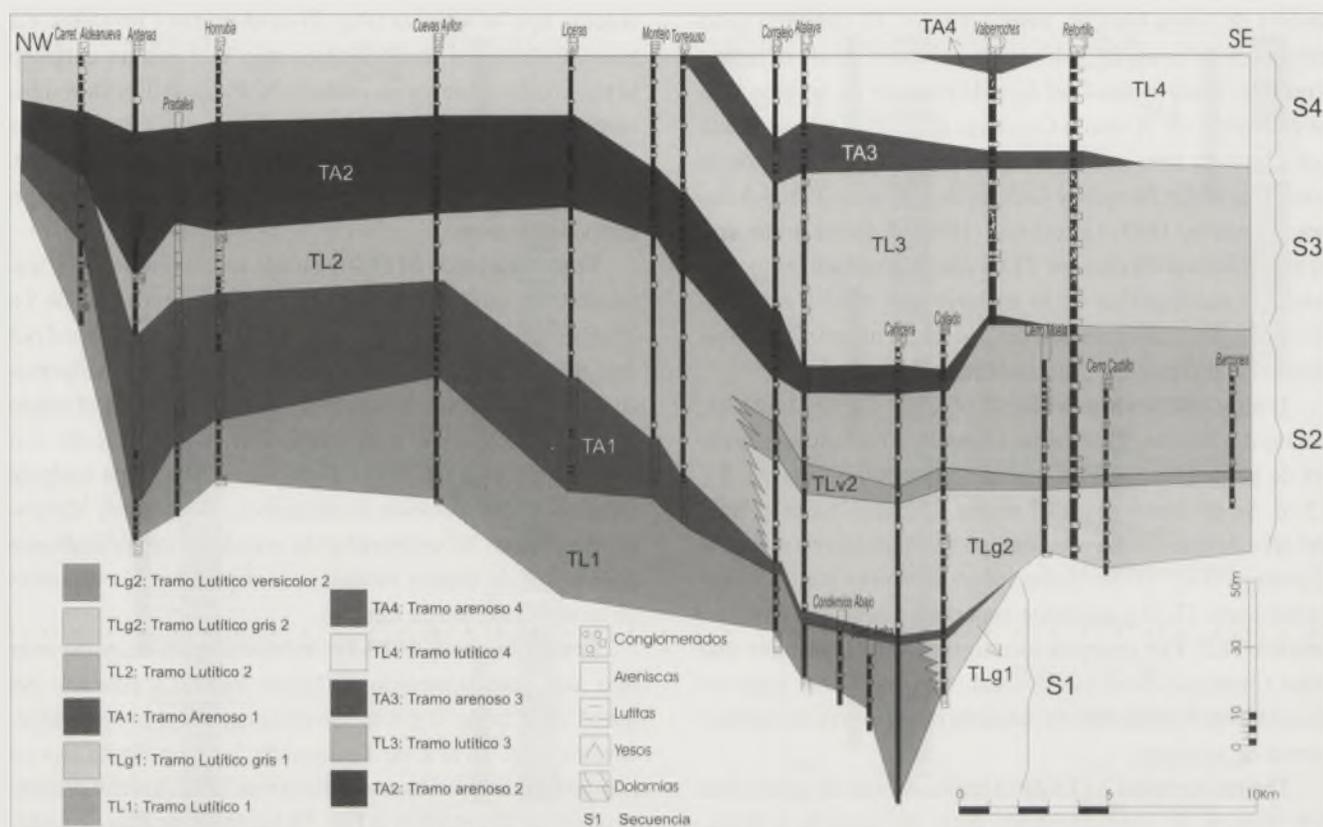


FIGURA 3. Correlación estratigráfica de la serie, mostrando la distribución espacial de los tramos.

de esta secuencia a condiciones más secas, en las que van desapareciendo las charcas y generándose gran cantidad de sales. Podría corresponder con la parte media de la unidad descrita por Hernando (1977) "Lutitas y yesos de Valderromán" en esta zona. Es equivalente a la Fm Lutitas verdes y grises del Puente, definida por García-Gil y Sopeña (1987) en la zona de Medinaceli-Somaen y a la parte inferior de la Fm Lutitas y yesos de los Gavilanes definida por Sopeña (1979) para la zona de Pálmaces de Jadraque.

La secuencia 3 (S3) está compuesta por un tramo lutítico rojo TL3 a base y uno arenoso TA3 a techo. Y la secuencia 4 (S4) se compone, de base a techo, de un tramo lutítico rojo TL4 y un tramo arenoso TA4. En estas secuencias representarían las condiciones más secas, generándose gran cantidad de yesos. Ambas se corresponderían con la parte superior de la unidad informal descrita por Hernando (1977), Lutitas y yesos de Valderromán para esta misma zona. Equivaldría a la Fm Lutitas rojas del Puente definida por García-Gil y Sopeña (1990) en la zona de Medinaceli-Somaen; a la parte superior de la Fm Lutitas y yesos de los Gavilanes, definida por Sopeña (1979) para la zona de Pálmaces de Jadraque; a la Fm Yesos y lutitas de Teroleja de Pérez-Arlucea y Sopeña (1985) en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica en Guadalajara y Teruel. Y se correspondería con la "Formación Arcillas y yesos de Quesa" de Ortí (1971) para la zona de Levante.

La sección que se presenta (Fig. 3) es un corte ligeramente oblicuo a la dirección de paleocorriente NE que lleva el sistema. Los sistemas fluviales debían de dirigirse desde el macizo hacia el centro de la cuenca. Al E, el tramo

arenoso TA1 evoluciona de un sistema braided de arenas a un sistema meandriforme. Estos sistemas posteriormente se expanden y se genera una extensa zona llana en la que se decantan materiales lutíticos (Figs. 3 y 4). Es frecuente encontrar niveles dolomíticos de tamaño centimétrico intercalados con estas lutitas que se corresponderían con pequeñas charcas efímeras. Los niveles de yesos se localizan al E donde la topografía sería menor y los cuerpos de agua quedan estancados hasta su evaporación produciendo estas sales.

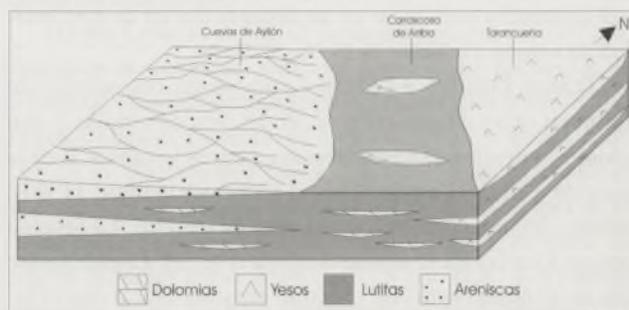


FIGURA 4. Bloque esquemático mostrando la paleogeografía de la zona.

## CONCLUSIONES

En este trabajo se han identificado 4 secuencias y se ha descrito la evolución lateral para el Triásico Superior en el borde NW de la cordillera Ibérica. Cada una de las secuencias se componen de los siguientes tramos: Secuencia 1 (S1) se compone de TL1, TLg1 y TA1. La secuencia 2 (S2) está formada por los tramos TL2, TLg2, TLv2 y TA2. La secuencia 3 (S3) la forman TL3 y TA3. Y la secuencia 4 (S4) se compone de TL4 y TA4.

## AGRADECIMIENTO

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto BTE2001-0568, financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología y el C.S.I.C. Un especial agradecimiento a David Domínguez por su ayuda.

## REFERENCIAS

- García-Gil, S. (1990): Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid: 490 p.
- Hernando, S. (1977): Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 2, 408 p.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopeña, A. y Sánchez-Moya, Y. (1995): Caracterización de las unidades litoestratigráficas del Triásico en el subsuelo del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. Cuadernos de Geología Ibérica, 19: 129-171.
- Ortí, F. (1971): El Keuper del Levante español. Estudios geológicos, 30: 7-46.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel), Estudios Geológicos, 41: 207-222.
- Ruiz, C.; Osete, M.T.; Rey, D.; Villalain, J.J. y Sopeña, A. (1999): Primeros resultados paleomagnéticos del Triásico Superior (Karniense-Noriense) en la Cordillera Ibérica occidental (Cuevas de Ayllón), Geogaceta, 25: 179-182.
- Sopeña, A., (1979): Estratigrafía del Pérmico y el Triásico del Noreste de la Provincia de Guadalajara. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 5; 329 p.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C y Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula, En: Triassic-Jurassic rifting: Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins, Part B. Eds. Manspeizer, W. Developments in Geotectonics 22: 757-786.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
DEPARTMENT OF POLITICAL SCIENCE

MEMORANDUM FOR THE RECORD  
SUBJECT: [Illegible]

DATE: [Illegible]

TO: [Illegible]

FROM: [Illegible]

RE: [Illegible]

# La facies Muschelkalk en la franja Mijares-Monserrat (Cordillera Ibérica Meridional, Valencia)

D. Sánchez-Fernández<sup>1</sup>, J. Martín-Chivelet<sup>1</sup>, J. López-Gómez<sup>1</sup>, A. Márquez-Aliaga<sup>2</sup> y L. Márquez<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología Económica, Departamento de Estratigrafía (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. 28040 Madrid. (dsanchez@geo.ucm.es; j.m.chivelet@geo.ucm.es; jlopez@geo.ucm.es)

<sup>2</sup> Instituto "Cavanilles" de Biodiversidad y Biología Evolutiva, y Departamento de Geología, Universidad de Valencia. 46100 Burjassot (Valencia). (ana.marquez@uv.es)

<sup>3</sup> Departamento de Geología, Facultad de Biología, Universidad de Valencia. 46100 Burjassot (Valencia). (leopoldo.marquez@uv.es)

## ABSTRACT

*The stratigraphical and sedimentological study of the Muschelkalk facies (Middle Triassic) carbonated unit in Mijares-Monserrat sector, (E. Spain). allows the recognition of subunits with different characteristics. The vertical evolution of these subunits represents the transition from alternate inter-subtidal shallow platform environments to inter-supratidal environments. Presence of the bivalves *Leptochondria alberti*, *Bakevella costata*, *Entolium discites* and "Placunopsis" and the foraminifers *Lamelliconus* ex gr. *ventroplanus-biconvexus*, *L. multispinus*, *L. procerus* and *Triadodiscus eomesozoicus* indicate a Ladinian-Carnian age in a broad sense. These general characteristics are common of the so-called "Mediterranean Triassic type" and particularly to the upper part of the carbonate unit of the Muschelkalk facies.*

**Key words:** Muschelkalk, Ladinian, carbonate platforms, Iberian Ranges.

## INTRODUCCIÓN

Se realiza un estudio estratigráfico, sedimentológico y bioestratigráfico con el objeto de caracterizar el Triásico Medio en facies Muschelkalk del área comprendida entre las localidades de Mijares y Monserrat (Valencia), en la Cordillera Ibérica Meridional (Fig. 1). En dicha zona el Triásico aflora formando una franja W-E, en la que domina la facies Keuper, aunque también se encuentra la facies Muschelkalk, que conforma afloramientos puntuales que presentan una disposición subvertical y están fuertemente afectados por la tectónica.

Hasta el momento, son escasos los trabajos realizados sobre el Triásico Medio de esta área, de los que destacamos los de, Assens *et al.*; 1973 y Soubrier *et al.*, 1980, todos ellos de carácter regional o cartográfico.

## LITOESTRATIGRAFÍA

En el área de estudio, se han levantado tres series estratigráficas de detalle (Figs. 1 y 2). La primera (Mijares) corresponde a un afloramiento junto a la carretera Mijares-Yátova, a unos 7 km de la última localidad; la segunda (Macastre) se ha levantado en el cerro del castillo de Macastre; y la tercera (Monserrat) se ha levantado en los cerros situados al norte de dicha localidad.

Tal y como se demuestra en este trabajo, en ninguno de

los afloramientos estudiados se aprecia la parte inferior de la unidad formada por la facies Muschelkalk. La parte superior, por el contrario, aflora muy bien en los tres cortes levantados, donde además se observa un tránsito muy gradual de su techo hacia la facies Keuper. El espesor de los materiales medido en las columnas es de 88 m en Mijares, 107 m en Macastre y 118 m en Monserrat.

En las tres series se han reconocido y correlacionado cinco subunidades litológicas, con características sedimentológicas propias. Estas son, de base a techo:

### Subunidad 1

Presenta un espesor mínimo de entre 30 y 38 m, sin que su base pueda observarse en ningún punto. El techo marca un paso gradual al tramo 2 en Monserrat (en las otras dos está cubierto el tránsito). En los metros inferiores dominan las dolomías gris oscuro, de grano fino a medio y finamente estratificadas, aunque también se encuentran intercalaciones de dolomías margosas. Las dolomías presentan bioturbación, ocasionalmente ripples y puntualmente aparecen fantasmas de bioclastos. Hacia techo, esas facies dejan paso a dolomías grises de grano más grueso, estratificadas en bancos decimétricos, que ocasionalmente presentan estratificación cruzada y bioturbación. En Monserrat destaca el hallazgo de foraminíferos (Fig. 3).

En su conjunto, la subunidad 1 representa un pulso trans-



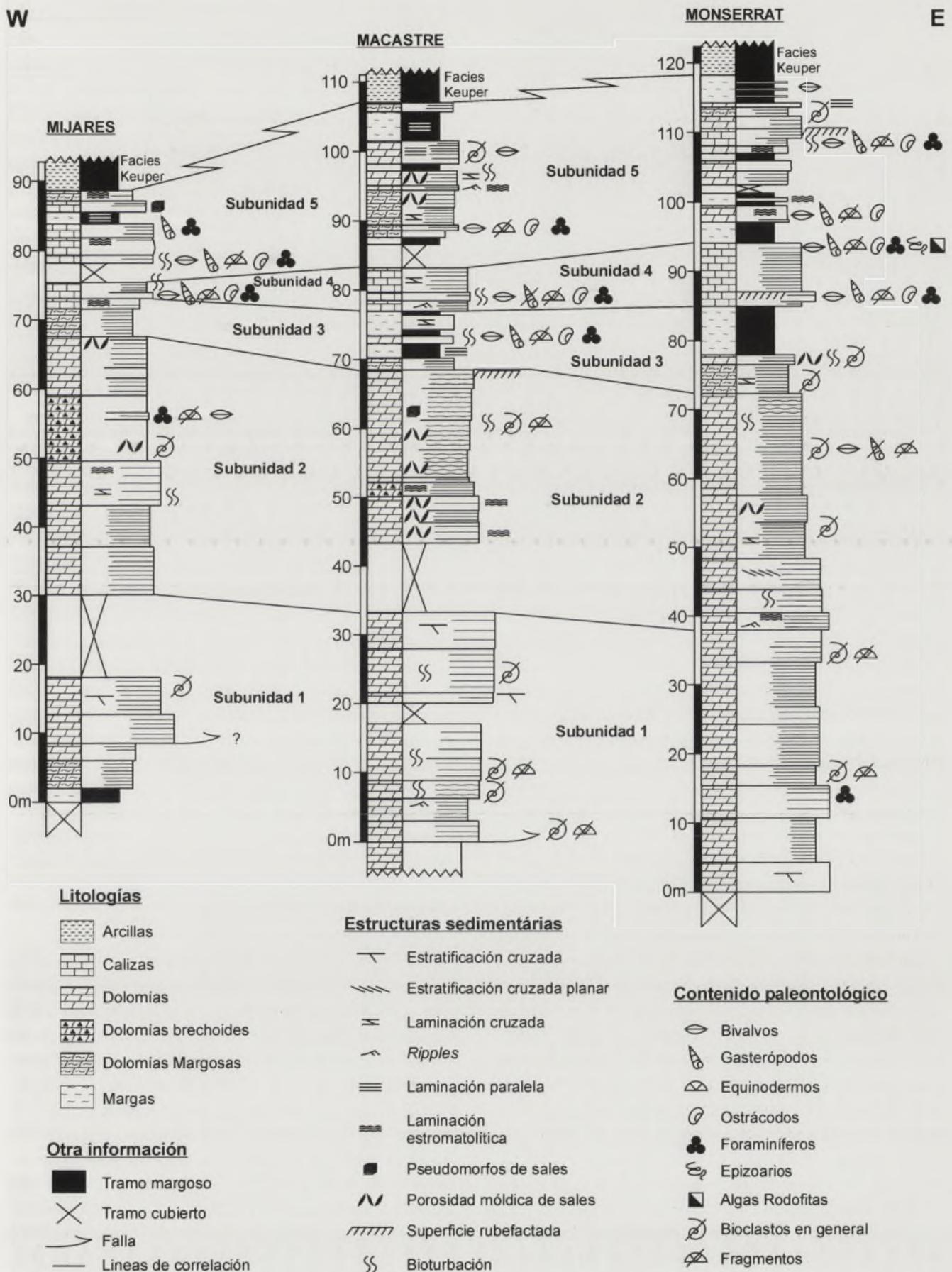


FIGURA 2. Esquema de correlación litológica de las subunidades diferenciadas en las series estudiadas.

		MIJARES	MACASTRE	MONSERRAT
SUBUNIDAD 5	BIVALVOS			<i>Modiolus</i> sp. <i>Gervillia</i> sp. <i>Bakevellia</i> sp.
	FORAMINÍFEROS	<i>Nodosaria ordinata</i> TRIFONOVA	<i>Nodosaria ordinata</i> TRIFONOVA	<i>Nodosaria ordinata</i> TRIFONOVA
SUBUNIDAD 4	BIVALVOS		<i>Bakevellia</i> sp. <i>Entolium</i> cf. <i>discites</i> (SCHLOTHEIM) sp. gr. " <i>Placunopsis</i> "	<i>Bakevellia costata</i> (SCHLOTHEIM) <i>Gervillia</i> sp. <i>Modiolus</i> sp. <i>Leptochondria alberti</i> (GOLDFUSS) sp. gr. " <i>Placunopsis</i> " af. <i>teruelensis</i> WÜRM <i>Entolium discites</i> (SCHLOTHEIM) <i>Pseudocorbula gregaria</i> (MÜNSTER) <i>Umbostrea</i> sp.
	FORAMINÍFEROS	<i>Nodosaria ordinata</i> TRIFONOVA	<i>Nodosaria ordinata</i> TRIFONOVA <i>Triadodiscus eomesozoicus</i> (OBERHAUSER) <i>Hoyenella sinensis</i> (HO)	<i>Nodosaria ordinata</i> TRIFONOVA <i>Triadodiscus eomesozoicus</i> (OBERHAUSER) <i>Planinivoluta carinata</i> LEISCHNER
SUBUNIDAD 3	BIVALVOS		<i>Bakevellia costata</i> (SCHLOTHEIM) <i>Modiolus myoconchaeformis</i> (PHILIPPI) <i>Entolium</i> sp. <i>Pseudocorbula gregaria</i> (MÜNSTER)	
SUBUNIDAD 1	FORAMINÍFEROS			<i>Lamelliconus</i> ex gr. <i>ventroplanus-biconvexus</i> (OBERHAUSER) <i>Lamelliconus multispirus</i> (OBERHAUSER) <i>Lamelliconus procerus</i> (OBERHAUSER) <i>Triadodiscus eomesozoicus</i> (OBERHAUSER)

FIGURA 3. Tabla ilustrativa del contenido en bivalvos y foraminíferos en las series estudiadas.

minuyen hacia el oeste. La base es neta en las tres columnas, mientras que el techo, también neto, sólo es visible en Monserrat. La subunidad está formada por diferentes facies que no siguen un ordenamiento similar en todas las columnas. En Monserrat y Macastre los niveles basales están formados por calizas grises *wackestone-packstone*, finamente tableadas a lamosas, con laminación cruzada y niveles lumaquéllicos ocasionales. Sobre ellos se encuentran calizas grises *wackestone* algo bioturbadas y estratificadas en gruesos bancos. Finalmente, la parte superior de la subunidad está dominada por calizas *mudstone* grises, finamente tableadas o lamosas, que ocasionalmente presentan bioturbación y ripples y en las que se reconocen bioclastos, principalmente fragmentos de equinoideos.

Cabe reseñar que la parte inferior y media de la subunidad es rica en bivalvos, gasterópodos (*Zigopleura* sp. y *Natica* sp.), fragmentos de equinodermos, ostrácodos y foraminíferos (Fig. 3). También se han reconocido epizoarios (*Spirorbis* sp. y *Serpula* sp.) y algas rodofitas. Así mismo es destacable que en la zona media se ha reconocido, en Macastre, una interrupción sedimentaria con *borings* y, en Mijares, un nivel brechificado.

La subunidad 4 representa en conjunto depósitos de tipo submareal, posiblemente generados en zonas protegidas de corrientes y oleaje. Esporádicamente dichas zonas se verían afectadas por temporales, que tienen su reflejo en los niveles lumaquéllicos.

#### Subunidad 5

Tramo esencialmente calizo-margoso, con un espesor entre 13 y 25 m que disminuye hacia el oeste. La base aparece en contacto neto con la subunidad 4 pero en Mijares y Macastre está cubierta, y el techo es un tránsito gradual a la

facies Keuper (Formación Arcillas y Yesos de Jarafuel; Ortí, 1974).

Está constituido por el apilamiento de secuencias decimétricas de tipo carbonato-evaporítico, formadas por: 1) Dolomías y calizas grises tableadas en bancos decimétricos, que presentan restos de bivalvos, gasterópodos, equinodermos y ostrácodos; 2) Dolomías laminadas de color gris claro con laminación estromatolítica; 3) Margas gris-amarillentas finamente laminadas con intercalaciones de dolomías margosas finamente tableadas que ocasionalmente presentan laminación cruzada y porosidad móldica de sales; 4) Dolomías ocre masivas y oquerosas, que presentan porosidad móldica y pseudomorfo de sales.

Dichas secuencias caracterizan medios inter a supramarales, con desarrollo de sabkhas en las zonas más elevadas.

#### BIOCRONOESTRATIGRAFÍA

De las asociaciones de foraminíferos encontradas en las series estudiadas, la que presenta un mayor interés desde un punto de vista bioestratigráfico es la de la subunidad 1 de la serie de Monserrat. Se trata de una asociación dominada por numerosos Involutinidae entre los que cabe destacar abundantes *Lamelliconus* ex gr. *ventroplanus-biconvexus* (OBERHAUSER), así como *L. multispirus* (OBERHAUSER), *L. procerus* (OBERHAUSER) y *Triadodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER). Esta asociación, muy frecuente en los dominios alpinos, se ha considerado clásicamente como de edad Ladiniense superior (Longobardiense) - Carniense (Zaninetti, 1976, Trifonova, 1993). No obstante el rango estratigráfico de estas especies incluye también el Ladiniense inferior (Fassaniense) (Rettori, 1995) de manera que la edad de los niveles estudiados se situaría en el Ladiniense-Carniense.

La asociación de bivalvos estudiada (Fig. 3), constituida por *Leptochondria alberti*, *Bakevella costata*, *Entolium discites* y "*Placunopsis*", ha sido citada en materiales de la parte superior del Triásico Inferior de la Provincia de Quinghai en el SW de China, dentro del dominio nororiental del Tethys. Elementos de esta asociación, completa o parcial, se citan frecuentemente en el Anisiense de Bulgaria, en el Anisiense terminal- Ladiniense basal de Hungría, en el Ladiniense de Eslovaquia y en el Anisiense-Ladiniense de los Alpes entre otras localidades y dentro del dominio Occidental de Tethys. En el dominio Sefardí del Tethys, se citan en el Ladiniense Inferior de Israel y en el Ladiniense de la Península Ibérica. Por último, son frecuentes las citas en el Triásico germánico en sedimentos del Muschelkalk Inferior de Polonia que equivaldrían al Anisiense terminal, así como a distintos yacimientos del Muschelkalk superior equivalentes al Fassaniense-Longobardiense basal.

El amplio rango bioestratigráfico de las especies de los bivalvos bentónicos estudiadas, y su enorme relación con las facies, no permite determinaciones precisas de la edad de los materiales en que se registran. No obstante, considerando los aspectos paleogeográficos generales y los nuevos datos de correlación para el Triásico (Kozur y Bachmann, 2005) pensamos que la asociación registrada en Macastre y Monserrat indica una edad Ladiniense de acuerdo con las dataciones establecidas ya en áreas próximas (Márquez-Aliaga y Martínez, 1996) pero que incluso podría datarnos un Ladiniense basal-medio según los nuevos datos de correlación establecidos antes señalados.

## CONCLUSIONES

- Un estudio estratigráfico y sedimentológico realizado en detalle en la unidad carbonatada en facies Muschelkalk del sector Monserrat-Mijares, provincia de Valencia, ha permitido diferenciar 5 subunidades (1 a 5, de muro a techo respectivamente) básicamente dolomíticas con facies características diferentes.

- Las cuatro subunidades inferiores muestran una evolución vertical que alterna básicamente de subambientes intermareales a submareales, mientras que la subunidad superior evoluciona desde subambientes intermareales a supramareales.

- El tránsito entre las unidades 2 y 3 está representado por un nivel rubefactado que posiblemente indica una interrupción, mientras que el paso de 3 a 4 representa un marcado cambio de tendencia en la sedimentación.

- De las asociaciones faunísticas encontradas destacan las de bivalvos y foraminíferos. Entre los primeros destaca la presencia de *Leptochondria alberti*, *Bakevella costata*, *Entolium discites* y "*Placunopsis*" y, en los segundos *Lamelliconus ex gr. ventroplanus-biconvexus*, *L. multispirus*, *L. Procerus* y *Triadodiscus eomesozoicus*.

- La edad que indican las diferentes asociaciones de fósiles

encontradas es Fasanense (Ladiniense) - Carniense y es comparada con asociaciones similares descritas en el SW de China y Centro Europa.

- La edad y las características sedimentarias y estratigráficas de los sedimentos estudiados permite incluirlos en la unidad superior carbonatada de la facies Muschelkalk del denominado Triásico Mediterráneo.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio es parte de los trabajos de la Tesis Doctoral de D. Sánchez-Fernández y ha sido financiado con el proyecto BTE2002-00775 del M<sup>o</sup> de Ciencia y Tecnología. Agradecemos la ayuda a Gilberto Herrero y Modesto Escudero por los trabajos de láminas delgadas y reprografía respectivamente.

## REFERENCIAS

- Assens, J., Ramírez, J., Giannini, G., García, A., Hernando, S., Riba, O. y Villena, J. (1973): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 720 (Requena)*. IGME, Madrid.
- Kozur, H.W. y Bachmann, G.H. (2005): Correlation of the Germanic Triassic with the international scale. *Albertina*, 32: 21-35.
- López-Gómez, J. y Arche, A. (1992): Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 48: 123-143.
- Márquez-Aliaga, A. y Martínez, V. (1996): Asociaciones de bivalvos del Triásico en España. *Revista Española de Paleontología*. N° Extra: 101-111.
- Ortí, F. (1974): El Keuper del Levante Español. *Estudios Geológicos*, 25: 7-46.
- Rettori, R. (1995): Foraminiferi del Trias inferiore e medio della Tetide : Revisione tassonomica, stratigrafia ed interpretazione filogenetica. *Publications du Departement de Geologie et Paleontologie*, Université de Genève, 18: 1-150.
- Soubrier, J., García, L., Muelas, A., García, A., Ríos, L.M., Forcat, C., Goy, J.L. y Zazo, C. (1980): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 721 (Cheste)*. IGME, Madrid.
- Trifonova, E. (1993): Taxonomy of Bulgarian Triassic foraminifera. II. Families Endothyriidae to Ophthamiidae. *Geologica Balcanica*, 23: 19-66.
- Virgili, C., Sopena, A., Ramos, A. y Hernando, S. (1977): Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 57-88.
- Zaninetti, L. (1976): Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 82 (1): 1-258.

First column of faint text, likely the left-hand page of a two-page spread.

Second column of faint text, continuing the content from the first column.

Third column of faint text, continuing the content from the first column.

Fourth column of faint text, continuing the content from the first column.

# Nuevos datos sobre la edad del Buntsandstein de la Cordillera Cantábrica

Y. Sánchez-Moya<sup>1</sup>, E. Barrón<sup>2</sup> y A. Sopena<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Estratigrafía. Facultad de CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España

<sup>2</sup> Departamento de Paleontología. Facultad de CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España

<sup>3</sup> Instituto de Geología Económica. CSIC-UCM. Facultad de CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España

## ABSTRACT

*Palynological data from the Buntsandstein of the Reinosa (Santander) and Verbio (N of Palencia) areas, has allowed establishing a Ladinian-Carnian age for the upper part of these facies. Two palynological assemblages have been identified. The first one is characterized by *Triadispora* spp., *Ovalipollis pseudoalatus* and *Duplicisporites* spp. The second one is characterized by *Vallasporites ignacii* and *Enzonasporites* sp. This age questions the correlation and equivalence of the carbonates that appear in this region, with the Muschelkalk facies of the rest of Spain.*

**Key word:** *Triassic, Ladinian, Carnian, Palynology, Buntsandstein, Muschelkalk, Cantabrian Ranges.*

## INTRODUCCIÓN

La sucesión triásica que aflora en la Cordillera Cantábrica está compuesta por diversas unidades litoestratigráficas que siguiendo la nomenclatura del Triásico de tipo germánico, se han agrupado en tres grandes conjuntos: inferior o Buntsandstein, medio o Muschelkalk y superior o Keuper (Robles y Pujalte, 2004). Todos los autores que han estudiado estos sedimentos con detalle, coinciden en destacar las importantes variaciones de facies y espesores que presentan, la dificultad de establecer la posición precisa de las facies carbonatadas intermedias y el problema que plantea la asignación de edad a cada una de las unidades en que se ha subdividido la sucesión triásica (García-Mondejar et al., 1986, Robles y Pujalte, 2004). El límite con el Jurásico está situado en las facies carbonatadas que suceden a las lutitas y yesos del Keuper, como se ha demostrado en los últimos años (Martínez-García et al., 1998, Barrón et al., 2002).

Los datos paleontológicos que permiten aproximar la edad de la mayoría de las unidades son muy escasos. Por correlación secuencial con sucesiones equivalentes de Pirineos, la parte inferior del Buntsandstein que descansa discordante sobre el Pérmico o sobre el Carbonífero, ha sido asignada al Pérmico superior (Thuringiense) y el resto al Scytiense-Anisiense (Robles y Pujalte, 2004). Los carbonatos que afloran en los alrededores de Reinosa se consideran del Ladinianse-Carnianse inferior y las facies Keuper del Carnianse inferior-superior. En la "unidad del Nansa" que corresponde a las facies Buntsandstein que afloran a lo largo del río Nansa, Maas (1974), describe

fragmentos de plantas pertenecientes al grupo *Votlzia* comparables a la flora de la *Grès a Volzia*. Esta flora es típica de la parte alta de Buntsandstein de los Vosgos, donde tiene una edad Anisiense. Demathieu y Sainz de Omeñaca (1977) describen icnofauna de reptiles en el área de Puentenansa y una especie nueva, *Ryncosauraoides santanderensis*, atribuible al Triásico pero sin poder precisar más. Sólo en la parte alta de la sucesión, se han descrito recientemente varias asociaciones palinológicas que permiten asignar una edad Rhaetiense al llamado "Tramo de transición" y establecer el límite Triásico-Jurásico con alguna precisión (Martínez García et al., 1998, Barrón et al., 2002).

Este trabajo aporta nuevos datos sobre la edad de las facies Buntsandstein, basados en el hallazgo de varias asociaciones palinológicas que además, cuestionan la correlación de las facies carbonatadas de los alrededores de Reinosa con el Muschelkalk de otras áreas de la Península. De acuerdo con García-Mondejar et al. (1986), el Buntsandstein de esta región está constituido por una alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas que, en conjunto, forman una macrosecuencia positiva en la que se pueden separar varias unidades menores. En los afloramientos situados al O de Reinosa (Fig. 1), las asociaciones palinológicas se han encontrado en las lutitas del techo de la serie (Unidad 3.3 de García-Mondejar et al., 1986) y en la alternancia de areniscas y lutitas situada inmediatamente por debajo (Unidad 3.2 de García-Mondejar et al., 1986). En el sector de Verbio, donde el espesor total de la serie del Buntsandstein es bastante menor (Fig.1), solo una muestra equivalente a la misma alternancia superior contiene polen y esporas.

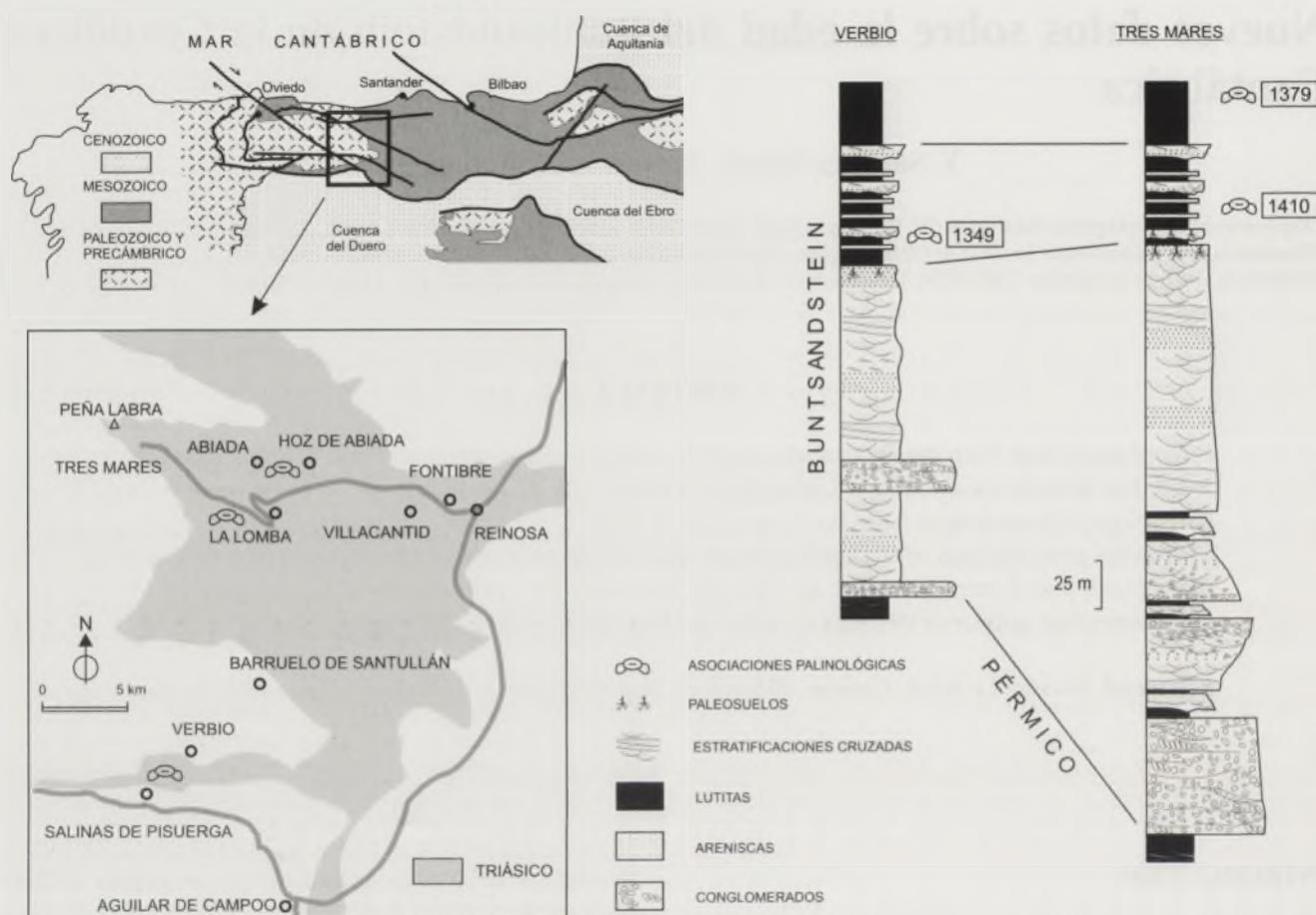


FIGURA 1. Localización de la zona estudiada y situación de las asociaciones palinológicas dentro de las columnas tipo del Buntsandstein de Salinas de Pisuerga y Reinosa-Tres mares.

## PALINOLOGÍA

Se han estudiado un total de 25 muestras de lutitas grises y negras procedentes de niveles del tercio superior del Buntsandstein de los alrededores de Verbio, Salinas de Pisuerga, Tres Mares, La Lomba, Abiada y Hoz de Abiada (Fig. 1). También se han procesado lutitas intercaladas en los tramos carbonatados que afloran al O de Reinosa, cerca de Argüeso y Salces, y en las facies Keuper de los alrededores de Fontibre y Villacantid. De todas las muestras tratadas solo se han encontrado asociaciones palinológicas en tres que corresponden a niveles de la parte superior del Buntsandstein de Verbio, Abiada-Hoz de Abiada y a un nivel de las lutitas versicolores del techo de Buntsandstein de La Lomba (Fig. 1). Las determinaciones se han hecho a partir de los textos clásicos de Klaus (1964), Mädler (1964) y Scheuring (1970, 1978).

### Muestras 1349 y 1410

Se trata de muestras muy similares. Presentan gran riqueza polínica aunque sus palinomorfos tienen un grado de maduración de la materia orgánica muy elevado y por tanto, su determinación en la mayor parte de los casos, es difícil. El contenido palinológico de esta asociación está dominado por granos de polen bisacado (80%). Los circunsulcados

sólo representan un 20%. En una proporción muy pequeña se han detectado granos de polen sulcados, relacionables con Cycadales/Ginkgoales o Bennetitales.

La muestra 1349 (Verbio) contiene: *Alisporites* sp., *Vitreisporites* sp., *Triadispora sulcata* Scheuring 1978, *T. falcata* Klaus 1964, *Triadispora* sp., *Duplicisporites scurrilis* (Scheuring 1970) Scheuring 1978, *D. tenebrosos* (Scheuring 1970) Scheuring 1978, *D. granulatus* (Leschik 1955) Scheuring 1970, *Praecirculina granifer* (Leschik 1956) Klaus 1960, *Cycadopites* sp., Bisacados indeterminados.

La composición taxonómica de la muestra 1410 (Abiada-Hoz de Abiada), es: *Alisporites* sp., *Vitreisporites* sp., *Triadispora modesta* Scheuring 1970, *T. sulcata* Scheuring 1978, *T. suspecta* (Scheuring 1970) Scheuring 1978, *Triadispora* sp., *Ovalipollis pseudoalatus* (Thiergart) Schuurman 1976, *Duplicisporites scurrilis* (Scheuring 1970) Scheuring 1978, *D. tenebrosos* (Scheuring 1970) Scheuring 1978, *D. granulatus* (Leschik 1955) Scheuring 1970, *Eucommiidites microgranulatus* Scheuring 1970, *Cycadopites* sp., Bisacados indeterminados, Circunsulcados indeterminados, Triletes indeterminados.

La presencia de *Triadispora* spp., *Ovalipollis pseudoalatus* y *Duplicisporites* spp., indica una edad que abarcara el intervalo Ladiniense-Carniense. En estas dos muestras no se han hallado, ni formas típicas del Ladiniense como *Echinatosporites iliacooides* y *Heliosaccus dimorficus*, ni formas

del Carniense como *Partitisorites* spp., *Enzonasporites* spp., *Patinasporites* densus. Si se tienen en consideración los trabajos de Visscher y Brugman (1981) y Warrington (1996), no es posible llegar a determinar una edad más precisa. No obstante, conviene hacer notar que para algunos autores como Calvet et al. (1993), la ausencia de formas típicas del Carniense caracteriza palinológicamente, en este caso al Ladiniense.

### Muestra 1379

Igual que las muestras anteriores, también los palinomorfos presentan un elevado grado de maduración por lo que su determinación en muchos casos no ha sido posible. Los granos de polen bisacado son también dominantes (70%), frente al resto de los tipos polínicos.

La composición taxonómica de esta muestra de La Lomba (Fig. 1) es: *Deltoidospora tenuis* (Leschik 1955) Mädlar 1964, *Ovalipollis pseudoalatus* (Thiergart) Schuurman 1976, *Alisporites* sp., *Triadispora* sp., *Lunatisporites* sp., *Inaperturopollenites* sp., *Enzonasporites* sp., *Duplicisporites granulatus* (Leschik 1955) Scheuring 1970, *Duplicisporites* sp., *Praecirculina granifer* (Leschik 1956) Klaus 1960, *Vallasporites ignacii* Leschik 1956, *Camerosporites secatus* (Leschik 1955) Scheuring 1978, Bisacados indeterminados.

La presencia de *Vallasporites ignacii* y *Enzonasporites* sp. es determinativa para asignar esta muestra al Carniense sin poder especificar si se trata de un Carniense inferior, medio o superior por la ausencia de elementos como *Kuglerina meieri*, *Craterisporites rotundos*, *Partitisorites* sp. y *Spiritisporites spirabilis*.

### CONCLUSIONES

La parte superior del Buntsandstein que aflora en Cantabria y en el N de Palencia contiene dos asociaciones palinológicas de edad Ladiniense-Carniense y una Carniense. La posición estratigráfica de los niveles que contienen estas asociaciones indica que en esta región, las facies Buntsandstein son contemporáneas de los carbonatos del Muschelkalk superior de otras áreas de la Península, e incluso, de la parte inferior de las facies Keuper que afloran, por ejemplo, en la Cordillera Ibérica. Esta edad cuestiona la posición estratigráfica de las unidades de carbonatos que han sido atribuidos al Ladiniense-Carniense inferior por correlación con las series triásicas de Pirineos (Calvet et al., 1993), y cuyas litofacies y contenido faunístico son muy distintos de las del Muschelkalk superior de otras regiones españolas. El contacto entre estos carbonatos y las facies Buntsandstein o Keuper, es siempre de carácter mecánico o no puede observarse por las condiciones de afloramiento. Por tanto, se plantea la hipótesis de que constituyan una unidad distinta, diferenciada del Muschelkalk superior, de edad más reciente, y cuya posición exacta y edad falta por determinar.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto BTE2001-0568, financiado por la Dirección General de Investigación del MEC.

### REFERENCIAS

- Barrón, E. Gómez, J.J. y Goy, A. (2002): Los materiales del tránsito Triásico-Jurásico en la región de Villaviciosa (Asturias, España). *Geogaceta*, 31: 197-200.
- Calvet, F., Solé de Porta, N. y Salvany, J.M. (1993): Cronoestratigrafía (Palinología) del Triásico Sudpirenaico y del Pirineo Vasco-Cantábrico. *Acta Geológica Hispánica*, 28(4): 33-48.
- Demathieu, J. y Sainz de Omeñaca, J. (1977) Estudio del *Rhynchosauroides santanderensis*, n. sp., y otras nuevas huellas de pisadas en el Trias de Santander, con notas sobre el ambiente paleogeográfico. *Acta Geológica Hispánica*, 12: 49-54.
- García-Mondejar, J. Pujalte V. y Robles, S. (1986): Características sedimentológicas, secuenciales y tectonoestratigráficas del Triásico de Cantabria y Norte de Palencia. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 151-172.
- Klaus, W. (1964): Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen. *Erdoel-Zeitschrift*, 80: 119-132.
- Maas, K. (1974): The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49: 379-465.
- Mädlar, K. (1964): Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 65: 1-147.
- Martínez García, E., Coquel, R., Gutiérrez-Claverol, M., y Quiroga, J.L. (1998): Edad del "Tramo de transición" entre el Pérmico y el Jurásico en el área de Gijón (Asturias, NW de España). *Geogaceta*, 24: 215-218.
- Robles, S. y Pujalte, V. (2004): El Triásico de la Cordillera Cantábrica. En: *Geología de España* (J.A. Vera Ed.), SGE-IGME, Madrid, 274-276.
- Scheuring, B.W. (1970): Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Bölchentunnel (Solothurner Jura). *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen*, 88: 1-119.
- Scheuring, B.W. (1978): Microflore aus den Meridekalken des Mte. San Giorgio (Kanton Tessin). *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen*, 100: 1-205.
- Visscher, H. y Brugman, W.A. (1981): Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34, 115-128.
- Warrington, G. (1996): Triassic spores and pollen. In: *Palynology: principles and applications* (Jansonius, J. & McGregor, D.C., Eds.), American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 2: 755-766.

[The text on this page is extremely faint and illegible. It appears to be a multi-column document, possibly a book or a report, with several columns of text. The content is too light to transcribe accurately.]

# Reptiles triásicos del registro español

J. L. Sanz

Unidad de Paleontología. Universidad Autónoma de Madrid. Museo Paleontológico de Elche.

## ABSTRACT

The spanish record of Triassic reptiles is composed by four main lineages. The prolacertiformes are represented by *Cosesaurus aviceps*, from the Ladinian of the Sierra de Prades (Tarragona), and the placodonts by teeth, vertebrae and isolated dermatoskeletal fragments. Within the nothosaurs the most abundant genus is *Lariosaurus*. The nothosaurs are also represented by the species *Nothosaurus cymatosauroides*. Finally, there is a craneal evidence of an indeterminate basal Pistosauria.

**key words:** Triassic, Spain, Prolacertiformes, Placodonts, Nothosaurs, Pistosaurs.

Los mares triásicos estuvieron habitados por una fauna singular de reptiles diápsidos pelágicos y costeros. El registro español de estos grupos está representado por "prolacertiformes", placodontos, notosaurios y pistosaurios.

Los "prolacertiformes" fueron, durante la mayor parte de su historia, animales semejantes en apariencia a grandes lagartos. No obstante, durante el Triásico Medio, aparecen formas con cuellos de gran longitud relativa, que se denominan Tanystropheidae. Durante los años 1970 fue descrito y analizado *Cosesaurus aviceps* (Fig. 1), del Ladinense de Mont-ral/Alcover (Sierra de Prades, Tarragona). Este pequeño reptil, de unos 14cm de longitud, fue relacionado con el origen de las aves neornitas (aves actuales). Sanz y López-Martínez (1984) lo identificaron como un prolacertiforme Tanystropheidae de cuello relativamente corto (quizás filogenéticamente próximo al género *Macrocnemus*, aunque otros autores proponen un parentesco más cercano con *Tanystropheus*).

Los placodontos son un grupo basal, aunque especializado, de sauropterigios (cuyas formas más derivadas son notosaurios y plesiosaurios). Sus restos se conocen actualmente en Europa, Oriente Medio y el sur de China (Naish, 2004). Sus novedades evolutivas más conocidas incluyen la aparición de dientes con amplias coronas (de donde procede su nombre), huesos densos y robustos, y, en muchas ocasiones, un dermatoesqueleto desarrollado. Su forma de vida ha sido comparada con la

de diversos linajes de vertebrados marinos, como morsas o rayas, o con la de las tortugas acuáticas. Parece probable que los placodontos fueran consumidores bentónicos de moluscos y crustáceos. Los placodontos primitivos, sin armadura dérmica (*Paraplacodus*, *Placodus*), son un grupo parafilético (Rieppel, 2000). El resto constituye el linaje de los ciamodontoideos (ciamodóntidos, placoquélidos y henodóntidos). La evidencia de placodontos españoles se compone habitualmente de dientes, vértebras y fragmentos dermatoesqueléticos aislados. Se han localizado, hasta la fecha, en depósitos del Triásico Medio en diversos yacimientos de Guadalajara, Cuenca, Ciudad Real, Albacete y Jaén.

Los notosaurios incluyen diversas formas de sauropterigios de hábitos costeros dotados de dentición preferentemente ictiófaga, con tamaños de hasta cuatro metros de longitud. Sus géneros mejor conocidos son *Nothosaurus* y *Lariosaurus*. La especie *Nothosaurus cymatosauroides* procede de Mont-ral/Alcover, y está basada en evidencias craneales, vértebras, costillas y gastrales (Sanz *et al.*, 1993). El notosaurio más abundante en España es *Lariosaurus balsami*, del que se conocen varios esqueletos articulados de Mont-ral/Alcover (Fig. 2), así como un único ejemplar de Estada (Huesca). *Lariosaurus* es un representante típico de la bioprovincia occidental del Tetis, aunque recientemente ha sido descrita una especie china.

Por último, el clado Pistosauria incluye a los plesiosaurios y un *stem group* compuesto por géneros como



FIGURA 1. *Cosesaurus aviceps*. *Ladiniense* (Triásico Medio) de Mont-ral/Alcover (Sierra de Prades, Tarragona). Museu de Ciències Naturals de la Ciutadella, Barcelona.

*Pistosaurus* y *Augustasaurus*. Este grupo incluye, por tanto, formas morfológicamente cercanas al ancestro común de plesiosaurios y pliosaurios. Sanz et al. (1993) describieron un cráneo aislado, procedente de Mont-ral/Alcover, que fue identificado como un pistosaurio basal (no plesiosaurio) indeterminado.

#### REFERENCIAS

- Naish, D. (2004). Fossils explained 48: placodonts. *Geology Today*, 20: 153-158.
- Rieppel, O. (2000). *Paraplacodus* and the phylogeny of the Placodontia (Reptilia: Sauropterygia). *Zoological Journal of the Linnean Society*, 130(4):635-659.
- Sanz, J. L. and López-Martínez, N. (1984). The prolacertid lepidosaurian *Cosesaurus aviceps* Ellemberger & Villalta, a claimed "protoavian" from the middle Triassic of Spain. *Geobios*, 17(6): 747-753.
- Sanz, J. L., Alafont, L. S. and Moratalla, J. J. (1993). Triassic reptile faunas from Spain. In Mazin, J. M. and Pinna, G. (edit.): Evolution, ecology and biogeography of the Triassic reptiles. *Paleontologia Lombarda, Nuova Serie*, 2:153-164.

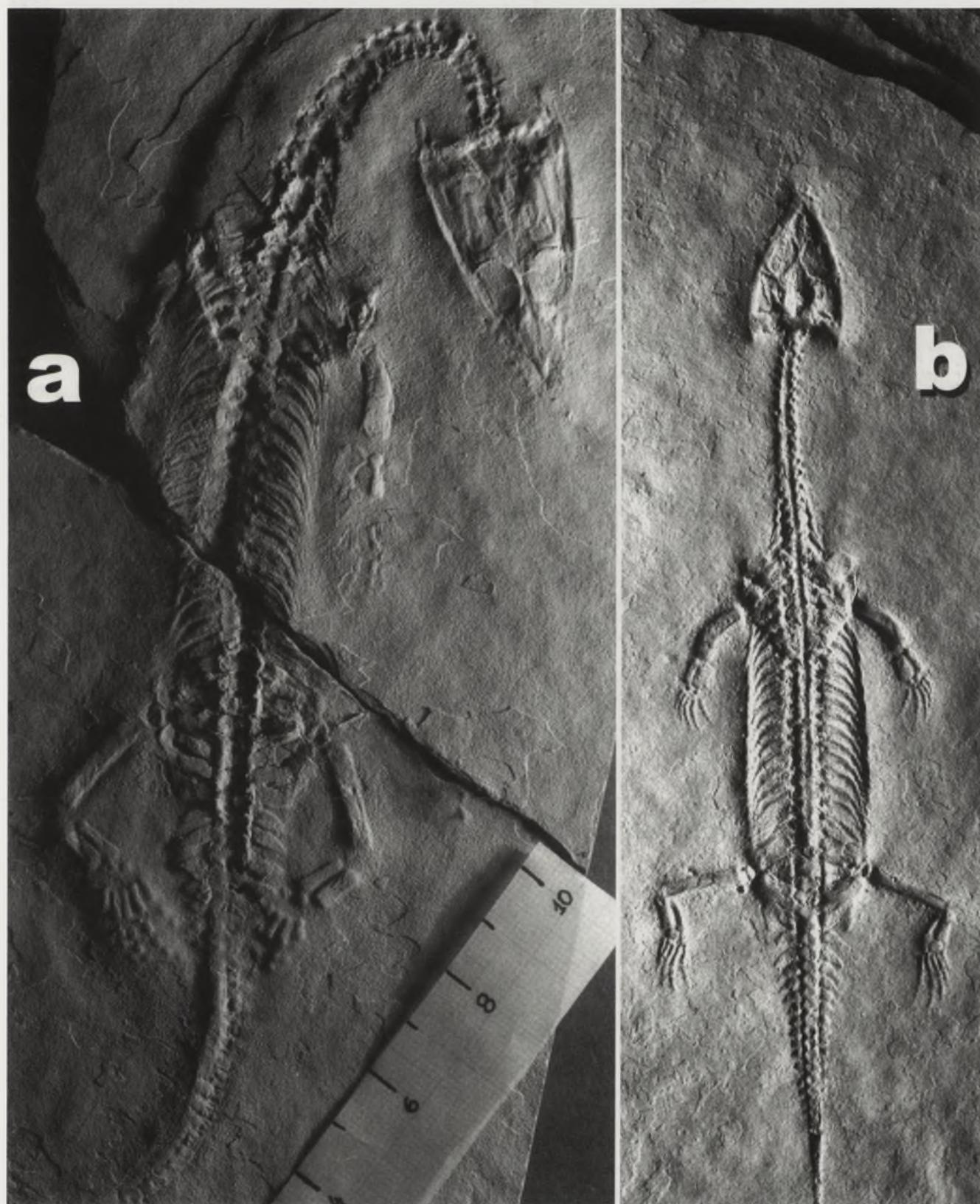


FIGURA 2. *Lariosaurus balsami*. *Ladiniense* (Triásico Medio) de Mont-ral/Alcover (Sierra de Prades, Tarragona); a: ejemplar M-506 del Museu Geològic del Seminari de Barcelona; b: ejemplar juvenil, de unos 16 cm de longitud. Colección privada del Sr. De Lucas (Alcover, Tarragona).

Study	Sample Size	Effect Size	Significance
1	100	0.15	p < .05
2	150	0.20	p < .01
3	200	0.25	p < .001
4	250	0.30	p < .0001
5	300	0.35	p < .00001
6	350	0.40	p < .000001
7	400	0.45	p < .0000001
8	450	0.50	p < .00000001
9	500	0.55	p < .000000001
10	550	0.60	p < .0000000001
11	600	0.65	p < .00000000001
12	650	0.70	p < .000000000001
13	700	0.75	p < .0000000000001
14	750	0.80	p < .00000000000001
15	800	0.85	p < .000000000000001
16	850	0.90	p < .0000000000000001
17	900	0.95	p < .00000000000000001
18	950	1.00	p < .000000000000000001

Table 1. Summary of research findings on the relationship between X and Y.

The above table shows a clear positive correlation between X and Y, with the effect size increasing as the sample size increases.

# La Mancha Triassic and Lower Lias Stratigraphy, a Well Log Interpretation

J. Suarez-Alba

Repsol Exploración S. A. Pº de la Castellana 280, 28046 Madrid, jsuarez@repsolypf.com

## ABSTRACT

*The Stratigraphy of the Triassic Keuper and the Lowermost Liassic sedimentary section has historically attracted much less attention than the adjacent sediments of Muschelkalk and Buntsandstein, and Lower to Middle Lias. A twelve wells correlation has been prepared to demonstrate the arrangement of facies in these formations, as well as their respective ordering in sequences. Well data show the existence of complex multistage thick evaporitic sequences in the lower more saline K1 unit, and in the upper relatively more anhydritic K4-K5. A clastic episode K2-K3 is quite extended across the zone with several sand rich fairways. The topmost Keuper K6 unit is a very good marker. Sedimentation continued with a thick evaporitic section, the Anhydrite Zone, which has a significant halite episode in the central part of the cross section. It is remarkable the good correlation between outcrops and well data.*

**Key Words:** *Triassic, La Mancha, Well Data, Evaporitic sequences.*

## INTRODUCTION

The here called La Mancha Area is a zone mainly covered by Tertiary sediments, located across several Mesozoic and Tertiary Basins, referred as Madrid, Tajo, Cuenca, Iberian Ranges, Tabular Cover Area, and External Prebetic. This zone was subject to oil exploration efforts during the late 60's and early 70's, by different Oil Companies, although there were several earlier attempts, this could be considered the main activity period. Later in the 80's was again subject to a new phase of efforts. So far this area has yielded no results.

The Triassic succession, object of this study, is the typical Germanic trilogy, Buntsandstein, Muschelkalk and Keuper, underlying Lower Liassic evaporitic-carbonate section. Excellent summaries have been recently published in Gibbons, W. and Moreno, T. (eds.)(2002), and Vera, J. A. (ed.)(2004). Historically a lot of effort has been devoted to the study of the Buntsandstein and Muschelkalk, from one side, and the Middle-Upper Lias, but much less attention have received the sediments of the Keuper and the lowermost Lias. Some key papers for these sections are Ortí, F. (1974), Gómez, J.J. and Goy, A. (1997), Arche, A. et al (2002) and Arnal, I. et al. (2002).

A NW-SE well correlation running from El Gredal-1, Almazán Basin, to Jaraco-1, External Prebetic, illustrates the stratigraphy of the area. Most of the wells used in this correlation drilled through the Lowermost Jurassic section and

reached Basement or Buntsandstein at least, thus providing enough data to analyse these sediments. Well logs suites are usually acceptable in quality and quantity, except for several wells that due to operational problems, mainly related to drilling across massive evaporitic sections, could not be properly logged, (Torralba-1, Belmontejo-1A or Gabaldón-1). In other cases this saline section was not properly anticipated and salt was not actually recovered until several hundreds of metres below its stratigraphic top, generating huge cavings, that affect log quantitative interpretation, but in many cases salt presence was inferred from drilling rates.

## METHODOLOGY AND RESULTS DISCUSSION

Well logs were subject to the standard process of digitizing, depth matching, splicing, and with the addition of lithological description from ditch cuttings composite logs were prepared for key sections, and subsequently, a correlation for 12 wells was prepared. As result of it, the wells can be classified in three main groups based on stratigraphic differences: The Northern Group, with a reduced Triassic section, unconformably overlain by the Utrillas Fm. (El Gredal-1 to Tribaldos-1), the Central group, with thick Keuper section, overlain by the Lower Jurassic Anhydrite Zone (El Hito-1 to Carcelén-1), and the Eastern Group, which has substantial differences in the Triassic, thick Buntsandstein and Muschelkalk sections, and by contrast, a thin Keuper (Jaraco-1).

The Buntsandstein (B2) is uniform over the area, except for Jaraco-1, showing thicknesses varying from 50 to 200m, and tendency to thin towards the Hesperian Massif (Baides-1 and S. Bárbara-1). Usually are sandstones, red to white, fine to coarse, feldspatic, ranging even to conglomerates in few cases, mainly at the base, alternating with minor shales and siltstones. The internal setup is grossly fining upwards sequences, and most of the wells can record two to three sequences.

On top of it, there is a very radioactive section, interpreted earlier as Buntsandstein because of its lithology. Thicknesses vary from 25 to 50m. A more detailed interpretation has shown higher sonic velocities than the suitable for sandstones, plus dolomite and anhydrite described in cuttings, previously discarded as cavings, had to be considered native, as shown by cased wells at base Muschelkalk and side wall cores. Shales, sandstones and minor levels of anhydrite and dolomites, usually of reddish colours, besides minor grey and green, compose this section. This unit is always below the Muschelkalk, so we consider it as Middle Muschelkalk (M2), and has been dated as Ladinian in Baides-1.

The Muschelkalk is mainly composed of dolomites, grey to tan, massive at the base (M3a) and argillaceous, or interbedded with shales (M3b), towards the top. Thickness changes from 150m to 20m as we move west or south (El Gredal-1, Baides-1, and Salobral-1). Several maximum flooding surfaces can be interpreted from the logs (Martinez del Olmo, 1996), the lowermost section will be accordingly the transgressive, while the upper one corresponds to the highstand. We correlate them to the Tramacastilla Dolomite and the Royuela Beds respectively. The upper contact with the Keuper is sharp and clear.

The Keuper shows, except in El Gredal-1, a nice correlation with the units defined by Ortí, F. (1974). K1 shows a thick evaporitic section, mainly halite, clear, white, or pink, alternating with dark shales, and anhydrites, and few levels of dolomite. Easy to recognize by their velocities, in some wells even sylvite has been described, although has no match to the gamma ray readings.

They are arranged in several evaporitic sequences, "evaporating upwards", composed by shales, dolomite, anhydrite, halite. Four main evaporitic cycles has been recognized in many wells. Halite thins or even disappears to the wells to the SW (Tribaldos-1).

K2 is mainly a clastic section, with sandstones, white, grey, green and reddish, fine to very fine, well sorted and rounded, arranged in thin beds, less than 0.5-1m, except for several thick bodies, 5-10m, even reaching 40m (Ledaña-1), alternating with shales, anhydrites and dolomites. A plant debris rich interval, described as lignitic remains, can be identified. Gross thickness for this interval varies from 50-70m in the northern wells, to 200-250m in the central wells. Interestingly are the thinning and fewer sand bodies in Torralba-1, the closest well to the Iberian Ranges.

K3 conforms a very uniform red shale interval, around 50m thick, with a remarkable presence of several persistent thin carbonate levels (0.3-0.5m).

K4 is again a thick evaporitic section, which in contrast with K1 has more anhydrite, and is usually reddish. Three main complex evaporitic sequences has been defined, K4a to K4c (Suarez et al., 1986). The lower one, K4a, is very shaly, K4b is mainly halite, and K4c is mostly anhydritic, or halite occurs only as thin beds. Thicknesses vary from 200 to 500m. This section is partly eroded in the northern wells, below Utrillas Fm.

K5 is a well-bedded anhydritic interval, interbedded with minor dolomites, usually greyish to whitish. Thickness is around 50m.

Above we find the Imón Dolomite (K6), a thin but persistent dolomite level, 15 to 30m thick, an excellent marker from which the correlation has been hanged as datum.

The Lower Lias consists in most of the wells of the Anhydrite Zone, Castillo-Herrador, F. (1974), equivalent to Lécera Fm., Gómez, J.J. & Goy, A. (1997), and the Cuevas Labradas Fm. The Anhydrite Zone is a thick alternation of anhydrite and dolomite in metric to decimetric levels. Its lower part (LAZ) lies over the Imón Dolomite (K6) in most of the wells, except for Gabaldón-1 and Belmontejo-1A, in which 300-400m of massive evaporitic section (LSZ), mostly halite, is present. Another interesting exception is Torralba-1, in which a dolomitic, anhydrite free, interval overlies directly K6, whether these dolomites do belong to the Middle Anhydrite Zone or are the result of the dissolution of the anhydrites, becoming the Carniolas-Cortes de Tajuña Fm. is still debatable.

An exception to most of the results previously mentioned is Jaraco-1. This well has a thick Buntsandstein made up of several fining upward sections, although not having reached clear basement there could be some doubts. Also the Muschelkalk is thick, and we believe that the lower part, alternating dolomites and anhydrites, could be assigned to M2, a marine equivalent of the western M2 described earlier. All the Keuper units, K1-K6, are present, keeping their evaporitic or clastic character, but much thinner. K1 includes volcanics and breccias. Proper identification of Imón Dolomite (K6), is still debatable, as K5 facies are very similar to the overlying Anhydrite Zone ones.

From the structural point of view most the wells where dips have been measured, on dipmeter or cores, show very low dips, below 0-15°, so thicknesses are fairly acceptable. No data has been available to us in key wells like Belmontejo-1A and Gabaldón-1, in which repetitions of K2-K3, and M2-M3-K1, respectively, have been identified.

## CONCLUSIONS

La Mancha Area is a mainly Tertiary covered zone, where only wells can help to establish the Lowermost Mesozoic

**La Mancha Triassic Well Correlation**

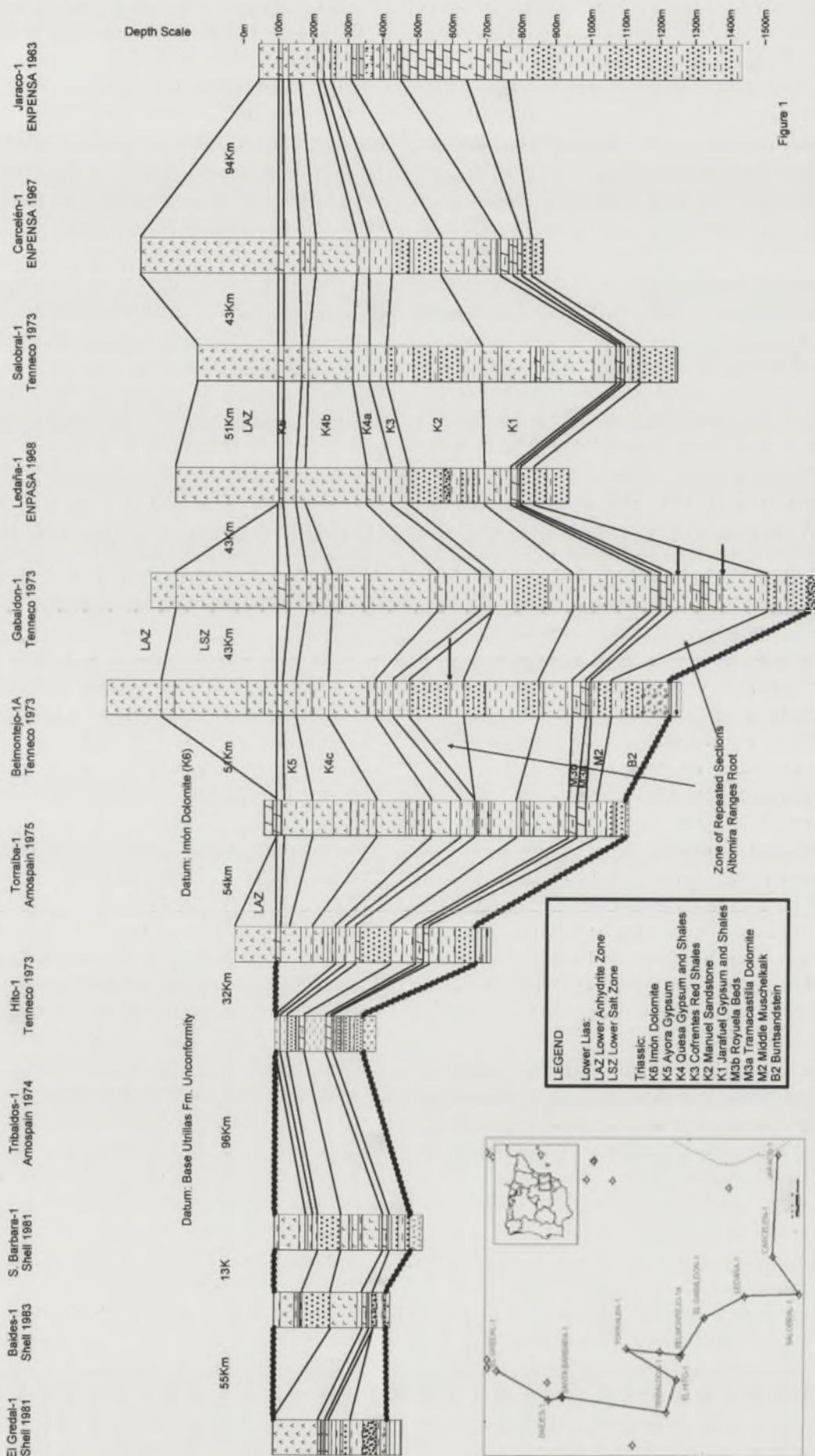


Figure 1



Stratigraphy. From the study and correlation of the above-mentioned wells several conclusions can be extracted:

1) Below the Muschelkalk there is a correlatable clastic unit with thin-layered anhydrites and dolomites, different from the Buntsandstein units, assigned as M-2, which is proposed to be equivalent of the clastic-evaporitic Middle Muschelkalk, further to the Northeast.

2) Keuper units K1 to K6 are quite correlatable across the area, maintaining their evaporitic, clastic or carbonatic character.

3) Lower Lias Anhydrite Zone shows a thick saline unit above the Imón Dolomite (K6) unit in the southwestern most part of the area.

4) M2 and M3 could be arranged as a sequence, being M2-M3a the transgressive part, and M3B the highstand section. Numerous lower order flooding surfaces can be interpreted from the logs. These sections were deposited on a very flat ramp area, as the Buntsandstein was.

5) Evaporitic sequences are quite common in the K1, K4 units. A lower shaly pre-evaporitic section, corresponding to the transgressive, and an upper saline section, forming the highstand part respectively, compose them.

5) The Lower Keuper, K1-K3, could be arranged as a sequence that rather "diluting upwards", becomes clastic due to climatic reasons, and ends in a mud flat for K3, marking the sequence boundary.

6) The Upper Keuper, K4-K6, can be arranged as a sequence, in which K4a is the pre-evaporitic section, and K4b, K4c and K5 form the bulk of the evaporitic section, corresponding to the highstand, but as is diluting upwards, halite is being substituted by anhydrite, and is capped by a dolomitic level K6, marking the top of the of the highstand.

7) The two thickest sections for the Keuper and the Anhydrite Zone are superposed on top of each other and offset from the thickest sections for Muschelkalk and Buntsandstein, located further to the East and Northeast.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

I wish like to thank Repsol YPF for allowing me the time and the resources to prepare this paper, and specially to my colleagues W. Martinez del Olmo and Gabriel Leret, of the

Exploration Department, and A. Arche from UCM for their comments and support.

#### BIBLIOGRAPHY

- Arche, A., López-Gómez, J. & García Hidalgo, J.F. (2002): Control climático y eustático en depósitos del Carniense (Triásico Superior) del SE de la Península Ibérica. *Journal of Iberian Geology*, 28: 13-30
- Arnal, I., Calvet, F., Márquez, A., Márquez-Aliaga, A. & Solé de Porta, N. (2002): La plataforma carbonatada epeírica (Formaciones Imón e Isábena) del Triásico Superior del NE de la Península Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 4, 299-328
- Castillo-Herrador, F. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7) 16, 666-675.
- Gibbons, W. & Moreno, T. (Eds)(2002): *The Geology of Spain*. Geol.Soc (London), 649p.
- Gómez, J.J. & Goy, A. (1997): El tránsito Triásico-Jurásico en la sección de Decantadero (Lécera, Zaragoza). *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, 3, 21-30.
- Martínez del Olmo, W. (1996): *Secuencias de depósito y estructuración diapírica en Mesozoico y Neógeno del Prebético y Golfo de Valencia, desde sondeos y líneas sísmicas*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 473p.
- Ortí, F.(1974): El Kueper del Levante Español. *Estudios Geol.*, 30: 7-46
- Suarez, J., Leret, G., Martínez, W., (1986): Keuper evaporitic sequence from SE Spain: 6<sup>th</sup> E.R. Meeting of Sedimentology. IAS. Lérida: 447-450.
- Suarez, J., Leret, G., Martínez, W., Garrido, A. (1986): Unidades Tectosedimentarias del Keuper en el Prebético Oriental-La Mancha. *Resúmenes del XI Congreso Español de Sedimentología*: 165
- Vera, J.A. (ed)(2004): *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 980p.

# El Pérmico inferior de la cuenca de Valdeviar (Sevilla, SW de España)

R.H. Wagner<sup>1</sup> y E. Mayoral<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro Paleobotánico, Jardín Botánico de Córdoba, Avda. de Linneo, s/n, 14004 Córdoba (Spain); cr1wagro@uco.es.

<sup>2</sup> Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Campus de El Carmen, Avda. de las Fuerzas Armadas, s/n, 21071 Huelva (Spain); mayoral@uhu.es

## ABSTRACT

*A non-marine basin of early Permian age extends in 33 km from NW to SE, with a reverse fault limiting the basin to the NE, whilst the SW side corresponds to a mild palaeotopography. In the northern part of the basin the succession commences with local breccias followed by fluvial sandstones and conglomerates which are succeeded by wine red shales covered by 40 m of basalt flows lapping up against the palaeotopography. Further red beds are succeeded by some 40 m of volcanoclastic strata, locally covered by another basalt. Basin expansion towards the SE produced onlap of a higher succession of red beds. Facies developed from fluvial to shallow lacustrine with increasing evidence of a drier climate as time progressed, with flash flood deposits originating from weathered material on hill slopes. Large fragments of woody trees were swept into the basin by mass flow. These were silicified, probably as a result of lingering volcanic influences. The explosive volcanism is traced to a volcanic complex at 3-5 km to the NE. The Permian sediments are flat-lying with the exception of a narrow strip next to the reverse fault to the NE, where drag took place.*

**Key words:** Lower Permian, red beds, volcanoclastics, fluvial, lacustrine.

## INTRODUCCIÓN

La Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía otorgó a finales del año pasado el Proyecto denominado "Carta Paleontológica del Área de afección del Pantano de Melonares (Sevilla)" gracias al cual los autores han podido realizar una revisión de los aspectos geológicos de la cuenca del Río Viar, que será inundada parcialmente por el citado embalse, y que actualmente está en construcción. Se han comprobado detalles de los mapas geológicos publicados y se han realizado varios perfiles estratigráficos haciendo énfasis en los detalles sedimentológicos y paleontológicos, los cuales han sido determinantes para interpretar el régimen sedimentario en función del paleoclima imperante. En el entorno geológico se ha encontrado el foco del volcanismo explosivo

## ANTECEDENTES

Aparte de los mapas geológicos a escala 1:50.000 del I.G.M.E., de hace un cuarto de siglo aproximadamente, se cuenta con la cartografía de Simancas (1985; ver Fig. 1) y con varios trabajos de índole sedimentológica que se publicaron en relación con la tesis doctoral de Sierra (2004). Entre los trabajos clásicos se destacan los de Gavala (1927) y de

Simon (1943), cuyos datos paleobotánicos han permitido datar la cuenca de Valdeviar como Pérmico inferior (Autuniense medio, Rotliegende inferior). Un estudio palinológico de Broutin (1986) confirma esta datación.

Sierra & Moreno (1998) y Sierra *et al.* (1999) han explicado la evolución de la cuenca como progresando de abanicos aluviales a ríos anastomosados (*braided*). Al centrarse en los sedimentos areniscos-conglomeráticos, hicieron caso omiso de la parte lutítica predominante y que refleja facies lacustres, sobre todo. Sierra *et al.* (2000, 2003) analizaron los sedimentos volcanoclasticos en la parte septentrional de la cuenca. La columna estratigráfica correspondiente se identifica mal con los afloramientos. Faltan las consideraciones paleoclimáticas, a pesar de su interés para la evolución de los sedimentos de la cuenca pérmica de Valdeviar.

## ENTORNO GEOLÓGICO

La cuenca de Valdeviar fue interpretada por Simancas (1985) como un área de subsidencia en la Zona Surportuguesa al lado de su falla límite con Ossa-Morena, reactivada. Esta interpretación fue aceptada por Wagner (2004), pero los datos obtenidos ahora no la apoyan. En primer lugar, resulta improbable que la falla importante que afecta al Paleozoico

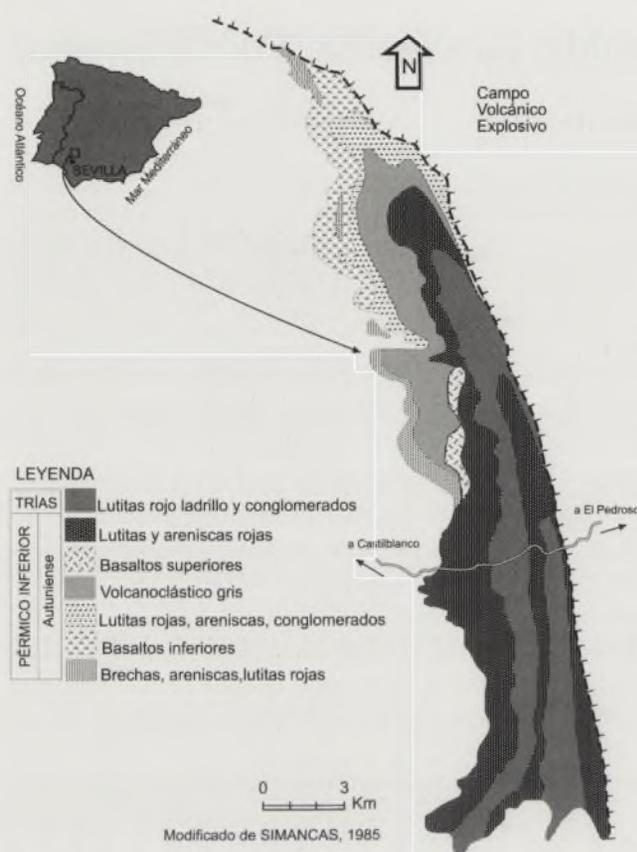


FIG. 1. Esquema geológico de la cuenca de Valdeviar (según Simancas, 1985, con ligeras modificaciones). General geological map of the Valdeviar Basin (after Simancas, 1985, with small modifications).

al lado NE de la cuenca pérmica sea la misma que la falla inversa que limita la cuenca pérmica. Tienen un trazado y buzamiento diferentes. También parece que haya una duda razonable acerca de que el Paleozoico al lado SW de la cuenca pérmica sea atribuible a la Zona Surportuguesa, y no a Ossa-Morena. La falla inversa que limita la cuenca pérmica al NE ha producido un arrastre, provocando buzamientos fuertes en una franja estrecha de estratos pérmicos. Hacemos constar que a 3-5 km al NNE de la cuenca pérmica se ha encontrado un campo volcánico extenso que parece corresponder a los productos volcanoclásticos que se insertan en la sucesión estratigráfica de Valdeviar. Esta relación sugiere que la cuenca no se haya movido con respecto a su entorno geológico, tal como aparece en la actualidad. Esto parece descartar la hipótesis de un traslado lateral como lo supuso uno de los autores presentes (Wagner, 2004).

### SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA

Las brechas atribuidas a un abanico fluvial por Sierra & Moreno (1999) se encuentran solamente en el extremo NW de la cuenca, donde están cabalgadas por rocas devónicas. Su afloramiento es demasiado limitado para poder afirmar que correspondan a un abanico, aunque sí es verdad que debe haber habido un paleorelieve en esta parte inicial de la cuenca pérmica. Los sedimentos siguientes son areniscas y conglomerados con una estratificación cruzada y formas de paleo-canal somero que sugieren una facies fluvial tipo "braided"

como los autores citados han afirmado. Estos sedimentos fluviales se acuñan hacia el S, donde se intercalan con lutitas rojas cuya facies tiende a ser lacustre, tal como indican los icnofósiles encontrados. Les sigue un intervalo importante de basaltos (unos 40 m) que parece adaptarse al paleorelieve. Aunque Simancas (1985) ha supuesto que las coladas de basalto se originaron en una falla sin-sedimentaria coincidente con la falla límite Surportuguesa/Ossa-Morena, su distribución no apoya esta hipótesis. Están limitadas a la parte NW de la cuenca pérmica, y acuñan hacia el SE, no pareciendo estar relacionadas con una falla de dirección NW-SE. Aunque evidentemente debe relacionarse con una fractura profunda, su origen es incierto. El hecho de que la cuenca pérmica está cabalgada por un conjunto de rocas más antiguas en su borde septentrional hace que el lugar de origen de los basaltos no se vea.

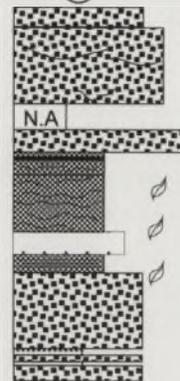
El techo de los basaltos muestra una superficie de meteorización donde los bolos de basalto alveolar se mezclan con las lutitas rojas que les siguen. Un afloramiento en estas lutitas en el Norte de la cuenca muestra estratificación fina e icnofósiles asociados a fragmentos de fronde de helechos. La facies es lacustre somera y el tamaño de los fósiles vegetales sugiere una vegetación local alrededor de los charcos.

Un intervalo de tobas volcánicas y lutitas tobáceas sigue a continuación. Tres perfiles parciales (Fig. 2) en el paraje de los Canchales indican que las facies iniciales son lacustres con una lámina de agua somera que permitía la presencia de árboles, cuyos tocones en lutitas verdosas se han encontrado en varios niveles. El tipo de árbol es indeterminable. Uno de los cortes (Canchales 1) ya muestra tobas con elementos piroclásticos a muro del intervalo de lutitas verdes. Más arriba viene el grueso de las tobas con alternancia de niveles de grano grueso, generalmente con lapilli, y representando episodios eruptivos, y tobas finas, silíceas, más estratificadas y con intercalaciones lutíticas. Representan la caída de cenizas volcánicas en un ambiente acuático. Un intervalo de este tipo, en la parte inferior de la sucesión volcanoclástica, contiene varios niveles con restos de flora cuya composición indica un ambiente húmedo. La abundante flora recogida será objeto de un trabajo especial. Son elementos comunes a las floras paleoequatoriales del Pérmico inferior, de distribución mundial. Con respecto a las floras clásicas europeas de la época se hace notar la ausencia casi completa de Peltaspermales (calliptéridos) y del ramaje de coníferas. El significado es claramente ambiental, reforzando la impresión de una facies lacustre.

Más arriba hay un nivel de toba volcánica donde se han encontrado bases de árboles en posición de vida. No está claro a qué grupo pertenecen, pero tenían un tamaño considerable. Más arriba, en el corte del camino que conduce al azud de Gargantafría, se ha detectado un nivel delgado de suelo de vegetación de helechos seguido por tobas con una flora variada. Casi inmediatamente después aparecen tobas finas, silíceas con restos abundantes de esfenofitas que confirman la facies húmeda, lacustre. Más arriba vienen tobas de grano grueso, en bancos potentes, y con la ausencia total de restos

GARGANTAFRÍA

③



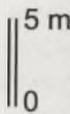
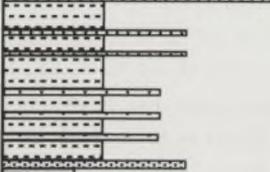
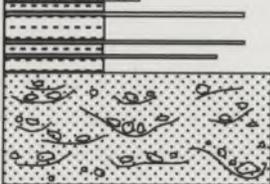
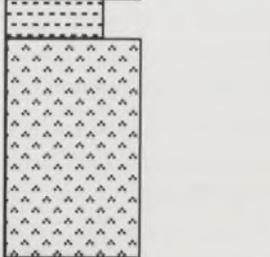
LOS CANCHALES 2

②



LOS CANCHALES 1

①



LEYENDA

- |  |                          |  |                  |
|--|--------------------------|--|------------------|
|  | Tobas gruesas            |  | Areniscas medias |
|  | Tobas medias con lapilli |  | Lutitas verdesas |
|  | Tobas medias             |  | Lutitas rojas    |
|  | Tobas finas              |  | Conglomerados    |
|  | Chert                    |  | Basaltos         |
|  | Areniscas gruesas        |  | N.A. No aflora   |

- |  |                        |  |                     |
|--|------------------------|--|---------------------|
|  | Troncos <i>in situ</i> |  | Suelo de vegetación |
|  | Vegetales flotados     |  | Icnofósiles         |

FIG. 2. Perfiles estratigráficos generalizados del intervalo volcanoclástico en la cuenca de Valdeviar. General stratigraphic sections of the volcanoclastic interval in the Valdeviar Basin.

vegetales. Tienen aspecto de colada, y significan la disminución de las facies lacustres.

Aunque los distintos cortes muestran rasgos en común, sobre todo en la parte inferior, el detalle de los episodios eruptivos no es idéntico, lo cual se entiende por la proximidad de los volcanes, a pocos kilómetros de distancia, y el hecho de que el material tobáceo grueso emitido se habrá extendido en forma de lengua, en direcciones diferentes según el viento imperante.

Hacia el techo de los depósitos volcanoclásticos se observan niveles silicificados de chert negro. Luego viene una transición paulatina a capas rojas, con un espesor mínimo de 150 metros. Es la formación que solapa a todos los estratos precedentes y que muestra un contacto directo con el sustrato en la parte meridional de la cuenca de Valdeviar. En la parte inferior se intercala localmente un basalto cuyo contacto lateral con los estratos rojos y verdosos se ha podido observar en la orilla del Río Viar. Estos estratos incluyen lutitas lacustres con icnofósiles, algún nivel de tocones de árboles de afinidad indeterminable, en posición de vida, y areniscas con aspecto de haber sido depositadas por coladas. Existían charcos más bien que lagos, y el régimen oxidante asociado con el color rojo vinoso predominante sugiere que los charcos de agua se secarían periódicamente. Esta misma impresión es la que da el grueso de la formación donde predominan las lutitas sobre los estratos areniscosos/conglomeráticos (en una proporción aproximada de 70/30%). Aunque se encuentran pequeñas secuencias fluviales lenticulares, llama la atención la presencia de coladas areniscosas cuya consistencia como corriente densa permitía que flotaran pequeños clastos en la superficie de cada colada. Se trataba evidentemente de material meteorizado que bajaba por la ladera en épocas de lluvia ocasional (y fuerte), que saturaba el material suelto. Cuando las lluvias aportaban más agua se produjo una saturación y un flujo de tipo fluvial efímero, así como la presencia de charcos, también efímeros. Característicamente, se encuentran *Skolithos linearis* Haldemann en los sedimentos de arena fina de facies lacustre.

En la parte inferior de la misma formación se encuentran, en lo que parecen ser varios niveles, grandes fragmentos de tronco de conífera que fueron traídos a la cuenca por el transporte en masa de material de meteorización de ladera que fue movilizó por lluvias fuertes, ocasionales. Los árboles fueron desarraigados y descuartizados por los movimientos diferenciales dentro de la colada de barro y/o arena. La presencia residual del volcanismo permitió una silicificación prácticamente coetánea. Excepcionalmente, se encuentran troncos casi enteros.

Los depósitos de *flash flood* predominan sobre los areniscosos de tipo fluvial efímero, lo cual significa un clima relativamente seco, con lluvias ocasionales. La presencia de niveles delgados de caliche en lutita roja concuerda con un régimen climático progresivamente más árido.

Efectivamente, está claro que de un régimen fluvial en la

parte más antigua de la cuenca se pasó a uno lacustre somero con charcos que se secaron a menudo con la homogeneización de las lutitas en régimen oxidante que habrá obedecido a un proceso de formación de suelos. La presencia de caliches en la parte superior de la sucesión estratigráfica confirma una aridización progresiva, aún cuando no se puede hablar todavía de un clima semi-árido. Esta evolución climática concuerda con la que se conoce del Pérmico inferior de otras partes de Europa y de la parte equivalente de Norteamérica.

## AGRADECIMIENTOS

A los técnicos de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, por su apoyo material en la investigación.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Broutin, J. (1986). Étude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère Permien dans le Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Cahiers de Paléontologie, Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique*, 165 p., pls I-XXX.
- Gavala, J. (1927). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Memoria correspondiente a la hoja de Cantillana. *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, XLIX: 79 p., Mapa Geológico y cortes.
- Sierra, S. (2004). *Análisis estratigráfico de la cuenca pérmica del Viar (SO de España)*. Universidad de Huelva, Facultad de Ciencias Experimentales, Departamento de Geología. Tesis doctoral (no publicada).
- Sierra, S. & Moreno, C. (1998). Arquitectura fluvial de la cuenca pérmica del Viar (Sevilla, SO de España). *Revista Sociedad Geológica de España*, 11 (3-4): 197-212.
- Sierra, S., Moreno, C. & González, F. (1999). Los abanicos aluviales de la cuenca pérmica del Viar (SO de España): Caracterización sedimentológica y petrográfica. *Geogaceta*, 25: 195-197.
- Sierra, S., Moreno, C. & González, F. (2000). El vulcanismo pérmico de la cuenca del Viar (SO de España): Caracterización de la Secuencia Volcanoclástica Gris. *Geogaceta*, 27: 159-162.
- Sierra, S., Moreno, C. & González, F. (2003). Coladas piroclásticas antiguas: un caso de estudio en la cuenca pérmica del Viar (SO de España). *Geogaceta*, 33: 83-86.
- Simancas, J.F. (1985). Estudio estratigráfico de la cuenca del Viar. In: 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena, Belmez (Córdoba): 7-17. *Temas Geológico Mineros*, Instituto Geológico y Minero de España.
- Simon, W. (1943). Zur Geschichte der spanischen Sierra Morena. 4. Variscische Sedimente der Sierra Morena. Die Viar Schichten. *Senckenbergiana*, 26 (5): 401-426.
- Wagner, R.H. (2004). The Iberian Massif: a Carboniferous assembly. *Journal of Iberian Geology*, 30: 93-108.





## NORMAS DE PUBLICACIÓN DE GEO-TEMAS

1. Los trabajos, redactados en el idioma o idiomas aceptados oficialmente en la reunión científica de que se trate, tendrán una extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de GEO-TEMAS viene a contener unos **4.500 caracteres** (letras y espacios entre palabras).
2. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y en tamaño 10 puntos, utilizando el tipo de letra Times. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño de caja máximo (240 x 175 mm) de las páginas de GEO-TEMAS, que a su vez se subdivide en dos columnas. Los autores deben tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc... Las tablas se ordenarán también de forma correlativa y, de igual modo, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.
3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:
  - a) Título (en el idioma correspondiente al texto del trabajo).
  - b) Autores: Nombre (iniciales), apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.
  - c) Resumen en inglés (Abstract), sea cual sea el idioma en que se presenta el artículo. Dicho resumen deberá tener una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.
  - d) Key words: máximo de 5 palabras clave en inglés.
  - e) Texto principal: incluye, como referencia general, un apartado de introducción / antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de estos y conclusiones. La extensión dada a este texto principal es crítica en cuanto debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo.
  - f) Agradecimientos: con extensión máxima de 3 líneas mecanografiadas.
  - g) Referencias: no deberán incluirse más de 10 referencias en cada artículo. Las referencias deberán ser listadas de acuerdo con el orden alfabético de los autores y contendrán toda la información editorial necesaria para su localización, incluyendo el título completo de cada trabajo reverenciado (ver normas utilizadas en la Revista de la Sociedad Geológica de España).
4. Los trabajos aceptados serán entregados por los autores tanto en forma de manuscrito (junto con los originales de las Aguras) como en disquete normalizado (3,5") formateado en PC (MS-DOS/Windows) o con Macintosh OS, o preferiblemente en CD-ROM. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo MicrosoftWord o WordPerfect. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del CD-ROM, la versión y programa utilizado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de imagen se facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF o EPS. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.