CONTENIDOS

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA (continuación)

J.G. Pendon, M.L. González-Regalado, F. Ruiz, M. Abad y J. Tosquella. Pulsos transgresivos neógenos en el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir 1A

M. Pérez-Arlucea, M.T. Freijido, G. Méndez, M.A. Nombela, B. Rubio, M. Filgueira, S. Fernández Bastero y R. Giménez. Tasas de erosión, transporte y sedimentación en un medio estuárico: el Río Miñor (Ría de Vigo, Pontevedra) 17

A. Permanyer y R. Salas. Quimioestratigrafía y facies orgánicas en el Kimmeridgiense-Titónico de la Cuenca del Maestrazgo (Cadena Ibérica oriental) 23

L. Pomar. Control ecológico del espacio de acomodación en carbonatos: las plataformas del Mioceno Superior de la Baleares 29

J. Ramajo y M. Aurell. Análisis de facies de la Capa de Oolitas Ferruginosas de Arroyofrío en la Cordillera Ibérica Central (Sierra de Arcos, Teruel) 35

J. Ramajo y M. Aurell. Estromatolitos en secciones condensadas del Oxfordiense de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa, septentrional) 45

E. Ramos y B. Segovia. Oolitos ferruginosos en el Mioceno inferior-medio de Mallorca: posición estratigráfica y significado paleogeográfico 39

J. Rey y A. Delgado. Relación entre subsidencia y señal isotópica: un ejemplo en el límite Jurásico-Cretácico de la unidad de Loma Solana (Subbético Externo, provincia de Murcia) 43

J. Rey y A. Delgado. Isótopos de carbono y oxígeno como herramienta de correlación: un ejemplo en el Lías superior de la Sierra de Quípar (Subbético Externo, provincia de Murcia) 47

S. Rey, I. Alejo y J. Alcántara-Carrió. Variaciones morfodinámicas y granulométricas de una playa expuesta: Playa de Patos (Ría de Vigo, NO de España) 51

A.C. Roc, M.F. Sánchez Goñi, A. Pérez, S. Alfonso, J.N. Jouanneau y J.A. Sánchez. Relación entre la evolución sedimentaria de la Laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica, NE de España) y la historia de la vegetación de su cuenca durante el Holoceno 55

I. Rosales, S. Robles y S. Quesada. Registro de la composición isotópica del Jurásico inferior de la Cuenca Vascocantábrica: metodología analítica y relación con los depósitos orgánicos 61

P.A. Ruiz-Ortiz, G.A. de Gea y R. Aguado. Sedimentación clástica submarina asociada a escarpes de falla en bloques basculados: Barremiense-Aptiense basal Cordilleras Béticas, Sur de Bedmar (Jaén) 65

A. Sáez y L. Cabrera. Evolución hidroquímica de un sistema lacustre endorreico de pequeñas dimensiones: la cuenca oligocena de As Pontes 71

R. Salas y K. Bitzer. Modelización de la sedimentación de carbonatos mediante sistemas depredador-presa: aplicación al Aptiense inferior de la cuenca del Maestrazgo (Cadena Ibérica oriental) 75

M. Sánchez-Gómez, D. Avigad y A. Heimann. Evolución tectónica de una cuenca retroarco a partir del estudio de los clastos de una secuencia conglomerática (Mar Egeo, Grecia) 81

E. Sanz-Rubio, H. Abdul-Aziz, J.P. Calvo, F. Hilgen y W. Krijgsman. Análisis sedimentológico y caracterización paleoclimática de la sucesión clástica de Orera, Mioceno continental de la Cuenca de Calatayud 85

S. Sierra, C. Morero, M.A. Casaravilla y F. González. Facies de oolitas procámbricas pérmicas en el sur del Macizo Hunúnico ibérico (nota previa) 91

J.M. Soria y J.M. Molina. Tempestitas del Messiniense en la Cuenca del Bajo Segura (provincia de Alicante) 95

L. Spalletti. Controles sobre la interacción fluvial-lacustre en un rift intracratónico del oeste argentino 99

J. Tent-Manclús, A. Estévez, A. Yébenes y M. Martín-Martín. Facies Keuper redepositadas en las Zonas Externas de la Cordillera Bética: criterios de reconocimiento 109

M. Vázquez, C. Arenas y G. Pardo. Caracterización sedimentológica de los depósitos carbonatados de la Muela de Borja (Sector Central de la Cuenca del Ebro) 109

M. Vázquez, J. Jiménez-Millán, J.M. Molina y G.A. de Gea. Aplicabilidad cerámica de la Formación Carbonero (Aptiense, Zona Subbética, S de la provincia de Jaén) 113

V. Willimott, M. Canals, G. Lastras y D. Casas. Caracterización sedimentológica de un debris flow reciente en el margen continental del Ebro 117

IV COLOQUIO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

L.M. Agirrezabala y J. García-Mondéjar. Deep-water fallout tephra deposits in the Black Flysch of Dicha (Upper Albian, Basque-Cantabrian Basin) 123

R. Aguado, M. Company, J. Sandoval y J.M. Tavera. Caracterización bioestratigráfica del límite Hauteriviense-Barremiense en las Cordilleras Béticas 127

L. Alegret, I. Arenillas, J.A. Arz, C. Liesa, A. Meléndez y A.R. Soria. Estratigrafía y sedimentología del tránsito Cretácico-Terciario en el corte de El Mulato (México) 131

L. Alegret, I. Arenillas, J.A. Arz y E. Molina. Evento Estratigráfico con foraminíferos en el tránsito Cretácico-Terciario de Aïn-Settara (Túnicia) y Coxquihui (México) 135

A. Aramburu, M.A. López-Horgue, P.R. Fernández-Mendiola y J. García-Mondéjar. Evolución de rampas carbonatadas aptienses: tectónica sindeposicional y euxinización (Dornos, Bizkaia) 139

C. Arias, M. Company y L. Vilas. La sedimentación de plataforma externa en el Cretácico inferior de Oliva (Valencia) 141

J.A. Arz y E. Molina. Relevo en las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Santoniense superior al Campaniense medio de Alamedilla (Cordilleras Béticas) 147

L. Barbero, A. Gil-Imaz, M.P. Mata y A. Casas-Sainz. Datos preliminares de edades de huellas de hilón en apatitos de materiales del Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros 151

L. Barbero, A.C. López-Garrido, M. García-Hernández, S. Quesada y W. Martínez del Olmo. Evolución termal mesozoica de la Cuenca Prebética (Sierra de Segura) inferida mediante análisis de huellas de fisión en apatitos: resultados preliminares 155

J.M. Bernaus, E. Caus y A. Arnaud-Vanneau. La aplicación de la estratigrafía secuencial en el análisis de una cuenca extensional primaria: la cuenca de Organyà 161

M. Bill, P.O. Baumgartner y L. O'Dogherty. Estratigrafía, anomalías geoquímicas y extinciones de radiolarios del evento anóxico oceánico del Cenomaniense terminal en el Apennino septentrional y en los Alpes meridionales 165

L.M. Castañares, S. Robles y D. Gimeno. Distribución de facies en un sistema volcánico submarino: Formación Errigoiti, Albiense-Santoniense (Bizkaia, Cuenca Vascocantábrica) 169

J.M. Castro. Facies, asociaciones y secuencias en la Formación Seguili, Aptiense superior-Prebético de Alicante 173

B. Chacón y J. Martín-Chivelet. Discontinuidades y conformidades correlativas en las series hemipelágicas del final del Cretácico en el Prebético: Caracterización bioconoestratigráfica 177

P.A. Fernández-Mendiola. Mud-mound typology in carbonate platforms of the Lower Cretaceous (Basque-Cantabrian Regions, N Iberia) 181

M.A. Fregenal y N. Meléndez. Unidades estratigráficas genéticas en el margen continental de la Cuenca de las Hoyas (Cretácico inferior, Serranía de Cuenca) 185

M. García-Hernández. El Ciclo Valanginiense superior-Hauteriviense inferior en la Sierra de Segura: registro de una etapa de extensión cortical en el Cretácico inferior de la Zona Prebética 189

J.F. García-Hidalgo, J. Gil y M. Segura. Sedimentología de la sucesión carbonatada del Cretácico en el borde sur del Sistema Central (Madrid) 193

J.F. García-Hidalgo, J. Gil y M. Segura. Sedimentología de la sucesión cretácica basal en el borde sur del Sistema Central (Madrid) 197

G.A. de Gea, A.D. Buscalioni, R. Aguado y P.A. Ruiz-Ortiz. Restos fósiles de un cocodrilo marino en el Bartoniense inferior de la Unidad Intermedia del Carcelén-Cañete, Cordilleras Béticas, Sur de Bedmar (Jaén) 201

J. Gil, M. Segura y J.F. García-Hidalgo. La secuencia deposicional del Turoniense superior en el borde meridional de la Sierra de la Demanda (Cordillera Ibérica septentrional, provincias de Burgos y Soria) 205

E. Gili, P.W. Skelton, E. Vicens, A. Obrador y G. López. Revisión de la bioestratigrafía del flanco norte de Sant Corneli (Pirineos centro-meridionales, Cretácico Superior) 209

E. Iriarte, L.M. Agirrezabala y J. García-Mondéjar. Discontinuidades del Cretácico medio en el margen septentrional de la Depresión Intermedia (Zubieta, Navarra) 213

M.A. Lamolda, S. Mao, E. Bernárdez y Y. Dong. Asociaciones de quistes de dinoflagelados en Arobes (Asturias): el evento del paso Cenomaniense-Turoniense 219

M.A. López-Horgue, A. Aramburu, P.A. Fernández Mendiola y J. García-Mondéjar. Biofacies del sistema de rampa carbonatada de Venta Laperra (Albiense inferior basal, región Vasco-Cantábrica occidental) 223

J. Martín-Chivelet, B. Chacón y M.A. Fregenal. Conformidades carcireas en el Cretácico terminal de Caravaca (Dominio Subbético): implicaciones paleogeográficas 227

W. Martínez del Olmo. La plataforma cretácica del Prebético 231

S. Martínez de Rituerto-Ibilsete y J. García-Mondéjar. Los conglomerados y areniscas fluviales de La Mesa: relleno de valle inciso en el Albiense superior del Páramo de la Lora (vertiente norte, Cantabria y Palencia) 237

N. Meléndez y J. López-Gómez. Sedimentación durante una etapa regresiva de corta duración en el Aptiense (Miembro Arenas y arcillas del Burgal), en la Cordillera Ibérica suroccidental 241

J.M. Molina y J.A. Vera. Fenómenos de redepósito durante el Berriasiense-Valanginiense en el sector de Alamedilla (provincia de Granada, Subbético Medio) 245

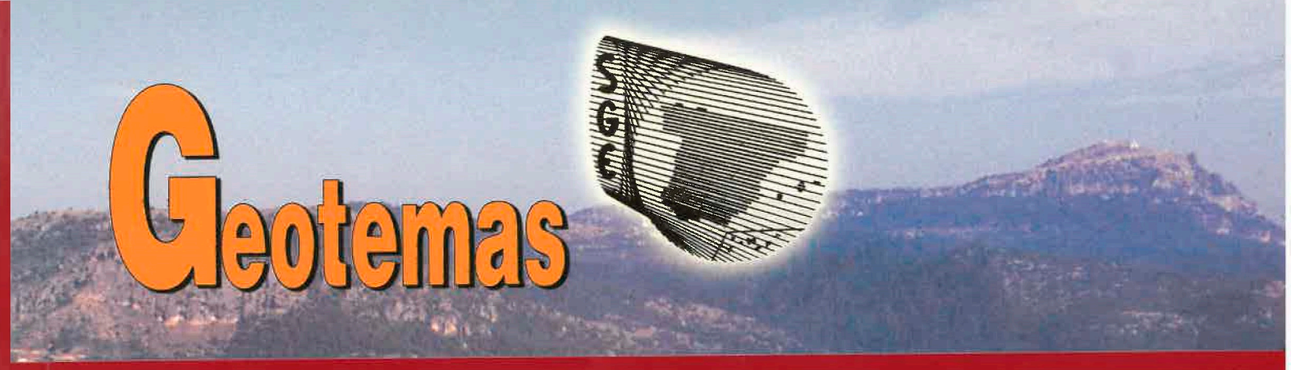
L. O'Dogherty, A. Martín-Algarra, H.J. Gursky y R. Aguado. El horizonte radiolarítico-bituminoso del límite Cenomaniense-Turoniense en la Zona Subbética 249

F. Pérez Valera y M. Company. El Valanginiense superior y Hauteriviense inferior de la sierra de Cambrones (provincia de Murcia): bioestratigrafía y consideraciones paleogeográficas 253

A.R. Soria, C.L. Liesa, A. Meléndez y N. Meléndez. Sedimentación siliciclástica de la Formación El Castellar (Cretácico inferior) en la Subcuenca de Galve (Cuenca Ibérica) 257

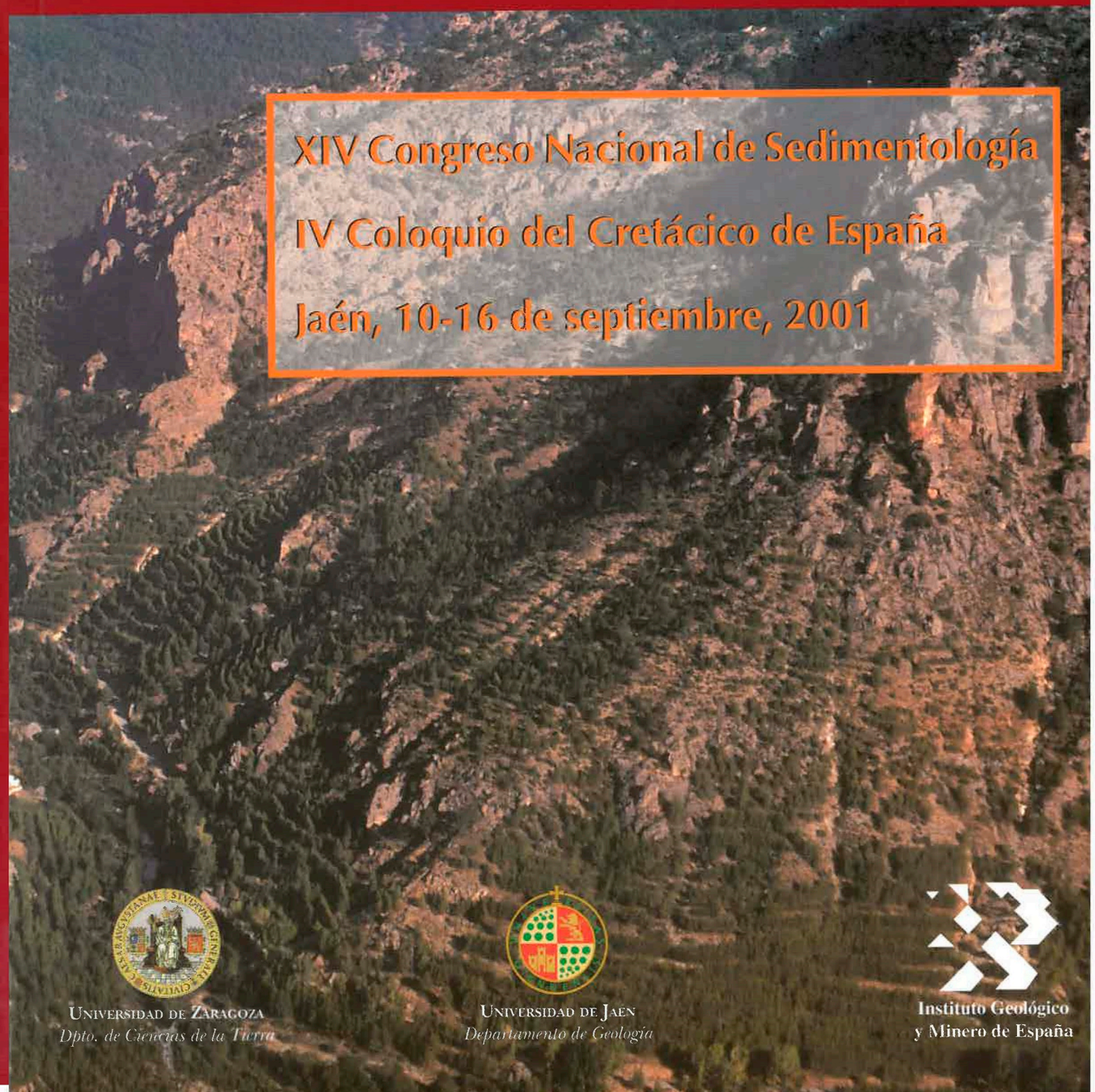
E. Vicens, L. Ardèvol, N. López-Martínez y M.E. Arribas. Correlación de alta resolución del Campaniense-Maastrichtiense Pirineos suboccidentales 261

ÍNDICE DE AUTORES 265



Geotemas

Volumen 3 (2)



XIV Congreso Nacional de Sedimentología

IV Coloquio del Cretácico de España

Jaén, 10-16 de septiembre, 2001

Universidad de Zaragoza
Dpto. de Ciencias de la Tierra

Universidad de Jaén
Departamento de Geología

Instituto Geológico y Minero 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

José P. Calvo Sorando (Presidente)
José E. Ortiz Menéndez (Secretario)
Javier Elorza Zaldueta (Tesorero)
Angel García Cortés (Vicepresidente)
César Suárez de Centi (Secretario 2º)
Javier González Yélamos (Vicesecretario)
Jorge Civis Llovera (Vocal)
Juan J. Durán Valsero (Vocal)
Jorge Fernández-Gianotti Branca (Vocal)
Pablo Gumiel Martínez (Vocal)
Alfonso Muñoz Martín (Vocal)
Alfonso Sopeña Ortega (Vocal)
Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (Vocal)

Editores de la Sociedad Geológica de España

José Manuel González Casado (Editor Principal)
Manuel Segura Redondo (Editor adjunto)
Ferrán Colombo Piñol (Editor adjunto)

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

GEOTEMAS

GEOTEMAS 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 GEOTEMAS. Al no constituir una publicación de carácter periódico y no estar contemplada estatutariamente dentro de la SGE, GEOTEMAS 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: J - 318 - 2001
ISSN: 1567-5172
Fotocomposición e impresión: Gráficas La Paz de Torredonjimeno S. L. (Jaén).

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA

IV COLOQUIO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

Editor:
José Miguel Molina Cámara

Editores adjuntos:
José Manuel Castro Jiménez
Ginés Alfonso de Gea Guillén
Luis Miguel Nieto Albert
Pedro Alejandro Ruiz Ortiz

Universidad de Zaragoza
Dpto. de Ciencias de la Tierra

Universidad de Jaén
Departamento de Geología

Instituto Geológico y Minero de España

b37522036
i 50413697

Foto de portada: Sierra de Segura. Sección cretácica del río Madera, con El Yelmo al fondo. Autor: P. A. Ruiz-Ortiz.

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA
IV COLOQUIO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

COMITÉ DE HONOR

Excmo. Sr. D. Manuel Chaves González
Presidente de la Junta de Andalucía

Ilmo. Sr. D. Miguel Sánchez de Alcázar Ocaña
Alcalde-Presidente del Excmo. Ayuntamiento de Jaén

Excma. Sra. Dª Cándida Martínez López
Consejera de Educación y Ciencia de
la Junta de Andalucía

Excma. Sra. Dª Fuensanta Coves Botella
Consejera de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía

Excmo. Sr. D. Felipe López García
Presidente de la Excma. Diputación Provincial

Excmo. Sr. D. Luis Parras Guijosa
Rector Magnífico de la Universidad de Jaén

Excmo. Sr. D. Felipe Pétriz Calvo
Rector Magnífico de la Universidad de Zaragoza

Ilmo. Sr. D. Emilio Custodio Gimeno
Director del Instituto Geológico y Minero de España

Ilmo. Sr. D. José Pedro Calvo Sorando
Presidente de la Sociedad Geológica de España

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente: Pedro Alejandro Ruiz Ortiz (Universidad de Jaén)

Secretario y Tesorero: Luis Miguel Nieto Albert (Universidad de Jaén)

Presidente del Comité Científico del XIV Congreso Nacional de Sedimentología:
José Miguel Molina Cámara (Universidad de Jaén)

Presidente del Comité Científico del IV Coloquio del Cretácico de España:
Alfonso Meléndez Hevia (Universidad de Zaragoza)

Vocales:
Roque Aguado Merlo (Universidad de Jaén)
José Manuel Castro Jiménez (Universidad de Jaén)
Jorge Fernández-Gianotti Branca (IGME)
Ángel García Cortés (IGME)
Ginés Alfonso de Gea Guillén (Universidad de Jaén)
Javier Rey Arrans (Universidad de Jaén)
Ana Rosa Soria de Miguel (Universidad de Zaragoza)

COMITÉ CIENTÍFICO

Dr. Roque Aguado Merlo	Universidad de Jaén
Dr. José Antonio Arz Sola	Universidad de Zaragoza
Dr. Ignacio Arenillas Sierra	Universidad de Zaragoza
Dr. Marcos Aurell Cardona	Universidad de Zaragoza
Dra. Beatriz Bádenas Lago	Universidad de Zaragoza
Dr. José Manuel Castro Jiménez	Universidad de Jaén
Dr. Miguel Company Sempere	Universidad de Granada
Dra. Gloria Cuenca Bescós	Universidad de Zaragoza
Dr. Juan Fernández Martínez	Universidad de Granada
Dr. Ángel González Rodríguez	Universidad de Zaragoza
Dr. Carlos Liesa Carrera	Universidad de Zaragoza
Dr. Agustín Martín Algarra	Universidad de Granada
Dr. Alfonso Meléndez Hevia	Universidad de Zaragoza
Dr. Guillermo Meléndez Hevia	Universidad de Zaragoza
Dr. José Miguel Molina Cámara	Universidad de Jaén
Dr. Arsenio Muñoz Jiménez	Universidad de Zaragoza
Dr. Luis Miguel Nieto Albert	Universidad de Jaén
Dr. Javier Rey Arrans	Universidad de Jaén
Dr. Pedro Alejandro Ruiz Ortiz	Universidad de Jaén
Dra. Ana Rosa Soria de Miguel	Universidad de Zaragoza
Dr. Juan Antonio Vera Torres	Universidad de Granada
Dr. Joaquín Villena Morales	Universidad de Zaragoza
Dr. César Viseras Alarcón	Universidad de Granada

ORGANISMOS COLABORADORES

Ministerio de Educación, Cultura y Deporte
Ministerio de Ciencia y Tecnología
Consejería de Educación y Ciencia de la Junta de Andalucía
Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía
Ayuntamiento de Jaén
Diputación Provincial de Jaén
Cajasur

Índice

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA (continuación)

J.G. Pendón, M.L. González-Regalado, F. Ruiz, M. Abad y J. Tosquella
Pulsos transgresivos neógenos en el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. 13

M. Pérez-Arlucea, M.T. Freijido, G. Méndez, M.A. Nombela, B. Rubio, M. Filgueira, S. Fernández Bastero y R. Giménez
Tasas de erosión, transporte y sedimentación en un medio estuárico: el Río Miñor (Ría de Vigo, Pontevedra). 17

A. Permanyer y R. Salas
Quimioestratigrafía y facies orgánicas en el Kimmeridgiense-Tithónico de la Cuenca del Maestrazgo (Cadena Ibérica oriental). 23

L. Pomar
Control ecológico del espacio de acomodación en carbonatos; las plataformas del Mioceno Superior de la Baleares. . . 27

J. Ramajo y M. Aurell
Análisis de facies de la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío en la Cordillera Ibérica Central (Sierra de Arcos, Teruel). 31

J. Ramajo y M. Aurell
Estromatolitos en secciones condensadas del Oxfordiense de la Cordillera Ibérica, (Rama Aragonesa, septentrional). . 35

E. Ramos y B. Segovia
Oolitos ferruginosos en el Mioceno inferior-medio de Mallorca: posición estratigráfica y significado paleogeográfico. 39

J. Rey y A. Delgado
Relación entre subsidencia y señal isotópica: un ejemplo en el límite Jurásico-Cretácico de la Unidad de Loma Solana (Subbético Externo, provincia de Murcia). 43

J. Rey y A. Delgado
Isótopos de carbono y oxígeno como herramienta de correlación: un ejemplo en el Lías superior de la Sierra de Quípar (Subbético Externo, provincia de Murcia). 47

S. Rey, I. Alejo y J. Alcantara-Carrió
Variaciones morfodinámicas y granulométricas de una playa expuesta: Playa de Patos (Ría de Vigo, NO de España). . 51

A.C. Roc, M.F. Sánchez Goñi, A. Pérez, S. Alfonso, J.M. Jouanneau y J.A. Sánchez
Relación entre la evolución sedimentaria de la Laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica, NE de España) y la historia de la vegetación de su cuenca durante el Holoceno. 55

I. Rosales, S. Robles y S. Quesada
Registro de la composición isotópica del Jurásico Inferior de la Cuenca Vascocantábrica: metodología analítica y relación con los depósitos orgánicos. 61

P.A. Ruiz-Ortiz, G.A. de Gea y R. Aguado
Sedimentación clástica submarina asociada a escarpes de falla en bloques basculados. Barremiense-Aptiense basal. Cordilleras Béticas. Sur de Bedmar (Jaén). 65

A. Sáez y L. Cabrera
Evolución hidroquímica de un sistema lacustre endorreico de pequeñas dimensiones: la cuenca oligocena de As Pontes. 71

R. Salas y K. Bitzer
Modelización de la sedimentación de carbonatos mediante sistemas depredador-presa: aplicación al Aptiense inferior de la cuenca del Maestrazgo (Cadena Ibérica oriental). 75

M. Sánchez-Gómez, D. Avigad y A. Heimann
Evolución tectónica de una cuenca retroarco a partir del estudio de los clastos de una secuencia conglomerática (Mar Egeo, Grecia). 81

E. Sanz-Rubio, H. Abdul-Aziz, J.P. Calvo, F. Hilgen y W. Krijgsman
Análisis sedimentológico y caracterización paleoclimática de la sucesión cíclica de Orera, Mioceno continental de la Cuenca de Calatayud. 85

S. Sierra, C. Moreno, M.A. Casalvázquez y F. González
Facies de oleadas piroclásticas pérmicas en el sur del Macizo Hercínico Ibérico (nota previa). 91

J.M. Soria y J.M. Molina
Tempestitas del Messiniense en la Cuenca del Bajo Segura (provincia de Alicante). 95

L. Spalletti
Controles sobre la interacción fluvial-lacustre en un rift triásico del oeste argentino. 99

J. Tent-Manclús, A. Estévez, A. Yébenes y M. Martín-Martín
Facies Keuper redepositadas en las Zonas Externas de la Cordillera Bética: criterios de reconocimiento. 103

M. Vázquez, C. Arenas y G. Pardo
Caracterización sedimentológica de los depósitos carbonatados de la Muela de Borja (Sector Central de la Cuenca del Ebro). 107

M. Vázquez, J. Jiménez-Millán, J.M. Molina y G.A. de Gea
Aplicabilidad cerámica de la Formación Carbonero (Aptiense, Zona Subbética, S de la provincia de Jaén). 113

V. Willmott, M. Canals, G. Lastras y D. Casas
Caracterización sedimentológica de un *debris flow* reciente en el margen continental del Ebro. 117

IV COLOQUIO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

L.M. Agirrezabala y J. García-Mondéjar
Deep-water fallout tephra deposits in the Black Flysch of Deba (Upper Albian, Basque-Cantabrian Basin). 123

R. Aguado, M. Company, J. Sandoval y J.M. Tavera
Caracterización bioestratigráfica del límite Hauteriviense-Barremiense en las Cordilleras Béticas. 127

L. Alegret, I. Arenillas, J.A. Arz, C. Liesa, A. Meléndez y A.R. Soria
Estratigrafía y sedimentología del tránsito Cretácico-Terciario en el corte de El Mulato (México). 131

L. Alegret, I. Arenillas, J.A. Arz y E. Molina
Evento-Estratigrafía con foraminíferos en el tránsito Cretácico-Terciario de Aïn-Settara (Tunicia) y Coxquihui (México). 135

A. Aramburu, M.A. López-Horgue, P.A. Fernández-Mendiola y J. García-Mondéjar
Evolución de rampas carbonatadas aptienses: tectónica sinsedimentaria y eutrofización (Jorrios, Bizkaia). 139

C. Arias, M. Company y L. Vilas
La sedimentación de plataforma externa en el Cretácico Inferior de Oliva (Valencia). 143

J.A. Arz y E. Molina
Relevo en las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Santoniense superior al Campaniense medio de Alamedilla (Cordilleras Béticas). 147

L. Barbero, A. Gil-Imaz, M.P. Mata y A. Casas-Sainz
Datos preliminares de edades de huellas de fisión en apatitos de materiales del Cretácico Inferior de la Cuenca de Cameros. 151

L. Barbero, A.C. López-Garrido, M. García-Hernández, S. Quesada y W. Martínez del Olmo
Evolución termal mesozoica de la Cuenca Prebética (Sierra de Segura) inferida mediante análisis de huellas de fisión en apatitos: resultados preliminares. 155

J.M. Bernaus, E. Caus y A. Arnaud-Vanneau
La aplicación de la estratigrafía secuencial en el análisis de una cuenca extensional pirenaica: la cuenca de Organyà. . 161

M. Bill, P.O. Baumgartner y L. O'Dogherty
Estratigrafía, anomalías geoquímicas y extinciones de radiolarios del evento anóxico oceánico del Cenomaniense terminal en el Apenino septentrional y en los Alpes meridionales. 165

L.M. Castañares, S. Robles y D. Gimeno
Distribución de facies en un sistema volcánico submarino: Formación Errigoiti, Albiense-Santoniense (Bizkaia, Cuenca Vascocantábrica). 169

J.M. Castro
Facies, asociaciones y secuencias en la Formación Seguilí. Aptiense superior. Prebético de Alicante. 173

B. Chacón y J. Martín-Chivelet
Discontinuidades y conformidades correlativas en las series hemipelágicas del final del Cretácico en el Prebético. Caracterización biocronoestratigráfica. 177

P.A. Fernández-Mendiola
Mud-mound typology in carbonate platforms of the Lower Cretaceous (Basque-Cantabrian Regions, N Iberia). 181

M.A. Fregenal y N. Meléndez
Unidades estratigráficas genéticas en el registro continental de la Cubeta de las Hoyas (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca). 185

M. García-Hernández
El Ciclo Valanginiense superior-Hauteriviense inferior en la Sierra de Segura: registro de una etapa de extensión cortical en el Cretácico Inferior de la Zona Prebética. 189

J.F. García-Hidalgo, J. Gil y M. Segura
Sedimentología de la sucesión carbonatada del Cretácico en el borde sur del Sistema Central (Madrid). 193

J.F. García-Hidalgo, J. Gil y M. Segura
Sedimentología de la sucesión cretácica basal en el borde sur del Sistema Central (Madrid). 197

G.A. de Gea, A.D. Buscalioni, R. Aguado y P.A. Ruiz-Ortiz
Restos fósiles de un cocodrilo marino en el Berriasiense inferior de la Unidad Intermedia del Cárceles-Carluco. Cordilleras Béticas, Sur de Bedmar (Jaén). 201

J. Gil, M. Segura y J.F. García-Hidalgo
La secuencia deposicional del Turoniense superior en el borde meridional de la Sierra de la Demanda (Cordillera Ibérica septentrional; provincias de Burgos y Soria). 205

E. Gili, P.W. Skelton, E. Vicens, A. Obrador y G. López
Revisión de la litoestratigrafía del flanco norte de Sant Corneli (Pirineos centro-meridionales, Cretácico Superior). . . 209

E. Iriarte, L.M. Agirrezabala y J. García-Mondéjar
Discontinuidades del Cretácico medio en el margen septentrional de la Depresión Intermedia (Zubieta, Navarra). 213

M.A. Lamolda, S. Mao, E. Bernárdez y Y. Dong
Asociaciones de quistes de dinoflagelados en Arobes (Asturias): el evento del paso Cenomaniense-Turoniense. 219

M.A. López-Horgue, A. Aramburu, P.A. Fernández-Mendiola y J. García-Mondéjar
Biofacies del sistema de rampa carbonatada de Venta Laperra (Albiense inferior basal, región Vasco-Cantábrica occidental). 223

J. Martín-Chivelet, B. Chacón y M.A. Fregenal
Contornitas calcáreas en el Cretácico terminal de Caravaca (Dominio Subbético). Implicaciones paleogeográficas.... 227

W. Martínez del Olmo
La plataforma cretácica del Prebético..... 231

S. Martínez de Rituerto-Ibisate y J. García-Mondéjar
Los conglomerados y areniscas fluviales de La Mesa: relleno de valle inciso en el Albiense superior del Páramo de la Lora (vertiente norte, Cantabria y Palencia)..... 237

N. Meléndez y J. López-Gómez
Sedimentación durante una etapa regresiva de corta duración en el Aptiense (Miembro Arenas y arcillas del Burgal), en la Cordillera Ibérica suroccidental..... 241

J.M. Molina y J.A. Vera
Fenómenos de redepósito durante el Berriasiense-Valanginiense en el sector de Alamedilla (provincia de Granada, Subbético Medio)..... 245

L. O'Dogherty, A. Martín-Algarra, H.J. Gursky y R. Aguado
El horizonte radiolarítico-bituminoso del límite Cenomaniense-Turoniense en la Zona Subbética..... 249

F. Pérez Valera y M. Company
El Valanginiense superior y Hauteriviense inferior de la sierra de Cambrones (provincia de Murcia): bioestratigrafía y consideraciones paleogeográficas..... 253

A.R. Soria, C.L. Liesa, A. Meléndez y N. Meléndez
Sedimentación sintectónica de la Formación El Castellar (Cretácico Inferior) en la Subcuenca de Galve (Cuenca Ibérica)..... 257

E. Vicens, L. Ardèvol, N. López-Martínez y M.E. Arribas
Correlación de alta resolución del Campaniense-Maastrichtiense, Pirineos sud-centrales..... 261

ÍNDICE DE AUTORES..... 265

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA

(CONTINUACIÓN)

Pulsos transgresivos neógenos en el sector central del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir

J.G. Pendón, M.L. González-Regalado, F. Ruiz, M. Abad y J. Tosquella

Dpto. de Geología. Dpto. de Geodinámica y Paleontología. Universidad de Huelva. Facultad de Ciencias Experimentales. 21819 La Rábida, Palos Fra. (Huelva).

ABSTRACT

The Guadalquivir foreland basin, located between the Iberian basement northward and the Betic orogene to the South, represents the western sector of the earlier foredeep basin of the Betic Cordillera after having been rotated. The sedimentary filling of this basin records along the northern passive margin an Upper Tortonian Transgressive System Tract, which stratigraphic architecture arranges both clastic and calcarenite environments. This stratigraphic succession along the Central sector of this margin of the basin consists of alluvial fan and/or fan delta facies, which are recurrently cut by two transgressive pulses. Every pulse consists of an erosional sandy-conglomerate bar with Bivalves (Ostreidae, Isognomon), Balanids, Gastropods and other marine tests. There is a third pulse marked by a ravinement surface within beach facies, over which a new conglomerate bar is installed. Controlling factors of these transgressive pulses correspond to: (1) eustatic raises, (2) tectonic activity along the passive margin of the basin, and/or (3) relative accumulation rates of both continental and marine sedimentary supply.

***Key words**: Upper Tortonian, foreland basin, Southern Spain, transgressive pulses*

INTRODUCCIÓN

La estructuración de la Cordillera Bética durante el Neógeno supuso la desaparición en las Zonas Externas de la Cordillera del primitivo surco frontal, muy activo en el transcurso del Mioceno medio, y su evolución como cuenca de antepaís desde el Mioceno superior (Sanz de Galdeano y Vera, 1991; Vera, 2000). El registro estratigráfico del relleno de esta cuenca ha sido subdividido en cinco secuencias deposicionales (A, B, C, D y E de Sierro *et al.*, 1995) con dispositivo clinoforme inclinado en la dirección E-O. A lo largo del margen pasivo, septentrional, de esta cuenca del Guadalquivir se registra una sucesión mio-pliocena discordante sobre el basamento paleozoico, que se inicia durante el Tortoniense superior con sedimentación siliciclástica (sectores occidental y central) y carbonatada (parte alta en el sector occidental). Suprayacentes a esta unidad basal se disponen formaciones arcillosas (Tortoniense superior-Plioceno inferior), con intermedio de una sección condensada marcada por un nivel de glauconita, y que pasan a formaciones arenosas (Plioceno inferior) mediante límites claramente discordantes. Es decir, se distingue un cortejo transgresivo Tortoniense superior infrayacente a una sección condensada y representada por un nivel de glauconita, que inicia el desarrollo de un cortejo de nivel alto Tortoniense superior – Plioceno inferior, que evoluciona a una secuencia de somerización.

La arquitectura estratigráfica de esta unidad basal (Fm. Niebla) resulta compleja (Baceta y Pendón, 1999), lo que viene motivado por: (1) la irregularidad del sustrato transgredido y (2) la propia evolución sedimentaria de las numerosas facies identificadas. Se constituye en dicha área un sistema de rampa de bajo gradiente con carbonatos de aguas templadas. Así mismo el significado cronológico de las diferentes formaciones que configuran la sucesión neógena queda impreciso debido, fundamentalmente, a: (1) la ausencia de verdaderos fósiles característicos en la unidad basal, y (2) la naturaleza discontinua de las superficies limitantes de las formaciones. El análisis de las asociaciones de facies, de naturaleza clástica, aflorantes en el área de Villanueva del Río y Minas (Sevilla, Fig. 1), equivalente lateral de la Fm. Niebla, ha permitido poner en evidencia tres pulsos transgresivos registrados en la sucesión basal. Borrego y Pendón (1988) destacaron el encadenamiento de facies continentales con otras facies claramente marinas en el conjunto de la sucesión. La documentación de estos pulsos transgresivos y el conocimiento de su significado cronológico pueden servir como criterio de correlación estratigráfica a escala regional y a lo largo del margen de la cuenca.

ASOCIACIONES DE FACIES

La sucesión basal neógena es de naturaleza clástica, arenoso-conglomerática, en el área estudiada; en contraposición con otros sectores de este margen de cuenca que representan un dominio marcadamente calcarenítico (Niebla-Paterna, Setefilla, Hornachuelos). La sección estratigráfica local (Fig. 2), que sintetiza la correlación de otras

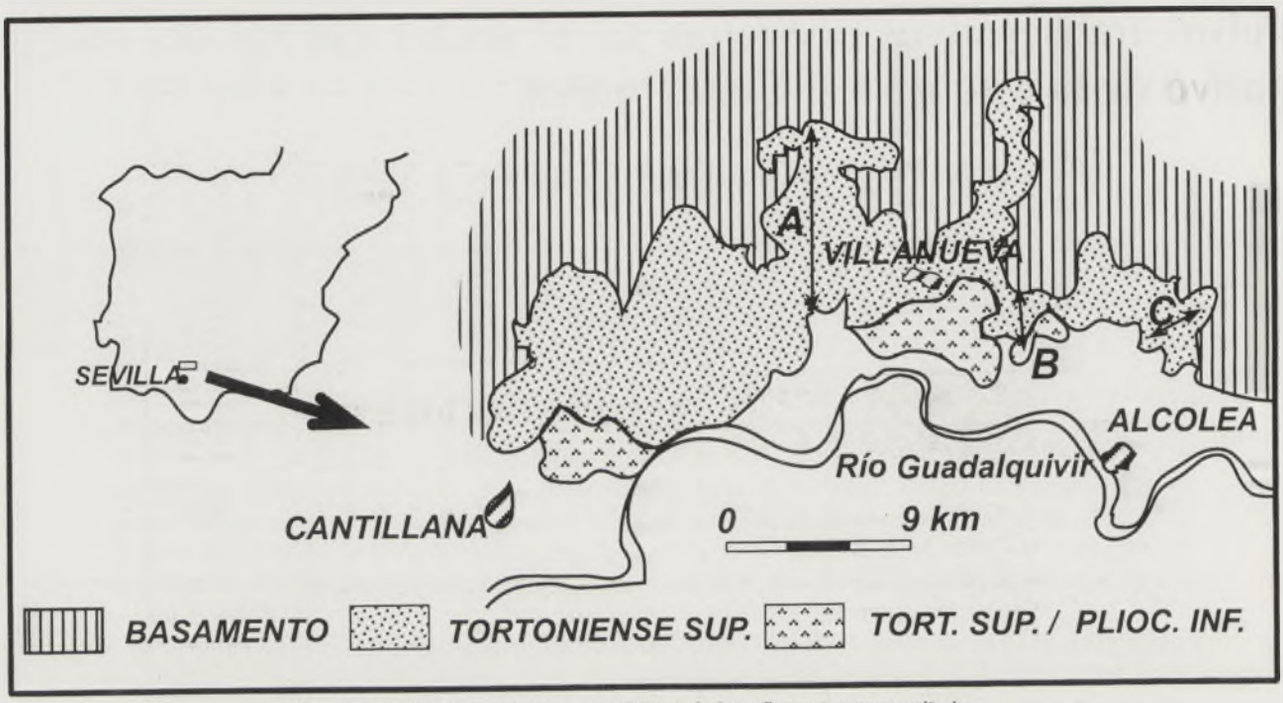


FIGURA 1: *Situación geográfica y geológica de los afloramientos estudiados.*

secciones (A, B y C de la Fig. 1), registra dos episodios transgresivos intercalados entre facies continentales (abanico aluvial y/o *fan-delta*). Suprayacente a la superficie de discordancia angular-erosiva sobre el sustrato paleozoico se disponen secuencias arenoso-conglomeráticas con estratificaciones cruzadas de base curva en conglomerados y microconglomerados con soporte de clastos y con superficies alabeadas. Lateralmente estas arenas basales contienen fragmentos de ostreidos y cirrípedos hacia el E (sección B), con foraminíferos bentónicos escasos (*Cibicidoides pseudoungerianus, Heterolepa bellincionii*, etc.) y raros foraminíferos planctónicos (*Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp.). Las facies de canal de abanico aluvial y/o *fan-delta* pasan en la vertical, en continuidad aparente, a varios metros de arenas amarillas, medias y gruesas, algo cementadas sobre todo hacia el E, con ordenamiento interno masivo y muchos restos de ostreidos, gasterópodos, balánidos y moldes de *Isognomon*. Constituyen, así, el primer pulso transgresivo con asociaciones de foraminíferos de gran tamaño (*Ammonia inflata, Nonion boueanum* y *Elphidium crispum*) y Ostrácodos (*Aurila, Urocythereis, Cytheretta*) típicas de medios marinos someros.

El segundo episodio, de unos 15 m de potencia, se inicia como el anterior, destacando las estructuras de estratificación cruzada curva y planar en arenas muy gruesas y/o conglomerados en los que los restos de fauna están ausentes, y preceden a una barra conglomerática más cementada con balánidos, ostreidos y moldes de *Isognomon* (segundo pulso transgresivo). En la base se reconocen niveles lumaquélicos de *Heterostegina gomez-angulensis,* que parecen mostrar condiciones marinas someras y oligotróficas. Desde el punto de vista cronoestratigráfico, permiten identificar un Tortoniense indiferenciado (p.ej. Perconig, 1972).

Durante el tercer episodio la sedimentación continúa con un tramo arenoso medio-fino, en el que después de una superficie erosiva leve (que lateralmente equivale a una clara superficie transgresiva con erosión en la sección C), se desarrollan arenas medias-gruesas con muchas galerías de bioturbación en la base (*Ophiomorpha*) y que, sobre el horizonte erosivo, se ordenan en una estratificación suave de bajo ángulo, típica de zonas de *foreshore*. En el seno de estas facies de playa, hay fragmentos de ostreidos y pectínidos junto a moldes de *Isognomon* sp. Se instala la tercera barra marina sobre estos materiales mediante una superficie erosiva, con presencia de acumulaciones masivas de *Heterostegina*, y ordenamiento interno similar al de la anterior. Son numerosos los clastos, bloques, fragmentos de bivalvos marinos (ostreidos, pectínidos), moldes de *Conus* sp., balánidos, *Clypeaster*, así como la aparición de una bioturbación intensa (tercer pulso transgresivo). Constituye un ejemplo característico de conglomerado transgresivo y retrabajado. Se ha identificado claramente el Tortoniense superior en esta unidad mediante las asociaciones de foraminíferos planctónicos reconocidas, como ya señaló Sierro (1984). A continuación se produce el tránsito vertical a la unidad arcillosa suprayacente (Fm. Arcillas de Gibraleón) con el intermedio de un nivel de glauconita coetáneo con el ciclo eustático TB3.2, según Sierro *et al.* (1995).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los medios sedimentarios formados sobre este margen transgredido son de naturaleza continental/litoral y se intercalan entre ellos tres barras arenoso-conglomeráticas, que responden a otras tantas pulsaciones transgresivas con erosión. Estos materiales evidencian claramente la transgresión de una costa rocosa durante los dos pri-

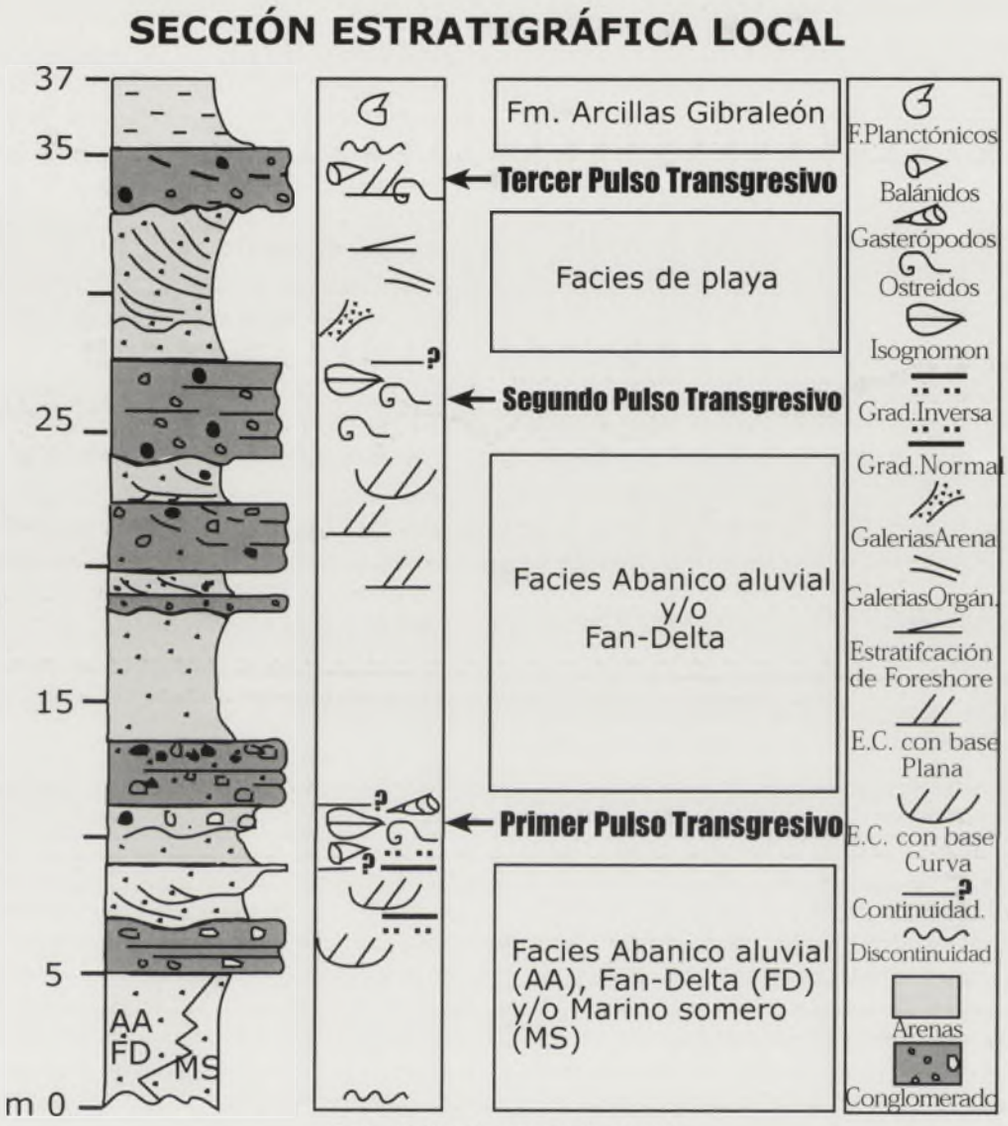


FIGURA 2: *Sección estratigráfica local.*

meros pulsos y de una playa arenosa, durante el tercero. De esta forma hay que pensar en la proximidad del área fuente, tanto para el aporte sedimentario de naturaleza continental como de naturaleza marina; al considerar, por ejemplo, la textura de los materiales de la unidad basal del Neógeno. Los factores que controlaron la instalación del cortejo transgresivo Tortoniense superior sobre el margen pasivo de la cuenca pueden sintetizarse en: (1) ascensos eustáticos, (2) tectónica del margen activo (empujes, eventos, etc.) y (3) factores autocíclicos, como las tasas de acumulación relativas del aporte sedimentario, de naturaleza tanto continental como marina. El estado actual de conocimientos sobre la cronoestratigrafía de los acontecimientos dificulta, a nuestro entender, dilucidar claramente el factor más probable aunque, quizás, haya consistido en un grado de interacción de todos ellos que en el momento actual resulta difícil resolver.

La caída del nivel del mar posterior a la discordancia de inicio del Tortoniense (límite de los ciclos TB2/TB3 de Haq *et al.*, 1987), bien por causas eustáticas y/o como consecuencia de una tectónica compresiva en el área, hubo de facilitar la erosión de los relieves del margen y el aporte sedimentario al desarrollo de abanicos aluviales y/o *fan deltas* en este sector; ésto sucedía al oeste (sección A), mientras que las condiciones de sedimentación eran marinas someras hacia el sector oriental en las arenas basales de la sección B; tal y como avala su contenido en foraminíferos bentónicos y planctónicos (Sierro, 1984). Los paraciclos de ascenso menor y posterior del nivel del mar (TB3.1 y sobretodo TB3.2) contribuyeron al emplazamiento de las barras marinas arenoso-conglomeráticas, que se intercalan recurrentemente. Es difícil pensar que las causas de esta evolución fuesen meramente eustáticas, parece más probable que estas fluctuaciones relativas del nivel del mar también fuesen consecuencia de un control estructural que afectase al margen pasivo de la cuenca, como respuesta a los acontecimientos tectónicos que ocurrían contemporáneamente en el margen activo. Es decir, se trataría de fenómenos similares en cierto orden a los que acontecieron en otros tipos de cuencas de antepaís, como la de *Western Canada* (Leckie y Smith, 1992), o la cuenca alpina del sureste francés (Gupta, 1999). En este

orden de cosas conviene señalar la existencia de diferentes eventos, tanto de naturaleza tectónica como eustática, que ocurrieron en la Cordillera durante el Tortoniense (Sanz de Galdeano y Vera, 1991). Algunos de estos fenómenos pudieron ser responsables de las fluctuaciones relativas del nivel del mar que originaron los pulsos transgresivos evidenciados en la región estudiada. La delimitación exacta de su significado cronológico es objeto de estudio actualmente.

REFERENCIAS

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.

Borrego, J. y Pendón, J.G. (1988): Progradación deltaica tortoniense en el sector de Villanueva del Río y Minas (Provincia de Sevilla). En: *II Congreso Geológico España.* Comunicaciones, 1:47-50.

Gupta, S. (1999): Controls on sedimentation in distal margin palaeovalleys in the Early Tertiary Alpine foreland basin, south-eastern France. *Sedimentology*, 46: 357-384.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science,* 235: 1156-1167.

Leckie, D.A. y Smith, D.G. (1992): Regional setting, evolution, and depositional cycles of the Western Canada Foreland Basin. En: *Forelands basins and Fold Belts* (R.W. MacQueen y D.A. Leckie, Eds.), American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 55: 9-45.

Perconig, E. (1972): *Heterostegina gomez-angulensis*, nueva especie del Mioceno superior español, y *Heterostegina complanata* Meneghini. *Revista Española de Micropaleontología*, Número Extraordinario 30 Aniversario ADARO: 7-37.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Gelógica Hispánica,* 26: 205-227.

Sierro, F.J. (1984): *Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno Superior-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 391 p.

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 crustal kinematics* (P.F. Friends y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 339-345.

Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 13: 345-373.

Tasas de erosión, transporte y sedimentación en un medio estuárico: el Río Miñor (Ría de Vigo, Pontevedra)

M. Pérez-Arlucea[1], M.T. Freijido[1], G. Méndez[1], M.A. Nombela[1], B. Rubio[1], M. Filgueira[2], S. Fernández Bastero[1] y R. Giménez[3]

1 Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio. Facultad de Ciencias. Universidad de Vigo. 36200 Vigo. marlucea@uvigo.es.
2 Departament of Geosciences. University of Nebraska. 214 Bessey Hall. P.O. Box 880340. Lincoln, NE, USA.
3 Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.

ABSTRACT

The Miñor river is one of the 35 minor currents entering the Ría de Vigo (Pontevedra) at Baiona Bay, close to the SE margin of the Ría. The present study was carried out over two periods: from May 97 to July 98 and from May 00 to May 01. In this paper we carry out a hydraulic and sedimentologic approach of the Miñor river, making an estimation of the total fresh-water discharge and sediment input transported as suspended and dissolved loads. The final aim of this study is to calculate erosion rates at the catchment, sediment yield, transport and the nature of the sediments accumulated at the estuarine area. In view of the average discharge for both periods of time (2.7 m^3/s y 6.7 m^3/s) and the catchment area (75.6 m^2) is possible to estimate suspended and dissolved sediment yields. Mean values for suspended sediments are 25.76 t/km^2a for 97/98 and 139.74 t/km^2a for 00/01 and those for dissolved loads of 109 t/km^2a y 204 t/km^2a, respectively. Finally, considering an average rock density of 2.7 g/cm^3 we can estimate mechanical denudation rates of 9.54 m^3/km^2a during 97/98 and 51.76 m^3/km^2a during 00/01. Chemical denudation rates are 40.46 m^3/km^2a for the first period and 75.56 m^3/km^2a for the second. Data obtained during 00/01 interval can be considered as maximum values, bearing in mind the very unusually high rainfall conditions.

Key words: *Sediment yield, denudation rate, transport rates, sediment load, estuary*

INTRODUCCIÓN

El río Miñor es uno de los 35 tributarios de la Ría de Vigo (provincia de Pontevedra), que desemboca en la Bahía de Baiona al SE de la ría. Aparte del río Verdugo, que desagua en la cabecera de la Ría de Vigo, el Miñor es el tributario más grande (junto con el río Lagares) de la red fluvial trasversal a la ría. Por este motivo, por presentar una densidad de población y un grado relativamente bajo de antropización y por contener los sedimentos mejor conservados, se seleccionó este río para llevar a cabo un estudio integral abarcando aspectos de hidráulica, geomorfología y sedimentología, con el objetivo final de calcular tasas de erosión, aportes de sedimentos y naturaleza y composición de los depósitos acumulados en la zona estuárica y las marismas situadas próximas a su desembocadura.

Las condiciones climáticas de la zona estudiada corresponden a un ambiente templado-húmedo, con precipitaciones anuales medias de 1.000 mm y temperaturas medias de 18° en el verano y 9,5° en invierno. Los vientos dominantes son del SSW y del NNW.

Los datos previos son escasos. Algunos datos hidrológicos están recogidos en el volumen As augas de Galicia publicado por el Consello da Cultura Galega en 1996. La mayor parte de los datos de caudales existentes se basan en cálculos teóricos en referencia a los tamaños y retención de las cuencas de drenaje y datos pluviométricos, aunque también existen datos de medidas directas (Ríos et al.,1992; Alejo, 1994; Pazos et al., en prensa).

METODOLOGÍA

El Río Miñor carece de estaciones de aforo y por tanto el primer paso fue establecer una estación fija, siguiendo el criterio de evitar el influjo de las mareas recogiendo el mayor número posible de tributarios y el flujo máximo. La estación está situada en el puente que cruza el río en la localidad de Mañufe (Fig. 1; estación M5). Para establecer las condiciones hidráulicas y las variaciones en la profundidad y la descarga se midieron semanalmente las etapas durante el periodo de tiempo comprendido entre mayo de 1997 hasta julio de 1998 y posteriormente desde mayo de 2000 hasta mayo de 2001.

Las variaciones en la descarga se establecieron mediante medidas directas de la velocidad del flujo con un correntímetro de hélice y el levantamiento topográfico de la sección del canal. Posteriormente se construyó una cur-

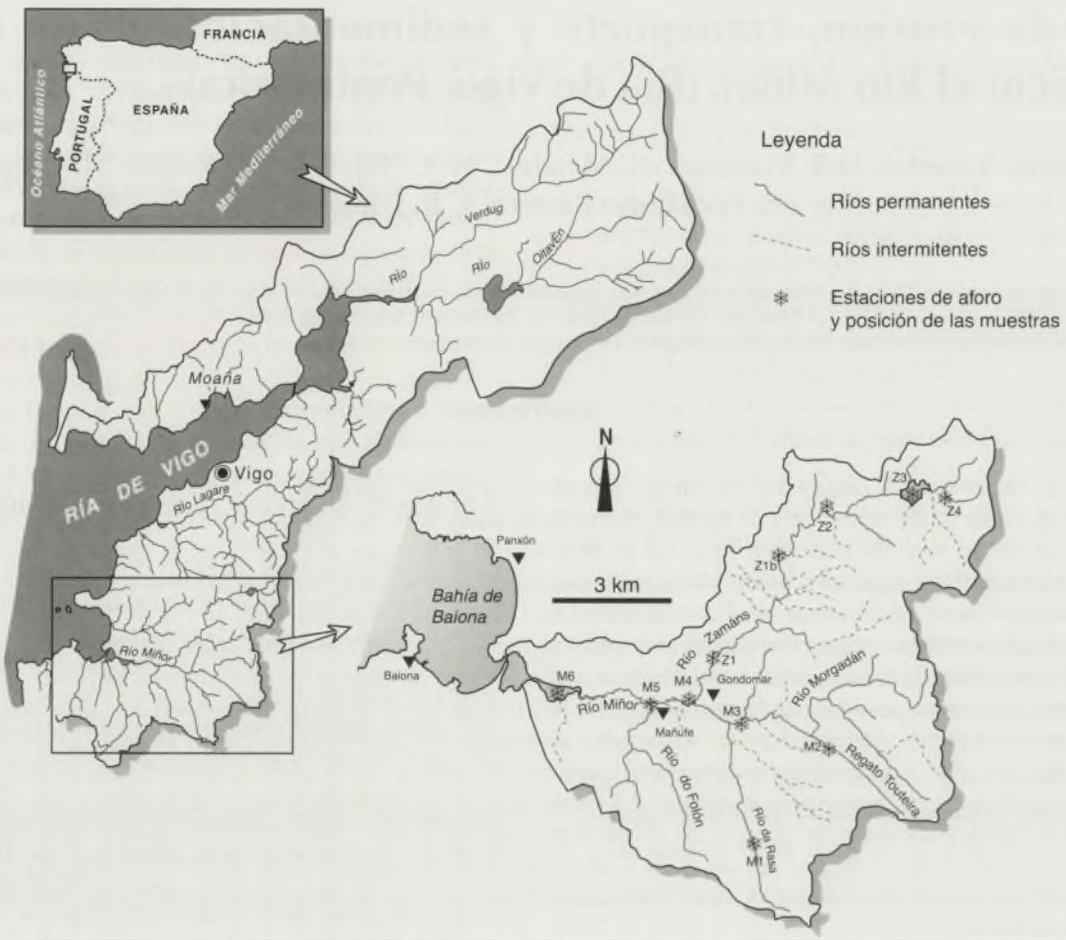


FIGURA 1: *Situación geográfica de la zona estudiada y posición de las estaciones de aforo y muestras recogidas.*

va de tasación H/Q (Fig. 2) considerando valores de la descarga (Q) en condiciones de etapa (H) diferentes.

Para la determinación de las variaciones en las cargas en suspensión y disolución se recogieron muestras de agua del río a lo largo de toda la columna de agua con una botella especial de muestreo en la estación M5 y adicionalmente en diversos puntos a diferentes distancias de la desembocadura (ver Fig. 1) durante el periodo 00/01. El análisis de la composición mineralógica de la carga en suspensión se ha llevado a cabo a partir de los espectros de difracción de rayos X (DRX). Se ha empleado un difractómetro Siemens con un monocromador de grafito (CuKα), y las intensidades han sido medidas en un rango de 2θ comprendido entre 2° y 69,65° con intervalos de 0,05.

En el análisis cuantitativo de los espectros experimentales de DRX se empleó el método de Rietveld (Rietveld, 1969), programa Fullprof (Rodriguez-Carvajal et al., 1987). Este procedimiento permite la deconvolución de un diagrama DRX, formado por un conjunto de fases minerales, en cada componente individual mediante el ajuste a un modelo estructural (Mumme et al., 1996). Una ventaja importante, respecto a los métodos tradicionalmente empleados en el análisis cuantitativo basados en el cálculo de las intensidades integradas, es que elimina el error debido al solapamiento de picos. Puesto que el ajuste se refiere al perfil completo del espectro, la información obtenida por este procedimiento es mucho más amplia.

La abundancia relativa de cada una de las fases minerales se determina a partir de los factores de escala resultantes del análisis Rietveld. La fiabilidad de los porcentajes en peso calculados para cada una de las fases minerales, en todos los casos, se estimó a partir de los valores de desviación estándar de este parámetro.

Las muestras de carga de fondo se realizaron considerando la superficie de toda la sección del canal para evitar problemas de selección hidrodinámica en barras y otras formas del lecho.

Por último, la distribución de facies de los sedimentos acumulados en el canal y marismas se realizó mediante la adquisición de testigos con un *corer* de succión de 40 mm de diámetro y un muestreador *auger*.

GEOMORFOLOGÍA E HIDRÁULICA

El río Miñor, junto con su tributario principal el Zamáns, drena un área de 75,6 km^2 (Fig. 1). La cuenca de drenaje tiene una forma irregular, aproximadamente triangular. La altura en las zonas de cabecera es superior a 600 m. El perfil longitudinal del río Miñor está muy desajustado, mostrando dos escalones situados entre 50 m y 100 m y unos 300 m de altura. La red fluvial muestra una fuerte

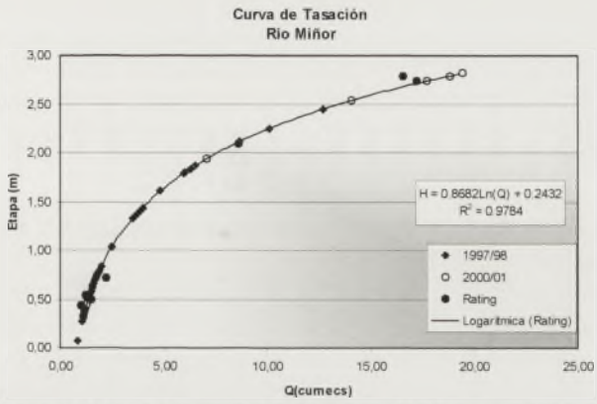


FIGURA 2: *Curva de tasación del Río Miñor. Q: descarga, H. Etapa.*

asimetría, estando desarrollados preferentemente los tributarios de las márgenes derechas. Los contactos litológicos tienen direcciones principales N-S y no parecen influir decisivamente en la distribución de la red, como ocurre en otras cuencas de Galicia (Pagés, 2000). Algunos de los ríos afluentes al Miñor siguen claramente las direcciones de las fracturas principales. Todo ello sugiere que el control en la distribución de la red fluvial es claramente tectónico. La pendiente media en el tramo bajo del río Miñor es de unos 0,25° mientras que en el tramo alto es de 7,6°. La longitud total del Miñor es de unos 15 km, siguiendo el arroyo Touteiras (Fig. 1) y la del Zamáns de 16,5 km.

La profundidad del río Miñor presenta importantes fluctuaciones a lo largo del año (Pérez Arlucea *et al.* 2001) mostrando una profundidad media de 0,82 m durante el periodo 97/98 y de 1,4 m durante el periodo 00/01. Los valores máximos se produjeron en noviembre y abril y los mínimos en la etapa de estiaje desde julio a septiembre. Mediante la curva de tasación se pudo establecer una relación entre la etapa (H) y la descarga (Q) mediante la siguiente ecuación:

$$Q=e^{(H/0,86)-0,24}$$

La curva de tasación es muy estable y presenta un índice de correlación muy bueno (R2 =0.98). Una vez establecidas las variaciones en la descarga se pudieron establecer valores medios para los dos intervalos de tiempo estudiados. Para el periodo 97/98 el río presentó un valor medio de descarga de 2,7 $m^3.s^{-1}$, mientras que durante el periodo 00/01 esta cifra fue mucho más alta, alcanzando un valor de 6,7 $m^3.s^{-1}$. Este cambio en el valor medio de la descarga se debe a un incremento notable, anómalo, del régimen de lluvias durante el periodo más reciente. El valor medio de la descarga establecido para el periodo 97/98 concuerda mejor con los valores medios normales establecidos por otros autores previamente, por ejemplo Fraga (1996) establece un valor medio de 2,17 $m^3.s^{-1}$.

APORTES DE PARTÍCULAS SÓLIDAS Y DISUELTAS

Concentraciones

El aporte de partículas sólidas a la Ría de Vigo desde el río Miñor es muy variable, tanto como carga en suspensión como en carga de fondo. La carga de fondo está formada por cantos y bloques en el tramo alto y arena gruesa y gránulos en la parte próxima a la desembocadura. Los cantos sólo se transportan como carga de fondo en condiciones muy excepcionales. Dominan los granos de cuarzo y feldespato, siendo las micas y los fragmentos de roca metamórfica localmente muy abundantes. Las cargas en suspensión y disolución se han estimado mediante el análisis de 43 muestras de agua representativas de toda la columna. La carga en suspensión está compuesta por caolinita (22%), moscovita (17%), cuarzo (15%), ortoclasa (13%), anortita (11%) y en menor proporción albita (8%) y microclina (6%). Las aguas están enriquecidas en sodio, calcio, potasio, magnesio, sílice y cloro con proporciones menores de aluminio, hierro y manganeso. El valor medio de los valores de concentración de carga en suspensión para el periodo 97/98 es de 22,8 mg/l y el del periodo 00/01 de 50 mg/l, lo que corresponde muy bien con un aumento excepcional de la descarga en esta última etapa. En la Fig. 3 se representan las variaciones de la carga en suspensión con respecto a la descarga. Se observa un aumento de la carga en suspensión siguiendo una relación logarítmica con un índice de correlación $R^2 = 0,7$:

$$CS= 33,9Ln(Q) - 5,1802$$

La carga media en disolución es mayor (en peso por unidad de volumen) que la carga en suspensión en casi todos los ríos que vierten a la Ría de Vigo (Pérez-Arlucea *et al.*, 2001). Los valores medios son de 92,4 mg/l para el periodo 97/98 y de 73 mg/l para el periodo 00/01. La relación entre la carga en disolución y la descarga se ha representado en la figura 4. Se observa una correlación general negativa entre las dos variables, lo que se puede interpretar como un fenómeno de dilución de la carga a medida que aumenta la descarga. Sin embargo el índice de correlación de la recta es muy bajo. Posiblemente parte de la carga en disolución proceda, en algunos de los puntos de muestreo, de la presencia de contaminantes procedentes de las zonas urbanas o zonas de cultivo, como sugieren Pazos et al. (en prensa). Otro factor a tener en cuenta es la contaminación procedente de los vientos húmedos del NW (*spray* marino), lo que explicaría la alta

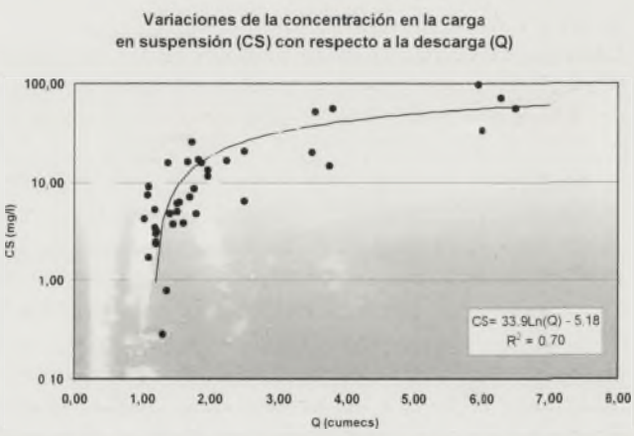


FIGURA 3: *Variaciones en la concentración de la carga en suspensión del Río Miñor en la estación M5 (Mañufe) durante el periodo total de muestreo.*

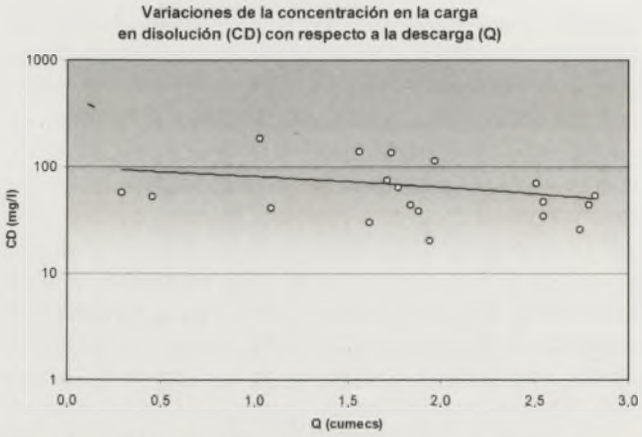


FIGURA 4: *Variaciones en la concentración de la carga en disolución del Río Miñor en la estación M5 (Mañufe) durante el periodo total de muestreo.*

proporción en cloro y otros elementos del agua, que disminuyen exponencialmente con la distancia a la desembocadura de los ríos. Aún así la concentración de material disuelto en las aguas de los ríos disminuye sistemáticamente con los aumentos en la etapa, siguiendo una tendencia opuesta a la carga en disolución.

Aportes de partículas y tasas de erosión

Considerando las descargas medias del río Miñor durante los dos periodos de tiempo estudiados (2,7 m^3/s y 6,7 m^3/s), y el área de la cuenca de drenaje (75,6 m^2) se pueden estimar los aportes de partículas en suspensión y disolución a corto plazo hacia la Bahía de Baiona por km^2 y año. Los aportes de partículas en suspensión son de 25,76 t/km^2a para el primer periodo (97/98) y de 139,74 t/km^2a para el segundo (00/01), mientras que los aportes de partículas en disolución son de 109 t/km^2a y 204 t/km^2a. Por último considerando un valor medio de densidad de las rocas del área fuente de 2,7 g/cm^3, correspondiente a una composición de granitos y gneises, tendríamos unas tasas de erosión (a corto plazo) para el material en suspensión de 9,54 m^3/km^2a durante el periodo 97/98 y de 51,76 m^3/km^2a durante el periodo 00/01. Por otra parte las tasas de denudación química serían de 40,46 m^3/km^2a para el primer periodo y de 75,56 m^3/km^2a para el segundo. Todos estos valores se resumen en la Tabla 1.

Los datos del periodo 00/01 pueden considerarse valores máximos puesto que se relacionan con valores de descarga anómalamente altos asociados a un año pluviométrico excepcional, como ya se ha expuesto previamente. Los valores establecidos son del mismo rango que los calculados por Gunnell (1998) y otros autores.

SEDIMENTACIÓN EN LA ZONA ESTUÁRICA Y TASAS DE SEDIMENTACIÓN

Los sedimentos del río Miñor se han estudiado en detalle mediante sondeos someros realizados con un *corer* de succión (Fig. 5). Las marismas del Miñor aún mantienen cierto grado de conservación que permite su estudio sedimentológico. La marisma tiene unos 50 cm de espesor medio en esta zona y está surcada por pequeños canales que drenan las aguas hacia el Miñor. Los depósitos de marisma se caracterizan por un contenido alto en fangos poco compactados con intercalaciones de arenas en capas milimétricas o centimétricas. La base de los depósitos de marisma se ha datado con la técnica del Carbono 14 (Fig. 5). La edad resultante no es muy precisa siendo de 100 años +/- 100. El rango de error, sin embargo, se puede restringir bastante observando las fotos aéreas de años anteriores. Las marismas se encuentran desarrolladas ya en las fotos del año 1956 y por tanto se puede acotar la edad de las mismas entre 1950, como fecha mínima y 1800. Las tasas de sedimentación en la marisma son de unos 4 mm/a. Por debajo de la marisma los depósitos son de arenas medias a gruesas y localmente gravas. Estos depósitos son de origen estuárico, como los que se encuentran en la parte baja del río actual, donde dominan las barras arenosas con dunas orientadas en la dirección del flujo y del reflujo mareal.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo (publicación 225 del Grupo EX1) forma parte de los proyectos 'Estudio de la Geomorfología e Hidrología superficial'... financiado por la Universidad de Vigo (O.M.A.) y CICYT 2000-1102 MAR. Sandra Rúa, Montse Martínez e Iván León realizaron los trabajos de análisis en el laboratorio.

Fecha	Concentración	Descarga	Área	Aportes	Tasas de erosión	
(año inicial/final)	(mg/l)	m^3/s	(km^2)	(t/km^2 a)	(m^3/km^2a)	mm/ka
Carga en suspensión (denudación mecánica)						
97/98	22.87	2.70	75.60	25.76	9.54	9.54
00/01	50.00	6.70	75.60	139.74	51.76	51.76
Carga en disolución (denudación química)						
97/98	97.00	2.70	75.60	109.25	40.46	40.46
00/01	73.00	6.70	75.60	204.02	75.56	75.56

TABLA 1: *Resumen de los datos obtenidos en el periodo de muestreo.*

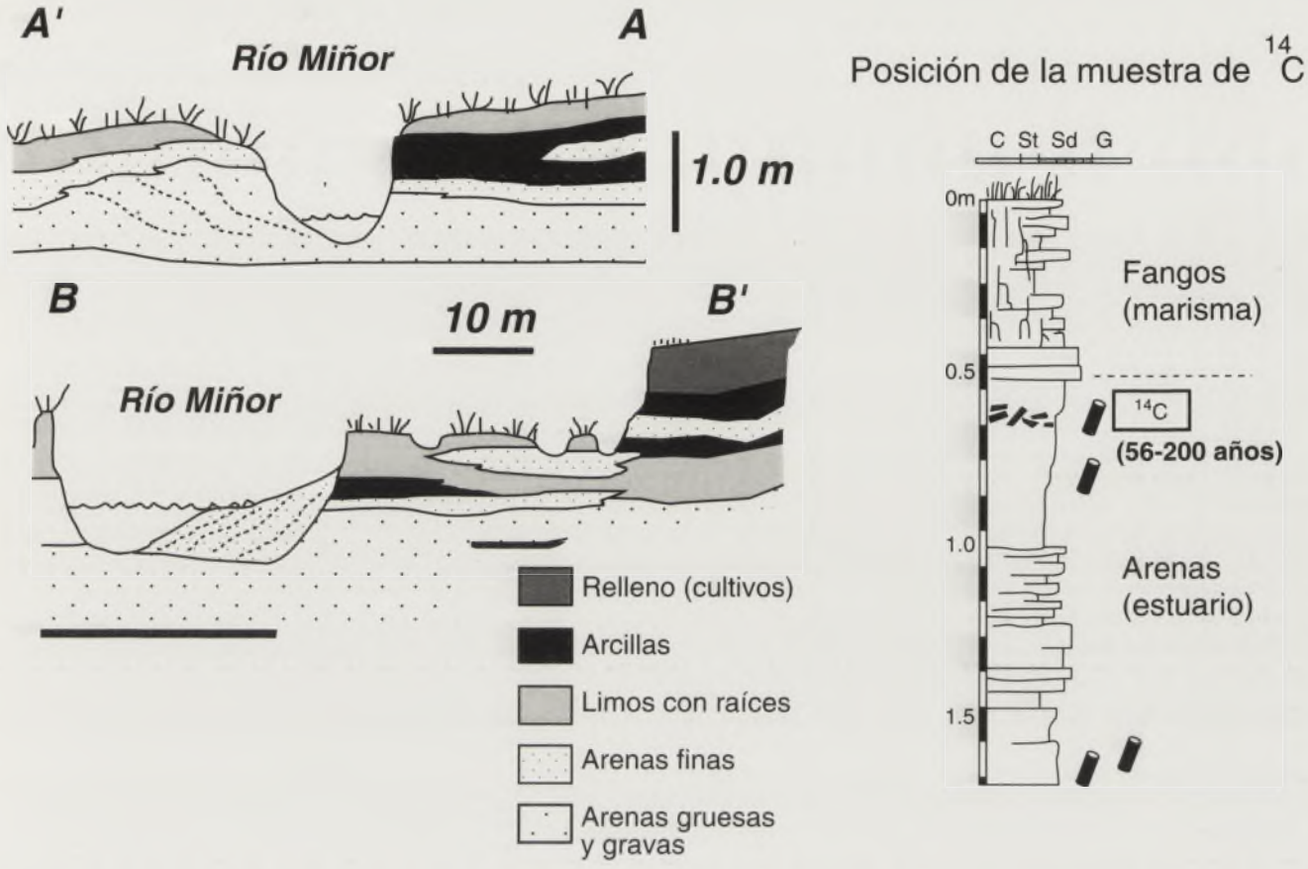


FIGURA 5: *A-A' y B-B' transectos de la zona de marisma del Río Miñor próxima a la desembocadura y columna representativa, mostrando la posición de la muestra de ^{14}C.*

REFERENCIAS

Alejo, I. (1994): *Estudio dinámico y sedimentario de la Bahía de Baiona*. Tesis doctoral, Univ. de Vigo, 264 p.

Fraga, F. (1996): As rías. En: *As augas de Galicia*. Consello da Cultura Galega, 611 p.

Gunnell, Y. (1998): Present, past and potential denudation rates: is there a link?. Tentative evidence from fission-track data, river sediment loads and terrain analysis in the South Indian Shield. *Geomorphology*, 25: 135-153.

Pagés, J.L. (2000): Origen y evolución geomorfológica de las rías atlánticas de Galicia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, (3-4): en prensa.

Pazos, O., Nombela, M.A. y Vilas, F. (2001): Continental contribution of suspended sediment to a ría: Ría de Vigo. *Scientia Marina* (en prensa).

Pérez-Arlucea, M., Filgueira, M., Freijido, M. y Méndez, G. (2001): Parámetros morfométricos e hidrológicos de las cuencas de drenaje y ríos tributarios a la Ría de Vigo. Estimación de las variaciones anuales en las cargas en suspensión y en disolución. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 26: 81-97.

Ríos, A., Nombela, M.A., Pérez, F.F., Rosón, G. y Fraga, F. (1992): Calculation of runoff to an estuary. Ria de Vigo. *Scientia Marina*, 56: 29-33

Mumme, W.G., Tsambourakis, G., Madsen, I.C. y Hill, R.J. (1996): Improved petrological modal analyses from X-ray powder diffraction data by use of the Rietveld method. Part II: Selected sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 132-138.

Rietveld, H. M. (1969): A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *Journal of Applied Crystallography*, 2: 65-71.

Rodríguez-Carvajal, J., Anne, M., y Pannetier, J. (1987): *A system for time-resolved data analysis (Powder Diffraction Pattern), IIL.* Internal Report 87R014T (Ed.), Institut Max Von Laue Paul Langevin, Grenoble. 127 p.

Quimioestratigrafía y facies orgánicas en el Kimmeridgiense-Tithónico de la Cuenca del Maestrazgo (Cadena Ibérica oriental)

A. Permanyer y R. Salas

Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona. albert@natura.geo.ub.es, ramons@natura.geo.ub.es.

ABSTRACT

Geochemical analyses have been very helpful in study with greater accuracy the variations in organic matter composition between the different systems tracts in the Mas d'Ascla Fm. which corresponds to the Kimmeridgian-2 depositional sequence. Variations in organic matter composition and particularly in bacterial populations are though to be closely related to changes of sea level. Thus, transgressive systems tract (TST) or highstand systems tract (HST) situations induced variations in water depths with a direct influence on both phytoplankton and bacterial assemblages. In this study the homohopanes distribution indicates strong differences between systems tracts (TST and HST). Other geochemical parameters such as: diasteranes, steranes, gammacerane index, are also used. Their distribution suggests significant changes in the organic trends of systems tracts.

Key words: *Chemostratigraphy, Sequence Stratigraphy, organic matter, Geochemistry, biomarkers*

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La estratigrafía secuencial constituye una buena herramienta para el estudio de la distribución espacial de las facies ricas en materia orgánica. Sin embargo, debe precisarse que la presencia de rocas madre no puede predecirse a partir del tipo de modelo del apilamiento, debido al gran número de variables que intervienen. La sedimentación orgánica depende de diversos factores, entre los que cabe destacar la fisiografía de la cuenca, el clima, la productividad orgánica, el contenido en oxígeno de la columna de agua (Demaison y Moore, 1980; Palsey *et al.*, 1991). La relación entre sedimentación orgánica y acomodación es uno de los factores más interesantes, debido a las variaciones de subsidencia tectónica y cambios del nivel del mar. El cortejo transgresivo (*transgressive systems tract*, TST) es el más importante para el desarrollo de rocas madre de petróleo de origen marino. Con la subsiguiente sedimentación del cortejo de alto nivel del mar progradante (*highstand systems tract*, HST) la profundidad de la lámina de agua disminuye y el área de sedimentación de roca madre se reduce gradualmente. Así mismo, las condiciones físico químicas de cada cortejo (temperatura, salinidad, espesor de la capa de agua) pueden influir en la composición y producción de fitoplancton y estas variaciones pueden reflejarse en las características geoquímicas de los sedimentos anóxicos.

La cuenca mesozoica del Maestrazgo presenta una importante sucesión de sedimentos carbonatados y siliciclásticos (más de 5,5 km de potencia) y durante su evolución sufrió dos ciclos de *rifting* (Salas y Casas, 1993): 1) Pérmico superior-Hettangiense y 2) Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Durante el segundo ciclo un sistema de fallas lístricas estructuró la cuenca en cuatro bloques o subcuencas. La subcuenca de la Salzedella (Castelló de la Plana) se localiza en la parte central de la cuenca del Maestrazgo y consiste en un bloque de unos 50 x 100 km hundido hacia el norte y controlado por una extensa zona de fractura (zona de fractura del Turmell) que involucra al zócalo (Salas y Guimerà, 1996).

En este trabajo se presenta el estudio de las relaciones existentes entre los cortejos sedimentarios y la composición geoquímica de los sedimentos anóxicos de la Fm. Margas del Mas d'Ascla (Kimmeridgiense superior-Tithónico basal). La Fm. del Mas d'Ascla se localiza en el depocentro de la subcuenca de la Salzedella y tiene una potencia de 300 m. Esta unidad muestra un modelo de apilamiento transgresivo-regresivo que se ha interpretado como una secuencia deposicional de tercer orden. La Fm. margas del Mas d'Ascla se depositó en la parte distal de una plataforma carbonatada de tipo rampa con pendiente distal que registró episodios anóxicos. Está formada por margas laminadas oscuras y calizas margosas de carácter anóxico con valores de carbono orgánico de hasta 1,26 % y ha sido propuesta como posible roca madre del campo petrolífero de Amposta (Seemann *et al.*, 1990). Recientemente nuevos estudios geoquímicos han demostrado que la Fm. margas de Mas d'Ascla tiene cierto potencial como roca madre (Permanyer *et al.*, 2000 a y b), pero hasta el momento la correlación con los petróleos de Amposta continua siendo controvertida.

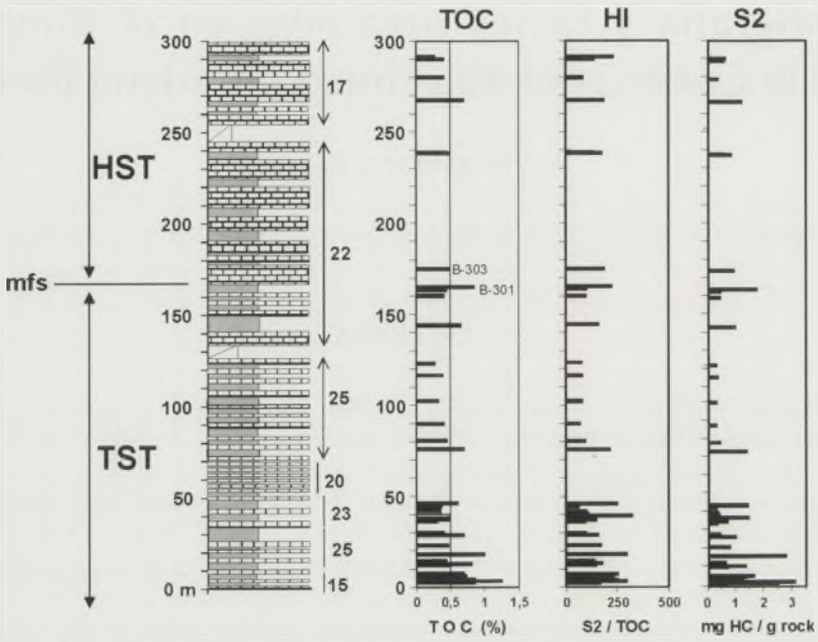


FIGURA 1: *Columna estratigráfica de la Fm. Margas del Mas d'Ascla, con indicación de los cortejos sedimentarios, y resultados de la pirólisis rock-eval.*

METODOLOGÍA

Se ha llevado a cabo un importante muestreo (330 muestras en 300 m) centrado preferentemente en los niveles margosos. Todas las muestras se han analizado por pirólisis *Rock Eval* y se ha medido el contenido en carbono orgánico (COT). Los resultados obtenidos han permitido determinar los eventos anóxicos presentes en la formación estudiada (indicados por un valor de COT superior a 0,3 %) y seleccionar un conjunto de 14 muestras para análisis más detallados: microscopía de fluorescencia, cromatografía de gases-espectrometría de masas y composición isotópica de las fracciones de hidrocarburos aromáticos y saturados.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Carbono orgánico

Las variaciones en carbono orgánico (Fig. 1) han permitido diferenciar tres tramos anóxicos: i) un evento anóxico principal en la parte basal de la formación, que corresponde al tramo inferior del cortejo transgresivo (TST), donde se han determinado los valores más elevados de carbono orgánico (de hasta 1,26%); ii) un episodio corto situado cerca de la superficie de máxima inundación (mfs), y iii) un tramo que se localiza en la parte superior del cortejo de nivel del mar alto (HST). Globalmente el contenido orgánico es relativamente bajo en toda la sucesión, debido probablemente a un proceso de oxidación (visible en los cromatogramas de gases, hasta el alcano nC21) así como a los procesos de maduración/migración, como se sugiere en el diagrama de Índice de Hidrógeno/Tmax (Fig. 2).

Materia orgánica y grado de madurez

De acuerdo con la interpretación sedimentológica la materia orgánica es claramente de origen marino en todas las muestras, como se ha puesto de manifiesto en los

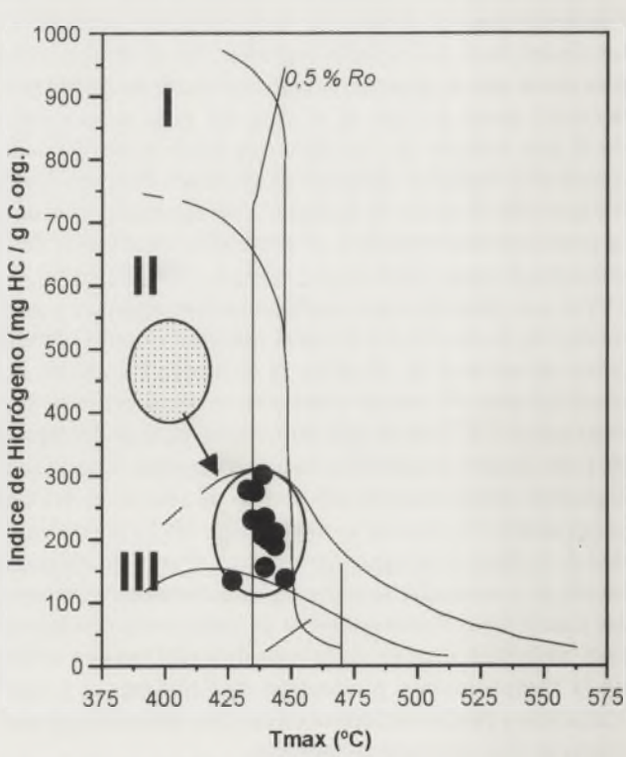


FIGURA 2: *Diagrama IH-Tmax. Las muestras se encuentran en la ventana del petróleo y presentan un índice de hidrógeno más bajo que el esperado para materia orgánica de origen marino. Esto se interpreta como el resultado normal de su evolución diagenética, desde posiciones que quedarían situadas en el área marcada en gris.*

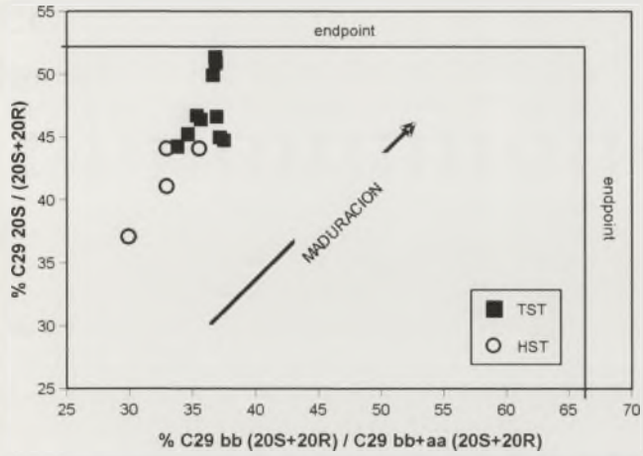


FIGURA 3: *Evolución del nivel de maduración calculado a partir del grado de isomerización de C29 esteranos.*

estudios microscópicos que revelan la presencia de abundantes algas filamentosas, con colores de fluorescencia correspondientes a estadios de maduración correspondientes a la ventana del petróleo. Los resultados geoquímicos, tales como la relación porcentual de esteranos (% C27, C28, C29) o las relaciones entre terpanos tricíclicos (C26/C25 < 1), corroboran el origen marino de la materia orgánica (Permanyer *et al.*, 2000).

Por otro lado, el grado de madurez, basado en la isomerización de los esteranos (Fig. 3), disminuye ligeramente desde la parte basal a techo de la formación. Los valores equivalentes de poder reflector de la vitrinita obtenidos, (de acuerdo con Bein y Sofer, 1987) están de acuerdo con los valores medidos en muestras de la parte basal de la formación (poder reflector de la vitrinita = 0,7%).

Biomarcadores

La distribución relativa de la serie de homohopanos (C31 a C35) muestra la existencia de dos grupos de muestras, tal como puede verse en la figura 4: las muestras pertenecientes al cortejo transgresivo presentan un dominio del C32 homohopano sobre el C31 homohopano, mientras que las muestras pertenecientes al cortejo regresivo (HST) el predominio observado es de C31 sobre C32 homohopanos. Esta diferencia puede relacionarse con la existencia de poblaciones bacterianas distintas para cada uno de los dos cortejos sedimentarios. Así mismo la composición isotópica refleja diferencias entre las muestras de ambos cortejos sedimentarios, con valores agrupados de la misma manera que para las series de homohopanos.

Por otra parte el aumento de diasteranos en el cortejo de mar alto con respecto a los esteranos es significativo (Fig. 5). La presencia de diasteranos podría parecer contradictoria en un momento de predominio de la sedimentación carbonatada, pero el mismo sistema progradante puede implicar un aporte de arcillas de origen terrígeno, ausentes durante la etapa transgresiva con una línea de costa mucho más lejana de la zona de sedimentación anóxica. La dependencia de Ts (18α(H)-trisnorneohopano) del tipo de facies sedimentaria ha sido propuesta por varios autores y, en particular, su incremento sistemático en ciclos regresivos (Rangel *et al*, 2000). En la figura 5 se visualiza esta relación para el caso estudiado, sin que se observe una tendencia preferente.

La presencia de gammacerano se relaciona con ambientes carbonatados (Peters y Moldowan, 1993). En la formación margas de Mas d'Ascla, el gammacerano aumenta de forma importante en el cortejo de nivel de mar alto. El índice de gammacerano (gammacerano/hopano) muestra, en cambio, una disminución clara durante el mismo cortejo con valores muy constantes de alrededor de 4 (Fig. 6).

CONCLUSIONES

Los estudios geoquímicos de la formación margas de Mas d'Ascla han permitido distinguir las características geoquímicas precisas para cada uno de los cortejos sedimentarios, definidos previamente a partir de criterios puramente sedimentarios.

Las variaciones observadas en la composición de la materia orgánica y particularmente en los aportes bacte-

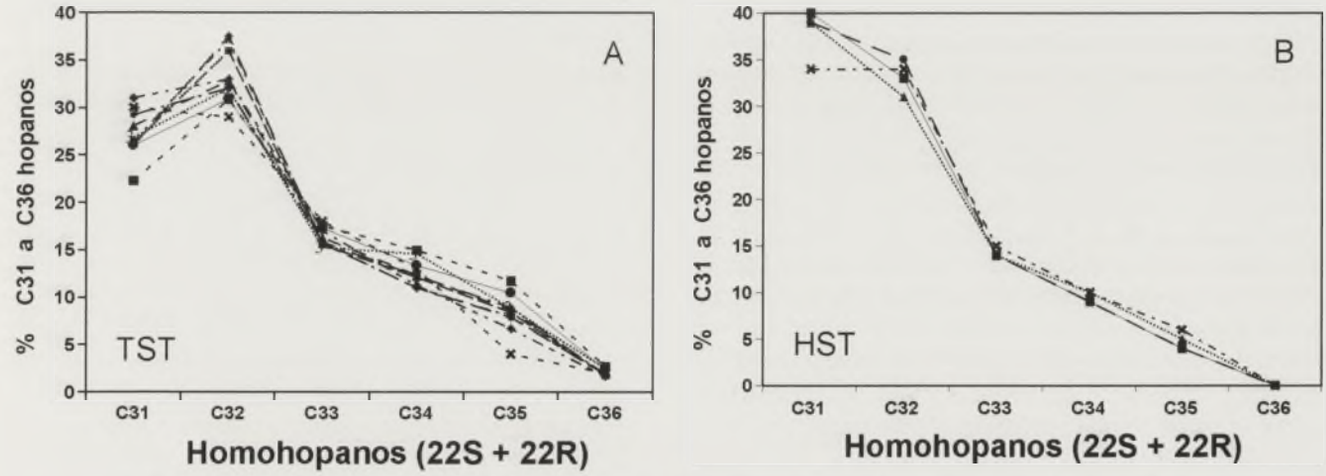


FIGURA 4: *Distribución de la serie de homohopanes para el cortejo transgresivo (A) y para el nivel de mar alto (B).*

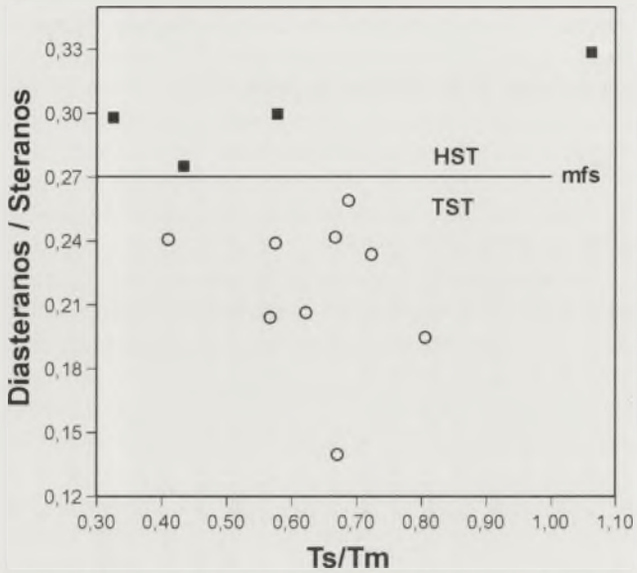


FIGURA 5: *Diagrama discriminatorio entre los dos cortejos sedimentarios, basado en la variación de los diasteranos/esteranos con respecto a la relación Ts/Tm (Ts: 18α(H) trisnorneohopano; Tm: 17α(H) trisnorhopano).*

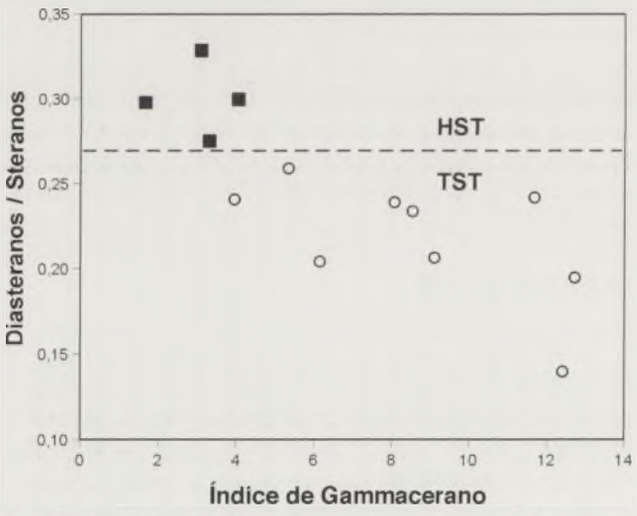


Figura 6.- Variación del índice de gammacerano respecto a la relación diasteranos/esteranos.

rianos (C31/C32 homohopanos) se relacionan estrechamente con la posición del nivel del mar en cada uno de los cortejos sedimentarios considerados (HST y TST). En estos cortejos se dan variaciones significativas en el espesor de la lámina de agua que influyen directamente sobre las poblaciones bacteriana y de fitoplancton.

A su vez, el incremento del carácter carbonatado del cortejo de nivel de mar alto queda puesto de manifiesto en el contenido de gammacerano, mientras que la influencia de arcillas terrígenas genera un claro incremento de diasteranos (diasteranos/esteranos ≥ 0,27). La relación diasteranos/esteranos igual a 0,27 marca el límite entre los dos cortejos sedimentarios, de modo que tendría una equivalencia con la superficie de máxima inundación (mfs).

Basándonos en estos resultados, podemos señalar que la geoquímica orgánica puede considerarse como una importante herramienta de apoyo a los estudios de estratigrafía secuencial de sucesiones sedimentarias que contengan materia orgánica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación: BTE2000-0574-C03-01 y PB98-1260-C02-01.

REFERENCIAS

Bein, A. y Sofer, Z. (1987): Origin of oils in Helez region, Israel – Implications for exploration in the Eastern Mediterranean. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71: 65-75.

Demaison, G. y Moore, G.T. (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 1179-1209.

Palsey, M.A., Gregory, W.A. y Hart, G.F. (1991): Organic matter variations in transgressive and regressive shales. *Organic Geochemistry*, 17: 483-501.

Permanyer, A., Marfil, R., Salas, R., de la Peña, J.A., Dorronsoro, C. y Rossi, C. (2000 a): Materia orgánica y diagénesis de la formación de margas del Mas d'Ascla (Jurásico superior) de la cuenca del Maestrazgo (Cadena Ibérica oriental). *Geogaceta*, 28: 117-120.

Permanyer, A., Salas, R. y Marfil, R. (2000 b): Organic geochemistry and sequence stratigraphy: an example in the Kimmeridgian-Tithonian from the Maestrat Basin (Eastern Iberian Chain, Spain). En: *Proceedings of 7th Latin-American Congress on Organic Geochemistry*, (Foz do Iguaçu, Brasil), 265-268.

Peters, K. y Moldowan, M., (1993): *The biomarkers guide. Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments*. Prentice Hall, New Jersey, 363 p.

Rangel, A., Parra, P. y Niño, C. (2000): The La Luna formation: Chemostratigraphy and organic facies in the Middle Magdalena Basin. *Organic Geochemistry*, 31: 1267-1284.

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.

Salas, R. y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20: 1704-1706.

Seemann, U., Pümpin, V.F. y Casson, N. (1990): Amposta oil field. En: *AAPG Treatise of Petroleum Geology, Atlas of oil and gas fields. A-017*: 1-20.

Control ecológico del espacio de acomodación en carbonatos; las plataformas del Mioceno Superior de las Baleares

L. Pomar

Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. E-07071 Palma de Mallorca, Spain. lpomar@uib.es

ABSTRACT

Stratigraphic architecture of depositional sequences depends on the balance between changes in accommodation and sedimentation rate. In terrigenous systems, these factors are independent. In carbonates, however, they are interdependent. Relative sea-level changes and sea-floor topography determine the area and efficiency of the carbonate factory and other factors such nutrients and temperature also influence carbonate production. Upper Miocene platforms of the Balearic Islands illustrate this interdependence between accommodation and carbonate production. A distally-steepened ramp resulted from a biotic system producing loose grains throughout the photic zone and particularly in the deeper oligophotic zone. A rimmed platform resulted from euphotic carbonate production in a framework-dominated reef system. These two types of platforms exhibit different facies belts, internal architecture and distribution of heterogeneities despite being deposited under similar conditions of high-frequency sea level fluctuations. Additionally, the change from the ramp to the rimmed shelf resulted from the replacement of a system with a physically-dominated base level by a system with a biologically-dominated base level. Base level for sediment accumulation for the loose foramol-rhodalgal sediment associations of the ramp was related to wave base and associated currents, whereas base level for the framework-dominated reef complex was sea level.

Key Words: *accommodation, base level, Miocene, ramp, rimmed shelf.*

INTRODUCCIÓN

La distribución de facies y la arquitectura de los estratos responden al equilibrio entre flujo de sedimentos y cambios de acomodación. En sistemas terrígenos estos dos factores son independientes: el aporte de sedimentos depende de las condiciones en las áreas emergidas adyacentes a la cuenca y la acomodación depende del nivel de base, el cual no coincide necesariamente con el nivel del mar, sino que tiende a ser el perfil de equilibrio de la plataforma (Swift y Thorne, 1991). En los sistemas carbonatados, al contrario, el aporte de sedimento y los cambios de acomodación sedimentaria son interdependientes. La producción depende en gran parte de sistemas biológicos y, por tanto, de la penetración de la luz (transparencia y profundidad), nutrientes, salinidad, temperatura, oxígeno, régimen hidrodinámico, etc. Su redistribución, depende del tamaño y densidad de los bioclastos y de la energía hidrodinámica, pero puede además estar modificada por otros procesos biológicos (atrape, incrustación, fijación, construcción de armazón, etc.) e incluso cementación. Y la acomodación sedimentaria puede influenciar, a su vez, todos esos factores ya que el área ocupada por las biotas bentónicas, o sea las características batimétricas del fondo marino, influencia la producción neta de carbonatos. Consecuentemente, los cambios del nivel del mar, en conjunción con la fisiografía del fondo marino, modificarán la superficie disponible para las distintas biotas productoras. Del mismo modo, también los cambios en las condiciones oceanográficas (temperatura, nutrientes, aportes terrígenos, etc.) pueden implicar cambios más o menos profundos en el tipo y tasas de producción. Y a más largo plazo, también la propia evolución biológica ocurrida durante el Fanerozoico ha impuesto cambios fundamentales de los tipos, tasas, y lugares de producción carbonatada. Y son estas diferencias fundamentales con respecto a los sistemas terrígenos, las que determinan tanto la gran variabilidad de perfiles deposicionales como la diversidad de facies, y aún las diferencias en la arquitectura de secuencias existentes entre los sistemas carbonatados.

Se presentan aquí dos ejemplos del Mioceno superior de las Baleares para ilustrar la influencia ejercida por dos tipos de biotas en el control de la arquitectura de las plataformas carbonatadas. Concretamente se ilustra cómo una plataforma de margen rígido (*rimmed shelf*) y una rampa con talud distal (*distally steepened ramp*) se formaron como respuesta a distintos tipos de producción carbonatada. Dichas plataformas, aunque fueron depositadas bajo similares condiciones de fluctuaciones eustáticas de alta frecuencia, presentan distintos tipos de facies y una ar-

quitectura estratigráfica diferente. Además, dichas plataformas corresponden a dos secuencias deposicionales distintas, y el incremento de acomodación disponible que permitió a la plataforma arrecifal progradar sobre la rampa, se produjo por una elevación del nivel de base derivada de un cambio ecológico, sin que mediara un cambio importante del nivel del mar.

LAS PLATAFORMAS DEL MIOCENO SUPERIOR

La secuencia deposicional inferior aflora en el sur de Menorca (Unidad Inferior de Barras; Obrador *et al.* 1983), se conoce a partir de datos de sondeos en Mallorca (calcisiltitas con *Heterostegina*) y ha sido atribuida al Tortoniense inferior (Zona N16). Está compuesta de un cortejo transgresivo (TST), formado por prismas litorales discordantes y en *onlap* progresivo, y por un cortejo de alto nivel (HST) formado por una rampa con talud distal (*high-energy, distally steepened ramp, sensu* Read, 1985). En dicha rampa, el perfil deposicional y la distribución tridimensional de los cinturones de facies puede establecerse con detalle en los acantilados costeros de Menorca.

La rampa interna comprende sistemas de playas conglomeráticas que pasan, hacia cuenca, a facies de conglomerados y areniscas bioclásticas bioturbadas que representan depósitos de *shoreface* desarrollados a partir del retrabajamiento de abanicos aluviales. Hacia cuenca, los conglomerados y areniscas pasan a calcarenitas de tipo foramol con estratificación subhorizontal, mal clasificadas, de grano medio-fino, muy bioturbadas. La estratificación, textura, y asociación de estructuras de bioturbación de estos *packstone* bioturbados son comparables a las que presentan los depósitos de las praderas de *Posidonia* en el Mediterráneo (Fornós y Ahr, 1997). Estos *packstone* bioturbados pasan a *grainstone* de grano medio/grueso, ricos en fragmentos de rodofíceas, equínidos, briozoos y moluscos. Abundan también los rodolitos, dispersos o concentrados en bolsadas, así como grandes foraminíferos (*Amphistegina* y algunas *Heterostegina*). Estos depósitos de la rampa media se caracterizan por la presencia de estratificaciones cruzadas compuestas que representan dunas submarinas 2-D formadas por la superposición de *megaripples*. Fósiles y estructuras sedimentarias permiten interpretar la rampa media como una zona situada en la zona mesofótica, por debajo de la influencia del oleaje (40-60 m) y sometida a un régimen de corrientes unidireccionales.

El talud de rampa buza 15°-20° y está constituido por *rudstone-floatstone* de rodolitos alternando con *grainstone* ricos en fragmentos de rodofíceas. El carácter progradante de los depósitos de talud, textura y composición bioclástica permiten interpretar estos depósitos como resultado de una importante acumulación *in-situ* de bioclastos formados en la zona oligofótica y por bioclastos barridos de la rampa media. Éstos pasan a, y se interdigitan con los depósitos de rampa distal, constituidos por *wackestone* y *packstone* laminados, subhorizontales, ricos en foraminíferos plantónicos y pequeños bentónicos. Al pie del talud se reconocen turbiditas distales y avalanchas de rodolitos, así como *grainstone* con estratificaciones cruzadas unidireccionales que representan la migración de dunas subacuáticas paralelas al talud (*sand drifts*). Estos *wackestone* y *packstone* laminados representan un ambiente dominado por una sedimentación de grano fino, situado por debajo de la zona fótica y sujeto a la acción de corrientes unidireccionales.

La secuencia deposicional superior aflora escasamente en Menorca a consecuencia de la erosión post-Miocena, pero se conoce en detalle a partir de los afloramientos existentes en Mallorca (Pomar *et al.*, 1996). Atribuida al Tortoniense superior–Messiniense inferior (Zona N16), corresponde al tipo de plataforma con margen rígido (*rimmed shelf*) de características modernas. Los depósitos de *lagoon* interno, formados por capas subhorizontales de mudstones, *wackestone* y *bindstone* pasan a facies de *lagoon* externo constituidos por *grainstone* y *wackestone* ricos en fragmentos de rodofíceas, equínidos, moluscos, foraminíferos bentónicos y fragmentos de corales en los que, localmente, existen parches coralinos. Los depósitos de *lagoon* externo pasan a los depósitos del arrecife, con estratificación sigmoidal, y constituidos por *framestone* de corales y *rudstone* de corales y moluscos, con matriz *grainstone/packstone* (localmente *wackestone*) bioclástica. Éstos pasan, a su vez, a depósitos de talud arrecifal, constituidos por *grainstone/packstone* bioclásticos, de grano grueso en posiciones proximales y con el tamaño de grano decreciente, lo mismo que la inclinación de las capas, en dirección a cuenca. Los depósitos de cuenca poco profunda (*open shelf*) están compuestos por *packstone/wackestone* de grano fino, muy bioturbados, con estratificación difusa, y ricos en foraminíferos plantónicos, ostrácodos y detritos finos de ostreas, otros bivalvos, equínidos y rodofíceas. La textura, contenido fosilífero y posición relativa permiten interpretar estas facies como un sistema de depósito lejano a la zona de máxima producción, a la que llegaban sedimentos de grano fino procedentes del *lagoon* y del arrecife o talud arrecifal. También en posición de cuenca se hallan facies de biostromas de rodofíceas, con texturas *bafflestone* y *bindstone*, localmente *rudstone* de rodolitos, y matriz *grainstone/packstone* de grano grueso. Pectínidos y ostréidos son localmente abundantes. Grandes foraminíferos bentónicos (*Heterostegina*) y foraminíferos plantónicos son localmente abundantes. Colonias coralinas aparecen dispersas e intercaladas con los biostromas de rodofíceas. Texturas, estructuras y composición bioclástica permiten asignar el origen de estos depósitos a la zona oligofótica, con suficiente energía hidrodinámica para aventar los finos, en un contexto similar a la zona de rampa media del Tortoniense inferior. La arquitectura estratigráfica indica que este cinturón de facies se formó durante los períodos de bajo nivel relativo, dentro de los ciclos eustáticos de alta frecuencia, cuando luz y energía hidrodinámica alcanzaban el fondo de la cuenca (Pomar y Ward, 1999).

ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA

Estas dos secuencias deposicionales, que presentan distinta arquitectura estratigráfica, se formaron bajo un contexto similar de fluctuaciones glacio-eustáticas de alta frecuencia, de acuerdo con las curvas de isótopos de oxígeno recientes (Abreu y Anderson, 1998). La rampa del Tortoniense inferior representa acumulación bioclástica producida tanto en la zona eufótica (*foramol*) como, en gran parte, en la zona oligofótica (*rhodalgal*). La importante producción de bioclastos en la zona oligofótica dio origen a la formación del talud distal, en la transición entre las zonas de rampa media y de rampa externa. La alternancia de intervalos *rudstone-grainstone* en el talud progradante, es la única expresión visible de los ciclos glacio-eustáticos: la elevación del nivel de base durante las fases de ascenso eustático, produjo agradación de la rampa interna y media, mientras que los descensos eustáticos produjeron un incremento de la erosión en esas zonas y un incremento del transporte hacia cuenca, junto con migración de las zonas de producción mesofótica y oligofótica.

En la plataforma arrecifal, al contrario, la compleja heterogeneidad interna derivó de los cambios en las tasas de producción en los diferentes subambientes gobernados por los ciclos eustáticos y las características fisiográficas del fondo marino. Durante las fases de bajo nivel la producción ocurría en los arrecifes franjeantes (zona eufótica) y en el fondo de la cuenca poco profunda (biostromas de rodofíceas en la zona oligofótica). Durante las fases de ascenso del nivel del mar, la producción eufótica se incrementó al formarse extensos *lagoons* tras los arrecifes barrera y produjo una agradación importantes de todos los subambientes. Durante las fases de alto nivel, la producción estuvo limitada al sistema arrecifal y, en menor grado, a los efímeros *lagoons* formados durante los pulsos transgresivos de más alta frecuencia, mientras que la producción oligofótica estuvo muy limitada debido a la escasez de espacio disponible para dichas biotas.

LA TRANSICIÓN ENTRE LA RAMPA Y LA PLATAFORMA ARRECIFAL

La transición entre estas dos secuencias deposicionales presenta características similares en las dos islas tanto en afloramientos (Menorca) como en testigos de sondeos (Mallorca). El cortejo transgresivo de la plataforma arrecifal difiere de los cortejos transgresivos de las secuencias terrígenas: el característico *backsteeping* de las parasecuencias está ausente. Por el contrario, en este caso, el TST está constituido por una capa compuesta por *packstone* de *Heterostegina*. La composición bioclástica del techo de la rampa (HST), de la capa con *Heterostegina* (TST) y de la base de la plataforma arrecifal (HST), indica que dichos componentes se formaron en la zona oligofótica, sin que existiera un cambio importante entre las condiciones batimétricas existentes entre los tres cortejos sedimentarios. La producción en rampa media estuvo dominada por organismos oligofóticos/mesofóticos (rodofíceas y grandes foraminíferos: *Amphistegina* y *Heterostegina*), la capa con *Heterostegina* contiene ese gran foraminífero de dominio oligofótico/mesofótico así como algunas algas rojas, y la base de la plataforma arrecifal (biostromas de rodofíceas) también indica una producción de dominio mesofótico/oligofótico.

Interpretaciones anteriores asignaron este límite de secuencia al "tipo 1" (Obrador *et al.*, 1992) e interpretaron un descenso del nivel del mar relativo y un subsiguiente ascenso de nivel para permitir la progradación de la plataforma arrecifal sobre la rampa. Sin embargo, las características batimétricas de los componentes bioclásticos indican que las variaciones del nivel del mar relativo no fueron significativas, a excepción de la derivada de los ciclos de alta frecuencia. Si bien la arquitectura estratigráfica indica claramente el "tipo 1" de límite de secuencia, éste no se corresponde con un ciclo eustático de tercer orden. En este contexto, el cambio de secuencia se interpreta como resultado del cambio de la biota responsable de la producción carbonatada.

AGRADECIMIENTOS

A P. Hallock, B. Ward y B.U. Haq sus comentarios y críticas. A A. Obrador y M. Tropeano por su ayuda en los trabajos de campo. Los fondos proceden de los proyectos D.G.I.C.T. PB97-0135 y PB97-0883, NATO CRG 931472, y Shell Learning Centre (Holanda).

REFERENCIAS

Abreu, V.S. y Anderson, J.B. (1998): Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphic implications. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82: 1385-1400.

Fornós, J.J. y Ahr, W.M. (1997): Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic platform, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 364-373.

Obrador, A., Pomar, L., Rodriguez, A. y Jurado, M.J. (1983): Unidades deposicionales del Neógeno menorquin. *Acta Geológica Hispánica*, 18: 87-97.

Obrador, A., Pomar, L. y Taberner, C. (1992): Late Miocene breccia of Menorca (Balearic Islands): a basis for the interpretation of a Neogene ramp deposit. *Sedimentary Geology*, 79: 203-223.

Pomar, L. y Ward, W.C. (1999): Reservoir-scale heterogeneity in depositional packages and diagenetic patterns on a reef-rimmed platform, Upper Miocene, Mallorca, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83: 1759-1773.

Pomar, L., Ward, W.C. y Green, D.G. (1996): Upper Miocene Reef Complex of the Llucmajor area, Mallorca, Spain. *En: Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of the Mediterranean regions*. (E. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward y J.M. Rouchy, Eds.). Society of Economic Paleontologists

and Mineralogist. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series, 5: 191-225.

Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 1-21.

Swift, D.J.P. y Thorne, J.A. (1991): Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. En:*Shelf sand and sandstone bodies*. (D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman y J.A. Thorne, Eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 14: 3-31.

Análisis de facies de la Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío en la Cordillera Ibérica central (Sierra de Arcos, Teruel)

J. Ramajo y M. Aurell

Area de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. Pza. San Francisco. 50009 Zaragoza. ramajo@posta.unizar.es, maurell@posta.unizar.es.

ABSTRACT

The Arroyofrío Bed is a classic and largely studied ironstone unit of the Iberian Range, lower Callovian to middle Oxfordian in age. It is a complex unit which contains irregular sedimentary levels and discontinuities associated with stratigraphic gaps. Five facies types with ferruginous ooids are described and interpreted, on the base of a preliminary study of carbonate cements and Fe oolite features. The ooids were deposited in a shallow marine subtidal environment. Facies and cement analysis show that the Arroyofrío Bed was not emerged during a long period of time.

Key words: *Arroyofrío bed, Iberian Range, Dogger-Malm boundary, ironstone, discontinuities.*

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se realiza el análisis de facies de las unidades del tránsito Jurásico Medio y Superior, en especial aquellas correspondientes a la capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío. El ámbito geográfico donde se realiza el estudio es el área central de la Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la Sierra de Arcos y su entorno, al norte de la provincia de Teruel (Fig. 1). La Capa de Arroyofrío esta englobada en la Fm. Chelva (Gómez y Goy, 1979). Dentro de esta capa se encuentra la discontinuidad del límite Calloviense–Oxfordiense, que está asociada a una amplia laguna estratigráfica que abarca desde la biozona Coronatum del Calloviense medio a la biozona Mariae del Oxfordiense inferior. Se trata de depósitos condensados con ooides ferruginosos organizados en sucesivos depósitos separados por discontinuidades y *hardgrounds*. El origen de esta capa y de los ooides ferruginosos están sometidos a discusión; unos autores abogan por un origen marino en condiciones profundas (Norris y Hallan, 1995) y otros que sugieren un depósito marino submareal más o menos somero (Gómez, 1979; Meléndez *et al.*, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Aurell *et al.*, 1994). Sobre el origen de los ooides, se ha postulado que pueden proceder del retrabajamiento marino de ooides de origen laterítico o continental (Aurell *et al.*, 1994).

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Las unidades del final del Jurásico Medio y del inicio del Jurásico Superior han sido estudiadas en 8 perfiles, a partir de los que hemos elaborado el panel de correlación mostrado en la figura 2.

Las calizas masivas del Bathoniense medio presentan generalmente facies de *packstone* de peloides, si bien en los perfiles más meridionales predominan las facies de *packstone* a *grainstone* de oolitos y peloides. Por encima se encuentra un *hardground* con ammonites truncados y una costra ferruginosa, sobre la que se sitúan los materiales del Bathoniense superior (biozona Retrocostatum p.p.). Éstos son calizas nodulosas y margas, ordenadas en secuencias estratocrecientes, con facies de *wackestone* a *packstone* de peloides, filamentos y bioclastos. En su base presentan un nivel con ooides ferruginosos similares a los de la parte inferior de la Capa de Arroyofrío. El límite Bathoniense–Calloviense es una discontinuidad asociada a una laguna sedimentaria que abarca parte de las biozonas Retrocostatum, Discus y Bullatus (Page y Meléndez, 1997). El Calloviense se inicia con una serie condensada (0,3 m a 2,5 m) de calizas y margas correspondientes a la biozona Bullatus. A techo tienen un nivel bioclástico que presenta un *hardground* encostrado y con fósiles truncados. Las facies son *wackestone* a *wackestone-packstone* de filamentos con peloides y bioclastos, que pasan a *packstone* de peloides con filamentos.

Por encima, la Capa de Arroyofrío consiste en 0,6 a 1,4 m de calizas y calizas margosas con oolitos ferruginosos. Su edad abarca desde la biozona Gracilis y la parte superior de la biozona Bullatus (Calloviense inferior) hasta la biozona Plicatilis del Oxfordiense medio; (Meléndez *et al.*, 1997). La discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense permite separar dos tramos. El inferior que engloba las facies con ooides de edad Calloviense inferior a medio y el tramo superior, las facies con ooides de edad Oxfordiense inferior y medio.

El tramo inferior de la Capa de Arroyofrío consta de 0,5 a 1,2 m de calizas bioclásticas con intercalaciones mar-

FIGURA 1: *Situación de las secciones estudiadas y del panel de correlación de la Fig. 2.*

gosas dispuestas en uno o más niveles, que pueden presentar superficies de discontinuidad internas y *hardgrounds* a techo. Este tramo se reconoce en todos los afloramientos estudiados con excepción de Obón (Fig. 2). Dentro del mismo, un *hardground* separa dos episodios pertenecientes, a las biozonas Gracilis y Bullatus *p.p.* y otro perteneciente a las biozonas Anceps y Coronatum *p.p.* Los ooides, que presentan un tamaño comprendido entre 0,5 y 2 mm, son relativamente homométricos y están bien clasificados. Se encuentran en general dispersos, aunque se aprecia un aumento de su número y tamaño hacia la parte superior. Dentro del tramo podemos identificar dos facies:

Facies I. *Wackestone* a *packstone* de filamentos y peloides con ooides ferruginosos. Los ooides están dispersos (entre el 5 y el 20%), y presentan morfologías redondeadas, arriñonadas y fusiformes. En ocasiones están deformados y aplastados. Están constituidos por laminas de tamaño menor de 0,01 mm y forma plana a ondulada, con disposición concéntrica. Los núcleos de los ooides ferruginosos son fragmentos de ooides calcáreos, granos o fragmentos de granos sin estructura interna definida y raramente granos de cuarzo o bioclastos. Su composición es goethítica y minoritariamente se observan minerales de la arcilla (chamosita) o fosfatos. Suelen presentar una banda más externa de siderita, o tienen sustituciones parciales de la goethita por siderita y dolomía rica en Fe (carbonatación). Sus láminas pueden estar rotas y separadas, formándose grietas en las partes más externas. Esta facies se encuentra en niveles con edades comprendidas entre la biozona Gracilis y la biozona Anceps *p.p.* (Fig.2).

Facies II. *Packstone a wackestone* de peloides, filamentos, bioclastos y ooides ferruginosos. Presenta un mayor contenido en bioclastos (placas de crinoides, *protoglobigerinas*, foraminíferos bentónicos) que la facies I. Se encuentran además granos de cuarzo y fosfatos. Los ooides son heterométricos, en ocasiones tienen diámetros de más de 2 mm, así como morfologías subredondeadas a ovaladas; los ooides aplastados son escasos, apareciendo ocasionales pisoides con núcleos intraclásticos. Son similares en cuanto a estructura y composición a los de la facies anterior. Se observan como núcleos granos o fragmentos de granos groseros de estructura interna poco definida, fragmentos de ooides, bioclastos y granos de cuarzo. Estos últimos se pueden encontrar, junto a bioclastos, englobados dentro de las laminas de la corteza del ooide. Se observan también bandas de cemento siderítico y signos de carbonatación de algunos ooides. Así mismo se pueden presentar bordes de cementos calcíticos. El estudio de éstos y otros cementos por catodoluminiscencia, permite identificar cementos no luminiscentes con morfología romboidal y cementos con luminiscencia rojo mate zonada o no, con morfología prismática. Se atribuye a esta facies una edad Calloviense medio (biozonas Anceps y Coronatum *p.p.*).

El tramo superior de la Capa de Arroyofrío, de edad Oxfordiense inferior y medio, presenta una potencia de 0,5 a 0,2 m separado del anterior por un *hardground* o una superficie de discontinuidad irregular. Está constituido por sucesivos niveles de espesor centimétrico, granodecrecientes, que están separados entre sí por superficies de discontinuidad de orden menor, ferruginizadas. En algunos afloramientos se identifica una superficie irregular y encostrada de mayor entidad, que podría ser atribuida al límite entre dos episodios correspondientes a las biozonas Cordatum y Plicatilis, del Oxfordiense inferior y medio (Aurell *et al.*, 2000). La Capa de Arroyofrío culmina con un *hardground* sobre el que se depositan las calizas con esponjas de la Fm. Yátova, que presentan en los primeros centímetros ooides ferruginosos resedimentados. Dentro del tramo superior de la Capa de Arroyofrío se identifican 3 facies:

Facies III. *Wackestone* con abundantes bioclastos. Contiene abundantes ooides y pisoides heterométricos (0,1 a 5 mm), con morfologías redondeadas a subredondeadas de composición goethítica y chamosítica. Los núcleos son bioclastos (*protoglobigerinas*), intraclastos del Calloviense, granos de cuarzo y fragmentos de ooides. Se pueden observar también, granos de cuarzo y *protoglobigerinas* ferruginizadas. La edad de esta facies puede ser atribuida al Oxfordiense inferior (biozona Cordatum) y probablemente también Oxfordiense medio (biozona Plicatilis).

Facies IV. *Wackestone* a *packstone* de bioclastos y peloides con ooides y pisoides ferruginosos. Presenta también bioclastos ferruginizados, granos de cuarzo (>1%) y minerales fosfáticos. Los ooides son abundantes (>25%), heterométricos, con diámetros de 0,1 a 5 mm. Se observan también pisoides con diámetros de entre 5 mm a más de 1 cm. Se pueden presentar con geometrías redondeadas a subredondeadas, ovaladas o fusiformes. Las láminas son onduladas a irregulares, observándose alternancia de laminas con diferente composición: de goethita, chamosita y hematites; entre ellas pueden intercalarse granos de cuarzo y foraminíferos. Los núcleos son fragmentos de ooides, granos de cuarzo, bioclastos (*protoglobigerinas*, placas de crinoides, algas solenoporáceas) y zonas de bandeado grosero y difuso. Los pisoides pueden presentar como núcleos intraclastos de facies callovien-

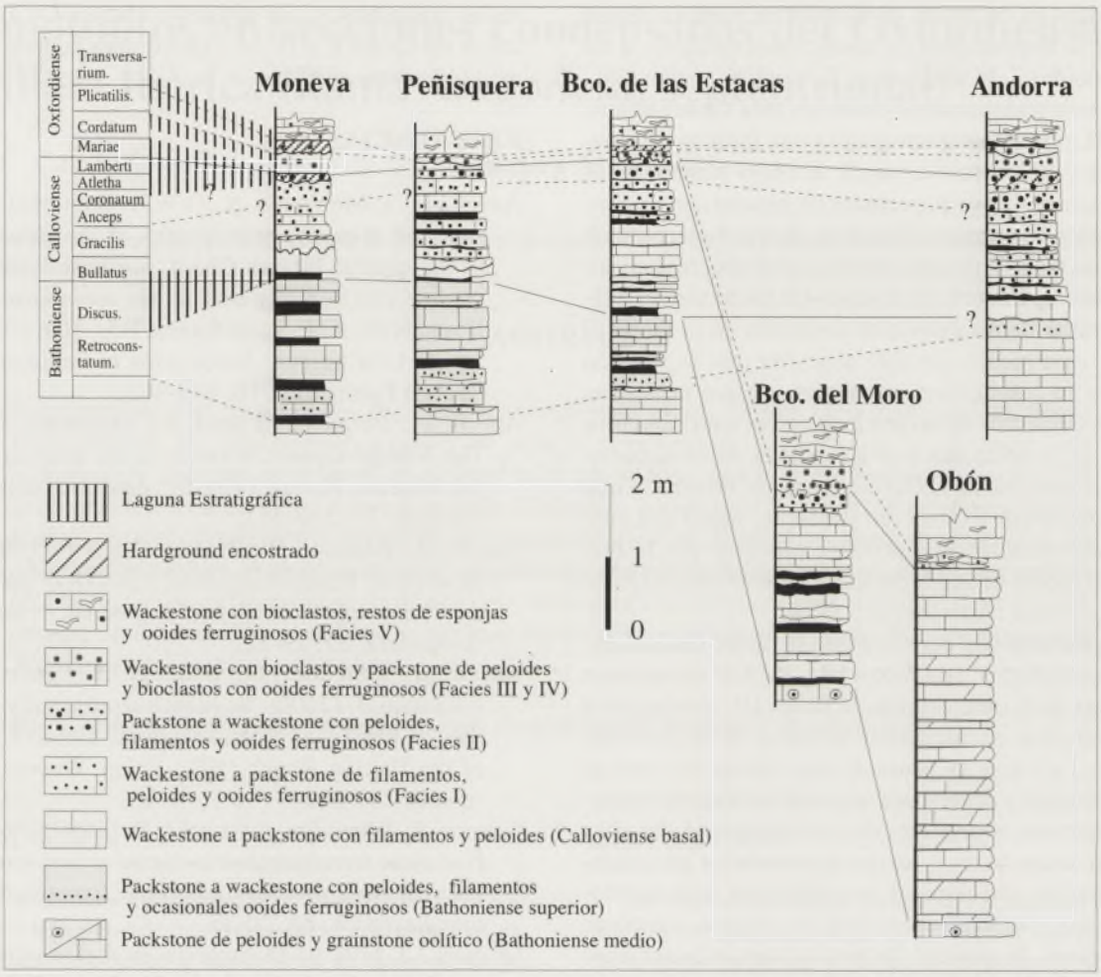


FIGURA 2: *Correlación y distribución de facies en varios perfiles seleccionados de la sierra de Arcos, durante el intervalo Bathoniense-Oxfordiense.*

ses y oxfordienses. Lo ooides pueden estar rotos y fragmentados o presentarse sustituidos parcialmente por carbonatos o minerales fosfáticos. En esta facies y en la anterior, se observan también bandas de siderita y cementos calcíticos con morfologías de borde o de goteo. Estos cementos, al ser observados en catodoluminiscencia, presentan mayoritariamente una luminiscencia de tonos rojo mate con zonas no luminiscentes que pasa a veces a un cemento rojo claro luminiscente. Esta facies suele encontrarse en los niveles inferiores de este tramo de la Capa de Arroyofrío, por lo que se le puede atribuir una edad de Oxfordiense inferior (Biozona *Cordatum*).

Facies V. *Wackestone* a *packstone* de bioclastos, con restos de esponjas, ooides y pisoides ferruginosos. En ésta predominan los bioclastos (>30%) observándose fragmentos de esponjas, tuberoides y espículas, con ooides y pisoides ferruginosos menos abundantes (5-15%) que en las anteriores. Estos son similares a los del resto de las facies del Oxfordiense aunque pueden ser mayores de 0,5 cm, siendo más frecuentes los ooides fosfatados y carbonatados. Esta facies puede encontrarse a techo del tramo Oxfordiense, separada por una superficie de discontinuidad menor de las facies del Oxfordiense inferior o bien encontrarse en la base de la Fm. Yátova. Su edad podría corresponder en el primer caso a la biozona Plicatilis o a la base de la biozona Transversarium, ambas del Oxfordiense medio.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

En esta área, la sedimentación durante el intervalo Bathoniense medio-Oxfordiense medio fue irregular y discontinua, con formación de secciones condensadas en medios de plataforma media a externa de profundidad variable. En el Bathoniense medio-superior se instaló un ambiente de plataforma media (*wackestone* de filamentos) con flujos episódicos de alta energía (*packstone* de peloides). El límite Bathoniense-Calloviense se interpreta como asociado a una somerización, con emersión de las áreas localizadas más al sur, bajo la influencia del umbral de Ejulve-Montalbán, donde no hay sedimentación de materiales callovienses (Aurell *et al.*, 1999). El inicio del Calloviense (biozona Bullatus) está representado por facies condensadas de *wackestone* con filamentos y peloides, que pasan a facies de *packstone* de peloides con filamentos. Se interpretan como depositadas en un medio submareal de plataforma media a distal, que pasa a un ambiente más somero y de mayor energía.

Dentro de la Capa de Arroyofrío, el depósito de las facies con ooides ferruginosos del Calloviense (facies I y

II), se produjo en un medio de plataforma media a distal. La facies I se depositarían en condiciones similares a las facies sin ooides del Calloviense. Los ooides serían alóctonos y fueron transportados desde un área fuente lejana. La facies II, presenta características que indican una mayor energía y una cercanía mayor del área fuente de los ooides, como el mayor porcentaje de bioclastos y peloides (aparición de granos de cuarzo, mayor heterometría de los ooides y existencia de secuencias granocrecientes).

En cuanto al límite Calloviense–Oxfordiense, el análisis preliminar de los cementos presentes en la facies II del Calloviense medio, permite descartar una exposición prolongada en condiciones subaéreas, ya que no se han encontrado cementos de origen meteórico, sino cementos generados en condiciones marinas tras el enterramiento. La laguna Calloviense–Oxfordiense no se debería a una etapa prolongada de exposición subaérea, sino a una nula tasa de sedimentación que podría explicarse por la restricción del medio de sedimentación durante una etapa de bajo nivel del mar (Aurell *et al.*, 1994).

Las condiciones de depósito de las facies Oxfordienses son algo distintas. Las facies III y IV son variaciones laterales una de la otra, estando la facies III restringida a los afloramientos occidentales, alejados de la probable área fuente. La facies IV presenta una ordenación interna granodecreciente y representa una sedimentación irregular con numerosas superficies de discontinuidad. En ellas se observan intraclastos y fósiles reelaborados procedentes de las facies anteriores. Los ooides son muy heterométricos, con gran heterogeneidad de núcleos, así como también granos de cuarzo. Todo ello hace suponer unas condiciones de depósito en un medio marino más somero y próximo al área de generación de los ooides, en condiciones más energéticas con retrabajamiento y erosión de los sedimentos. Por encima, la facies V indica un medio más abierto, con restos de esponjas y donde los ooides parecen ser retrabajados de los depósitos anteriores. De modo general, el depósito de los ooides oxfordienses tuvo lugar en condiciones submareales someras que pasan hacia el NW a condiciones más tranquilas sin agitación. Posteriormente, durante el Oxfordiense medio tuvo lugar la sedimentación de las calizas de la Fm. Yátova en un contexto transgresivo (Aurell *et al.*, 2000).

En cuanto a la génesis de los ooides, éstos son mayoritariamente de naturaleza goethítica, lo que induce a pensar en un origen continental de los mismos (Aurell *et al.*, 1994), sin embargo las observaciones hechas en este trabajo indican que hay características que avalan una génesis marina para los ooides, seguramente en áreas muy cercanas a las de depósito (existencia de núcleos bioclásticos, de laminaciones entorno a intraclastos, y de bioclastos englobados dentro de las laminas). En la bibliografía se encuentran en ejemplos actuales (Giresse *et al.*, 1997; Sturesson *et al.*, 2000), donde se describen depósitos de ooides y otras partículas con envueltas de naturaleza goethítica, formados en condiciones submareales. En nuestro caso los ooides se podrían generar en áreas cercanas al Alto de Ejulve-Moltanban que se supone emergido. Estos ooides se depositarían en condiciones submareales tranquilas y sin agitación (facies I y III), o bien como las facies II y IV en condiciones submareales algo más someras y agitadas.

REFERENCIAS

Aurell, M. y Meléndez, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northest Spain. En: *Sequence stratigraphy and facies associations*. (H.M. Posamertier, C.P. Sumerhayes, B.U. Haq y G.P. Allen, Eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication 18: 343-368.

Aurell, M., Fernández-López, S.y Meléndez, G. (1994): The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications. *Geobios*, 17: 549-561.

Aurell, M., Bádenas, B. y Bordonaba, A.P. (1999): El Bathoniense–Kimmeridgiense (Jurásico medio-superior) en la región de Obón-Torre de las Arcas (Teruel). *Geogaceta*, 25: 19-22.

Aurell, M., Meléndez, G., Bádenas, B., Peréz-Urresti, I. y Ramajo, J. (2000): Sequence stratigraphy of the Callovian-Berriasian (Middle Jurassic-Lower Cretaceous) of the Iberian Range (NE), Spain. *Georesearch Forum*, 5: 281-292.

Giresse, P., Wiewióra, A y Lacka, B. (1997): Processes of Holocene ferromanganese-coated grains (oncolites) in the nearshore shelf of Cameroon. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 20-36.

Gómez, J.J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, 683 p.

Gómez, J.J. y Goy, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 35: 17-57.

Norris, M. S. y Hallam, A. (1994): Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 116: 189-245

Meléndez, G., Aurell, M., Fontana, B. y Lardiés, D. (1990): El tránsito Dogger-Malm en el sector Nororiental de la Cordillera Ibérica: Análisis tafonómico y reconstrucción paleogeográfica. En: *I Reunión de Tafonomía y Fosilización*, 221-229.

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

Page, K. y Meléndez, G. (1997): The Upper Bathonian at Aguilon, Nothern Iberian Chain Spain. A potential reference section for Europe. En: *IV Congreso del Jurásico de España*, 121-123.

Sturesson, U., Heikoop, J.M. y Risk, M. J. (2000): Modern and Paleozoic iron ooids, a similar volcanic origin. *Sedimentary Geology*, 136: 137-146.

Estromatolitos en secciones condensadas del Oxfordiense de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa, septentrional)

J. Ramajo y M. Aurell[1]

1 Area de Estratigrafia. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. Pza. San Francisco. 50009, Zaragoza. ramajo@posta.unizar.es, maurell@posta.unizar.es.

ABSTRACT

Stromatolites are common in the pelagic condensed levels of the Mesozoic realms. These stromatolites are traditionally known as pelagic stromatolites. They show a characteristic morphology and are commonly associated with phosphate and iron authigenic minerals. The stromatolites, located in the lower to middle Oxfordian condensed levels at the Northern Iberian Range, consist of millimetric to centimetric irregular laminae. Sometimes these stromatolites are observed in cavities, endoestromatolite morphology. The stromatolites are associated with pelagic bioclastic facies and ferruginous oolite facies. Laminated stromatolite bands alternate whit micritic pelagic sediments. The stromatolite laminae have four morphological types that are frequently associated in a vertical succession.

Key words: *Arroyofrio Bed, Iberian Range, Dogger-Malm boundary, stromatolites.*

INTRODUCCIÓN

En las secciones condensadas del Mesozoico del SW Europeo se han descrito con frecuencia crecimientos estromatolíticos asociados a superficies de discontinuidad (Jenkyns, 1971; Gigy, 1992; Vera y Martín Algarra, 1994; Burkhalther, 1995). Estos estromatolitos presentan una serie de características que los diferencia de los crecimientos estromatolíticos originados en las llanuras de mareas actuales, y han sido denominados estromatolitos "pelágicos" por algunos autores. Estos estromatolitos están asociados a la fijación y formación de minerales autigénicos de hierro y fosfatos, que están generalmente relacionados con crecimientos de bacterias (Krajewski *et al.*, 2000; Martín-Algarra y Vera, 1994).

En el presente trabajo se describen estromatolitos "pelágicos" asociados a la discontinuidad del límite Calloviense–Oxfordiense. Estos han sido estudiados en distintos afloramientos de la parte Noroccidental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica como son los de Monasterio de Veruela, Ricla y Morata de Jalón (Ramajo y Aurell, 1997), así como en los afloramientos de Aladren y Aguilón y más al Este en la Sierra de Arcos (Moneva, Ariño y Barranco del Moro), (Fig. 1). Desde el punto de vista litoestratigráfico, dichos estromatolitos se encuentran situados en un nivel condensado correspondiente a la Capa de Arroyofrío o a su equivalente lateral, donde los ooides ferruginosos característicos de esta unidad están ausentes (Ramajo y Aurell, 1997). Los estromatolitos descritos en este trabajo están escasamente citados en la bibliografía, salvo los situados en los afloramientos de Ricla (Benke, 1981; Brochwicz-Lewiski *et al*, 1984; Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997).

DESCRIPCIÓN

El nivel condensado donde se encuentran estos estromatolitos tiene una edad Oxfordiense inferior y medio (biozonas Cordatum y Plicatilis) (Ramajo y Aurell, 1997; Ramajo *et al.*, 1999). Los estromatolitos se presentan como crecimientos de aspecto laminar a ondulado, que desarrollan solo raramente morfologías en domo. Forman tapices discontinuos, de extensión lateral inferior a un metro, sobre la superficie de discontinuidad del límite Calloviense–Oxfordiense o sobre discontinuidades de menor entidad que delimitan sucesivos episodios de sedimentación dentro de este nivel (Fig. 2). Están asociados a perforaciones de origen biológico y organismos encostrantes. Suelen presentar espesores de milimétricos a centimétricos, superando ocasionalmente los 5 cm. Estos estromatolitos pueden desarrollarse en el interior de las cavidades que forma la superficie de discontinuidad, presentándose en ocasiones creciendo desde el techo de las cavidades hacia el interior de las mismas (geotropismo negativo), formando endoestromatolitos (Gigy, 1992; Burkather, 1995).

Los crecimientos estromatolíticos están formados por una serie de láminas de espesor milimétrico que alternan con sedimentos micríticos. Las láminas muestran cuatro tipos distintos de morfologías, similares a los descritos por Martín-Algarra y Vera (1994): 1) Morfologías planares y lateralmente continuas que pueden pasar a laminación ondulada a veces discontinuas. 2) Morfologías hemiesferoidales o en domo, formados por cúpulas solitarias o enlazadas lateralmente. 3) Morfologías columnares a pseudocolumnares, de forma cilíndrica y desarrollo vertical. 4) Microestromatolitos, que son formas de talla microscópica con morfologías columnares o dendroides.

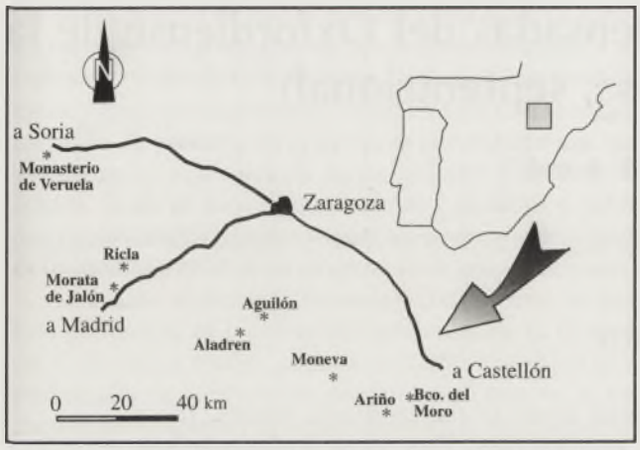


FIGURA 1: *Situación de los perfiles mencionados en el texto donde aparecen crecimientos estromatolíticos en la capa de Arroyofrío y sus equivalentes laterales.*

La láminas se agrupan en secuencias de mayor tamaño, que presentan una evolución vertical muy marcada con la variación de la morfología de las mismas. Dentro de éstas secuencias pueden distinguirse tres partes. En la parte inferior se observan láminas planas y onduladas o crecimientos microestromatolíticos, que tienden a suavizar las irregularidades del sustrato. En la parte media, generalmente la de mayor extensión, podemos encontrarnos con láminas de morfología ondulada, en domo, columnar o pseudocolumnar. Todo el conjunto puede verse culminado por microestromatolitos, alternando con sedimentos micríticos. El desarrollo de esta secuencia suele estar truncado por pequeñas superficies de erosión, pudiendo faltar en la sucesión algunas de las partes. De este modo, los crecimientos estromatolíticos están generalmente formados por láminas planares a onduladas y raramente en domo, o por microestromatolitos, con intercalaciones de sedimentos micríticos y cementos calcíticos fibrosos. Las láminas estromatolíticas están asociadas a organismos encostrantes como briozoos, serpúlidos y foraminíferos encostrantes (*Nubeculeridos)* también, que contribuyen a aumentar su estabilidad.

El sedimento micrítico presenta facies de *mudstone* a *wackestone* con bioclastos (*protoglobigerinas*, ostrácodos, fragmentos de bivalvos, calcisferas) peloides, granos de glauconita y en algún afloramiento, oolitos ferruginosos o fosfáticos. Dentro del mismo se observan, con microscopio electrónico (SEM) dos tipos de filamentos: 1) Filamentos de tamaño relativamente grande, de 4 a 10 µm de ancho y de 50 a más de 150 µm de longitud, que suelen encontrarse aislados. 2) Filamentos de tamaño más pequeño, con diámetros de 1 a 2 µm y una longitud de hasta 25 µm, con sección cilíndrica, aspecto tubular y morfología ondulada o en "bastoncillo". Estos filamentos pueden encontrarse agrupados en haces y envolver partículas de sedimento.

Las láminas estromatolíticas y los microestromatolitos, así como los cementos asociados con los estromatolitos, se han observado también mediante catodoluminiscencia. Las láminas muestran una luminiscencia rojo mate a no luminiscente. Se han distinguido dos tipos de cementos. Unos son cementos calcíticos de tipo fibroso que presenta luminiscencias rojo mate a zonada con bandas de luminiscencia rojo mate a rojo claro luminiscente. Los otros se observan rellenando poros intra o interpartícula, en los sedimentos intercalados con los estromatolitos. Éstos últimos son cementos prismáticos no luminiscentes que evolucionan a cementos rojos y naranjas luminiscentes, o bien cementos rojo mate a rojo luminiscentes.

A diferencia de los estromatolitos "pelágicos" descritos por otros autores y que están generalmente mineralizados (ferruginizados y fosfatados), los estromatolitos estudiados suelen estarlo solo ocasionalmente. Aunque sí suele estar ferruginizado y fosfatando el sustrato Calloviense sobre el que se disponen en algunos afloramientos. Así mismo es frecuente observar granos de glauconita, pirita y granos de fosfatos intercalados entre las láminas. En la Capa de Arroyofrío estos estromatolitos pueden encontrarse asociados con oolitos fosfáticos o chamosíticos, producto de la alteración diagenética de los oolitos ferruginosos originales.

En otras áreas de la cordillera como la Sierra de Arcos, también en la Capa de Arroyofrío, se observan láminas estromatolíticas tapizando superficies de discontinuidad en los sedimentos del Oxfordiense inferior. Estas consisten en láminas ferruginosas, de espesor milimétrico, con morfología planar a ondulada, a veces en domo que se desarrollan sobre superficies irregulares con perforaciones. Así mismo es frecuente encontrar, dentro de estos depósitos, pisoides ferruginosos de tamaño mayor de 5 mm, con núcleos constituidos por intraclastos de facies callovienses y oxfordienses, con o sin oolitos ferruginosos, recubiertos por láminas de aspecto similar. Por último observaciones con microscopía electrónica (SEM) de las facies con oolitos ferruginosos han puesto de manifiesto la existencia de filamentos en las mismas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los estromatolitos objeto de estudio se desarrollaron en condiciones submareales someras, en un medio marino abierto como evidencia la existencia de *protoglobigerinas*, calcisferas y ammonoideos, dentro de los sedimentos micríticos de estos niveles condensados. Estos estromatolitos alcanzan su mayor desarrollo en las zonas más protegidas, en el interior de las cavidades o en los surcos generados en la superficie irregular del límite Calloviense-Oxfordiense. Su conservación, estaría ayudada por su asociación con organismos encostrantes (*Nubecularidos*, briozoos y serpúlidos). Estos estromatolitos fueron producidos seguramente por bacterias, tal y como pone de manifiesto el hecho de que se produzcan crecimientos en el interior de cavidades sin luz solar o la morfología de los filamentos. En este ambiente submareal se produciría la alternancia de periodos con escasa tasa de sedimentación y poca energía, donde se desarrollarían los estromatolitos. En las etapas de mayor energía se produciría la acumulación de los sedimentos. De este modo se generaría, por la variación de las condiciones medioambientales, una ciclicidad con ciclos de primer orden y segundo

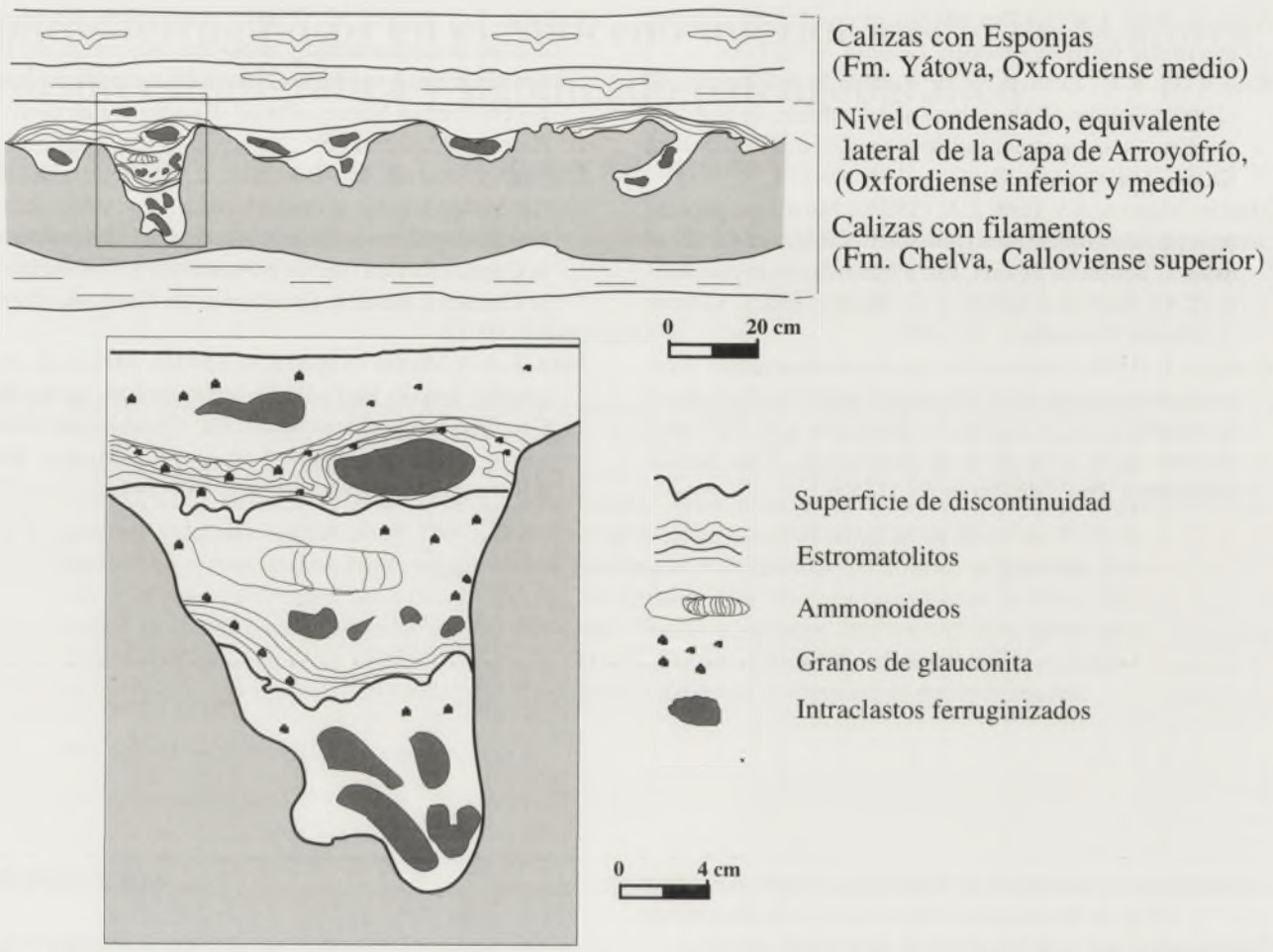


FIGURA 2: *Esquema sintético del nivel condensado equivalente lateral de la capa de Arroyofrío en el afloramiento de Ricla y detalle de la situación de los estromatolitos.*

orden similares a la descrita por Martín-Algarra y Vera (1994). Los ciclos de primer orden corresponderían a los crecimientos estromatolíticos y los de segundo orden a la alternancia de láminas estromatolíticas y sedimento observadas en lámina delgada. Esta variación de las condiciones del medio se puede comprobar también al observar los dos tipos de cementos asociados a los crecimientos estromatolíticos. Los de luminiscencia zonada a mate se originarían en condiciones reductoras con nula o escasa sedimentación durante los momentos de crecimiento de los estromatolitos. Los cementos no luminiscentes a rojo o naranja luminiscente, se generarían durante los periodos de sedimentación cuando se detiene el crecimiento de los estromatolitos y el posterior enterramiento en condiciones marinas. Las mineralizaciones observadas en el sustrato y en los propios estromatolitos, así como la aparición de minerales autigénicos, deben ser debidas probablemente a las condiciones reductoras y a la acción de la biosíntesis de las bacterias que originaron los estromatolitos, tal y como ocurre en las Béticas y en otras áreas del Tethys (Vera y Martín-Algarra, 1994; Krawjeski *et al.*, 2000). Los estromatolitos ferruginizados observados sobre la superficie de discontinuidad y pisoides de la Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío, así como la aparición de filamentos en los sedimentos con oolitos ferruginosos de la Sierra de Arcos, indicarían que las bacterias pudieron contribuir en la fijación del hierro en condiciones marinas, tal y como ha sido descrito en situaciones similares durante el Jurásico (Burkhalther, 1995).

REFERENCIAS

Benke, K. (1981): Die Dogger-Malm in de NW Keltiberinschen Ketten (Spanien) und angrenzeden Gebieten. Sedimentologie, Stratigraphie und Paleogeographie. *Facies,* 4: 95-164.

Brochwicz-Lewinski, W., Meléndez, G. y Sequeiros, L. (1984*):* Middle-Upper Jurassic boundary: a wolrdwilde phenomenon. En: *Proceedings I Internacional symposium on Jurassic Stratigraphy*, 305 –314.

Burkhalther, R. M. (1995): Ooidal ironstones and ferruginous microbialites origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swis Jura Mountains). *Sedimentology*, 42: 57-74.

Gigy, R. A. (1992): Stratigraphy pattern, distribution and paleobathimetry of Late Jurassic microbialites (stromatolite and oncoid) in Northern Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 85: 799-824.

Jenkyns, H. C. (1971): The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, 4: 327-35.

Krajewski, K.P., Lesniak, P.M., Lacka, B. y Zawidki, P. (2000): Origin of phosphate stromatolite, in the Upper Cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. *Sedimentary Geology*, 136: 89-112.

Martín-Algarra, A y Vera, J.A. (1994): Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain). En: *Phanerozoic stromatolite II*. (J. Bertrand-Safarti y C. Monty, Eds.). Kluwer Academic Publishers, 345-391.

Ramajo, J. (1996): *Análisis de las discontinuidades y depósitos asociados del Calloviense superior-Oxfordiense medio, entre la Sierra del Moncayo y el Valle medio del Jalón (Provincia de Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza. 135 p.

Ramajo, J. y Aurell, M. (1997): Análisis de las superficies de discontinuidad y depósitos asociados del límite Calloviense superior-Oxfordiense medio en la Cordillera Ibérica Noroccidental. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 213-236.

Ramajo, J. Aurell, M., Bádenas, B., Bello, J., Delvene, G., Meléndez, G. y Peréz-Urresti, I. (1999): Síntesis bioestratigráfica y paleogeográfica del Oxfordiense en la Cuenca Ibérica (sector nororiental) y correlación con la Cuenca Catalana. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25: 19-22.

Vera, J. A. y Martín -Algarra, A. (1994): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Shouthern Spain. En: *Phanerozoic stromatolites II*. (J. Bertrand-Safarti y C. Monty, Eds.). Kluwer Academic Publishers, 319-344.

Oolitos ferruginosos en el Mioceno inferior-medio de Mallorca: posición estratigráfica y significado paleogeográfico

E. Ramos y B. Segovia

Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conca. Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. 08071 Barcelona. emilio@natura.geo.ub.es.

ABSTRACT

The syn-orogenic early-middle Miocene of Mallorca constitutes a sequence which records the deepening and infill of small foredeeps related to flexural subsidence caused by the Betic orogene thrusting. In the syn-orogenic Miocene of the central part of the island, an oolitic iron bed (< 20 cm thick) is first described in order to consider their stratigraphic, environmental and palaeogeographic significance. The oolites are highly spherical and range from less than 0.25 to more than 6 mm in size. They are formed by concentric thin laminae (< 10 μm) of goethite, but traces of greenalite have been noted. The largest-sized oolites also contain calcite laminae. The oolitic bed can be correlated with the maximum flooding surface, and records the maximum areal extent of the marine platform. After this deposit, deeper turbiditic sedimentation is recorded in the basin. The Burdigalian volcanism described in the zone is invoked as the iron source.

***Key words**: Iron ooids, Miocene, Mallorca*

INTRODUCCIÓN

La presencia de oolitos ferruginosos formando *ironstones* es conocida desde el Precámbrico hasta la actualidad. Son numerosos los trabajos que han tratado de precisar los contextos en los que estos depósitos se generaron, sugiriendo una serie de características comunes. Así, los depósitos de oolitos ferruginosos suelen relacionarse con plataformas marinas, aunque también se han registrado en sedimentos lacustres someros. Además, estos depósitos se relacionan con estadios transgresivos ligados a ascensos relativos del nivel del mar o lacustre. Finalmente, también suelen asociarse a medios donde el aporte de hierro fue elevado. Éste suele proceder de la lixiviación de suelos en un medio continental o se asocia a la existencia de hidrotermalismo y/o volcanismo en la vecindad de la cuenca donde se originaron.

Estas características hacen que la presencia de niveles de oolitos ferruginosos en una sucesión marina sea utilizable como indicativo de, al menos, tres aspectos principales: 1) como límite en la subdivisión secuencial del registro estratigráfico, 2) como indicador de la evolución paleogeográfica, y 3) como un elemento significativo en la reconstrucción paleoambiental.

Como límite en la subdivisión secuencial, estos niveles representan la superficie de condensación, que se corresponde con la máxima inundación (*maximum flooding surface*). Al mismo tiempo, su posición estratigráfica se corresponde con el máximo transgresivo marino (o lacustre) dentro de la evolución paleogeográfica de la cuenca. Finalmente, el episodio de generación de los oolitos ferruginosos debió de producirse en un medio oxidante caracterizado por una elevada disponibilidad de Fe^{2+}.

Entre los depósitos marinos del Mioceno sinorogénico de los alrededores de Sineu, en la zona central de Mallorca, se ha reconocido la existencia de un nivel de oolitos ferruginosos. El principal objetivo de este trabajo es definir su posición estratigráfica y los contextos paleogeográfico y paleoambiental en los que se generaron estos materiales.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Mallorca debe su estructura actual a la etapa evolutiva Alpina que, en este punto tuvo su máximo desarrollo durante el Mioceno Inferior-Medio. De este modo, el Mioceno de las Baleares ha sido clásicamente dividido en un Mioceno sinorogénico (Burdigaliense-Serravalliense) y un Mioceno postorogénico (Serravalliense-Messiniense). La sedimentación durante el Burdigaliense-Langhiense tuvo lugar en un dominio marino en el que Rodríguez-Perea (1984) definió dos unidades litoestratigráficas: una inferior (Fm. Calcarenitas de Sant Elm) y otra superior (Fm. Turbidítica de Banyalbufar).

La Formación de Calcarenitas de Sant Elm

Está constituida por sucesiones de unas pocas decenas de metros discordantes sobre un basamento pre-miocénico. La sedimentación se caracteriza por ambientes muy diversos, que incluyen medios continentales, transicionales y de plataforma marina.

Sus depósitos más característicos son calcarenitas constituidas por litoclastos carbonatados y bioclastos, originadas en una plataforma marina somera, con aguas bien oxigenadas y donde, junto a la acumulación de sedimento detrítico-carbonatado, se desarrollaron biostromas coralinos y de algas rodofíceas (Rodríguez-Perea, 1984). Contienen una abundante fauna de macroforaminíferos característicos del límite Oligoceno-Mioceno y del Mioceno Inferior, además de abundantes pectínidos.

También son frecuentes los niveles de margas y conglomerados de origen marino. Los conglomerados forman niveles masivos de potencia métrica. Sus clastos son mayoritariamente de carbonatos jurásicos, con frecuentes perforaciones por litófagos. La matriz de los conglomerados es carbonatada y contiene bioclastos marinos. Las margas, que representan los sedimentos depositados en condiciones marinas más abiertas, son masivas, y contienen escasos foraminíferos que caracterizan el Burdigaliense (Rodríguez-Perea, 1984).

En la Sierra de Tramuntana, hacia el NO de la isla, Oliveros *et al.* (1960) describieron la existencia de sucesiones carbonatadas lacustres de edad Burdigaliense. Más recientemente se han descrito ignimbritas volcánicas en la parte central de la Sierra de Tramuntana (Mitjavila *et al.*, 1990) y en su extremo N (Wadsworth y Adams, 1989). Se trata de rocas piroclásticas calcoalcalinas de tipo riodacítico originadas mediante coladas de tipo *ash-flow* en condiciones subaéreas o subacuosas muy someras. La datación K-Ar de estos depósitos indica una edad de 18,6 a 19 Ma (Burdigaliense).

La Formación Turbidítica de Banyalbufar

Esta unidad fué definida para la Sierra de Tramuntana por Rodríguez-Perea (1984), aunque con ligeras diferencias puede reconocerse en el resto de la isla. Se trata de una unidad de potencia variable que puede alcanzar hasta los 450 m. Está predominantemente constituida por margas con intercalaciones centimétricas de areniscas y calcarenitas. También contiene niveles conglomeráticos. Su contenido fosilífero se reduce a la presencia de escasos foraminíferos que caracterizan al Burdigaliense y Langhiense Inferior. Esta unidad registra la sedimentación, mediante sistemas turbidíticos, en pequeños surcos o cuencas de antepaís relacionados con el emplazamiento de las láminas cabalgantes durante la formación del orógeno Bético (Rodríguez-Perea, 1984).

La zona de Sineu

Los materiales sinorogénicos que afloran en los alrededores de Sineu, en la zona central de Mallorca han sido previamente estudiados por Darder (1925) y Escandell *et al.* (1992) entre otros. Según estos autores, la sucesión sinorogénica miocénica de esta zona está constituida por una unidad detrítico-carbonatada inferior (M_1) y una unidad detrítica superior (M_2) que los últimos correlacionan respectivamente con las Fms. de Sant Elm y Banyalbufar descritas para la Sierra de Tramuntana por Rodríguez-Perea (1984).

Aproximadamente unos 4 km al SE de Sineu (Fig. 1) se observa el tránsito entre ambas unidades. En este punto la sucesión Miocena está formada por unos 20 m de la Fm. Sant Elm y los 10 m basales de la Fm. Banyalbufar (Fig. 2).

La Fm. Sant Elm se dispone discordante sobre un basamento cretácico. Sus 4 m basales están formados por calcarenitas bioclásticas y en menor medida por clastos conglomeráticos y/o brechoides carbonatados y margas arenosas. Hacia techo la unidad se hace dominantemente margosa pero contiene niveles decimétricos de calcarenitas con restos de fauna marina.

Las secuencias turbidíticas que caracterizan a la Fm. Banyalbufar se superponen a las margas con calcarenitas mediante un tránsito poco definido. En relación con este tránsito, existe un tramo de margas de unos 2 m de espesor que contiene oolitos ferruginosos, aunque la zona con mayor contenido en oolitos se reduce a un intervalo de unos 20 cm (Fig. 2).

LOS OOLITOS FERRUGINOSOS

Para caracterizar los oolitos se ha muestreado la totalidad del intervalo margoso mediante la toma de una muestra cada 25 cm. El contenido de cada una de las muestras se ha representado en la figura 2. Si bien la totalidad de

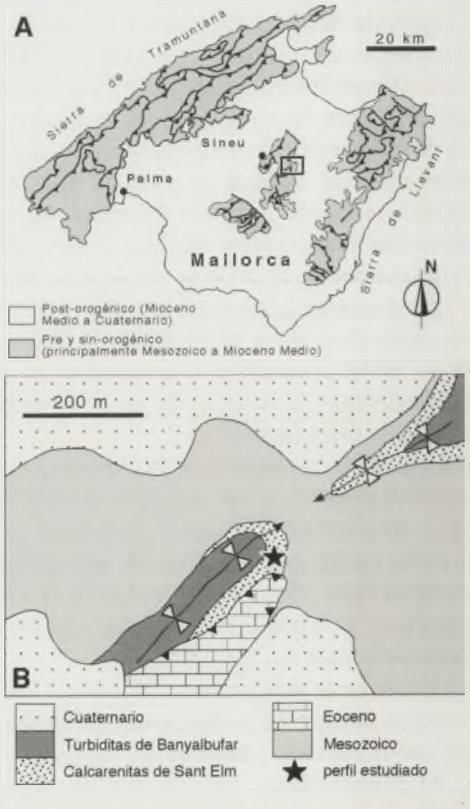


FIGURA 1: *A) Esquema geológico de Mallorca. El recuadro indica el área representada en B. B) Esquema cartográfico de la zona de estudio y localización del perfil estratigráfico representado en la figura 2.*

las muestras contienen oolitos, sólo cuatro de ellas (PN-7, 8, 9 y 11) contienen cantidades significativas, concentrándose la mayor parte de éstas en una sola muestra. En el resto de las muestras el contenido en oolitos es muy escaso.

Los oolitos poseen una elevada esfericidad y su diámetro varía desde menos de 0,25 hasta más de 6 mm, los tamaños más frecuentes están comprendidos entre los 4 y los 5 mm, abundando los de mayor diámetro en las muestras con mayor contenido en oolitos.

Internamente están constituidas por envueltas desarrolladas alrededor de un núcleo de naturaleza y geometría variable. La elevada esfericidad se mantiene a pesar de la naturaleza o forma del núcleo sobre el que se desarrollan.

El núcleo de los oolitos presenta dos orígenes principales: a partir de grómulos de óxidos e hidróxidos de hierro o bien a partir de un fragmento de oolito preexistente. En este último caso se observa cómo se dispone una capa amorfa y relativamente más gruesa de óxidos o hidróxidos de hierro, que adquiere la forma esférica, y sobre la que posteriormente precipitan las sucesivas envueltas concéntricas.

Las envueltas tienen espesores inferiores a 10 µm. Presentan diferencias tanto texturales como de coloración, alternándose capas con textura reticular y color negro con otras de color anaranjado oscuro y con textura laminar.

En ocasiones se observa cómo los oolitos han sufrido etapas de no precipitación y de erosión, que son seguidas de otras donde nuevamente se produjo la precipitación de óxidos e hidróxidos de hierro.

El estudio de los oolitos mediante SEM y su análisis mediante microsonda ha permitido observar las características y composición de las capas. Este último aspecto ha sido además complementado mediante difracción de RX. Se han estudiado por separado los oolitos de diferentes granulometrías por si existiese alguna diferencia composicional, textural o de cualquier otro tipo en función de su tamaño.

Mineralógicamente los oolitos están constituidos casi exclusivamente por goethita, aunque también se han observado trazas de greenalita y, exclusivamente en relación con los oolitos de mayor tamaño, algunas capas de calcita.

La superficie de las capas de goethita muestra una estructura botroidal. La composición elemental determinada a partir de la microsonda y las características de su difractograma indican que la goethita contiene pequeñas cantidades de Si, Mn y posiblemente Cr. La greenalita es un filosilicato de hierro que frecuentemente acompaña a los oolitos ferruginosos de origen sedimentario. La calcita forma cristales microesparíticos que constituyen capas que alternan con las de goethita en los oolitos de mayor tamaño, no estando presentes en el resto.

Los oolitos descritos no muestran ningún tipo de texturas que indiquen reemplazamientos diagenéticos, por lo que consideramos su composición mineralógica primaria.

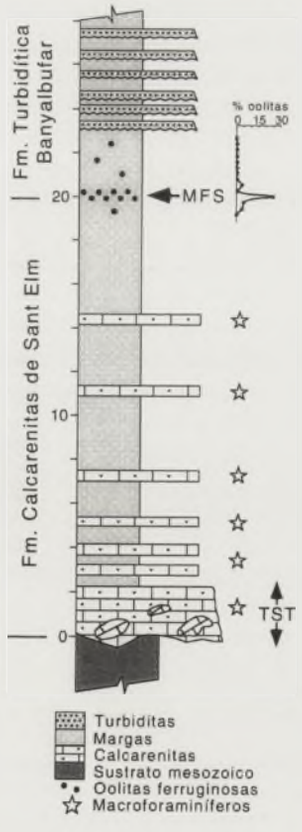


FIGURA 2: *Sucesión estratigráfica esquemática del Mioceno Inferior-Medio en la zona de Sineu (ver posición en Fig. 1). MFS = Superficie de máxima inundación (maximum flooding surface).*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presencia de oolitos ferruginosos pone de manifiesto la existencia de condiciones de suficiente energía como para mantener una removilización constante de los oolitos, unas condiciones oxidantes que permitan la precipitación de Fe^{3+} (disuelto en forma de Fe^{2+}) y la existencia de una fuente significativa para el suministro de hierro.

El origen de la Fm. Sant Elm se relaciona (Rodríguez-Perea, 1984) con la sedimentación en una plataforma marina somera, donde el desarrollo de parches arrecifales coralinos indica que se trataba de aguas con una buena oxigenación. Este medio poseía además unas características hidrodinámicas que permitían una removilización permanente de las partículas.

Respecto a la posible fuente suministradora de hierro, los mecanismos más frecuentemente invocados son: a) aporte de sistemas fluviales drenando áreas continentales intensamente meteorizadas y con paleosuelos muy desarrollados. b) aporte directo a través de aguas subterráneas ricas en hierro y c) acción de procesos volcánicos que pueden suministrar o bien rocas ricas en hierro y susceptibles de una rápida meteorización, o bien aportes de aguas con elevados contenidos en hierro. Las características paleogeográficas y paleoclimáticas en las que se desarrolló la Fm. Sant Elm se ajustan a la primera propuesta, ya que la plataforma marina estaba conectada a corta distancia con un medio continental y las condiciones climáticas

durante el Mioceno Inferior eran las de un clima tropical a subtropical húmedo y por lo tanto altamente favorecedoras de una meteorización química intensa. Sin embargo, consideramos que el mecanismo más plausible de aporte de hierro a la cuenca miocénica debe relacionarse con el vulcanismo coetáneamente desarrollado en el área. El vulcanismo Burdigaliense anteriormente descrito (Wadsworth y Adams, 1989; Mitjavila *et al.*, 1990) se desarrolló en un medio continental muy próximo o directamente en conexión con la plataforma marina en condiciones muy someras. En estos casos, no debe descartarse la posibilidad de aportes de hierro al medio marino mediante hidrotermalismo asociado al episodio volcánico o por la rápida meteorización química de las rocas volcánicas inestables recién generadas en un medio químicamente muy activo.

Son conocidos ejemplos actuales de formación de oolitos ferruginosos en medios similares. Heikoop *et al.* (1996) describen la formación actual de oolitos ferruginosos en un medio marino somero relacionado con volcanismo en el atolón de Mahengetang, en Indonesia. Según estos autores, en la plataforma marina somera que bordea una isla de origen volcánico, se originan actualmente oolitos formadas por la precipitación de capas concéntricas de limolita y sílice amorfa cuyo aporte elemental relacionan con fluidos hidrotermales y la expulsión de gas a través de la interfase agua-sedimento.

Otra de las características comunes de los oolitos ferruginosos es su relación con el nivel eustático; son numerosos los trabajos que sitúan este tipo de depósitos como equivalentes laterales de una sección condensada, con una baja tasa de aporte de sedimento terrígeno y un estadio alto del nivel del mar (p.e., Bayer, 1989).

En el caso del Mioceno de Mallorca, el nivel de mayor contenido en oolitos ferruginosos ocupa una posición estratigráfica similar a la anteriormente descrita, en la que los niveles calcarenítico-conglomeráticos basales de la Fm. Sant Elm constituirían el cortejo transgresivo del relleno sedimentario, los sedimentos de plataforma se corresponderían con el cortejo de alto nivel y el nivel de los oolitos ferruginosos se correspondería con el momento de máxima extensión de la lámina de agua o *maximum flooding surface* (MFS en Fig. 2).

En surcos de antepaís como los que se originaron durante el Mioceno Inferior-Medio en Mallorca, en relación con la edificación del orógeno Bético, el hundimiento flexural de la corteza debió de producirse de manera muy rápida sobre la plataforma marina registrada por la Fm. Sant Elm. En este contexto, el hundimiento de dicha plataforma debe corresponderse con la superficie de máxima inundación, y como registro de la misma, parte de los oolitos que se estaban formando en zonas más someras fueron transportados hacia zonas más profundas. De manera inmediata se produjo un cambio en la sedimentación, iniciándose el sistema de depósito turbidítico que, procedente desde el sur, constituye la Fm. Banyalbufar. En la zona estudiada, la primera secuencia turbidítica se registra inmediatamente después del nivel de oolitos.

En consecuencia, se concluye que: 1) los oolitos ferruginosos se produjeron en un contexto paleogeográfico que representa la máxima extensión de la plataforma marina. Posiblemente en conexión hacia el N con aparatos volcánicos suministradores de Fe. 2) Coetáneamente, la deformación procedente del S-SE produjo un hundimiento flexural de la cuenca, originándose surcos de antepaís. 3) Al mismo tiempo que la cuenca se hundía y extendía en dirección N, en las zonas someras y agitadas de la plataforma marina se formaban oolitos por la precipitación de goethita. Éstos fueron transportados hacia las zonas más profundas de la cuenca. 4) El nivel de oolitos ferruginosos se asocia al inicio de la sedimentación turbidítica de la Fm. Banyalbufar.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. A. Rodríguez-Perea de la U.I.B. su ayuda en el trabajo de campo durante nuestra estancia en Mallorca y al Dr. L. Cabrera la revisión crítica del manuscrito. Agradecemos también el apoyo de los Servicios Científico-Técnicos de la U.B. y el soporte económico de los proyectos CAICYT nº PB97-0882-C03-01 y CIRIT nº 1999-SGR-00064.

REFERENCIAS

Bayer, U. (1989): Stratigraphic and environmental patterns of ironstone deposits. En: *Phanerozoic ironstones* (T. P. Young y W. E. Taylor, Eds.). Geological Society Special Publication, Londres, 46: 105-117.

Darder, B. (1925): Estudio geológico de los alrededores de Sineu y del Puig de Sant Onofre (Región central de Mallorca). *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales Serie Geología*, 34: 1-80.

Escandell, B., Moragues, L. y Ramos, E. (1992): Geología de los alrededores de Sineu-Sant Joan: Zona central de la isla de Mallorca (Mediterráneo Occidental). *Boletín Geológico y Minero*, 103: 623-642.

Heikkoop, J.M., Tsujita, C.J., Risk, M.J., Tamascik, T. y Mah, A.J. (1996): Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia. *Geology*, 24: 759-762.

Mitjavila, J., Ramos, E. y Martí, J. (1990): Les ignimbrites del Puig de l'Ofre (Serra de Tramuntana, Mallorca): Nouvelles precisions geologiques sur leur position et datation radiometrique. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 311: 687-692.

Oliveros, J.M., Escandell, B. y Colom, G. (1960): El Burdigaliense superior salobre-lacustre en Mallorca. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 61: 265-348.

Rodríguez-Perea, A. (1984): *El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca. Estratigrafía, sedimentología e implicaciones estructurales*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 532 p.

Wadsworth, W.J. y Adams, A.E. (1989): Miocene volcanic rocks from Mallorca. *Proceedings Geological Association*, 100: 107-112.

Relación entre subsidencia y señal isotópica: un ejemplo en el límite Jurásico-Cretácico de la Unidad de Loma Solana (Subbético Externo, provincia de Murcia)

J. Rey[1] y A. Delgado[2]

1 Departamento de Geología. Universidad de Jaén. E.U.P. Linares. 23700 Linares (Jaén). jrey@ujaen.es.
2 Estación Experimental del Zaidín. CSIC. Profesor Albareda 1. 18008 Granada. antodel@eez.csic.es.

ABSTRACT

The oxygen and carbon stable isotopes have been analysed within the Jurassic-Cretaceous boundary sucessions in the pelagic facies of the External Subbetic near Caravaca (External Zones of the Betic Cordilleras). Despite significant impact of diagenesis, the observed changes in $\delta^{13}C$ can be correlated with deep-water sections from different tethysian basins. The values of $\delta^{18}O$ may be influenced not only by global factors (isotopic composition and temperature of seawater) but also by local tectonics: in the pelagic swells, subsidence and uplifts lead to changes in depth, and thus, in the rate of sedimentation and in the diagenetic conditions. The evolution of $\delta^{18}O$ values are compared in pelagic trough and pelagic swell during the late Tithonian-Berriasian. In deeper sites $\delta^{18}O$ depleted values could reflect cementation at higher burial temperatures. On the crest of tilded blocks heavier $\delta^{18}O$ values are preserved. The combined study of the facies, backstripping and isotopic evolution has enabled to show the importance of local or global factors in the boundaries and evolution of the genetic units.

Keywords: *isotope geochemistry, pelagic facies, diagenesis, subsidence, Jurassic-Cretaceous boundary*

INTRODUCCIÓN

Durante el Mesozoico, las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas constituyeron la cobertera sedimentaria del margen sudibérico. Para diferenciar el papel de la tectónica regional y de la eustasia en la evolución y en los límites de las distintas unidades genéticas depositadas en este margen, se han propuesto modelos de dinámica litosférica (Ruiz-Ortiz y Vera, 1992; Rey, 1993; Nieto, 1997). En estos trabajos se deduce, a partir del análisis geohistórico, la existencia de somerizaciones y profundizaciones coetáneas ligadas a factores tectónicos, en relación con un *rifting* polifásico.

Para llevar a cabo el análisis geohistórico es necesario realizar una serie de correcciones, algunas de ellas difíciles de cuantificar. En este sentido, la corrección paleobatimétrica puede ser controvertida, lo que introduce limitaciones a los resultados finales de estos estudios. En este trabajo preliminar, se pretende aportar información complementaria sobre la evolución de la subsidencia en esta región durante el límite Jurásico-Cretácico, utilizando las variaciones de los isótopos estables de oxígeno y carbono.

El análisis se centra en los antiguos dominios pelágicos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética), y más concretamente, en el Subbético Externo (*sensu* Azéma *et al.*, 1979) de las proximidades de Caravaca (Unidad de Loma Solana, Fig. 1).

ESTRATIGRAFÍA E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA

El estudio y correlación de columnas estratigráficas en el sector meridional (Sierra de Quípar) y el sector septentrional (Casa Flores) de la Unidad de Loma Solana permite deducir variaciones laterales de facies. Así, en la Sierra de Quípar, los materiales del Jurásico superior y del Berriasiense se incluyen en la Fm. Ammonítico Rosso Superior (Fig. 2). El Kimmeridgiense y el Tithónico se caracterizan por la presencia de calizas brechoides, en relación con fenómenos de *slumps*. Directamente sobre estas litologías aparecen calizas masivas del Berriasiense, con unas microfacies ricas en tintínidos y radiolarios. Estos materiales se interpretan como depositados en un ambiente de alto pelágico. En este sector, el techo de esta formación, ligeramente heterocrono, suele coincidir con el límite Berriasiense-Valanginiense. Directamente se instalan las margas y margocalizas ricas en ammonites de la Fm. Carretero. Los materiales de esta segunda unidad litoestratigráfica se interpretan como depositados en un medio pelágico subsidente.

Si se comparan las columnas levantadas en la Sierra de Quípar y en la Casa Flores, se deduce una heterocronía en la edad de la base de la Fm. Carretero. Así, en el sector septentrional de la Unidad de Loma Solana, sobre un nivel de brechas del Tithónico superior aparecen las

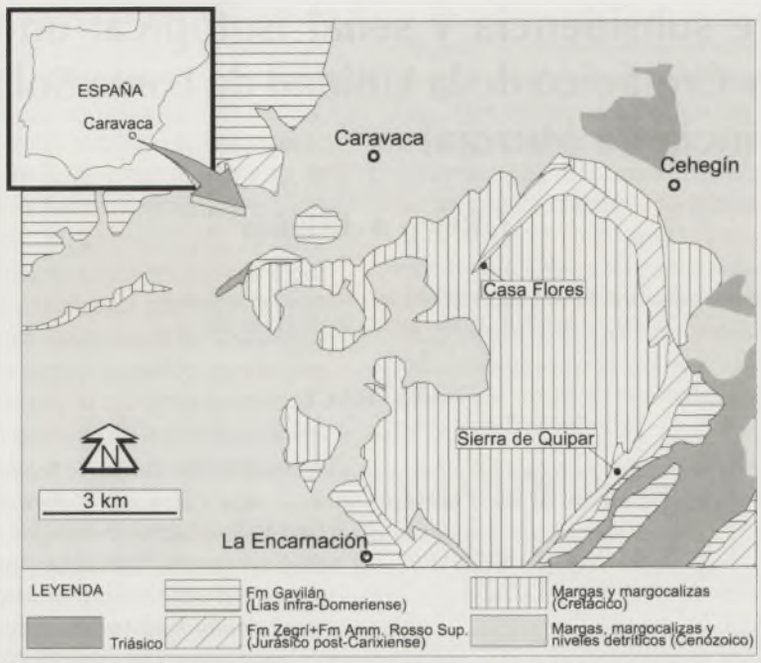


FIGURA 1: *Esquema geológico del sector estudiado, en el que se localizan las distintas columnas estratigráficas levantadas.*

facies de la Fm. Carretero ya en el Berriasiense inferior. Este «adelanto» de las facies de surco se ha relacionado con basculamientos tectónicos del umbral pelágico (Rey y Vera, 1988). Este hecho, deducido a partir del análisis de facies, se refleja también al comparar las curvas de subsidencia tectónica de ambos afloramientos, con mayores pendientes para el sector septentrional (Rey, 1993).

ANÁLISIS ISOTÓPICO

Se han analizado los isótopos estables de oxígeno y carbono para materiales del límite Jurásico y Cretácico, tanto en el sector septentrional como en el meridional de la Unidad de Loma Solana. La posición estratigráfica de cada muestra aparece en la figura 2, mientras que los valores del $\delta^{13}C$ y del $\delta^{18}O$ se reflejan en la figura 3. Las medidas se realizaron en el laboratorio de Isótopos Estables de la Estación Experimental del Zaidín (CSIC, Granada). Las muestras se prepararon y analizaron siguiendo técnicas standard (McCrea, 1950). Los radios isotópicos se midieron con un espectrómetro de masas modelo Finnigan MAT 251, con un error experimental inferior a $\pm 0{,}05\,^{0}/_{00}$.

En la figura 4 se representan los valores del $\delta^{18}O$ y del $\delta^{13}C$. Durante el Tithónico-Berriasiense, los valores del $\delta^{13}C$ están comprendidos entre 1,02 y 1,82 $^{0}/_{00}$, equivalentes a los descritos en otras regiones tethísicas (Weissert y Mohr, 1996; Weissert *et al.*, 1998). La correlación de los valores del $\delta^{18}O$ permite observar curvas muy parecidas, pese a ser los valores en facies de surco más negativos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los valores del $\delta^{13}C$ obtenidos en este trabajo para el límite Jurásico-Cretácico son perfectamente correlacio-

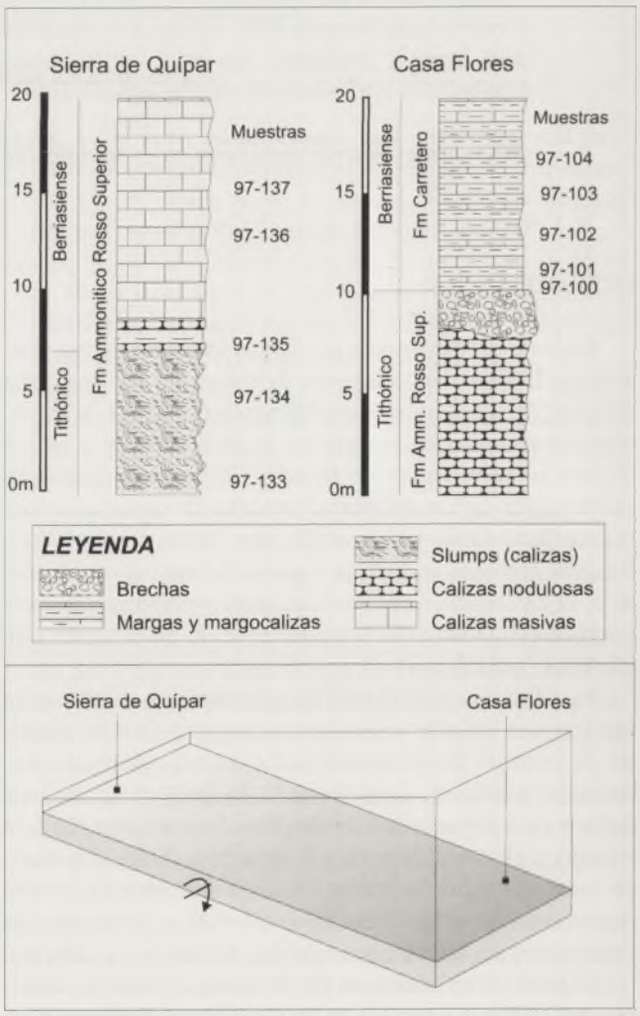


FIGURA 2: *Representación sintética de las columnas estratigráficas. Se señala la posición de las distintas muestras tomadas para el estudio isotópico. En la parte inferior se representa un modelo simplificado de la evolución lateral del alto pelágico.*

Muestra	Edad (Ma)	δ-13C	δ-18O	Muestra	Edad	δ-13C	δ-18O
142	130	1,36	-0,41	104	130	1,15	-1,32
	131			103	131	1,02	-2,21
137	132	1,66	0,38	102	132	1,08	-1,52
136	133	1,82	-0,13	101	133	1,23	-1,01
135	134	1,53	-0,71	100	134	1,3	-1,72
134	136	1,44	-0,68	134	136	1,44	-0,68

FIGURA 3: *Valores isotópicos del $\delta^{18}O$ y del $\delta^{13}C$ en Sierra de Quípar (umbral pelágico) y Casa Flores (surco pelágico) durante el Tithónico-Berriasiense.*

nables con los que se señalan en otras regiones tethísicas para el mismo intervalo de tiempo, lo que permite considerar que la señal isotópica original se ha conservado en este sector.

Se ha comparado la evolución del $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ en sectores interpretados como surcos pelágicos (Casa Flores) y altos pelágicos (Sierra de Quípar) durante el Tithónico-Berriasiense. Para un mismo intervalo de tiempo, la señal del $\delta^{18}O$ muestra tendencias similares, pero varían los valores absolutos de una a otra sección.

Los valores más altos del $\delta^{18}O$ se obtienen sistemáticamente en facies de umbral pelágico. Esta variabilidad se interpreta como función de la distinta profundidad de enterramiento: los valores más bajos del $\delta^{18}O$ reflejarían una diagénesis en condiciones de mayor temperatura (Dickson y Coleman, 1980; Jenkyns y Clayton, 1997), lo que encaja perfectamente con el modelo sedimentario de la figura 2, los afloramientos de Sierra de Quípar se depositarían en la cresta de un bloque basculado, y los de Casa Flores en los sectores más profundos.

Este método podría aplicarse en otras regiones y en otros intervalos de tiempo. Se aportarían nuevas evidencias a favor de las distintas tasas de subsidencia y de las somerizaciones-profundizaciones coetáneas ligadas a factores tectónicos, que ya apuntan tanto el estudio de las facies como el análisis geohistórico. De esta forma se conseguiría separar el papel de la tectónica y de la eustasia en la evolución y límites de las distintas unidades genéticas.

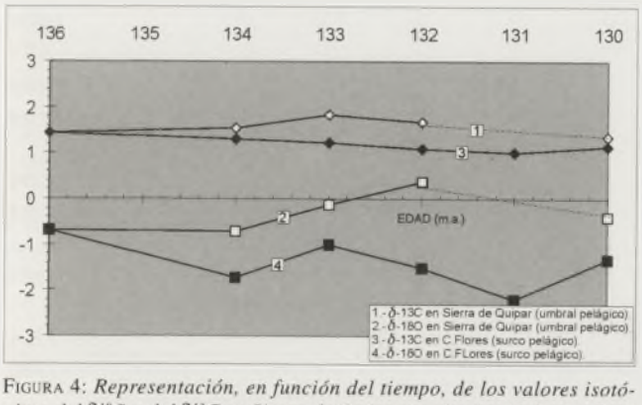


FIGURA 4: *Representación, en función del tiempo, de los valores isotópicos del $\delta^{18}O$ y del $\delta^{13}C$ en Sierra de Quípar (umbral pelágico) y Casa Flores (Surco pelágico) durante el Tithónico-Berriasiense.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2000-1151 (D.G.I.) y por el Grupo de Investigación RNM-200 (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secretariado Publicaciones, Univ. de Granada, 83 p.

Dickson, J.A.D. y Coleman, M.L. (1980): Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. *Sedimentology*, 27: 107-118.

Jenkyns, H. y Clayton, Ch. (1997): Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: Chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology*, 44: 687-706.

McCrea, J.M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, 18: 849-857.

Nieto, L.M. (1997): *La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 562 p.

Rey, J. (1993): *Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca Vélez-Rubio*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 460 p.

Rey, J. y Vera, J.A. (1988): Control tectónico en la sedimentación jurásica de las sierras de Quípar y Mai Valera (Subbético Externo, provincia de Murcia). En: *II Congreso Geológico de España*. Simposios, 271-281.

Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1992): Jurassic subsidence and sea-level changes from the external part of the Southern Iberian Margin (Betic Mountains). *Profil, band 1. Sea level changes processes and products*. Univ. de Stuttgart, Abstracts, 41.

Weissert, H. y Mohr, H. (1996): Late Jurassic climate and impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 122: 27-42.

Weissert, H, Lini, A. Föllmi,K.B. y Kuhn, O. (1998): Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a posible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*,137: 189-203.

Isótopos de carbono y oxígeno como herramientas de correlación: un ejemplo en el Lías superior de la Sierra de Quípar (Subbético Externo, provincia de Murcia)

J. Rey[1] y A. Delgado[2]

1 Departamento de Geología. Universidad de Jaén. E.U.P. Linares. 23700 Linares (Jaén). jrey@ujaen.es.
2 Estación Experimental del Zaidín. CSIC. Profesor Albareda 1. 18008 Granada. antodel@eez.csic.es.

ABSTRACT

The oxygen and carbon isotopic records for marine carbonates have distinct signals as functions of time. This evolution could be used to resolve and thus provide absolute age.The present work provide new isotopic data for the late Liassic age. A pelagic swell in the External Zones of the Betic Cordilleras (SE Spain) have been studied: the Sierra de Quípar, in the proximity of Caravaca (province of Murcia). Despite significant impact of diagenesis, correspondence in character and amplitude of the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ trends in time-equivalent sections from different areas and palaeoenvironments clearly argue for the preservation of the original marine signal. The comparison of global isotopic curves with those proposed in this work allow the differentiation of a global "event". Thus, the early Toarcian transgression (Falciferum Zone) is documented. This event is characterised by a maximum for $\delta^{13}C$ and a minimum for $\delta^{18}O$ values. This characteristic trait of the chemical-stratigraphic scale can be used as a correlation tool in stratigraphic units with scarce biostratigraphic information.

Keywords: *isotope geochemistry, pelagic facies, correlation, late Liassic*

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se pretende aportar nuevos datos a la escala isotópica global del Jurásico, y más concretamente, a la del Lías superior. Para ello, se analizará el registro estratigráfico de zonas pelágicas, donde la señal isotópica original suele estar menos afectada por la diagénesis. Los datos obtenidos se compararán con los existentes en otras regiones para los mismos intervalos de tiempo. Con ello se pretende localizar eventos comunes en todas ellas que sirvan como herramientas de correlación, a utilizar en unidades con escasa información bioestratigráfica.

El estudio se centra en los afloramientos del Lías superior de la Sierra de Quípar (Fig. 1). Estos afloramientos se atribuyen al Subbético Externo (*sensu* Azéma *et al.*, 1979) de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

ESTRATIGRAFÍA E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA

En el registro estratigráfico del Lías de la región estudiada se pueden diferenciar dos unidades litoestratigráficas: la Fm. Gavilán y la Fm. Zegrí (Fig. 2). La Fm. Gavilán está constituida por una potente sucesión de calizas, dolomitizadas en la base, que pueden superar los 600 m de espesor. Estas facies han sido interpretadas como el depósito de una plataforma marina poco profunda (Rey y Vera, 1988; Rey, 1993). El techo de esta unidad coincide con una de las rupturas sedimentarias más importantes de la historia mesozoica de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: la ruptura intra-Carixiense superior. En la Sierra de Quípar este evento se constata por la presencia de un *hardground*. Directamente sobre esta superficie aparece un nivel de calizas pelágicas condensadas con abundante fauna de ammonites que permiten datar el Domeriense inferior.

La segunda unidad (Fm. Zegrí) presenta una potencia variable, entre 15-50 m, y representa el registro estratigráfico del intervalo Domeriense inferior-Toarciense terminal. Se trata de una ritmita de margocalizas y margas, cuyas microfacies constituyen *mudstone* con radiolarios, espículas de esponjas, "filamentos" y foraminíferos bentónicos. Hacia techo, aumenta progresivamente la concentración en carbonato, por lo que la alternancia anterior es sustituida por calizas rojas (Fig. 2). Esta formación se habría depositado en un ambiente pelágico o hemipelágico. En el techo aparece una ruptura sedimentaria que lleva asociada una interrupción sedimentaria que abarca el Toarciense terminal-Bajociense inferior (Rey y Vera, 1988; Rey, 1993).

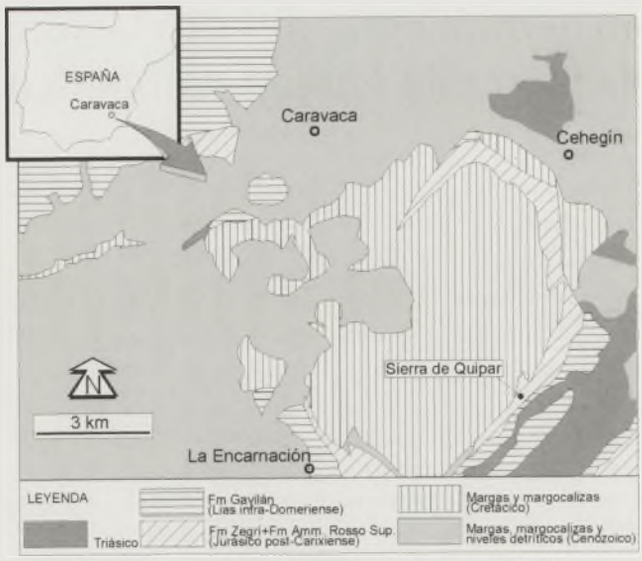


FIGURA 1: *Cartografía geológica del sector estudiado.*

ANÁLISIS ISOTÓPICO

Se han analizado los isótopos estables de oxígeno y carbono. Aunque el muestreo se centra en la Fm. Zegrí, también se han tomado algunas muestras de la parte alta de la Fm. Gavilán. En la columna estratigráfica de la figura 2 se señala la posición de cada una de ellas. Los análisis isotópicos se realizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Estación Experimental del Zaidín (CSIC, Granada), siguiendo las técnicas standard de preparación (McCrea, 1950). Se utilizó un espectrómetro de masas modelo Finnigan MAT 251, con un error experimental para carbonatos inferior a $\pm 0{,}05\,^{0}/_{00}$.

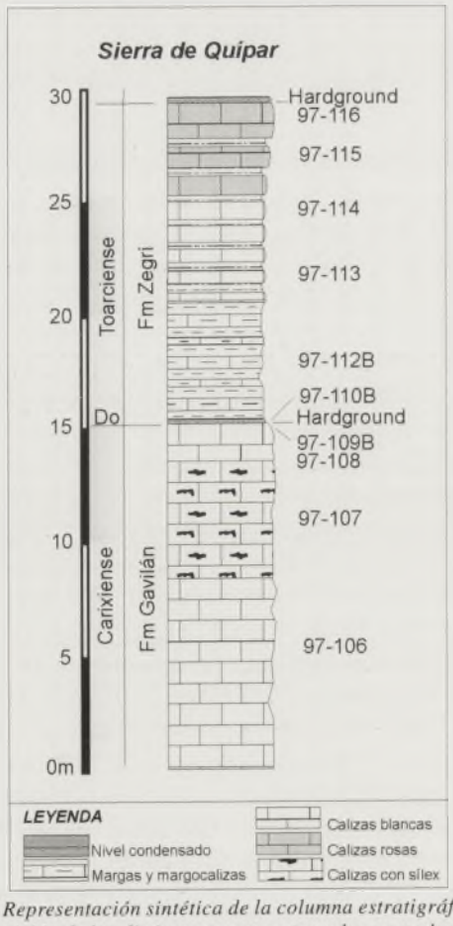


FIGURA 2: *Representación sintética de la columna estratigráfica. Se señala la posición de las distintas muestras tomadas para el estudio isotópico.*

Los valores isotópicos del $\delta^{13}C$ y del $\delta^{18}O$ aparecen en la figura 3. Hacia techo de la Fm. Gavilán, durante el Carixiense superior, se observa un decrecimiento de los valores del $\delta^{13}C$ desde valores de 1,15 $^{0}/_{00}$ a 0,78 $^{0}/_{00}$ (Fig. 4). Directamente sobre la ruptura sedimentaria, en el nivel condensado de base de la Fm. Zegrí (Domeriense inferior) se detecta un aumento brusco del $\delta^{13}C$ (1,96 $^{0}/_{00}$). Este aumento es continuo hasta llegar al Toarciense inferior, donde se detecta un máximo (4,11 $^{0}/_{00}$), a partir del cual los valores disminuyen progresivamente hasta la ruptura sedimentaria del Toarciense terminal.

Por otro lado, hacia techo de la Fm. Gavilán (Carixiense), en facies de plataforma, los valores de $\delta^{18}O$ son negativos (entre -2,68 $^{0}/_{00}$ y -2,45 $^{0}/_{00}$), detectándose un pequeño máximo. Directamente sobre la ruptura sedimentaria del Carixiense superior, en el nivel condensado del Domeriense inferior se detectan valores positivos (0,45 $^{0}/_{00}$). A partir de este punto, los valores en los materiales de la Fm. Zegrí tienden a disminuir hasta alcanzar un mínimo en el Toarciense inferior (-1,66 $^{0}/_{00}$), a partir del cual, los valores tienden a ser menos negativos.

DISCUSIÓN

Hacia techo de la Fm. Gavilán, los valores del $\delta^{13}C$ disminuyen progresivamente hasta la ruptura sedimentaria intra-Carixiense superior, donde se alcanza un mínimo. Pese a que la señal isotópica en facies de plataforma suele estar muy afectada por alteraciones diagenéticas, los valores y la tendencia de la curva puede ser correlacionable en otros sectores. Así, la excursión negativa anteriormente comentada se constata hacia techo del Pliensbaquiense en otros dominios tethísicos (Jenkyns y Clayton, 1986).

Sobre la ruptura sedimentaria intra-Carixiense superior, en el nivel de calizas pelágicas condensadas, base de la Fm. Zegrí, se detecta un aumento brusco de los valores del $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$. A partir de este nivel, aumentan y dis-

Muestra	δ-13C	δ-18O
116	2,42	-0,62
115	2,83	-0,94
114	2,86	-1,11
113	4,11	-1,66
112	3,21	-1,43
110	1,96	0,45
109	0,78	-2,67
108	0,94	-2,45
107	1,07	-2,48
106	1,15	-2,68

FIGURA 3: *Valores isotópicos del $\delta^{18}O$ y del $\delta^{13}C$.*

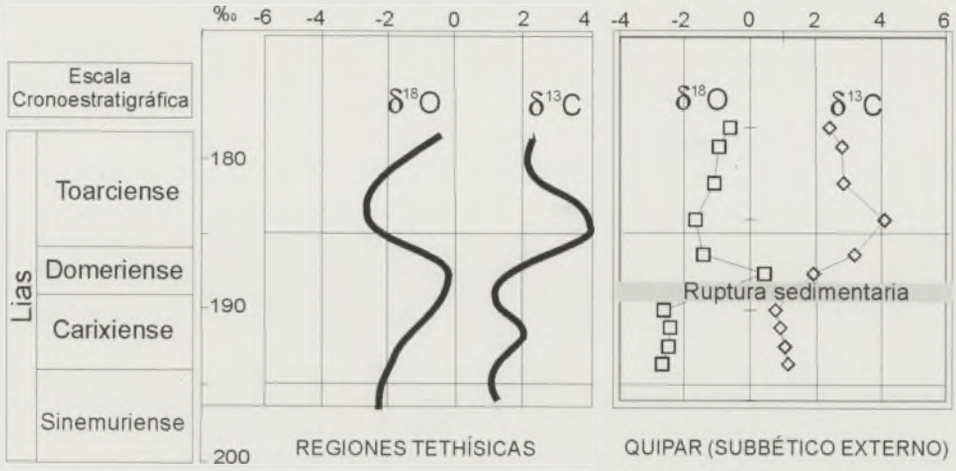


FIGURA 4: *Representación, en función del tiempo, de los valores isotópicos del $\delta^{18}O$ y del $\delta^{13}C$ en la Sierra de Quípar. La curva se compara con la propuesta en otras regiones tethísicas.*

minuyen, respectivamente, los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ (Fig. 4).

En el Toarciense se constata un máximo para el $\delta^{13}C$ y un mínimo para $\delta^{18}O$, evoluciones de las curvas equivalentes a las descritas por Jiménez *et al.* (1996) en sectores adyacentes en la parte superior de la zona de *Serpentinus* (equivalente a la zona de *Falciferum*). Esta inflexión ha sido descrita también en otras regiones tethísicas por Fleet *at al.* (1987), Jenkyns (1988), Jenkyns y Clayton (1997), Podlaha *et al.* (1998). Los autores anteriores asocian esta tendencia en la señal isotópica al evento anóxico del Toarciense inferior (zona de *Falciferum*). Este fenómeno se relacionaría con una subida eustática.

CONCLUSIONES

En este trabajo se aportan nuevos datos de la evolución de los valores del $\delta^{13}C$ y del $\delta^{18}O$ para el Lías superior. La comparación de las curvas isotópicas elaboradas en otras regiones tethísicas con las de este trabajo permite deducir importantes similitudes. 1) El mínimo en los valores del $\delta^{13}C$ en el Carixiense superior se constata en amplias regiones. 2) En el Toarciense inferior (zona de *Falciferum*), existe un máximo para el $\delta^{13}C$ y un mínimo para $\delta^{18}O$, lo que se asocia al evento anóxico descrito en otros sectores. 3) Estas inflexiones características de la escala quimioestratigráfica, correlacionables a nivel global, podrían utilizarse como herramienta de correlación en aquellos sectores donde falten criterios bioestratigráficos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2000-1151 (D.G.T.) y por el Grupo de Investigación RNM-200 (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secretariado Publicaciones, Univ. de Granada, 83 p.

Fleet, A.J., Clayton, C.J., Jenkyns, H.C. y Parkinson, D.N. (1987): Liassic source rock deposition in western Europe. En: *Petroleum Geology of North West Europe* (J. Brooks y K. Glennie, Eds). Graham & Trotman, 59-70.

Jenkyns, H.C. (1988): The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288: 101-151.

Jenkyns, H.C. y Clayton, Ch. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33: 87-106.

Jenkyns, H.C. y Clayton, Ch. (1997): Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: Chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology*, 44: 687-706

Jiménez, A.P., Jiménez de Cisneros, C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1996): The Early Toarcian anoxic event in the westernmost Tethys (Subbetic): paleogeographic and paleobiogeographic significance. *Journal of Geology*, 104: 399-416.

McCrea, J.M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, 18: 849-857.

Podlaha, O., Mutterlose, J. y Veizer, J. (1998): Preservation of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ in Belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science*, 298: 324-347.

Rey, J. (1993): *Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca Vélez-Rubio*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 460 p.

Rey, J. y Vera, J.A. (1988): Control tectónico en la sedimentación jurásica de las sierras de Quípar y Mai Valera (Subbético Externo, provincia de Murcia). En: *II Congreso Geológico de España*, Simposios, 271-281.

Variaciones morfodinámicas y granulométricas de una playa expuesta: Playa de Patos (Ría de Vigo, NO de España)

S. Rey, I. Alejo y J. Alcántara-Carrió

Departamento de Xeociencias Mariñas e O. T. Universidad de Vigo. Aptdo. 874. 36200 Vigo (Pontevedra). srey@uvigo.es, ialejo@uvigo.es, carrio@uvigo.es.

ABSTRACT

This paper deals with the sedimentary variability of an exposed beach located in the outer part of the Ría de Vigo (NW of Spain). Six beach profiles were measured every two months from November 1999 to January 2001, with an additional survey in December 2000 related with a high-energy event. Four sediment samples were gathered along each transept for grain size characterisation. Results show a great vertical variation along the whole the studied area, with the highest morphologic changes across the middle part. Volume variations indicate a good response of the beach to the weather conditions, accretion during fair weather and erosion at storm energy events, with a net loss of sediment due to the storm conditions on the second winter. Grain size increases to the subtidal zone, where follows the same tendency at accumulative periods and diminishes during erosive processes.

Key words: *Morphologic changes, beach profiles, volume variations, grain size*

INTRODUCCIÓN

La playa de Patos se sitúa en el margen sur del sector externo de la Ría de Vigo, a lo largo de la Ensenada de Carreira que presenta profundidades inferiores a los 25 m (Fig. 1). Se encuentra orientada al NO, desarrollando una anchura que alcanza los 160 m en bajamares vivas y una longitud de unos 1500 m. La zona objeto del presente trabajo se limita a los 500 m que constituyen la parte central de la playa, separada del resto por afloramientos de diques de esquistos de dos micas con intrusiones lentejonares de cuarcita que siguen una orientación prácticamente N-S (Vilas *et al.*, 1995). La acción antrópica es importante en el sector central de la playa, donde la construcción de viviendas, carretera y paseo marítimo (200 m de longitud) han reemplazado al sistema dunar existente. En este sector se desarrolla una zona supramareal extensa, a diferencia de lo que sucede en el resto de la playa, cuyo límite superior corresponde con un talud, que tiene una altura que oscila entre 1,5 y 3 m.

La zona de estudio se caracteriza por un régimen mesomareal y semidiurno, con un rango medio de 3 m. Dada su orientación, el oleaje más influyente sobre la dinámica de la playa se genera por acción de los vientos del norte, que se magnifican al pasar entre las Islas Cíes (situadas en la boca de la Ría) y Cabo Home. Se encuentra protegida de los vientos de otras componentes por las islas mencionadas, y por la península de Monte Ferro, al sur. El oleaje del SO, asociado a los temporales en esta zona (Vila *et al.*, 1997), llega a la playa ligeramente modificado, tras sufrir los efectos de refracción y difracción en la mencionada península.

El objetivo de este trabajo es determinar el comportamiento morfodinámico del sector central de la playa de Patos, comparando la forma de los perfiles, las variaciones volumétricas, así como los cambios granulométricos detectados durante el periodo de estudio. Este trabajo constituye la presentación inicial de los primeros resultados sobre la dinámica sedimentaria de esta playa.

METODOLOGÍA

El estudio abarca desde noviembre de 1999 hasta enero de 2001. Durante este tiempo se han realizado 9 campañas con periodicidad bimensual, complementadas con una medida adicional, en diciembre de 2000, con el objeto de poder registrar un evento de temporal producido tras la campaña anterior a la mencionada. En el tramo de playa seleccionado para este trabajo se establecieron 6 perfiles, tal y como se muestra en las figuras 1 y 2. El levantamiento topográfico de los mismos se realizó mediante teodolito coincidiendo con bajamares vivas, con el objeto de abarcar la mayor superficie posible de playa expuesta. A lo largo de los perfiles se han recogido muestras de sedimento superficial, a excepción de la campaña de diciembre de 2000, correspondiendo a 4 sectores: supramareal (que no siempre está presente), intermareal alto (donde el sedimento se ha tomado en la parte central del frente de playa), intermareal bajo (donde la muestra pertenece a la cresta de barra, cuando existe), y submareal.

Los perfiles de playa han sido referenciados respecto al cero hidrográfico, indicando a su vez la cota del nivel medio del mar, que en la Ría de Vigo se encuentra a 1,95 m por encima del cero hidrográfico. La longitud de cada

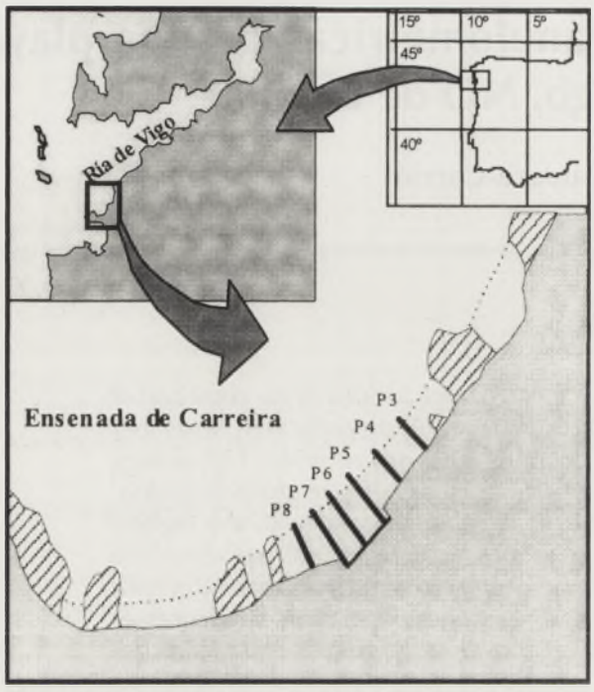


FIGURA 1: *Situación de la zona de estudio y localización de los perfiles en la playa.*

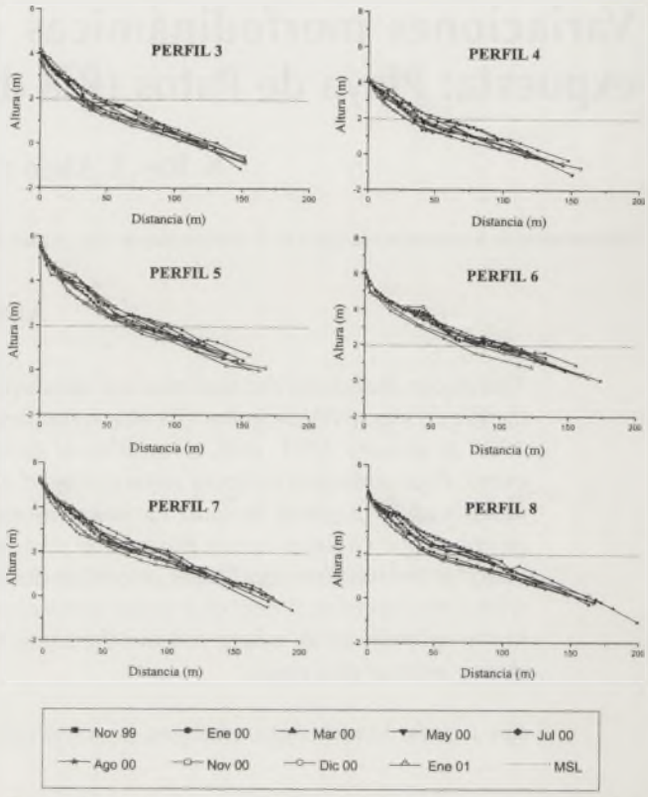


FIGURA 2: *Perfiles de playa correspondientes a cada una de las campañas realizadas referidos al 0 hidrográfico. Se indica también el nivel medio del mar (MSL).*

perfil varía entre las distintas campañas según las condiciones de oleaje y la altura de la marea, por ello, se ha tomado como punto de corte la menor de las longitudes obtenidas. Como consecuencia, las variaciones volumétricas estudiadas se limitan a la zona comprendida entre la parte alta del perfil y el inicio de la barra, cuando existe. Las tendencias erosivas o acumulativas de cada tramo de la playa fueron determinadas con el cálculo del volumen lineal (m^3/m) de los perfiles respecto a la primera campaña realizada.

Los datos granulométricos se han obtenido a partir del tamizaje en seco de las muestras de sedimento recogidas. El ancho de malla utilizado abarca desde –2 phi hasta 4 phi, con intervalos de 0,5 phi entre tamices. El método utilizado para la obtención de los parámetros granulométricos ha sido el descrito por Folk y Ward (1957).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Cambios en los perfiles de playa

Se ha observado una intensa variación topográfica en el tramo intermedio de todos los perfiles, mientras que esta variabilidad disminuye en su parte alta, especialmente en los perfiles 5, 6, 7 y 8. Estos cambios en la morfología de los perfiles de la playa reflejan un intenso flujo transversal de sedimentos, entre la zona emergida y sumergida. La arena se desplaza hacia la orilla en épocas de bonanza, dando lugar a una mayor pendiente del frente, y se retira hacia el submareal durante los temporales.

El estudio de los perfiles topográficos y las observaciones *in situ* muestran en general morfologías enmarcadas dentro de las definidas como playas intermedias por Wright y Short (1984). Las mayores extensiones de la zona supramareal y las barras mejor desarrolladas asociadas a épocas de acumulación, permiten enmarcar la morfología de la playa cómo de tipo *barred*, de acuerdo con la clasificación de Masselink y Short (1993). Así por ejemplo, en marzo de 2000 el supramareal presenta una cresta de berma erosionada y una barra desarrollada en la parte baja, y en julio de 2000 se observa la berma y el complejo de barra y surco (King y Williams, 1949) bien desarrollado en los perfiles 5, 6 y 7.

Por el contrario, coincidiendo con el análisis de Reyes *et al.* (1996), los procesos erosivos provocan la evolución del perfil hacia una forma más disipativa, con una zona intermareal más suave y un retroceso de todo el perfil, que en el caso de los perfiles 3, 4 y 8 deja al descubierto afloramientos rocosos en su parte baja. Es decir, durante épocas de erosión la playa evoluciona hacia el estado de *barred disipative* definido por Masselink y Short (1993). Ejemplo de ello lo encontramos en las campañas correspondientes a diciembre de 2000 y enero de 2001, donde se observa la desaparición de la berma y los sistemas de barra y surco anteriormente desarrollados.

Variaciones de volumen

Atendiendo a las variaciones volumétricas, se observa una gran similitud entre perfiles contiguos, sin que existan variaciones transversales apreciables (Fig. 3). La playa muestra un patrón general de tendencia erosiva desde noviembre de 1999 a enero de 2000, acumulación hasta agosto de 2000 y erosión más marcada hasta enero de

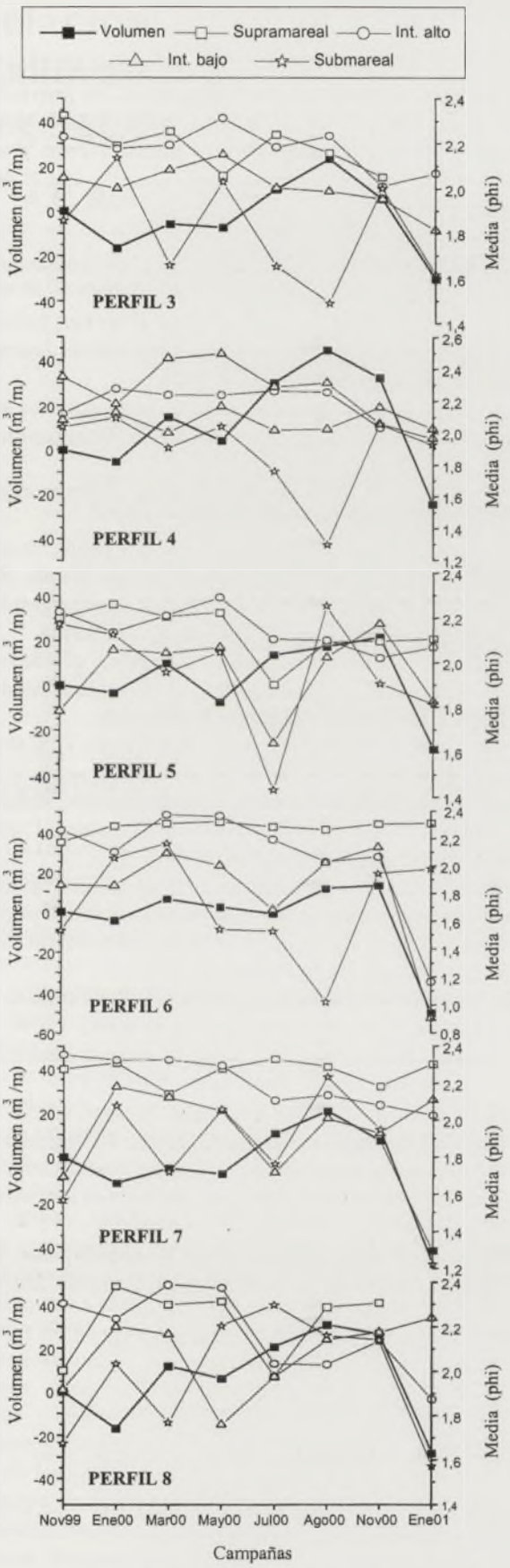


FIGURA 3: *Variabilidad volumétrica (m³/m) de la playa respecto a la primera campaña realizada y variación del tamaño medio (phi) en las distintas zonas a lo largo de los perfiles.*

2001, coincidiendo con un invierno más energético que el primero. Este comportamiento, consistente en rápidas erosiones seguidas de largos periodos acumulativos, es el descrito en la bibliografía como la pauta habitual en ambientes costeros (Komar, 1976; Kriebel *et al.*, 1986).

La tendencia general de acumulación antes mencionada presenta una pequeña inflexión correspondiente al mes de mayo, como respuesta a un evento de temporal registrado en la zona unas semanas antes. Las mayores acumulaciones se registran en toda la playa durante los meses de verano (campañas de julio y agosto). La aparente ruptura de esta tendencia en el perfil 6 durante julio, es debida a que, tal y como se especificó en el apartado de metodología, las variaciones volumétricas calculadas no incluyen la parte más inferior del perfil, en cuyo caso sería incluida la barra desarrollada en el intermareal bajo de este perfil, con lo que el balance resultaría de acumulación al igual que en el resto de la playa.

Después de la época estival la playa se vuelve a erosionar coincidiendo con los meses de invierno, con excepción de los perfiles 5 y 6, donde se observa una pequeña acumulación hasta noviembre. Este efecto está relacionado con la mayor extensión que estos dos perfiles presentan de la zona supramareal. Si los cálculos de volumen considerasen una mayor longitud del perfil, el resultado de la tendencia para estos dos perfiles también sería de erosión, ya que esta se produce principalmente en la zona intermareal de la playa provocando la desaparición del sistema de barras, presentes durante la época estival (Fig. 2). En diciembre, al haber actuado durante más tiempo las condiciones de mayor energía, la disminución de volumen se produce a lo largo de todo el perfil (Fig. 2), tendencia que continúa en enero de 2001.

Considerando todo el periodo de estudio, el balance neto de la playa es de erosión, debido a las condiciones más energéticas reinantes en la zona desde noviembre de 2000 en contraste con el invierno anterior. De considerarse estrictamente un ciclo completo, por ejemplo de noviembre de 1999 a noviembre de 2000, el balance sedimentario de la playa se mantiene prácticamente estable.

Variaciones granulométricas

Las variaciones en la granulometría del sedimento están estrechamente relacionadas con la morfología de los perfiles. Así por ejemplo, no se detectan grandes variaciones en la parte superior de los perfiles del sector central de la playa, donde se desarrolla una zona supramareal de gran extensión. Por el contrario, la zona sumergida de dichos perfiles, sujeta a mayores oscilaciones energéticas, registra en consecuencia una mayor variación en la granulometría.

Las variaciones granulométricas también están relacionadas con los cambios volumétricos registrados. En este sentido la correlación es más clara con la zona submareal. Los periodos erosivos en la parte alta de la playa están asociados a una disminución del tamaño medio de

grano en la zona submareal, ya que el sedimento fino es arrastrado hasta la zona más baja del perfil (Komar, 1976). Tras la acción de fuertes condiciones energéticas, como las registradas desde noviembre de 2000, el tamaño de grano aumenta aún más en este sector, quedando al descubierto materiales más gruesos, que no es posible arrastrar por su tamaño (Montesdeoca *et al.*, 2000), mientras que el material más fino pasará a ocupar zonas más profundas. En el resto de los subambientes de la playa no se observan tendencias tan claras, aunque es de destacar una mayor similitud entre supramareal e intermareal alto, mientras que el intermareal bajo sigue una tendencia más cercana a la de la zona submareal.

CONCLUSIONES

La playa de Patos presenta un marcado comportamiento estacional, con importantes variaciones morfológicas a lo largo del periodo de estudio. La zona central registra las variaciones más marcadas, presentando una zona supramareal bien desarrollada durante condiciones de bonanza, lo cual condiciona una respuesta más lenta de la parte superior del perfil en esta zona frente a la erosión consecuente de las condiciones más energéticas. Hacia ambos lados del sector central, la morfología es más suave y de más rápida respuesta a los cambios energéticos. La evolución temporal de los perfiles y el cálculo de las variaciones volumétricas reflejan un intenso flujo en sentido transversal, que caracteriza la dirección principal de transporte neto en esta playa, con marcadas pautas estacionales de acreción en épocas de bonanza y erosión durante los temporales, sin que se haya podido registrar una componente de transporte longitudinal detectable. El tamaño medio del sedimento superficial aumenta hacia la parte baja del perfil. Las variaciones granulométricas están relacionadas con la evolución morfodinámica de la playa, con un aumento del tamaño de grano en el perfil asociado a los periodos de mayor erosión.

Por último, el balance final del periodo de estudio es de erosión neta, debido a los efectos del fuerte temporal al que se ha visto expuesta la playa hacia el final de la época estudiada. Sin embargo, para determinar la tendencia evolutiva de esta playa será necesario ampliar el tiempo de estudio, y de este modo el rango energético incidente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es el número 204 del grupo EX1 de la Universidad de Vigo. Es una contribución a los proyectos REN2000-1102 MAR (CICYT) y PGIDT00 MAR 30103PR (Xunta de Galicia), y parcialmente a los PGIDT00PXI30105PR (Xunta de Galicia) y IGCP 464 (Unesco).

REFERENCIAS

Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.

King, C.A.M. y Williams, W.E. (1949): The formation and movement of sand bars by wave action. *Geographical Journal*, 113: 70-85.

Komar, P.D. (1976): *Beach processes and sedimentation*. Prentice-Hall, New Jersey, 429 p.

Kriebel, D.L., Dally, W.R. y Dean, R.G. (1986): *Beach profile response following severe erosion events*. Report UFL/COEL-86/016. Coastal & Oceanographic Engineering Department, University of Florida.

Masselink, G. y Short, A.D. (1993): The effect of tide range on beach morphodynamics: a conceptual model. *Journal of Coastal Research*, 9: 758-800.

Montesdeoca, I., Alonso, I., Alcántara-Carrió, J., Cabrera, L. y Vivares, A. (2000): Dinámica sedimentaria en la Playa de la Barca (Jandía, Fuerteventura). Variavilidad morfológica y granulométrica. *Geotemas*, 1: 191-194.

Reyes, J.L., Benavente, J. Gracia, F.J. y López-Aguayo, F. (1996): Efectos de los temporales sobre las playas de la Bahía de Cádiz. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21: 631-643.

Vila, A., Alejo, I. y Bernabeu, A. (1997): Seguimiento de la evolución de una playa: Playa de Samil (N.W. de España). En: *2º Simposio sobre el margen Continental Ibérico Atlántico*. Resúmenes, 245-246.

Vilas, F., Nombela, M.A., García-Gil, E., García-Gil, S., Alejo, I., Rubio, B. y Pazos, Ó. (1995): Cartografía de sedimentos submarinos de la Ría de Vigo. *Xunta de Galicia. Consellería de Pesca, Marisqueo e Acuicultura*, 40 p.

Wright, L.D. y Shorth, A.D. (1984): Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56: 93-118.

Relación entre la evolución sedimentaria de la laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica, NE de España) y la historia de la vegetación de su cuenca durante el Holoceno

A.C. Roc [1], M.F. Sánchez Goñi [2], A. Pérez [1], S. Alfonso [2], J.M. Jouanneau [2] y J.A. Sánchez [1]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. España. anperez@posta.unizar.es.
2 Dpt. de Géologie et Océanographie. UMR-CNRS 5805. Université Bordeaux 1. Avenue des Facultés. 33405 Talence. France. mfsg@geocean.u-bordeaux.fr.

ABSTRACT

The analysis of the facies in the sediments from Gallocanta Lake allows the identification of three stages of sedimentation. These stages have a relationship with the vegetation, which is deduced from the pollen study. The lowest stage corresponds with distal alluvial areas, the second stage is a shallow carbonated lake and the last one is a saline-carbonated lake. In the alluvial facies there are not any pollen, whereas in the stage of a shallow carbonated lake, we have five pollen zones, from LG4 to LG8 which show that the maximum depth from the Gallocanta Lake was from 4 to 10 m. Finally the stage of saline-carbonated lake coincides with the last pollen zone, where the water depth was from 0 to 2 m.

Key words: *Carbonated-saline facies, pollen, Gallocanta Lake, Holocene.*

INTRODUCCIÓN

La importancia de la laguna de Gallocanta reside en sus especiales características, ya que debido a su extensión y al encontrarse en una cuenca endorreica, con variabilidades climáticas muy extremas, la convierte en un área inmejorable de estudio del alcance e impacto del cambio climático global en España. El estudio del origen y los mecanismos del cambio climático requiere el conocimiento de la variabilidad climática del pasado. Los cambios sedimentológicos y de los conjuntos polínicos observados en la secuencia de Gallocanta permitirán abordar el impacto de los cambios climáticos holocenos, detectados en secuencias marinas del Atlántico Norte, sobre la cuenca de Gallocanta. Con este objetivo presentamos los análisis sedimentológicos y polínicos realizados hasta el momento.

Entre los estudios sedimentológicos de la Laguna de Gallocanta caben destacar los de Villena (1969) y Calvo *et al.* (1978), que realizan unos estudios detallados de la cartografía de los alrededores de la laguna, González-López *et al.* (1983) donde se hacen análisis granulométricos y mineralógicos de sedimentos marginales de la laguna, y Comín *et al.* (1990) que caracterizan el quimismo de las aguas. Por ultimo, Pérez y Roc (1999) realizan un mapa de facies areal de la laguna y Pérez *et al.* (2000) proponen la primera sucesión vertical de las facies de la laguna. Burjachs *et al.* (1996), realizaron un estudio palinológico de la secuencia completa. Las dataciones de ^{14}C sobre granos de polen, dan para la base de la secuencia (93-95 cm) de la laguna de Gallocanta una edad de 12.230 BP, y para la parte central (58-60 cm) una fecha de 840 BP. En la parte superior de la secuencia, dos dataciones una con ^{210}Pb y la otra con ^{137}Cs arrojan respectivamente las fechas de 1842 AD (45 cm) y 1963 AD (10 cm).

La falta de correlación observada entre estas edades y las profundidades de la secuencia puede ser debida a un envejecimiento de la datación de la base a causa de la actividad bacteriana o a cambios significativos en la tasa de sedimentación. Esto nos ha llevado a realizar nuevas dataciones utilizando el método de los isótopos estables del Pb y los radionucléidos Pb^{210} y Cs^{137}. Además, se ha efectuado un análisis sedimentológico detallado de esta secuencia que se ha completado con un análisis palinológico.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La laguna de Gallocanta se encuentra en el sector central de la Cordillera Ibérica, concretamente en el contacto entre la Rama Aragonesa y la Rama Castellana de dicho sistema. Es un lago salino somero, cuyas aguas son sódico-cloruro-magnésicas. La lámina de agua puede variar desde 2 m hasta estar totalmente seca. La laguna se dispone en una extensa planicie de 1000 m de altitud media, localizada en el límite sur-occidental de la comunidad autónoma de Aragón, entre las provincias de Zaragoza y Teruel (40°58'30"N 1°30'10"W). Es una de las mayores lagunas endorreicas existentes en la península Ibérica, presentando una superficie de unos 14,14 km^2. Se emplaza sobre depósitos carbonatados y evaporíticos del Triásico y presenta una dirección NW-SE marcada por los ras-

FIGURA 1: *Situación de la Laguna de Gallocanta y localización de sondeos.*

gos estructurales de la región. El clima de la región es de tipo mediterráneo continentalizado. La temperatura media varia desde 1-2°C en el mes más frío, y en los más calurosos 18-19 °C pudiéndose alcanzar valores extremos desde –15 °C hasta 42°C. Las precipitaciones medias anuales oscilan entre los 400 y los 600 mm, existiendo dos periodos de lluvias (otoño y primavera) y dos estaciones secas (verano e invierno). Es frecuente que soplen vientos procedentes principalmente del NW, alcanzando velocidades de 100 km/h.

La vegetación de la zona está caracterizada en las áreas montañosas por *Quercus rotundifolia*, y de forma mas dispersa *Q. faginea* y *Q. pyrenaica*. Ciertas áreas están repobladas con *Pinus pinaster*. En la planicie se desarrollan extensos cultivos de secano, y los alrededores de la laguna están colonizados principalmente por bandas de vegetación acuática caracterizadas desde el interior de la laguna hacia afuera por *Scirpus maritimus*, *Salicornia ramosissima*, *Puccinellia fasciculata*, *Puccinellia pungens*, *Juncus maritimus* y *Elymus pungens*. La vegetación sumergida está formada exclusivamente por carofíceas tales como *Lamprothamnium papulosum* y *Chara galioides*.

MATERIAL Y MÉTODOS

Dos campañas para la extracción de sondeos se realizaron en Marzo del 2000 y en Febrero del 2001 cuando la laguna estaba prácticamente seca y cubierta por una capa de sales. Los sondeos se introdujeron golpeando manualmente un tubo de PVC, y fueron extraídos por medio de poleas. Una vez en el laboratorio se abrieron los sondeos por la mitad y se procedió a su fotografiado y descripción litológica detallada. El sondeo GB-2, extraído en el sector denominado Laguna Grande (ver Fig. 1), se muestreó para realizar los análisis sedimentológicos y polínicos. La resolución de los dos estudios es de, respectivamente, 1 y 2 cm. Las dataciones radiométricas están en curso de realización sobre muestras del sondeo GB-5 que presenta la misma litología que el sondeo GB-2 ya que fue recuperado en el mismo punto que este último. Para una mejor interpretación de los datos polínicos fósiles, se recogieron y analizaron tres muestras superficiales de tapiz microbiano de la laguna. Este estudio de lluvia polínica actual nos ha permitido conocer la representación polínica de la vegetación actual que coloniza la cuenca de Gallocanta.

EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DE LA LAGUNA

Las calcimetrías, se realizaron utilizando un manocalcímetro GEOSERVICES que permite conocer el contenido total en carbonatos y discernir el porcentaje correspondiente a carbonato de calcio y de magnesio. Un análisis granulométrico ha permitido delimitar la fracción de gravas, arenas y lutitas. Además, se realizaron levigados para conocer el contenido en restos orgánicos. También se dispone de estudios mineralógicos por DRX y análisis de imágenes SEM.

El sondeo GB-2 presenta una profundidad de 135 cm y en él se han distinguido un total de 16 tramos litológicos (Fig. 2). Los ocho tramos basales están constituidos por lutitas de color anaranjado y marrón amarillento y escasas intercalaciones de arenas entre las que se identifican clastos de cuarcita de hasta 1 cm de diámetro. El tramo siguiente está integrado por lutitas grises con abundantes decoloraciones de tonos ocres. Sobre ellos se reconoce una sucesión de margas grises masivas, con abundantes caráceas y escasos ostrácodos (tramos 4 a 7) que hacia la mitad presenta restos de bioturbaciones por raíces. Sobre ellos, el tramo 3 está constituido por margas grises con abundantes decoloraciones y la sucesión finaliza con un intervalo de barros negros laminados en bandas oscuras y claras, estando éstas últimas integradas por niveles de acumulaciones de sales.

En esta sucesión litológica se pueden reconocer las facies definidas por Pérez *et al.* (2000) para el conjunto de la laguna. Así, los tramos basales lutíticos y arenosos integran la facies I de estos autores, mientras que las margas con decoloraciones amarillas corresponden a la facies II. Ambas facies han sido interpretadas como depósitos aluviales distales procedentes de los relieves circundantes del lago, y sometidos a condiciones subaéreas, correspondiendo estos ambientes a llanuras lutíticas a las que ocasionalmente llegan flujos tractivos que depositan láminas de arenas. La facies II concretamente representa el desarrollo de suelos hidromorfos.

El conjunto de margas grises integra la facies III. Estos sedimentos son propiamente lacustres, depositados por decantación bajo una lámina de agua perenne-semiperenne. Se trata de un episodio de lago carbonatado somero con elevada iluminación y oxigenación. El desarrollo de bioturbación por raíces es correlativo con niveles de alta concentración de yesos en sondeos de las áreas marginales. Este hecho pone de manifiesto que el lago ha sufrido,

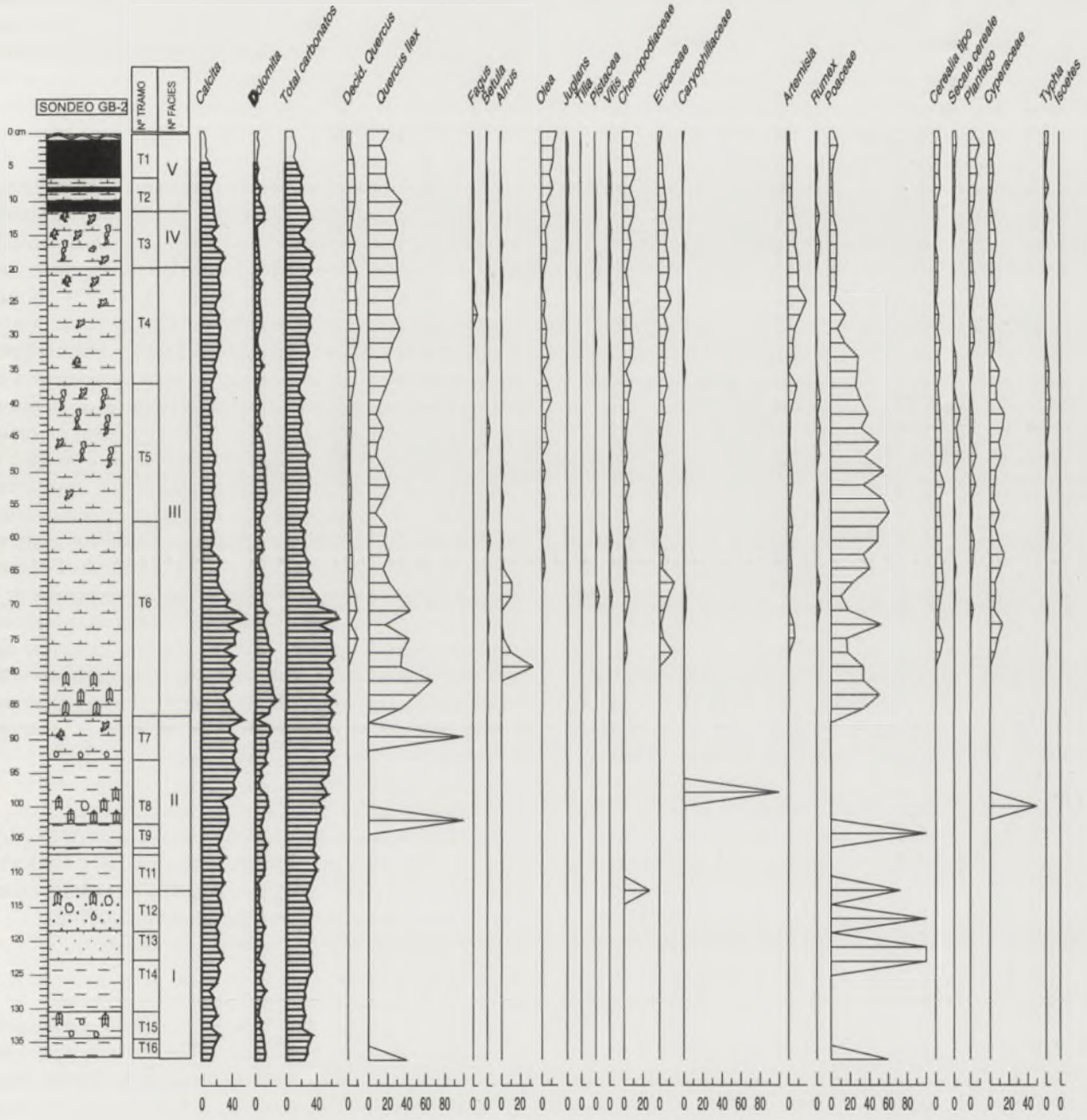


FIGURA 2: *Sucesión litológica, facies sedimentarias, contenido en carbonatos y diagrama polínico resultante del sondeo GB-2.*

a lo largo del desarrollo de la facies III, variaciones del nivel de la lámina de agua que ha podido llegar a desecación total.

Las margas grises con decoloraciones negras integran la facies IV, mientras que los lodos negros laminados corresponden a la facies V de Pérez *et al.* (2000). Las láminas negras están constituidas por minerales de la arcilla, halita, cuarzo, calcita, aragonito, dolomita e indicios de magnesita. Los estudios de SEM revelan además el desarrollo generalizado de tapices de algas y cianobacterias y láminas constituidas por acumulaciones de diatomeas. Las láminas claras están constituidas dominantemente por yeso y halita, además de escasas proporciones de cuarzo, calcita y magnesita. Estas facies representan el desarrollo de un lago carbonatado-salino con fases de alta producción de materia orgánica que alternan con periodos en los que la superficie lacustre se encuentra completamente expuesta, desarrollándose una costra formada por eflorescencias salinas con yeso, halita, hexahedrita y blohedita.

HISTORIA DE LA VEGETACIÓN DE LA CUENCA DE GALLOCANTA

La técnica de extracción de los granos de polen y esporas es similar a la descrita por Vernal y Henry (1996). En nuestro caso, sin embargo, el residuo final fue monta-

do entre porta y cubre-objetos con glicerina bidestilada permitiendo así la movilidad de los palinomorfos para su correcta identificación.

El análisis de las tres muestras superficiales de la laguna de Gallocanta indica que el porcentaje de polen de *Pinus* (60%) domina en las tres muestras. En la vegetación de la cuenca de Gallocanta, sin embargo, las zonas colonizadas por *Pinus* son escasas. Esta contradicción puede ser explicada por el hecho de que *Pinus* es un buen productor y dispersor polínico y porque los pinares se encuentran en la dirección del viento dominante. Por esta razón, se ha considerado que *Pinus* está probablemente también super-representado en los conjuntos polínicos fósiles y, por lo tanto, los porcentajes en el diagrama polínico se han calculado sobre la base de una suma de base en la que se ha excluido el polen de este árbol.

En el diagrama se han identificado nueve zonas polínicas. Las tres primeras zonas de la base de la secuencia (LG-1, LG-2 y LG-3) han sido consideradas estériles. La causa por la que estos sedimentos son pobres en polen, puede ser debida a que son depósitos aluviales (Pérez *et al.*, 2000), normalmente expuestos a condiciones subaéreas que oxidan el polen.

A partir de la zona LG-4 y hasta la parte superior de la secuencia los valores de la concentración polínica son suficientes para interpretar los conjuntos polínicos en términos de vegetación. En la zona LG-4, el porcentaje de *Quercus* perennifolio (encina) traduce, según los estudios de lluvia polínica actual (e.g. Huntley y Birks, 1983) un bosque cercano a la laguna de Gallocanta. Las zonas más lejanas y de mayor humedad estarían ocupadas por *Quercus* caducifolio (roble), *Tilia* (tilo), *Alnus* (aliso), *Corylus* (avellano) y *Betula* (abedul). La laguna tendría bastante profundidad de lámina de agua, ya que la presencia de *Isoetes* nos indica (Harrison y Digerfeldt, 1993) una profundidad de 4 a 10 metros. El estrato herbáceo estaba ocupado por *Ericaceae* (brezos), *Chenopodiaceae*, *Plantago*, *Artemisia* y *Poaceae* (gramíneas). En la siguiente zona, LG-5, se observa una disminución de los porcentajes arbóreos y un aumento de los valores de *Poaceae*. Esto indica una disminución de la cubierta arbórea dando paso a un desarrollo de zonas de vegetación abierta. Aparece *Olea* (olivo) por primera vez en el diagrama aunque sus porcentajes son bajos.

La siguiente zona LG-6 se caracteriza, con respecto a la zona precedente, por el desarrollo de *Olea* y del cultivo de cereales, sobre todo, de *Secale cereale* (centeno). La zona LG-7 refleja el aumento del bosque de *Quercus* perennifolio concomitante con la disminución de *Secale cereale*. En la zona LG-8 los porcentajes de *Quercus* perennifolio y de *Q.* caducifolio aumentan respectivamente hasta 40 y 10% al mismo tiempo que disminuyen los valores de *Olea* y de *Secale cereale*, indicándonos una disminución en la actividad agrícola. Aparece por primera vez polen de *Juglans*. Esta zona sugiere además que el nivel del lago ha disminuido ya que se observa en el diagrama una reducción de las plantas acuáticas y, en particular, la desaparición virtual de *Typha* y la disminución de *Cyperaceae*. Por último, la zona LG-9 detecta un nuevo desarrollo del cultivo de *Olea* y de cereales en la cuenca de Gallocanta coincidiendo probablemente con el último siglo.

CONCLUSIONES

Las facies presentes en la secuencia de Gallocanta muestran el desarrollo de tres episodios de sedimentación asociados a nueve cambios en los conjuntos polínicos. El episodio más antiguo corresponde con unas condiciones propias de áreas aluviales distales. El estudio polínico muestra que en relación con la fase aluvial no se conservan restos polínicos (zonas LG-1, LG-2 y LG-3). Sobre estas áreas aluviales se instala un lago carbonatado somero. Durante esta fase, la laguna ha actuado como un buen captador polínico reflejando en un primer momento el predominio de un bosque de *Quercus* perennifolio en la cuenca de Gallocanta contemporáneo con un máximo en el nivel del lago (zona LG-4). Posteriormente (zonas LG-5 y LG-6), se produce un desarrollo de zonas de vegetación abierta ocupadas en parte por campos de cereales y de *Olea*. Un aumento del bosque a expensas de la actividad agrícola (zonas LG7 y LG-8) se corresponde con la parte final del episodio de lago somero. El último episodio asociado con la formación de un lago salino-carbonatado coincide con un nuevo aumento de los cultivos de *Olea* y cereales y con la desecación reciente de la laguna.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto P122/97 de la Diputación General de Aragón. A.C. Roc ha disfrutado de una beca de la Caja de Ahorros de la Inmaculada (Programa Europa de Estancias de Investigación).

REFERENCIAS

Burjachs, F., Rodo, X. y Comin, F. (1996): Gallocanta: ejemplo de secuencia palinológica en una laguna efímera. En: *Estudios Palinológicos* (B.R. Zapata, Ed.),. Servicio de publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, 25-29.

Calvo, J., González-López, J.M., González-Martínez, J. y Villena, J. (1978): Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la Laguna de Gallocanta. *Tecniterrae*, 21: 1-10.

Comín, F., Julia, R., Comin, P. y Plana, F. (1990): Hydrogeochemistry of Lake Gallocanta (Aragón, NE Spain). *Hydrobiología*, 197: 51-66.

González-López, J. M., González-Martínez, J., Fernández-Nieto, C. y Pardo, G. (1983): Sedimentación carbonatada en la Laguna de Gallocanta (Prov. de Zaragoza y Teruel). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 6: 81-88.

Harrison, S. y Digerfeldt, G. (1993): European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, 12: 233-248.

Huntley, B. y Birks, H.J.B. (1983): *An atlas of past and present pollenmaps for Europe: 0-13,000 BP years ago*. Cambridge University Press, Cambridge, 667 p.

Pérez, A. y Roc, A.C. (1999): *Los sedimentos de la laguna de Gallocanta y su comparación con las calizas de la Muela de Zaragoza*. Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Serie Investigación, 14: 114 p.

Pérez, A., Luzón, A., Roc, A.C., Soria, A.R., Mayayo, M.J. y Sánchez, J.A. (2000): Sedimentary facies distribution and genesis of a recent carbonate-rich saline lake : Gallocanta lake. Iberian Chain, NE Spain. *Sedimentary Geology*, (in press).

Villena, J. (1969): Mapa Geológico de la Laguna de Gallocanta (Teruel-Zaragoza) y sus alrededores. *Guía de la Excursión. V Reunión Grupo Español de Sedimentología*. Pamplona, Zaragoza, 2 p.

Vernal, A. y Henry, M. (1996): Techniques de preparation et d'analyse en micropaléontologie. *Les cahiers du GEOTOP*, 3: 16-27.

Registro de la composición isotópica del Jurásico inferior de la Cuenca Vascocantábrica: metodología analítica y relación con los depósitos orgánicos.

I. Rosales[1], S. Robles[1] y S. Quesada[1, 2]

1 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco UPV/EHU. Apartado 644. 48080 Bilbao. gqbrofri@lg.ehu.es.
2 Repsol-YPF. Paseo de la Castellana 280. 28046 Madrid.

ABSTRACT

The Pliensbachian-lower Toarcian hemipelagic carbonates outcropping in the Reinosa area of northern Spain provide the opportunity to establish a high-resolution, biostratigraphically calibrated stable isotope stratigraphy. Using optical, cathodoluminescence and chemical criteria, it has been possible to select very well preserved samples of belemnite rostra that retain the original marine isotope composition of the Lower Jurassic seawater from northern Spain. Nearly 200 samples from three composite sections (Camino, Santiurde de Reinosa and San Andrés) have been analysed for their $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, and minor and trace-element composition (Ca, Mg, Sr, Mn and Fe) to both constrain the effects of any possible post-depositional diagenetic alteration, and provide a record of the geochemical changes on seawater composition accompanying black shale deposition. The C-isotope record is marked by five positive excursions within the jamesoni, ibex, margaritatus and serpentinus zones. These $\delta^{13}C$ positive excursions area accompanied by an enrichment in the organic content of the sediments. The O-isotope record is marked by two minimum during the margaritatus and serpentinus Zones and two maximum during the lower part of the margaritatus Zone and the spinatum Zone respectively. The near-coincidence in timing between deposition of black shales, $\delta^{13}C$ maximum and $\delta^{18}O$ minimum suggests that palaeoenvironmental changes, related to palaeotemperature and/or palaeosalinity variations, occurred during black shale deposition.

***Key words**: Stable isotope stratigraphy, belemnite rostra, Lower Jurassic, northern Spain.*

INTRODUCCIÓN

La sedimentación durante el Lías en la Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) tuvo lugar en un amplia plataforma carbonatada epicontinental, localizada entre los dominios Boreal y Tethys, caracterizada por la superposición de dos sistemas deposicionales distintos (Braga *et al*, 1988; Robles *et al*, 1989; Quesada y Robles, 1995): a) una rampa carbonatada somera de edad Hettangiense-Sinemuriense inferior, y b) rampas hemipelágicas con surcos subóxicos durante el Lotharingiense-Toarciense. Los afloramientos del área de Reinosa (Fig. 1) proporcionan uno de los cortes más completos y representativos del Lías de la CVC. La rampa carbonatada somera del Hettangiense-Sinemuriense inferior (60-130 m) está constituida por una sucesión de dolomías, dolomicritas laminadas, y dolomias oquerosas con brechas de colapso procedentes de la disolución en superficie de nódulos y niveles de anhidrita, que evolucionan en la vertical a un sistema de rampa carbonatada somera dominada por tormentas, y finalmente a una rampa mixta siliciclástica-carbonatada, truncada a techo por una superficie de discontinuidad con exposición subaérea (Robles y Quesada, 1995). Posteriormente, los efectos combinados de una mayor subsidencia diferencial y de un período transgresivo a nivel mundial durante el Lotharingiense-Toarciense, produjeron la rápida profundización (*drowning*) del sistema carbonatado previo, favoreciendo el desarrollo de una rampa hemipelágica (65-280 m) que desarrolló surcos anóxicos donde se depositaron, a intervalos concretos, rocas orgánicas generadoras de hidrocarburos (Quesada *et al*., 1997) (Fig. 2). Este último sistema registró un ciclo general regresivo-transgresivo (ciclo de segundo orden) que alcanzó su máxima profundización durante el Toarciense inferior. Este estudio se centra en el intervalo hemipelágico del Pliensbachiense-Toarciense inferior del área de Reinosa, donde se desarrollaron preferencialmente las facies orgánicas, y su objetivo es elaborar un registro de las variaciones isotópicas ($\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$) oceánicas durante dicho intervalo, calibrado con los datos bioestratigráficos disponibles, con el fin de investigar los cambios geoquímicos y paleoambientales en el medio relacionados con el depósito de las facies orgánicas.

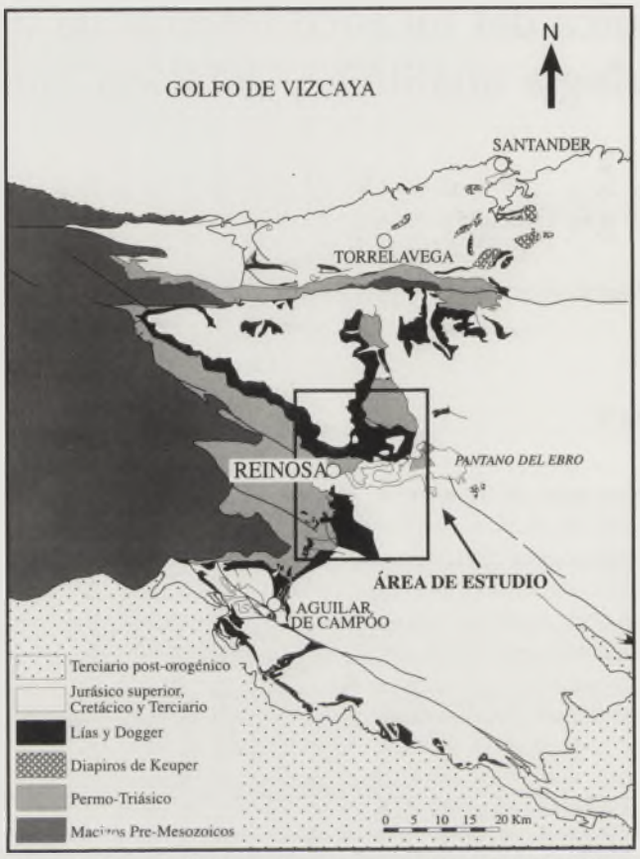


FIGURA 1: *Mapa geológico en el que se muestra la localización del área de estudio.*

METODOLOGÍA

El intervalo estratigráfico estudiado tiene un espesor de 160 m y una duración aproximada de 9,3 m.a. Para este intervalo se han analizado más de 200 muestras de calcita procedente de rostros de belemnites no alterados diagenéticamente. Las muestras provienen de tres localidades de las proximidades de Reinosa (Camino, Santiurde de Reinosa y San Andrés), que conjuntamente permiten obtener un registro estratigráfico compuesto completo. El muestreo se realizó a intervalos regulares separados estratigráficamente desde pocos centímetros a algunos metros, dependiendo del espesor de los estratos y de la disponibilidad de muestras. Esto ha permitido obtener una resolución en el registro isotópico a nivel de zona e incluso subzona de ammonites. Se escogieron los rostros de belemnites para este estudio por tres razones: 1) su composición primaria de calcita baja en Mg, que es menos susceptible que otros tipos de carbonatos a una alteración diagenética secundaria; 2) su precipitación en equilibrio isotópico con el agua marina del ambiente en que vivía el organismo, para los que no se ha descrito aún un efecto metabólico («efecto vital»); 3) ausencia probada de diferencias isotópicas taxonómicas.

Para cada muestra se prepararon láminas delgadas y muestras de mano con secciones pulidas. Las láminas delgadas se tiñeron con Rojo de Alizarina y ferricianuro potásico para una mejor diferenciación de la calcita (rosa), calcita ferrosa (violeta), ankerita (azul) y dolomita (no coloreada). Todas las muestras fueron analizadas con microscopio óptico y catodoluminiscencia para observar el grado de preservación textural de las muestras. Las muestras no alteradas diagenéticamente presentaron ausencia de luminiscencia. Sólo las porciones de belemnites no recristalizadas (calcita) y no luminiscentes fueron analizadas en este estudio, las cuales se muestrearon utilizando un torno de dentista acoplado a una lupa binocular y equipado con instrumentos de tungsteno. Seguidamente se determinó la composición en elementos mayores y traza (Ca, Mg, Sr, Fe, Mn) de las muestras obtenidas de esta forma mediante microanálisis con ICP-MS y ICP-OES (Universidad de Barcelona), con el fin de reconocer posibles alteraciones diagenéticas no detectables mediante métodos ópticos y de catodoluminiscencia, que pueden haber alterado la composición geoquímica e isotópica inicial de las muestras sin alterar su textura original. Los análisis isotópicos ($\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$) se realizaron según las técnicas standard con el espectrómetro de masas del Servicio General de Isópotos Estables de la Universidad de Salamanca y los resultados se expresan en ‰ respecto al standard PDB (*Pee Dee Belemnite*) de Viena. Estos estudios se complementaron con análisis previos de TOC, calcimetrías y dolometrías (Quesada y Robles, 1995).

RESULTADOS

Todas las muestras de rostros de belemnites no luminiscentes analizadas presentaron concentraciones de Ca>38,9% y Mg>0,4%. De estas, solo aquellas muestras que presentaron valores de Sr>950 ppm, Mn<32 ppm, Fe<250 ppm, y razones de Sr/Mn>80 fueron consideradas como no alteradas diagenéticamente, y que por tanto preservan la composición isotópica original del agua marina de la cual precipitaron (Rosales et al., en prensa). Aquellas muestras consideradas aceptables desde el punto de vista textural y geoquímico presentaron valores isotópicos de $\delta^{13}C$ comprendidos entre +4,7 y -0,7‰ PDB y de $\delta^{18}O$ entre +0,7 y -3,2‰ PDB.

El registro isotópico temporal de las muestras seleccionadas, realizado por primera vez para el Lías del norte de la placa Ibérica, aparece representado en la Fig. 2. La curva de isótopos de carbono ($\delta^{13}C$) está caracterizada por la presencia de cinco picos positivos principales (2‰ a 4,7‰ PDB) dentro de las Zonas jamesoni, ibex, margaritatus y serpentinus. Estos picos positivos de $\delta^{13}C$ se correlacionan con enriquecimientos en los valores de TOC y máximo desarrollo de lutitas orgánicas (Fig. 2). Por otra parte, el registro isotópico general de $\delta^{18}O$ presenta dos máximos en las partes bajas de la Zonas margaritatus y spinatum, y dos mínimos en las parte media de la Zona margaritatus y en la parte basal de la Zona serpentinus respectivamente. Estas diferencias en los valores isotópicos de O ($\delta^{18}O$) en carbonatos marinos primarios pueden ser interpretadas como debidas a cambios de temperatura y/o salinidad en el medio de depósito (Marshall, 1992). El pico más pronunciado en el valor de $\delta^{13}C$ (mas de 4‰

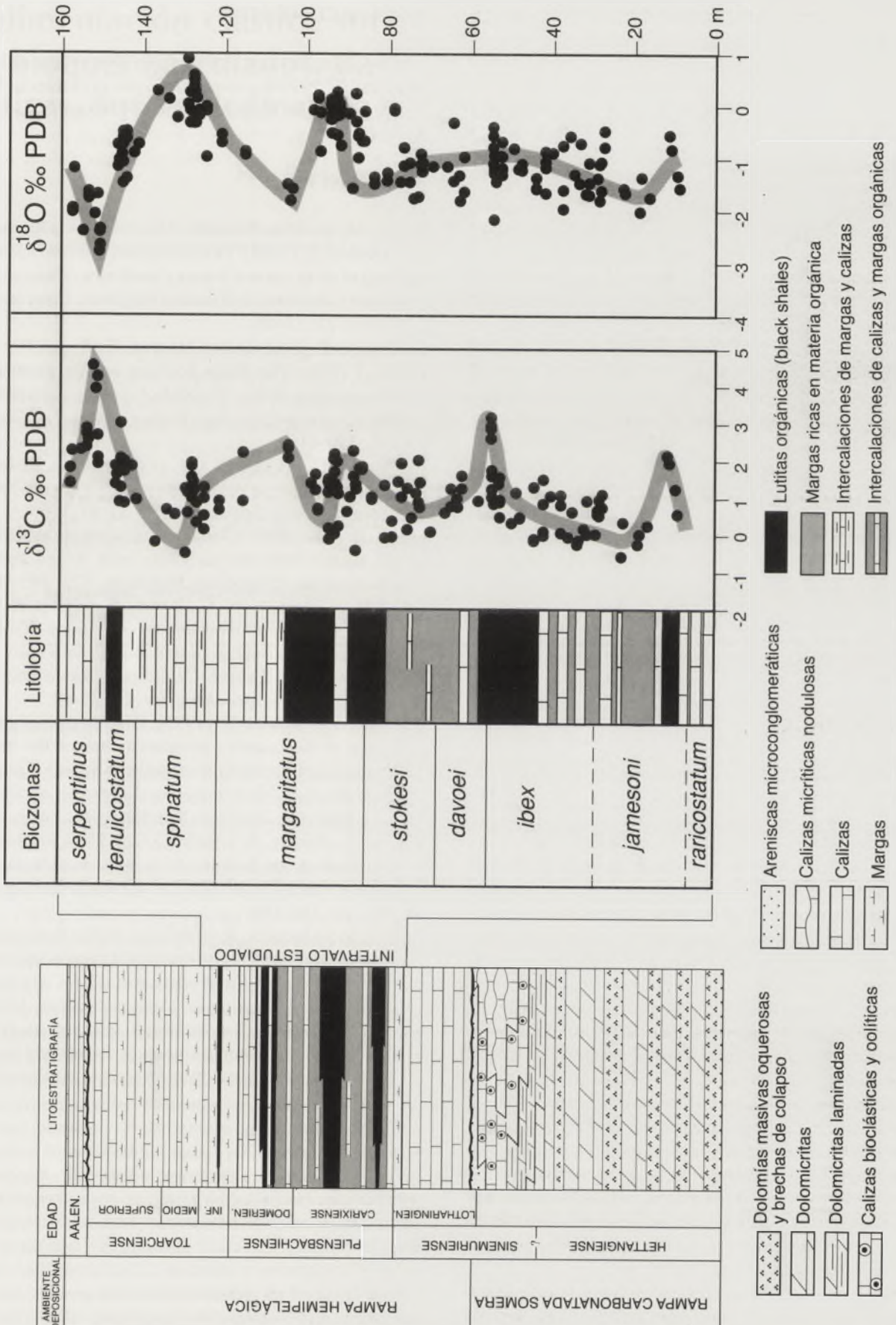


FIGURA 2: *Diagrama litoestratigráfico simplificado para el Lías del área de estudio. Obsérvese la distribución estratigráfica de los depósitos orgánicos, así como las curvas isotópicas del $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ para el intervalo analizado.*

PBB) se registra para la parte inferior de la Zona serpentinus del Toarciense inferior, que corresponde con un marcado pico negativo en el valor de $\delta^{18}O$ (menos de -2‰ PDB) (Fig. 2). En la CVC todos los picos positivos obtenidos en el registro de $\delta^{13}C$ reflejan momentos en los que se produjo un rápido incremento en la razón de enterramiento de la materia orgánica (altos valores de TOC y desarrollo de lutitas orgánicas), enriquecida ésta en el isótopo ligero (^{12}C). Como consecuencia, el isótopo ligero (^{12}C) quedó atrapado en los sedimentos mientras que el agua marina, y por tanto los carbonatos que precipitaron a partir de ella (por ejemplo, los rostros de belemnites) se enriquecieron en el isótopo pesado (^{13}C) y registraron una desviación positiva en el valor de $\delta^{13}C$. De esta forma se explica la correspondencia entre el desarrollo de facies orgánicas y los picos positivos en el valor de $\delta^{13}C$. El pico positivo de $\delta^{13}C$ del Toarciense inferior (Zona serpentinus) ha sido reconocido además en diferentes areas tanto del dominio Boreal como del Tethys (Jenkyns and Clayton, 1986; Jiménez et al., 1996), y se correlaciona con un evento anóxico global que provocó un extensivo desarrollo de facies orgánicas (black shales) en diversas partes del mundo (Jenkyns and Clayton, 1986). El resto de los picos registrados durante el Pliensbachiense, aunque no han sido tan extensamente reconocidos en otras partes del mundo, podrían quizás corresponder con otros picos de similares características a nivel mundial. Los resultados de $\delta^{18}O$ obtenidos sugieren también la existencia de cambios paleoambientales en la columna de agua durante el desarrollo de las facies orgánicas. Estos cambios pudieron estar relacionados con oscilaciones de la temperatura y/o salinidad superficial del agua marina.

CONCLUSIONES

La coincidencia aproximada en el tiempo entre el desarrolo de facies orgánicas (black shales), maximos de $\delta^{13}C$ y mínimos de $\delta^{18}O$ sugiere la existencia de variaciones paleoambientales importantes en la columna de agua durante el desarrollo de las facies orgánicas. Estos cambios pudieron estar relacionados tanto con oscilaciones de la temperatura como de la salinidad superficial del agua marina, o por una combinación de ambas. Estas condiciones promovieron probablemente la estratificación por densidad en la columna de agua y favorecieron el incremento de la productividad oceánica. Esto, junto con una topografía irregular del fondo marino, produjeron condiciones de anoxia en el fondo marino favorables para la preservación de grandes cantidades de materia orgánica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto de investigación UE-1999/8, cofinanciado por el Gobierno Vasco y la Sociedad de Hidrocarburos de Euskadi S.A. (SHESA-EVE).

REFERENCIAS

Braga, J.C., Comas-Rengifo, M.J., Goy, A., Rivas, P. y Yébenes, A. (1988): El Lías inferior y medio en la zona central de la cuenca Vasco-Cantábrica (Camino, Santander). *Instituto de Estudios Riojanos, Ciencias de la Tierra*, 11: 17-45.

Jiménez, A.P., Jiménez de Cisneros, C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1996): The Early Toarcian anoxic event in the westernmost Tethys (Subbetic): paleogeographic and paleobiogeographic significance. *Journal of Geology*, 104: 399-416.

Jenkyns, H.C. y Clayton, C.J. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33: 87-106.

Marshall, J.D. (1992): Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129: 143-160.

Quesada, S., Dorronsoro, C., Robles, S., Chaler, R. y Grimalt, J.O. (1997): Geochemical correlation of oil from the Ayoluengo field to Liassic black shale units in the southwestern Basque-Cantabrian Basin (northern Spain). *Organic Geochemistry*, 27: 25-40.

Quesada, S. y Robles, S. (1995): Distribution of organic facies in the Liassic carbonate ramps of the western Basque-Cantabrian basin (northern Spain). *Field Trip Guidebook. 17th International Meeting on Organic Geochemistry*, Donostia-San Sebastian, Spain. 36 p.

Robles, S., Pujalte, V. y Valles, J.C. (1989): Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 185-198.

Robles, S. y Quesada, S. (1995): La rampa dominada por tempestades del Lías inferior de la zona occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *XIII Congreso Español de Sedimentología*. Comunicaciones, 109-110.

Rosales, I., Quesada, S. y Robles, S. (en prensa). Primary and diagenetic isotopic signals in fossils and hemipelagic carbonates: the Lower Jurassic of northern Spain. *Sedimentology*.

Sedimentación clástica submarina asociada a escarpes de falla en bloques basculados. Barremiense-Aptiense basal. Cordilleras Béticas. Sur de Bedmar (Jaén)

P.A. Ruiz-Ortiz[1], G.A. de Gea[2] y R. Aguado[2]

1 Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Facultad de Ciencias Experimentales. Campus Universitario. 23071 Jaén.
2 Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Escuela Universitaria Politécnica. C/ Alfonso X el Sabio. 23700 Linares (Jaén).

ABSTRACT

New data about the age of the conglomeratic facies outcroping to the south of the village of Bedmar (Jaén), have led us to renewal the studies of the clastic facies of the Cerrajón Fm. (Barremian–middle Albian) and to the reinterpretation of the depositional model. Three facies associations: conglomerates, sandstones and marl-intercalated slided sandstones blocks, with borings, are distinguished. Deposition of submarine clastic facies, sandstones and conglomerates, in a fan-delta fed submarine apron is now considered. The bored sandstone blocks, came from the erosion of a narrow platform during a relative sea-level lowstand. Block-tilting tectonic and relative sea-level fluctuations are seen as the main causes giving way to the deposits and to the cyclicity and facies relationships.

Keywords: *Fan-delta fed submarine apron, Cerrajón Formation, rifting, block-tilting, Early Cretaceous*

INTRODUCCIÓN

Al sur de Bedmar (Jaén) (Fig. 1) y al norte de la ermita de Cuadros, afloran una serie de paquetes de areniscas que fueron interpretados por Ruiz-Ortiz (1980) como lóbulos de abanico externo. Estos abanicos serían de pequeño tamaño y estarían desconectados del sistema axial principal del surco del Dominio Intermedio (Ruiz-Ortiz, 1980, 1981 y 1986). Los paquetes de arenisca se intercalan entre calizas y margas pelágicas con ammonites y con niveles de arenisca poco potentes. Sobre los paquetes de arenisca se disponen niveles de conglomerados con cantos de areniscas y calizas, a menudo muy redondeados, que fueron atribuidos por Ruiz-Ortiz (1980) y autores posteriores (Alvaro *et al.*, 1991) al Terciario.

El estudio bioestratigráfico de detalle a partir del contenido en nanofósiles y foraminíferos planctónicos de numerosas muestras, en el conjunto de los afloramientos del Cretácico Inferior de la Unidad Intermedia del Cárceles-Carluco, ha permitido constatar que dichos niveles de conglomerados son de edad Cretácica, concretamente del Barremiense terminal-Aptiense basal como posteriormente se expondrá (ver también; Gea *et al.*, 2001). La significación sedimentológica, tectónica y paleogeográfica, entre otras, de esta nueva datación, nos ha llevado a intensificar el estudio geológico y el análisis sedimentológico de la zona y a modificar consecuentemente los modelos genéticos hasta ahora propuestos.

ESTRATIGRAFÍA

En la figura 2 se representa una columna estratigráfica de la Fm. Cerrajón en esta área de la Unidad Intermedia del Cárceles-Carluco. Su edad, datada con nanofósiles (ver Fig. 2 y Gea, Aguado y Ruiz-Ortiz, 2001) es Barremiense inferior–Albiense medio y se sitúa sobre la Fm. Los Villares. La litología está formada por calizas margosas y margas alternantes, entre las que comienzan a intercalarse algunos niveles finos de arenisca, lo que marca el comienzo de la Fm. Cerrajón. Sucesivamente aparecen en la secuencia dos paquetes de areniscas, sobre el último de los cuales se superpone un nivel de conglomerados. Hacia arriba aparecen tres niveles más de conglomerados que se intercalan entre margas datadas como Barremiense terminal-Aptiense inferior (ver Fig. 2 y Gea *et al.*, 2001). Tras un pequeño tramo cubierto, termina la sección de la Fm. Cerrajón con depósitos margosos del Albiense medio.

LA SEDIMENTACIÓN CLÁSTICA DE LA FORMACIÓN CERRAJÓN EN EL ÁREA DE CUADROS

Los dos paquetes de areniscas que afloran, tienen potencias de 20 y 15 m respectivamente, con continuidad lateral mínima de 2 km. Los lechos individuales de arenisca pueden llegar a alcanzar potencias de más de un metro. Normalmente se trata de lechos de arenisca amal-

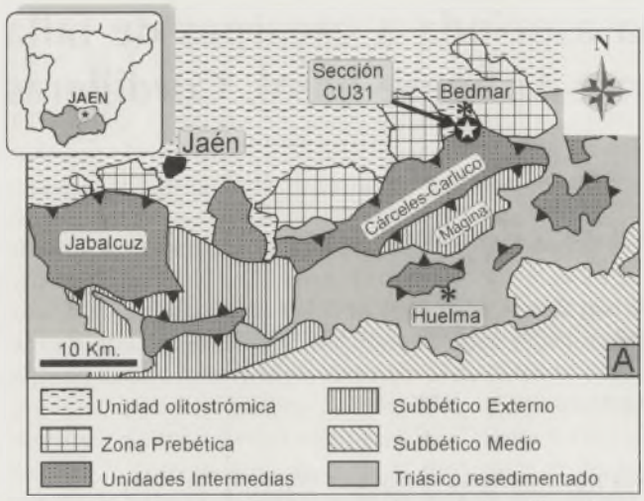


FIGURA 1: *Localización geográfica y geológica de los afloramientos estudiados (sección CU31, ver Fig. 2).*

gamados, sin interestratos margosos, especialmente en el más moderno de los dos paquetes. La secuencia de espesores de los lechos muestra tendencias erráticas, que no obstante tienden a ser estratocrecientes. Las areniscas suelen tener estructura interna masiva o granuloclasificada. Otras estructuras internas frecuentes son las estructuras *dish* y los cantos blandos, los cuales tienden a alinearse en niveles concretos. Algunos datos interesantes para integrar en la interpretación que se haga de estos niveles es la diferencia de edad y composición que existe entre los dos paquetes de arenisca. En efecto, el primero de ellos, más antiguo, se intercala entre margas del Barremiense inferior y en su composición sólo están presentes granos terrígenos. Por el contrario, el segundo de los paquetes de arenisca, es de edad Barremiense terminal–Aptiense inferior. Como se recoge en la figura 2, entre la sedimentación de ambos paquetes de arenisca existe un hiato que abarca varias biozonas de ammonites del Barremiense. También, en la composición de este segundo paquete de areniscas son frecuentes los granos carbonáticos, principalmente ooides en los que una cubierta carbonática más o menos desarrollada rodea a un grano terrígeno o a un bioclasto. Además, en este nivel de areniscas son frecuentes los lechos con laminaciones dadas por acumulación de bioclastos. Estos datos son señal inequívoca de que en este caso los granos terrígenos permanecieron durante un tiempo en medios de plataforma somera con sedimentación de tipo mixto.

Los niveles de conglomerados que se sitúan sobre las areniscas, están constituidos por cantos de areniscas y/o cantos de calizas. El primero de ellos, que se encuentra directamente en contacto sobre el último paquete de areniscas a través de una superficie erosiva, solo contiene cantos de arenisca redondeados, y de tamaños medios en torno a 10-50 cm. El segundo nivel de conglomerados es de características muy semejantes al anterior. Tras 7 m de margas aparece un nuevo nivel de conglomerados de cantos más pequeños en el que existen cantos de areniscas angulosos, algunos con perforaciones y cantos de calizas micríticas grises más pequeños y redondeados. Su presencia entre tramos margosos que contienen fauna marina planctónica, la granuloclasificación grosera que muestran y su asociación con los paquetes de areniscas infrayacentes, nos lleva a interpretarlos como depósitos submarinos de flujos gravitatorios. Los tres primeros niveles de conglomerados se depositaron durante la parte alta de la Zona de *M. hoschulzii* de nanofósiles, que corresponde al Barremiense terminal, mientras que las margas que se superponen al cuarto y último nivel de conglomerados son ya del Aptiense inferior, parte alta de la Zona de *H. Irregularis* de nanofósiles (Fig. 2 y Gea *et al.*, 2001).

Otras facies asociadas

Junto al camino que conduce de Cuadros hacia Albanchez de Úbeda, cerca de la ermita, afloran unos bloques de areniscas intercalados en margas con nanofósiles del Barremiense terminal-Aptiense inferior, que muestran perforaciones de litófagos, pátinas y costras de óxidos, a veces en más de una de sus facetas. Se interpretan como bloques deslizados que han permanecido expuestos en medios marinos litorales durante cierto tiempo, antes de ser transportados por gravedad a medios de pendiente más profundos. El tamaño de los bloques, del orden del metro cúbico en muchos casos, hace pensar en la proximidad de la pendiente submarina a los medios litorales donde originalmente se encontraban estos bloques.

INTERPRETACIÓN

Las facies sucintamente descritas en el apartado anterior se pueden interpretar como representantes de tres asociaciones de facies diferentes que identificarían distintos ambientes sedimentarios, todos ellos a su vez genéticamente relacionados, en tanto que formaban parte de un mismo sistema. Este sistema seguiría de cerca, el modelo propuesto por Surlyk (1978) para sedimentos del tránsito Jurásico-Cretácico de Groenlandia, concretamente en lo que respecta a la distribución de facies en los diferentes subambientes diferenciados en dicho sistema.

Desde el interior al exterior del sistema pasaríamos de las facies conglomeráticas a los cuerpos de areniscas en lechos amalgamados. La relación espacio-temporal de las margas con bloques de arenisca, del Barremiense terminal-Aptiense inferior, con las dos asociaciones de facies anteriormente citadas es difícil de precisar. La evolución vertical de la secuencia indica, sin duda, una progradación brusca del sistema. Esta dinámica queda reflejada por la superposición del primer nivel de conglomerados directamente sobre el segundo de los paquetes de arenisca a través de una superficie erosiva.

En la figura 3 se recoge gráficamente la interpretación genética de estos depósitos. Se trataría de un *apron* submarino alimentado directamente por un abanico aluvial o un abanico deltaico, en un margen continental fallado con una plataforma estrecha o inexistente. El primer nivel de arenisca, del Barremiense inferior, fue probablemente el resultado del depósito de la arena directa-

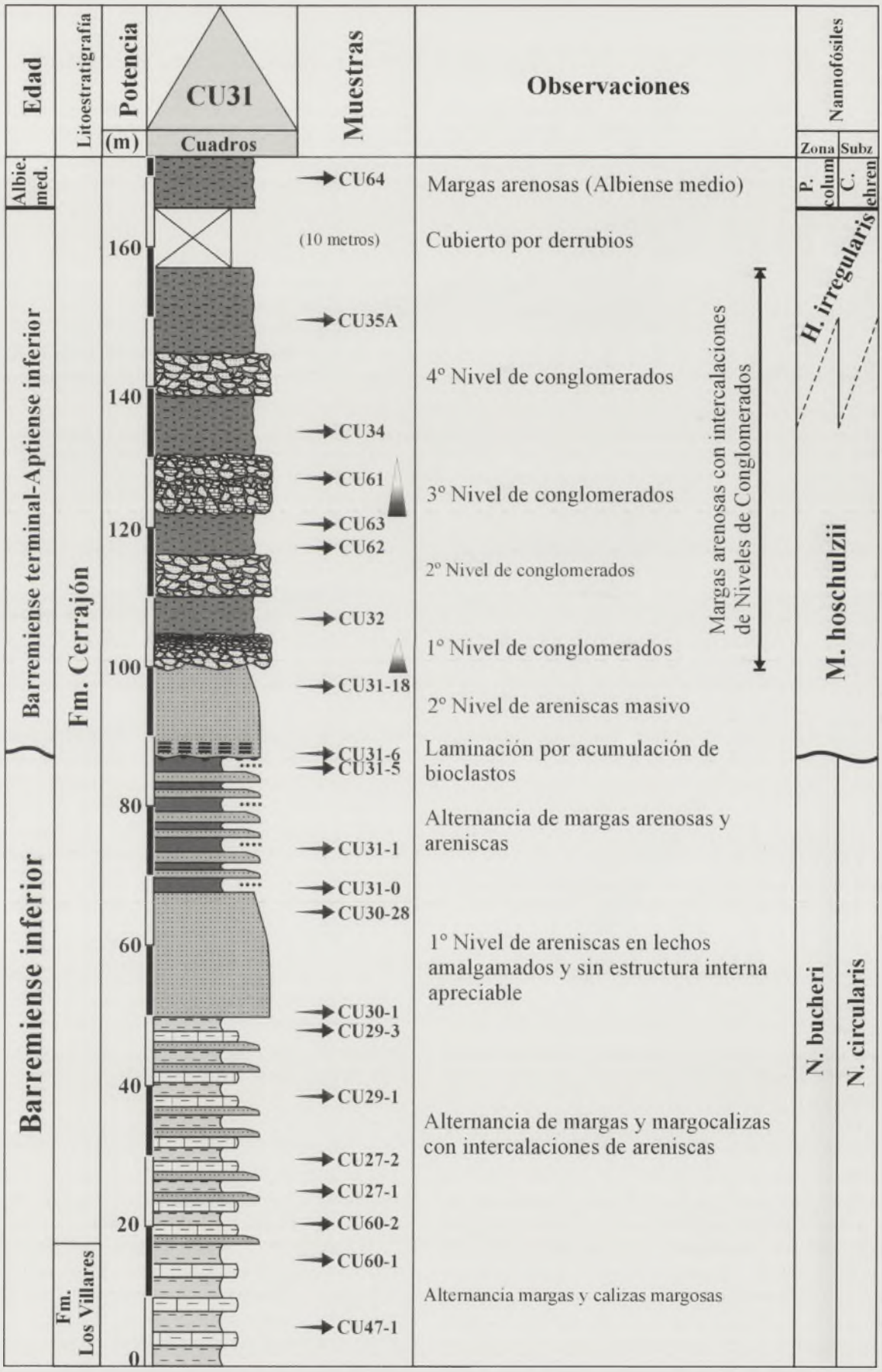


FIGURA 2: *Sección (CU31) en la que se recoge la estratigrafía y bioestratigrafía de los afloramientos estudiados al norte de la ermita de Cuadros.*

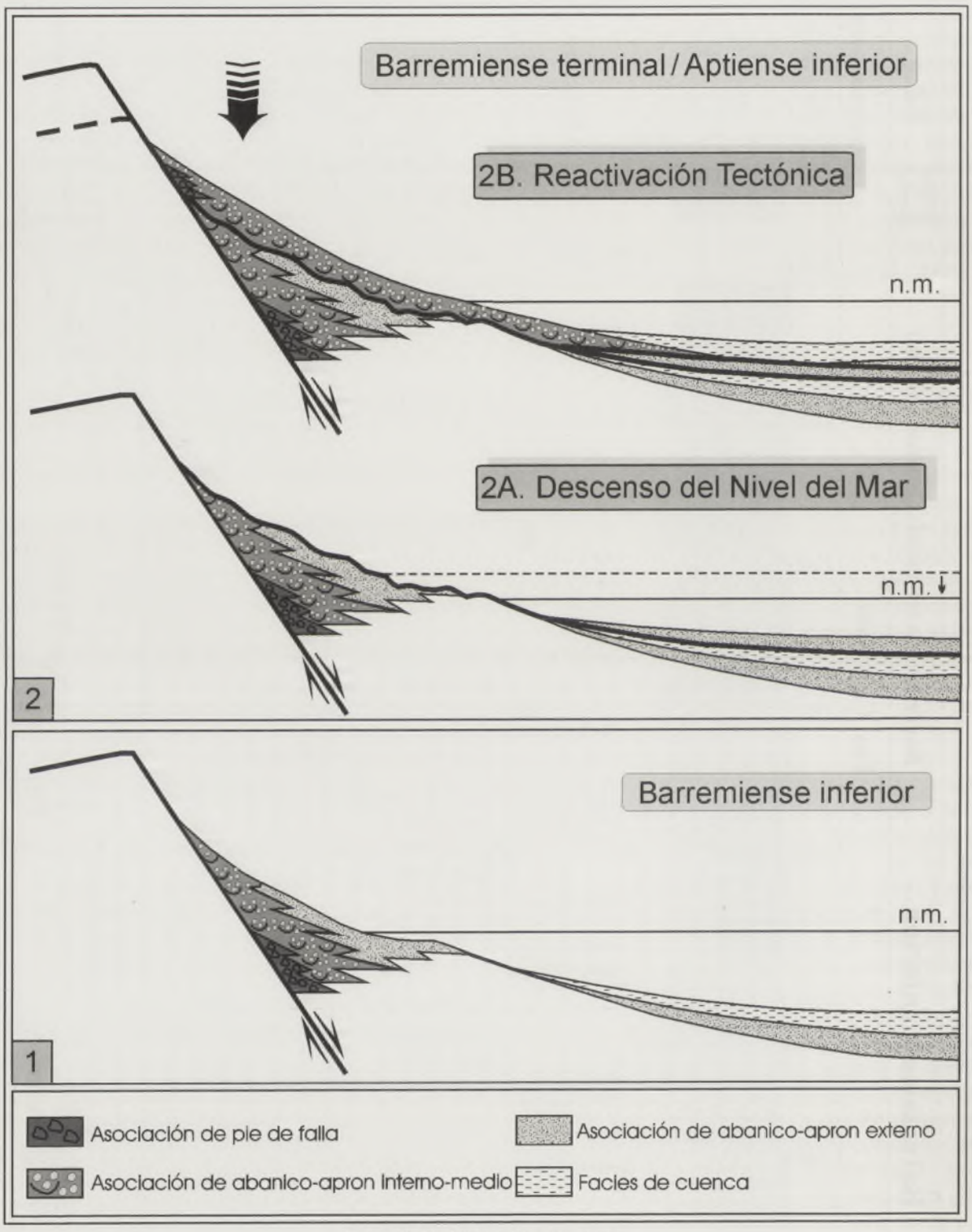


FIGURA 3: *Modelo genético propuesto.*

mente proveniente de la parte más distal del sistema fluvio-deltaico. Por el contrario, tras un período sin depósito, en el que debió existir una desconexión del *apron* submarino del aparato fluvio-deltaico, se reanudó el depósito con un descenso del nivel del mar y la erosión de la estrecha plataforma de tipo mixto hasta entonces desarrollada en ámbitos someros (Fig. 3, estadio 2A). Se generó así el segundo de los paquetes de arenisca, rico en granos terrígenos recubiertos de carbonato y en otros granos de carácter somero. Un pulso tectónico (Fig. 3, estadio 2B), propició que las facies conglomeráticas del abanico deltaico alcanzaran medios submarinos, superponiéndose a los lóbulos de arenisca anteriormente formados.

La alternancia entre niveles conglomeráticos y margas pelágicas, indica una ciclicidad en cuyo origen pudieron influir directamente los pulsos tectónicos y/o las fluctuaciones del nivel del mar. Así, los períodos de alto nivel del mar vendrían marcados por el depósito de mar-

gas pelágicas, al desconectarse el *apron* submarino del abanico deltaico que lo alimentaba. Esto es lo que viene ocurriendo durante el Holoceno con algunos sistemas modernos, como es el caso del Ebro (Nelson y Maldonado, 1990). Por el contrario, durante las fases de bajo nivel relativo del mar las facies más proximales del abanico deltaico alcanzaban medios submarinos. En conjunto, podríamos hablar de al menos cuatro fases de actividad tectónica o de cuatro fases de bajo nivel relativo del mar, durante cada una de las cuales se depositaría uno de los cuatro niveles de conglomerados intercalados en la secuencia de la parte alta de la Fm. Cerrajón (Fig. 2). Al menos las tres primeras de ellas transcurrieron durante el Barremiense terminal, es decir, en un intervalo temporal de unos quinientos mil años, lo que correspondería a una ciclicidad de cuarto orden.

Las facies de carácter más proximal constituidas por bloques de arenisca con perforaciones, deslizados en el seno de las margas del Barremiense terminal–Aptiense inferior, probablemente no guardaban relación directa con el sistema alimentado desde el abanico deltaico. No obstante, formaban parte del *apron* submarino a donde llegaron a través de deslizamientos o caída de bloques desde una fuente intracuencal, como pudo ser el propio litoral y/o margen de plataforma, que en los momentos de bajo nivel del mar podrían ser áreas coincidentes.

Sistemas similares al descrito se han desarrollado en medios modernos como los fiordos (Prior y Bornhold, 1989; Galloway and Hobday, 1996), donde se mimetizan los ambientes con fuertes pendientes, propios de las zonas afectadas por fases de *rifting*. La extensión lateral de los cuerpos de arenisca y conglomerados, es un índice que nos permite también comparar el tamaño del sistema estudiado con los análogos modernos citados.

AGRADECIMIENTOS

Para la realización de este trabajo se ha contado con la financiación proporcionada por el proyecto BTE2000-1151 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y el Grupo de Investigación RNM-200 del Plan Andaluz de Investigación (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

Alvaro, M., Hernández, A., y Olmo P. de (1991): *Mapa Geológico de España 1.50.000, hoja 948 (Torres).* IGME, Madrid.

Galloway, W.E. y Hobday, D.K. (1996): *Terrigenous clastic depositional systems. Applications to fossil fuel and groundwater resources.* 2nd Ed., Springer, Berlin, 489 p.

Gea, G.A. de, Aguado, R. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2001): Precisiones bioestratigráficas y cartográficas sobre el Cretácico de la Unidad del Cárceles-Carluco. Cordilleras Béticas. Sur de Bedmar (Jaén). *Geotemas*, 3(1): 169-174.

Nelson, H.C. y Maldonado, A. (1990): Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea. *Marine Geology*, 95: 419-440.

Prior, D.B. y Bornhold, B.D. (1989): Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, 36: 1053-1076.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril – provincia de Granada – y Jaén).* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 272 p.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1981): Sedimentación turbidítica en el Cretácico de las Unidades Intermedias. Zonas Externas de las cordilleras Béticas. En: *Programa Internacional de Correlación Geológica, (PICG).* Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Madrid, 2: 261-279.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1986): Lóbulos de abanico externo en el Cretácico inferior (Barremiense–Albiense?) de la Unidad Intermedia del Cárceles-Carluco (Cordilleras Béticas). *Acta Salmanticensia*, 50: 595-605.

Surlyk, F. (1978): Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). *Grønlands Geologiske Undersøgelse*, 128: 1-108 p.

Evolución hidroquímica de un sistema lacustre endorreico de pequeñas dimensiones: la cuenca oligocena de As Pontes

A. Sáez y L. Cabrera

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i G. Marines. Grup de Recerca de Qualitat de Geodinàmica i Anàlisi de Conques. Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona. alberto@natura.geo.ub.es, lluis@natura.geo.ub.es.

ABSTRACT

A small sized (12 km^2) Late Oligocene lacustrine system developed in the strike-slip As Pontes basin, NW Spain. Spread of the local watershed increased the water input into the basin, producing a major change from dominant ephemeral, shallow lacustrine-palustrine conditions to widespread perennial, deeper facies. The lower shallow facies are made up by mudstone-carbonate cycles whith partialy dolomitized carbonates. The mudstones were deposited under holomictic conditions and yielded athalassic fauna and Mg-rich clays, which indicate oligosaline-mesosaline water. Deeper facies are microlaminated clay-carbonate, organic-rich rhythmites deposited under meromictic conditions. Changes in the Mg and $\delta^{18}O$ content of the primary carbonates in these laminae (high and low magnesium calcite) record short-term, probably seasonal solute increases, which were punctuated by dilution episodes. The covariant $\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$ trends point to hydrologically closed conditions, whereas the isotopic $\delta^{18}O$ values suggest a water reservoir small enough to allow rapid isotopic fractionation of the meteoric waters. These geochemical signatures correspond well with the palaeogeographic reconstructions of the lake system based on stratigraphic and structural data.

***Key words**: closed lacustrine environments, clay-carbonate rhythmites, stable isotopes, Oligocene, NW Spain.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca terciaria de As Pontes (La Coruña) se sitúa al NW de Iberia en un corredor de fallas transcurrentes de orientación NW-SE. La cuenca es de pequeñas dimensiones (12 km^2) y su actual margen norte está formado por cabalgamientos de orientación E-W, que funcionaron sincrónicamente a la formación del relleno superior de la cuenca. El margen meridional lo configura una discordancia entre el relleno terciario y el sustrato de la cuenca, este último constituido por pizarras y cuarcitas del Precámbrico y Paleozoico afectadas por la orogenia varisca. El relleno sedimentario tiene unos 400 m de potencia total y duró aproximadamente 7,5 millones de años entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior (Cabrera *et al.*, 1995, 1996; Huerta *et al.* 1997).

Durante la etapa inicial del desarrollo de la cuenca se diferenciaron dos cubetas, delimitadas en sus extremos orientales por fallas normales de orientación N-S y en sus márgenes septentrionales por cabalgamientos E-W (Ferrús, 1998). Ambas cubetas eran endorreicas, estaban desconectadas entre ellas y eran alimentadas desde áreas fuente distintas (Barsó *et al.*, 2000). En la cubeta occidental, el balance final de la acomodación tectónica y de los aportes de agua y sedimento dio lugar a sedimentos terrígenos y de lignito, depositados en abanicos aluviales y sistemas de turbera-pantano. Por el contrario, en la oriental, se desarrolló un dispositivo aluvial-lacustre en el que se depositaron facies terrígenas, carbonatadas y mixtas (Sáez y Cabrera, 1994).

El objeto de este trabajo es establecer la evolución paleohidrológica del sistema lacustre de la cubeta oriental, para lo cual se procedió al análisis estratigráfico, sedimentológico y geoquímico de sus sucesiones. Uno de los puntos de interés de este estudio radica en la contrastación de los resultados paleohidrológicos (basados en los datos mineralógicos y geoquímicos) con la evolución paleogeográfica propuesta para la cuenca (basada fundamentalmente en datos estratigráficos y estructurales).

SEDIMENTOLOGÍA, MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS FACIES LACUSTRES DE LA CUBETA ORIENTAL

La sucesión lacustre de la cubeta oriental se desarrolla sobre depósitos de brechas basales poco continuos, tiene unos 30 m de potencia y se divide en 2 unidades separadas por una superficie erosiva de amplia extensión lateral (Fig. 1).

La Unidad 1 la forman capas de lutitas, margas y carbonatos alternantes cíclicamente. Los ciclos tienen potencia decimétrica a métrica y corresponden a la profun-

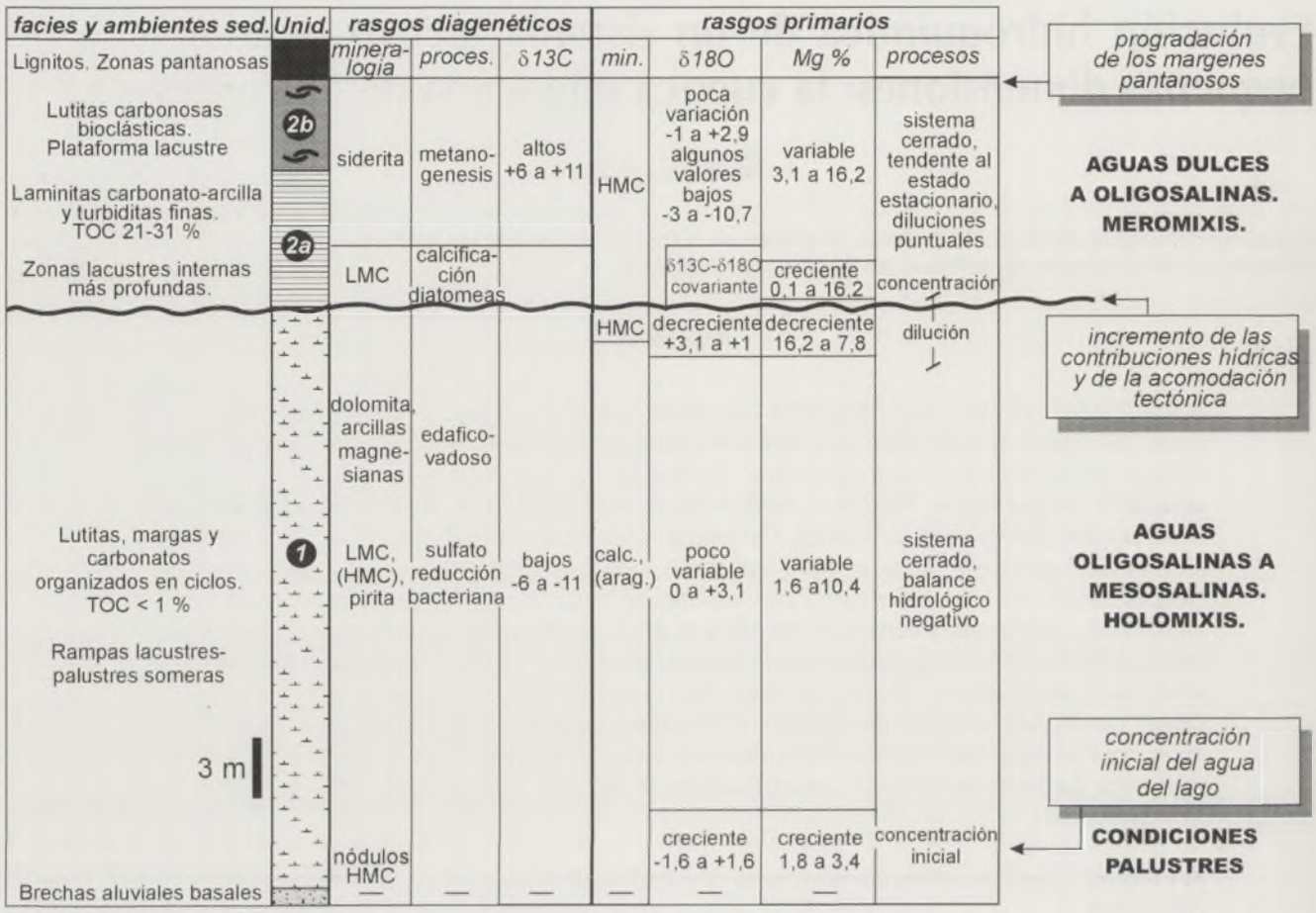


FIGURA 1: *Principales características sedimentológicas, mineralógicas y geoquímicas de la sucesión lacustre de la cubeta oriental de la cuenca de As Pontes.*

dización-somerización de rampas palustres-lacustres. Sus términos más profundos son lutitas o margas verdosas masivas, con presencia de organismos atalásicos (*Hydrobia, Potamides*), mientras que sus términos más someros son capas de carbonatos con modificaciones edáficas.

Los carbonatos registrados son calcitas normales (LMC) y magnesianas (HMC), algunas de las cuales muestran altos contenidos de Sr, indicando que en los fangos carbonatados originales, junto a calcita, pudo coexistir aragonito. Los valores de $\delta^{18}O$ en las calcitas son altos y oscilan poco (entre -1,8 y +3,1 ‰ PDB). El $\delta^{13}C$ de las calcitas muestra valores dominantemente bajos (la mayoría entre -4 y -11 ‰ PDB). Los valores de $\delta^{18}O$ y los de porcentaje molar de Mg en las calcitas describen una tendencia creciente inicial seguida de un tramo potente con valores más variables, para culminar con una tendencia decreciente. Estas facies sufrieron procesos diagenéticos tempranos significativos como la precipitación de calcitas secundarias, la dolomitización total o parcial de bastantes niveles y la formación de arcillas fibrosas magnesianas (palygorskita y sepiolita). Las facies de esta unidad muestran contenidos bajos en materia orgánica (TOC < 1%).

La mitad inferior de la Unidad 2 (Subunidad 2a) la forman una alternancia de bandas de turbiditas finas y de laminitas con pares arcilla-carbonato submilimétricos, ricas en materia orgánica (TOC 21-31 %). Muestran la presencia de restos fósiles de gasterópodos de agua dulce, anuros y cocodrílidos y no contienen arcillas fibrosas magnesianas. Estas facies se interpretan como depósitos lacustres más internos y/o profundos que los inferiores. En la mitad superior de la Unidad 2 (Subunidad 2b), las facies laminadas alternan y pasan gradualmente a lutitas carbonosas bioclásticas de plataforma lacustre progradante.

Los carbonatos primarios de las facies laminadas son HMC y subordinadamente LMC. En las bandas inferiores, las calcitas muestran una tendencia al incremento del porcentaje de Mg en su tramo inicial y también lámina a lámina, en conjuntos de láminas agrupados. La mayoría de los valores de $\delta^{18}O$ son altos y poco variables (entre -1 y +2.2 ‰ PDB), excepto en algunas pocas láminas en las que descienden a valores entre -3 y -10,7 ‰. No existe una correlación directa entre los valores de Mg y $\delta^{18}O$. Los valores de $\delta^{13}C$ varían de -4 a +3 ‰. En estas bandas inferiores los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ muestran una buena covarianza. En las bandas superiores los contenidos de Mg en las calcitas son variables, los de $\delta^{18}O$ permanecen altos (similares a los de las bandas inferiores) y los $\delta^{13}C$ son variables (la mayoría altos entre +6 y +11 ‰ PDB).

Estas facies sufrieron procesos diagenéticos tempranos como la disolución y calcificación (LMC) de esqueletos de diatomeas y la formación de siderita.

CONCLUSIONES

1) En la cubeta oriental de la cuenca de As Pontes, la acomodación disponible y el balance hídrico creciente motivó el paso desde condiciones palustres someras y de bajo gradiente, con notables expansiones y retracciones (Unidad 1) a otras algo más profundas y estables, con un gradiente algo mayor (Unidad 2).

2) La ciclicidad y características de las facies de la etapa lacustre somera indican oscilaciones importantes del nivel del agua en condiciones de holomixis. El contenido faunístico, la composición mineralógica y la composición geoquímica de los carbonatos indican que tras un episodio de concentración inicial, se alcanzaron condiciones de salinidad alta (aunque variable) durante un largo periodo para finalizar con una dilución final. La salinidad máxima, sin embargo, nunca llegó a condiciones para el depósito y preservación de evaporitas.

3) La segunda etapa lacustre fue algo más profunda, registró oscilaciones del nivel del agua menos acusadas y se desarrolló en condiciones de meromixis. La covarianza de $\delta^{18}O$-$\delta^{13}C$ en las laminas de calcita primaria, junto con las características sedimentológicas y estructurales indican condiciones hidrológicas endorreicas. Los incrementos lámina a lámina del contenido en Mg de los carbonatos registran cambios de condiciones de agua dulce a oligosalina de alta frecuencia. Los valores predominantemente altos de $\delta^{18}O$ indican que las aguas meteóricas que entraban en el lago, además de un periodo inicial de concentración de solutos, evolucionaban rápidamente desde ligeras a pesadas, alcanzando su estado estacionario de $\delta^{18}O$. Las «excursiones» a valores ligeros de $\delta^{18}O$ de algunas láminas corresponden a episodios de dilución puntuales, que no se corresponden con los descensos de Mg, debido al carácter conservativo de éste. Se propone un control climático para estos ciclos de mayor orden.

4) Las calcitas secundarias con bajos valores de $\delta^{13}C$ de la Unidad 1 indican la intervención de procesos de sulfato-reducción por actividad bacteriana, mientras que los altos valores de $\delta^{13}C$ de calcitas secundarias (acompañadas de siderita en las láminas superiores de la Unidad 2) indican actividad metanogenética, relacionada con el aumento de aporte de materia orgánica vegetal en el sedimento.

5) Las señales geoquímicas preservadas en los carbonatos primarios son similares a las observables en cuencas lacustres de pequeño tamaño y condiciones hidrológicas cerradas y que, por ello, muestran una elevada sensibilidad a las variaciones climáticas de alta frecuencia. Estas características se corresponden bien con las pequeñas dimensiones y el limitado volumen máximo de agua calculado como contenido en la cubeta lacustre de As Pontes, establecidos a partir de su precisa reconstrucción paleogeográfica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto coordinado de la DGICYT PB97-0882-C03-01 y por el Grup de Recerca de Qualitat de Geodinámica y Análisis de cuenca 99-SGR-64.

REFERENCIAS

Barsó, D., Cabrera, L., Marfil, R. y Ramos, E. (2000): Evolución de la procedencia y redes de drenaje de la cuenca terciaria continental de As Pontes (Galicia), a partir del análisis de las modas detríticas y de minerales pesados. *Geotemas*, 1: 151-154.

Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., Santanach, P. y Bacelar, J. (1996): Onshore Cenozoic strike-slip basins in NW Spain. En: *Tertiary basins of Spain*, (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 247-254.

Cabrera, L., Hagemann, H.W., Pickel, W. y Sáez, A. (1995): The coal-bearing, Cenozoic As Pontes Basin (northwestern Spain): geological influence on coal characteristics. *International Journal of Coal Geology*, 27: 201-226.

Ferrús, B. (1998): *Análisis de cuenca y relaciones tectónica-sedimentación en la Cuenca de As Pontes (Galicia)*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 3 volúmenes.

Huerta, A., Parés, J.M., Cabrera, L., Ferrus, B. y Sáez, A. (1997): Magnetocronología de las sucesiones Cenozoicas de la cuenca de As Pontes (La Coruña, NW de España). *Acta Geologica Hispanica*, 32: 127-145.

Sáez, A. y Cabrera, L. (1994): Sedimentación lacustre en la cuenca cenozoica de As Pontes (A Coruña). *Geogaceta*, 15: 59-62.

FAC. CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

Modelización de la sedimentación de carbonatos mediante sistemas depredador-presa: aplicación al Aptiense inferior de la Cuenca del Maestrazgo (Cadena Ibérica oriental)

R. Salas[1] y K. Bitzer[2]

1 Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona. ramons@natura.geo.ub.es.
2 Abteilung Geologie. Universität Bayreuth. 95440 Bayreuth. klaus.bitzer@uni-bayreuth.de.

ABSTRACT

We present a simulation model of carbonate and mixed carbonate-clastic sedimentation and its application to the lower Cretaceous carbonate platform at Mola de Xert (Maestrat basin, Iberian Chain). The conceptual model considers the population dynamics of the carbonate producing organisms and defines their evolution by simple ecological systems. These systems are mathematically represented by predator-prey models and include effects such as poisoning of carbonate producing organisms under the presence of mud or clastic sediments. The simulation experiment applies data from the Lower Cretaceous Mola de Xert carbonate platform and demonstrates that predator-prey models can be adapted and calibrated to natural carbonate sequences. The model is extended to two dimensions in space to test effects of sea level changes on the geometrical and facial evolution of a carbonate deposit.

Key words: *Predator-prey models, platform carbonate sedimentology, Maestrazgo Basin*

INTRODUCCIÓN

Los modelos de simulación de la sedimentación carbonática, clástica y evaporítica basados en la simulación de los procesos sedimentarios se han venido desarrollando desde la década de los 60 (Harbaugh y Bonham-Carter, 1970). Estos primeros modelos fueron más tarde ampliados incluyendo conceptos físicos más rigurosos, como en el caso del código SEDSIM de Tetzlaff y Harbaugh (1989). Muchos modelos cuantitativos de sedimentación carbonatada que fueron desarrollados durante los años 80 y 90, eran principalmente modelos geométricos y estaban enfocados a modelizar sucesiones cíclicas de sedimentos carbonáticos. La idea básica consistía en asumir tasas específicas de producción de carbonatos (Read *et al.*, 1986; Lerche *et al.*, 1987; Bosence y Waltham, 1990) y probarlas con variaciones del nivel del mar. Algunos problemas, no obstante, quedaban sin resolver por estos modelos, como sucede, por ejemplo, con la observación de las sucesiones de somerización, las cuales indican un cierto retraso entre los cambios del nivel del mar y el inicio de la sedimentación carbonatada. Los modelos basados en tasas de sedimentación en función de la profundidad de agua están por tanto muy simplificados y limitados en sus capacidades. Uno de los objetivos de esta contribución es presentar un modelo cuantitativo basado en los procesos de la sedimentación carbonatada mediante modelos de depredador-presa, los cuales pueden ser interpretados en términos de procesos ecológicos de los organismos productores de carbonato implicados.

La sedimentación de carbonatos es, en gran parte, un proceso *in situ* donde los mecanismos de transporte pueden jugar un cierto papel sólo cuando el sedimento carbonático es movido por la fuerza de las corrientes de agua. Esta contribución se centra en la simulación de las condiciones del área de producción mediante la aplicación de un modelo de sedimentación carbonatada, basado en la simulación de la dinámica de poblaciones de los organismos productores de carbonato. El modelo conceptual se aplica a una sección estratigráfica de la plataforma de carbonatos del Cretácico Inferior de la Mola de Xert (Cuenca del Maestrazgo, Cadena Ibérica oriental). Posteriormente el modelo se amplía a dos dimensiones con el fin de probar su capacidad de generar geometrías complejas y asociaciones de facies como respuesta a los cambios del nivel del mar.

MODELO CONCEPTUAL

El modelo matemático se basa en un sistema de depredador-presa que incorpora varias especies o tipos de productores de carbonato. También incluye la producción de fango carbonatado (*lime mud*) y permite incluir igualmente la compleja interacción entre los procesos productores de carbonato. Con el fin de adaptar y poner a prueba los sistemas de depredador-presa en la simulación de la

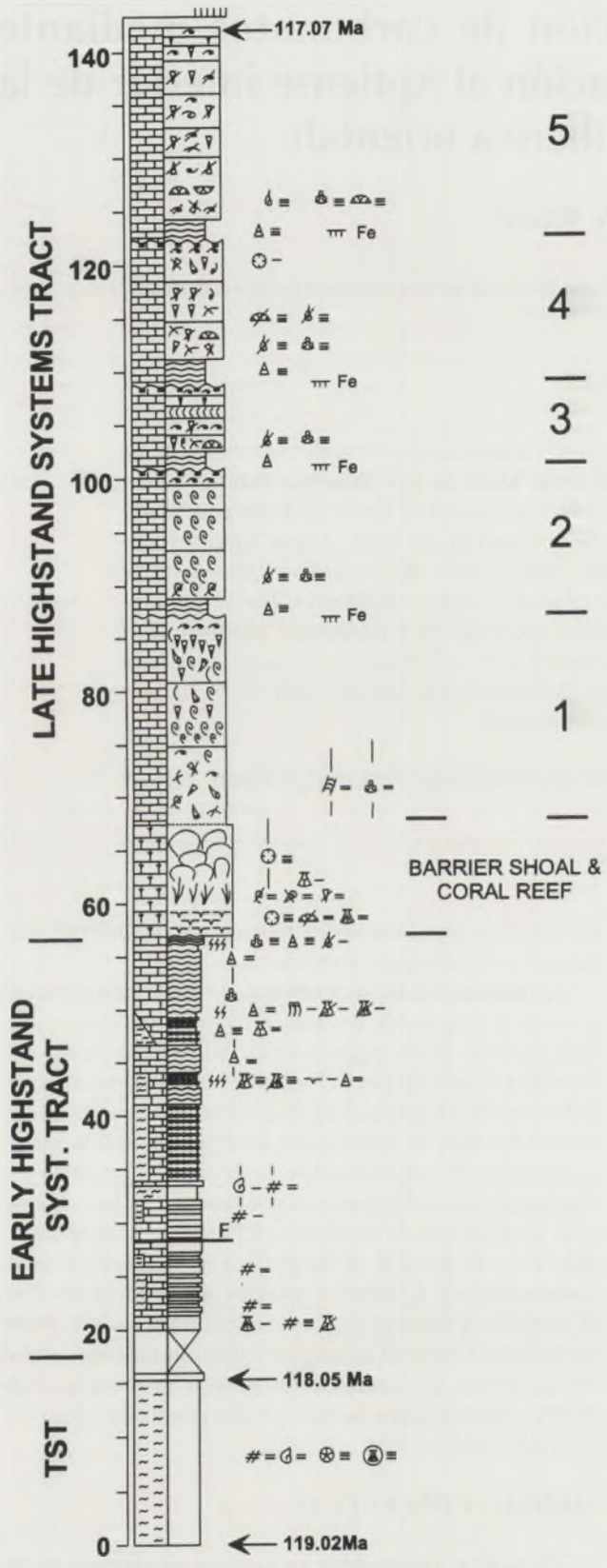


FIGURA 1: *Columna estratigráfica de la plataforma de carbonatos de la Mola de Xert. La parte inferior corresponde al cortejo precoz de alto nivel del mar (EHST) y está formado por una rampa de orbitolinas y mudstones. La parte superior representa el cortejo tardío de alto nivel del mar (LHST) que corresponde a un sistema de rampa homoclinal con bajíos-barrera. Los números del 1 al 5 indican cinco parasecuencias de somerización formadas por wackestones nodulares de orbitolinas y floatstones de rudistas.*

sedimentación carbonatada, se consideran los procesos que intervienen en la evolución de poblaciones de especies productoras de carbonato (ec. 1),

$dx_1/dt = a_1x_1 - b_1x_1^2 -$

(crecimiento y competición interna de la especie)

$f_{12}x_1x_2 - ..... f_{1n}x_1x_n -$

(competición o cooperación con otras especies)

$g_1 x_1 dm/dt - h_1 x_1 ds/dt$

(envenenamiento por fango (m) y sedimentos clásticos (s)) (ec. 1)

con x_1 que representa la densidad de población de especies x_1 y los parámetros f, g, h que determinan la competición interna y el envenenamiento. Se asume que la tasa de producción de carbonato (dy/dt) es una función de la población de organismos productores de carbonato (ec. 2).

$dy/dt = c_1x_1 + c_2x_2 + c_3x_4 + ... c_nx_n$ (ec. 2)

con c constante y n = número de especies. El cambio en la profundidad del agua se expresa como una función de la producción de carbonato (ec.3):

$dz/dt = y$ (ec. 3)

Este sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias, que incorporan el tamaño de la población, la tasa de producción de carbonato y los cambios de profundidad, se resuelve utilizando el método de Fehlberg IV (Danby, 1985), el cual tiene la ventaja de ser un método de orden alto con intervalos de tiempo automáticos.

APLICACIÓN A LA PLATAFORMA DE CARBONATOS DE LA MOLA DE XERT

Con el objeto de probar la aplicabilidad del modelo conceptual en un ambiente carbonatado real, se ha elegido como ejemplo la plataforma de carbonatos cretácica inferior de la Mola de Xert, situada en el sector sudoriental de la cuenca del Maestrazgo (Cadena Ibérica). En la plataforma carbonatada de la Mola de Xert la secuencia de depósito Aptiense inferior (K1.8) tiene una potencia de 400 m y está formada por tres cortejos sedimentarios. El cortejo de bajo nivel del mar (LST) está formado por un potente complejo deltaico (hasta 100 m) dominado por mareas (Fms. Morella y Cervera). El cortejo transgresivo (TST) consiste en un conjunto de parasecuencias con apilamiento agradante en la base y retrogradante en el resto de la sucesión (hasta 160 m). El cortejo de alto nivel del mar (HST) está compuesto por un tramo inferior de arquitectura agradante seguido de otro progradante (hasta 130 m) depositados en dos etapas diferentes de una plataforma tipo rampa (Fig. 1). La etapa inferior corresponde al cortejo precoz de alto nivel del mar (EHST) y está formado por una rampa de orbitolinas y *mudstone* de 40 m de potencia. La etapa superior alcanza un potencia de 90 m y representa el cortejo tardío de alto nivel del mar (LHST) que corresponde a un sistema de rampa homoclinal con bajíos-barrera. Está formada por tres cinturones principales de facies: 1) rampa marginal de rudistas, 2) rampa somera del complejo de bajíos-barrera bioclásticos con arrecifes coralinos, y 3) rampa profunda de calizas tableadas micríticas.

Las etapas temprana y tardía del cortejo de alto nivel del mar reflejan diferencias en la acomodación y condiciones asociadas de profundidad de agua. El cortejo precoz de alto nivel del mar se caracteriza por el aumento de la profundidad de agua y baja productividad de carbonatos. Más tarde, a medida que el nivel del mar se estabiliza e inicia su caída durante el LHST, la acomodación estará controlada principalmente por la subsidencia.

SIMULACIÓN UNIDIMENSIONAL DE LA SEDIMENTACIÓN DE CARBONATOS

Se han utilizado los datos estratigráficos y sedimentológicos de la plataforma de carbonatos de la Mola de Xert para probar el modelo conceptual de interacción de especies productoras de carbonato. La columna estratigráfica representada, se inicia con 15 m de margas de la parte alta de la Fm. del Forcall seguidos de 127 m de calizas de la Fm. de Villarroya (Fig. 1), con una potencia total de 142 m. A partir del estudio bioestratigráfico se han situado algunos marcadores de tiempo que permiten restringir y calibrar el modelo de simulación. Sobre las margas de cuenca basales (Zona de Deshayesi) se disponen 35 m de *mudstone* blancos con ammonites y escasa fauna en la mitad inferior que pasan progresivamente hacia arriba a *wackestone* de orbitolinas, dasicladáceas y moluscos. Los siguientes 10 m están formados por un conjunto arrecifal de corales y sedimentos tipo *rudstone* y *grainstone* bioclásticos. Los corales son planos en la base y pasan hacia el techo a ramosos y masivos, indicando una clara zonación de profundidad. Los primeros fragmentos de rudistas aparecen ya en estas facies arrecifales. Siguen 30 m de *floatstone* de rudistas en capas métricas con grandes proporciones de fango carbonatado. La parte final de la columna estratigráfica consiste en una sucesión de cuatro parasecuencias de somerización de escala métrica que alcanza los 52 m de potencia. Cada una está formada por un término basal de *packstone* nodulosos de orbitolinas, seguido de *floatstone* de rudistas con evidencias de emersión a techo (Fig. 1).

Se han podido identificar tres comunidades de especies productoras de carbonato en la columna. La sedimentación empieza a partir de la producción de carbonato a cargo de orbitolinas y algas verdes (comunidad 1), las cuales fueron abruptamente reemplazadas por corales que dejaron un registro de unos 10 m de *boundstone* de corales (comunidad 2). El final de la sección está formada por las calizas derivadas del carbonato producido por rudistas y algas verdes (comunidad 3).

El experimento de simulación asume una profundidad inicial de 70 m y una duración de 1,9 m.a., de acuerdo con los datos estratigráficos de la columna. Las especies productoras de la comunidad 1 están caracterizadas por orbitolinas y algas verdes, y sus sedimentos carbonatados llegan prácticamente a colmatar una profundidad de 55 m de agua, con una tasa máxima de producción de carbonato de 1 m/1000 a y 0,2 m/1000 a de fango carbonatado, respectivamente, cuando la densidad de población es máxima. La comunidad de especies 1 compite con las comunidades de especies 2 y 3 por nutrientes y espacio. La especie 2 representa a la comunidad coralina, la cual empieza a desarrollarse a una profundidad menor de 25 m y presenta tasas de producción de carbonato de 5 m/1000 a y 0,2 m/1000 a de fango carbonatado cuando la densidad de población alcanza su máximo valor. La comunidad de especies 2 compite con la 3 y es afectada por la presencia de fango carbonatado y sedimento clástico. La comunidad de especies 3 está representada por la población de rudistas y algas verdes, que inicia su desarrollo a una profundidad menor de 15 m y tiene la máxima tasa de producción de carbonato en 3 m/1000 a y 7 m/1000 a de fango carbonatado. No está afectada por la presencia de otras especies.

El objetivo principal del experimento de simulación es reproducir la columna estratigráfica como una consecuencia de la interacción de las especies productoras de carbonato y las consiguientes tasas de producción. La figura 2 muestra la distribución simulada de los tipos de sedimentos en la columna estratigráfica para los parámetros definidos anteriormente. Un aspecto importante de este experimento es que la sección estratigráfica simulada no está forzada con factores arbitrarios externos para

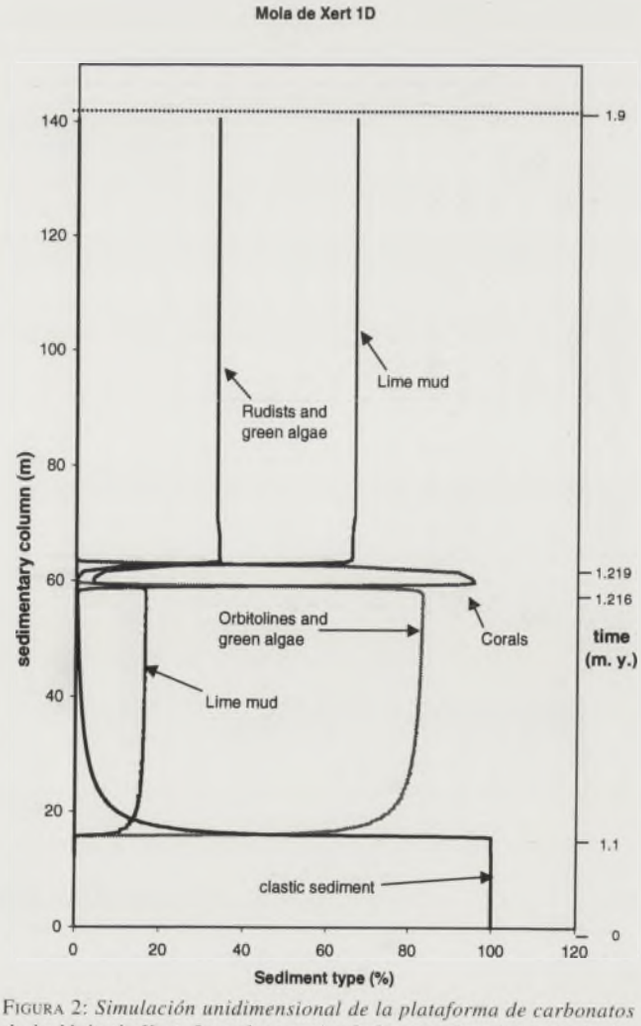


FIGURA 2: *Simulación unidimensional de la plataforma de carbonatos de la Mola de Xert. La columna simulada reproduce las principales características de la sucesión de facies observada.*

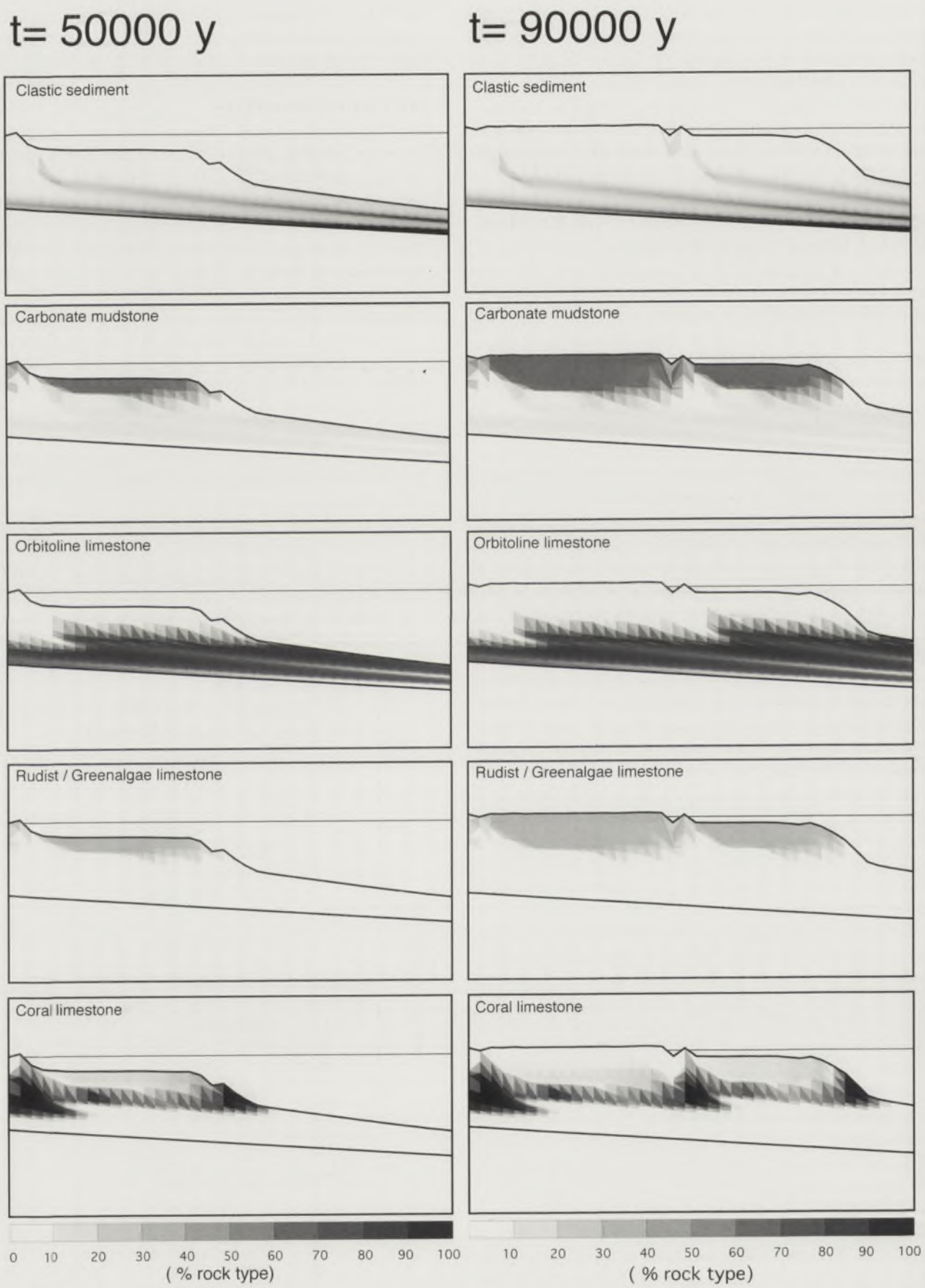


FIGURA 3: *Distribución de las diferentes facies (rock types) y sus relaciones geométricas en el experimento bidimensional. La escala de grises indica el porcentaje de cada facies. Obsérvese la progradación de las facies coralinas y la sedimentación de mudstones y calizas de rudistas en las zonas protegidas de lagoon.*

producir la sucesión de especies, y que ésta presenta una buena coincidencia con la evolución de facies observada.

MODELO BIDIMENSIONAL

En el modelo bidimensional se han aplicado los datos del modelo unidimensional de la Mola de Xert con el fin de probar los efectos hipotéticos de unos cambios sinusoidales del nivel del mar sobre la geometría y la distribución de facies de los carbonatos implicados. La geometría y la distribución de facies obtenidas es similar a la observada en las plataformas de carbonatos del Cretácico inferior de la cuenca Ibérica. La geometría inicial del corte simulado se ha definido como una superficie ligeramente inclinada de 2 km de longitud, con 50 m de columna de agua en el extremo izquierdo y 70 m en el derecho. Los cambios del nivel del mar se definen mediante una curva sinusoidal con una amplitud de 10 m y una frecuencia de 27.000 a. La figura 3 muestra la geometría simulada que refleja los cambios del nivel del mar mediante los correspondientes cortejos sedimentarios y la distribución de los diferentes tipos de rocas carbonatadas simulados.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El modelo de depredador-presa permite incorporar varias especies productoras de carbonato y definir las relaciones funcionales entre ellas. También permite incorporar los procesos y parámetros biológicos o geológicos tales como profundidad de agua, tasas de crecimiento de población y de producción de carbonato, y efectos de envenenamiento. Una característica importante es la autociclicidad que puede ser generada por el modelo. Una importante ventaja del modelo es que no requiere factores arbitrarios externos y que todos los factores incorporados en el modelo son parámetros biológicos o geológicos cuantificables.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación BP98-1260-C02-01: "Modelos sedimentarios, estructurales y corticales integrados de las cuencas de rift mesozoicas de la Cadena Ibérica"

REFERENCIAS

Bosence, D. y Waltham, D. (1990): Computer modelling the internal architecture of carbonate platforms. *Geology*, 18: 26-30.

Danby, J. M. A. (1985): *Computing applications to differential equations.* Reston Publication Co., Reston, 257 p.

Harbaugh, J. W. y Bonham-Carter, G. (1970): *Computer simulation in Geology.* John Wiley & Sons, New York, 574 p.

Lerche, I., Dromgoole, E., Kendall, C. G. St C., Walter, L. M. y Scaturo, D. (1987): Geometry of carbonate bodies: a quantitative investigation of factors influencing their evolution. *Carbonates and Evaporites*, 2: 15-42.

Read, J. F., Grotzinger, J. P., Bova, J. A. y Koerschner, W. F. (1986): Models of generation of carbonate cycles. *Geology*, 14: 107-110.

Tetzlaff, D. y Harbaugh, J. W. (1989): *Simulating clastic sedimentation.* Van Nostrand Reinhold, New York, 202 p.

Evolución tectónica de una cuenca retroarco a partir del estudio de los clastos de una secuencia conglomerática (Mar Egeo, Grecia)

M. Sánchez-Gómez[1], D. Avigad[2] y A. Heimann[3]

1 Departamento de Geología. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Jaén. 23071 Jaén. msgomez@ujaen.es.
2 Institute of Earth Sciences. Hebrew University of Jerusalem. Jerusalem 91904. Israel.
3 Geological Survey of Israel. 30 Malchay Israel St. Jerusalem. Israel.

ABSTRACT

In the Cyclades (eastern Mediterranean), low-angle normal faults juxtaposed Miocene sedimentary rock units on top of Alpine blueschist- and greenschist-facies metamorphic rocks and Miocene granites. The sedimentary units in the hanging wall were deposited in fault-bounded basins while their foot wall progressively emerged through the ductile and brittle crust. The overall section of the sedimentary rocks is divided by a major unconformity that separates Lower to Middle Miocene turbiditic sandstones from Upper Miocene continental conglomerates. K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology, coupled by petrology and petrography of detrital clasts in the sedimentary hanging wall reveal the progressive exhumation of the footwall. Abundant metamorphic clasts yielding ages between 80-100 Ma occur throughout the conglomerate section and probably pertain to a vast Pelagonian-type rock mass now disappeared. Dating also revealed remnants of a completely eroded volcanic province that existed in the Cyclades at 10 Ma. Miocene crustal extension and exhumation of granitic plutons is recorded in the detritic sequence in a concentration of 10 Ma granitic clasts restricted to the top of the conglomerate section. Clasts typical to the currently exposed Cycladic blueschist unit, such as 40 Ma old blueschists, eclogites, and marble, were not found by us indicating the very late exposure of these footwall rocks.

***Key words**: extensional tectonics, Aegean Sea, exhumation of HP/LT rocks, Geochronology, clastic sediment supply*

INTRODUCCIÓN

El Egeo central (Fig. 1) ha sufrido extensión continental al menos desde el Mioceno inferior (Avigad y Garfunkel, 1989). Como ocurre en otras cuencas retroarco de tipo mediterráneo (p.ej., Alborán), la extensión en el Egeo central se sobreimpone a una corteza continental gruesa, originada durante el Paleógeno (Avigad *et al*, 1997). No se conoce bien la arquitectura orogénica inicial, ni la naturaleza de la pila de mantos original que dio lugar a un importante registro de Alta Presión (AP), debido a que los materiales que cubrían la Unidad de alta presión de las islas del Egeo (Cíclades) se encuentran eliminados en su mayor parte. Los materiales que actualmente afloran en las Cíclades son: mármoles, eclogitas y esquistos azules, resultantes de un metamorfismo de alta presión, al que se le asigna una edad comprendida entre 40-50 Ma. Posteriormente, estos materiales sufrieron una retrogradación hacia facies de esquistos verdes, en torno a 25-21 Ma (Bröcker *et al*., 1993). El paso de facies eclogíticas a facies de esquistos verdes estuvo acompañado con cizalla de escala regional, que se ha relacionado con la formación de la cuenca retroarco del Egeo, así como con la intrusión sincinemática de granitos de edad 17-10 Ma.

Sobre la unidad de esquistos azules se sitúan restos de materiales, heterogéneos, atribuidos a una Unidad Superior que debió ser el antiguo bloque de techo del edificio orogénico que dio lugar a la AP. Estos materiales afloran en bloques aislados sobre fallas normales de bajo ángulo. La Unidad Superior, que presenta edades sedimentarias y metamórficas que oscilan desde el Pérmico hasta el Mioceno, incluye rocas de bajo y medio metamorfismo, ofiolitas no metamórficas y rocas subvolcánicas. Ocasionalmente en el techo de esta Unidad Superior, aparece una secuencia detrítica, de edad Mioceno, que hemos denominado Unidad Detrítica (UD).

La UD está constituida por potentes niveles de conglomerados con multitud de fallas sinsedimentarias que indican una extensión concordante con los despegues regionales (Faure *et al*., 1991). El estudio petrológico y radiométrico de los cantos que forman los conglomerados de la UD ha permitido establecer su historia tectonometamórfica y así determinar la unidad de origen dentro de la pila de mantos inicial. Su distribución espacial y temporal dentro de la UD ha suministrado información novedosa de cuándo y cómo las diferentes unidades fueron exhumadas, erosionadas y depositados sus materiales en cuencas intraorogénicas.

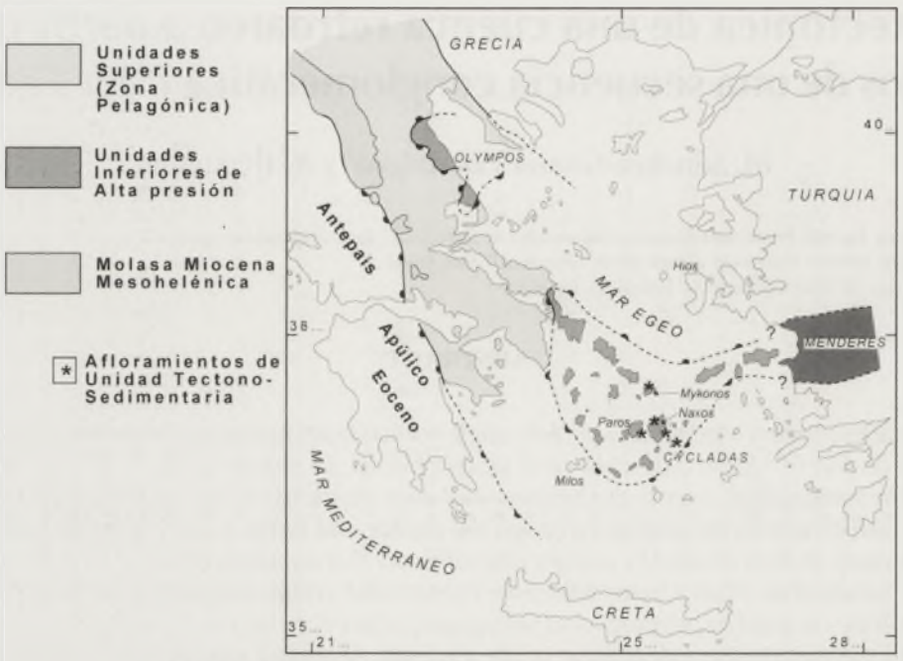


FIGURA 1: *Esquema tectónico del Mar Egeo y zonas adyacentes.*

ESTRATIGRAFÍA

La UD ha sido dividida en tres tramos definidos informalmente, correlacionables entre las diferentes Islas del Egeo objeto de estudio (Paros, Naxos y Mikonos, Fig. 1). El tramo inferior esta formado por areniscas y margas laminadas turbidíticas, que alternan con niveles de conglomerados bien clasificados, gradados y laminados, y masas irregulares de conglomerados soportados por la matriz; foraminíferos nannoplancton y gasterópodos indican una edad Aquitaniense-Burdigaliense para esta formación (Dermitzakis y Papanikolau, 1980). El tramo medio y superior esta formado por una secuencia más conglomerática y continental formada por areniscas con cantos masivas o laminadas y conglomerados pobremente laminados, soportados por la matriz o autosoportados; no se han encontrado fósiles diagnósticos de edad en este tramo, pero se ha supuesto una edad Mioceno Superior (Sánchez-Gómez *et al.*, en prensa) basándose en la edad radiométrica de los cantos presentes. Entre el tramo inferior y el medio, existe una discordancia angular que indica un pulso tectónico que ocurriría durante el Mioceno Medio.

El tramo inferior posee cantos en general menores de 5 cm, con predominio de exudados de cuarzo muy redondeados, areniscas y microconglomerados retrabajados; no obstante son frecuentes otras litologías similares a las que actualmente forman los restos de la Unidad Superior y gneises cuarcíticos. En el tramo medio y Superior el tamaño de los cantos y las partículas de la matriz aumenta paulatinamente de muro a techo, desde cantos de 10 cm en la base del tramo medio, hasta 1 m en el tramo superior (Fig. 2) cuya matriz llega a estar formada por fragmentos mayores de 2 mm. Los cantos de gneises cuarcíticos son muy abundantes en la base del tramo medio y paulatinamente, conforme se asciende en la secuencia disminuyen en tamaño y número. Esquistos fengíticos ricos en cuarzo, primera evidencia de erosión de la Unidad Inferior, aparecen junto con abundantes cantos de la Unidad Superior a mitad del tramo medio. La aparición o el aumento brusco en la proporción de cantos graníticos marca el comienzo del tramo superior. Los cantos volcánicos son predominantes en el tramo superior pero también se encuentran a lo largo del tramo medio, precediendo su aparición a la de los granitos (Fig. 2).

GEOCRONOLOGÍA Y PETROLOGÍA DE LOS CANTOS

Para las dataciones absolutas se han empleado los métodos K-Ar y $^{40}Ar/^{39}Ar$, realizados sobre micas. Los cantos de mayor edad resultaron ser de gneises cuarcíticos, que dieron edades comprendidas entre 100 y 81 Ma, para micas fengíticas con un contenido en silicio indicativo de una presión media de más de 8 kbar. La litología, mineralogía y edades de estos cantos son poco frecuentes en las rocas actualmente aflorantes en las Cíclades, sin embargo concuerdan con rocas de la Zona Pelagónica, cerca del Monte Olimpo, que ocupan una posición equivalente a la Unidad Superior al noroeste del mar Egeo (Fig. 1). Edades entre 10 y 15 Ma han sido encontradas en los cantos analizados de litologías similares a los actuales restos de la Unidad Superior y en cantos de esquistos de alta presión similares a los de la Unidad Inferior de más de 10 kbar. Esta edad Mioceno Superior en cantos de ambas unidades tectónicas puede indicar un reajuste térmico relacionado con los procesos de exhumación y cizalla, previos a su exposición en la superficie por erosión. Los cantos de granitos encontrados en la UD suministran una edad de aproximadamente 10 Ma, la misma edad que los batolitos existentes en las islas del Egeo. Los frag-

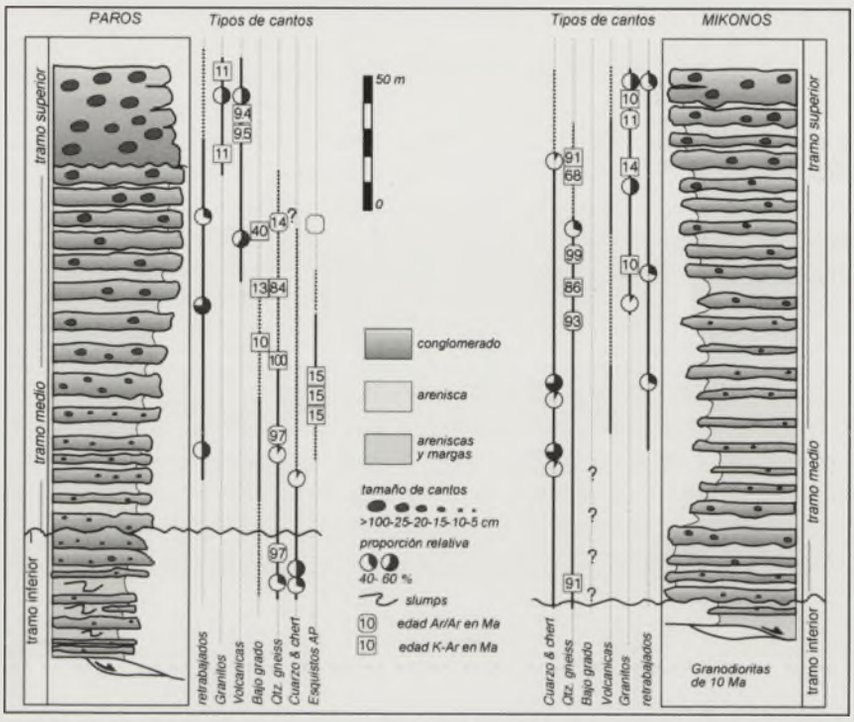


FIGURA 2: *Columnas estratigráficas de la Unidad Detrítica en donde se señala la distribución de los diferentes cantos encontrados junto con su edad y proporciones relativas. Los afloramientos en donde se han establecido estas columnas están señalados con asteriscos en la figura 1.*

mentos de rocas volcánicas, de composición dacítica, muestran una edad de 9,5 Ma. Rocas volcánicas con esta edad y composición son desconocidas en el entorno del Egeo, por lo que los cantos de los conglomerados de la UD supondrían el único vestigio de una provincia volcánica actualmente erosionada u oculta por completo.

DISCUSIÓN

La integración de los datos obtenidos, la distribución espacial, y el análisis estratigráfico de la secuencia sedimentaria, en donde cada tipo de canto tiene una distribución temporal bien definida, permite perfilar la evolución y el estilo tectónico que creó la cuenca donde se depositó la UD durante el Mioceno. La UD refleja una estratigrafía de tipos de cantos inversa: los cantos pertenecientes a la Unidad Superior aparecen en la base de la UD; en el tramo medio encontramos rocas deformadas y granitos cizallados (actualmente en el contacto entre Unidad Superior e Inferior); por último, en el tramo superior se han observado granitos no deformados y rocas volcánicas. La presencia de fallas sinsedimentarias así como de discordancias entre los diferentes tramos de la UD, sugieren una historia continua de sedimentación y fracturación, que termina por despegar la propia UD de su emplazamiento original.

La sedimentación en la UD evoluciona de marina (turbiditas) hasta continental o somera de alta energía (conglomerados autosoprotados). La discordancia del Mioceno Medio podría representar un ascenso de la superficie coetáneo con la intrusión en profundidad de los granitos y un volcanismo asociado. No obstante la extensión y la consiguiente sedimentación comienzan en el Mioceno Inferior, por lo que predata la intrusión de los granitos de 10 Ma. Estos granitos, sin- y post- deformación, podrían estar relacionados con procesos de fusión parcial en la corteza inferior debido a la descompresión asociada a la extensión. Los cantos dacíticos de edad 9,5 Ma provendrían de los equivalentes volcánicos, hoy desaparecidos, a los plutones graníticos. Durante el Mioceno Superior, se sucederían sistemas de fallas normales que irían exhumando los granitos de 12-10 Ma hasta exponerlos en la superficie, mediante fuertes relieves que permitirían el desprendimiento de grandes bloques como los que se observan en el tramo superior de la UD (Fig. 2). La exhumación de los granitos fue un proceso rápido ya que los granitos intruyeron en profundidad y fueron trasportados a la superficie durante el Mioceno Superior, poco después que las rocas volcánicas de 9,5 Ma empezaran a incorporarse a los sedimentos (compárese en la figura 2 la aparición de los primeros cantos volcánicos y graníticos). El bloque de techo del edificio colisional original que generó la alta presión, esta representado en la secuencia detrítica por los gneises de 100-81 Ma. Este bloque de techo quedaría omitido durante el Mioceno por la acción de los despegues, que lo desplazarían hacia el Norte para formar parte del actual basamento del mar Egeo y esto explicaría que los cantos de gneises son mas abundantes y se encuentran más altos en la secuencia estratigráfica de la UD de la isla de Mikonos, al norte, que en la UD de la isla de Paros, al S (Fig. 2). Sedimentos autóctonos del Messiniense fosilizan los despegues extensionales en la Isla de Milos al S del Egeo (Fig. 1), mientras que al N, en la isla de Paros (Fig. 1), son sedimentos del Plioceno los

que se depositan sobre los despegues y la UD, confirmando un desplazamiento hacia el N del eje de la extensión cortical y las condiciones tectónicas que dieron lugar a la cuenca donde se depositó la UD objeto de este estudio.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Luis M. Nieto Albert su interés y comentarios sobre esta comunicación que la mejoraron sensiblemente.

REFERENCIAS

Avigad, D. y Garfunkel, Z. (1989): Low-angle faults below and above a blueschist belt - Tinos Island, Cyclades, Greece. *Terra Nova*, 1: 182-187.

Avigad, D., Garfunkel, Z., Jolivet, L. y Azañón, J.M. (1997): Back-arc extension and denudation of Mediterranean eclogites. *Tectonics*, 16: 924-941.

Bröcker, M., Kreuzer, H., Matthews, A. y Okrusch, M. (1993): 40Ar/39Ar and oxygen isotope studies of polymetamorphism from Tinos island, Cycladic blueschist belt, Greece. *Journal of Metamorphic Geology*, 11: 223-240.

Dermitzakis, M. y Papanikolaou, D.J. (1980): The Molasse of Paros island, Aegean Sea. *Annales Naturhistory Museum Wien*, 83: 59-71.

Faure, M., Bonneau, M. y Pons, J.(1991): Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegean (Greece). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162: 3-11.

Sánchez-Gómez, M. Avigad D. y Heimann A. (en prensa): Geochronology of clasts in allochthonous Miocene sedimentary sequences on Mykonos and Paros Islands: implications for back-arc extension in the Aegean Sea. *Journal of the Geological Society of London.*

Análisis sedimentológico y caracterización paleoclimática de la sucesión cíclica de Orera, Mioceno continental de la Cuenca de Calatayud

E. Sanz-Rubio [1], H. Abdul-Aziz [2], J.P. Calvo [3], F. Hilgen [2] y W. Krijgsman [4]

1 Centro de Astrobiología (INTA-CSIC). Ctra. de Ajalvir Km 4. 28850 Torrejón de Ardoz. Madrid. mcnsr524@mncn.csic.es.
2 Department of Geology. Faculty of Earth Sciences. Utrecht University. Budapestlaan 4. 3584 CD Utrecht. Holanda. haziz@geo.uu.nl, fhilgen@geo.uu.nl.
3 Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. jpcalvo@eucmax.sim.ucm.es.
4 Paleomagnetic Laboratory "Fort Hoofddijk". Utrecht University. Budapestlaan 14. 3584 CD Utrecht. Holanda.

ABSTRACT

The representation of continental and continuous cyclically bedded sequences for long time intervals in the sedimentary record of the Iberian Peninsula is very scarce. The middle Miocene sedimentary fill of the Calatayud Basin (NE Spain) consists of proximal to distal alluvial fan-floodplain and shallow lacustrine deposits. A 160 m-thick lacustrine succession showing an exceptional cyclical bedding (Orera Composite Section, OCS) is exposed close to the Orera Village, in the northern margin of the basin. The correlation of the magnetostratigraphy of the OCS with the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS), resulted in an age of 10.7-12.8 Ma for the entire section, which is supported by biostratigraphical data. The cyclic shallow lacustrine succession comprises 91 superposed small-scale cycles, each consisting mainly of an alternation of grey-greenish mudstone and white dolomite beds. Based on the number of cycles, the average periodicity of the basic small-scale cycles is approximately 23,000 yr. This periodicity suggests that deposition of the sedimentary cycles was controlled by astronomically induced climate changes causing lake-level fluctuations. The deposition of these cycles took place in a low gradient, shallow lake basin developed in an "inter-fan" zone (Miedes and Orera alluvial fans). The small-scale cycles are interpreted as a result of the evolution from mudflat deposits (red and green-grey clays), accumulated in lowstand periods of the lake, to shallow lake deposits (dolomites) during relatively high lake level stages.

Key words: *lacustrine sediments, cyclostratigraphy, paleoclimate, Miocene, Calatayud Basin.*

INTRODUCCIÓN

Los estudios realizados sobre secuencialidad y ciclicidad sedimentaria han cobrado una especial relevancia en los últimos años. Una gran parte de los mismos intenta establecer una relación entre la oscilación de los parámetros orbitales terrestres, su reflejo en el clima y, por tanto, en el registro sedimentario. Estos trabajos se han concentrado fundamentalmente en sedimentos marinos, a partir de los cuales se ha establecido una Escala Temporal de Polaridad Astronómica (APTS), que comprende la totalidad del Plio-Pleistoceno y ha sido extendida hasta los 12 Ma en el sector mediterráneo (Hilgen *et al.*, 1995).

El conocimiento de los cambios paleoclimáticos ha de basarse en el establecimiento de correlaciones cronoestratigráficas de alta resolución y precisión entre el registro sedimentario marino y continental. Los depósitos de ambientes continentales, en particular los sedimentos lacustres, se caracterizan en general por su alta susceptibilidad a las variaciones climáticas, aunque la existencia de hiatos sedimentarios podría implicar una cierta pérdida del control de estas variaciones así como del registro temporal. De acuerdo con esto, la existencia de ambientes sedimentarios lacustres en los que una subsidencia regular favorece una sedimentación continua, posibilita un registro de los ciclos orbitalmente inducidos (ciclos de Milankovitch), minimizando el efecto de pérdida de registro relacionado con hiatos sedimentarios.

En la Península Ibérica, son muy escasas las secciones con sedimentos continentales en las que se reconoce un registro continuo de carácter cíclico, abarcando un intervalo temporal amplio. En la Cuenca de Calatayud, en concreto en la zona de Orera-Ruesca (margen septentrional de la cuenca, Fig.1), aflora una amplia sucesión lacustre (Orera Composite Section u OCS), de unos 160 m de espesor, que muestra un total de 91 ciclos superpuestos, con excelentes condiciones de exposición (Fig. 2). La edad de la sucesión es Aragoniense superior-Vallesiense inferior, de acuerdo con la correlación magnetoestratigráfica de la OCS con la Escala Temporal de Polaridad

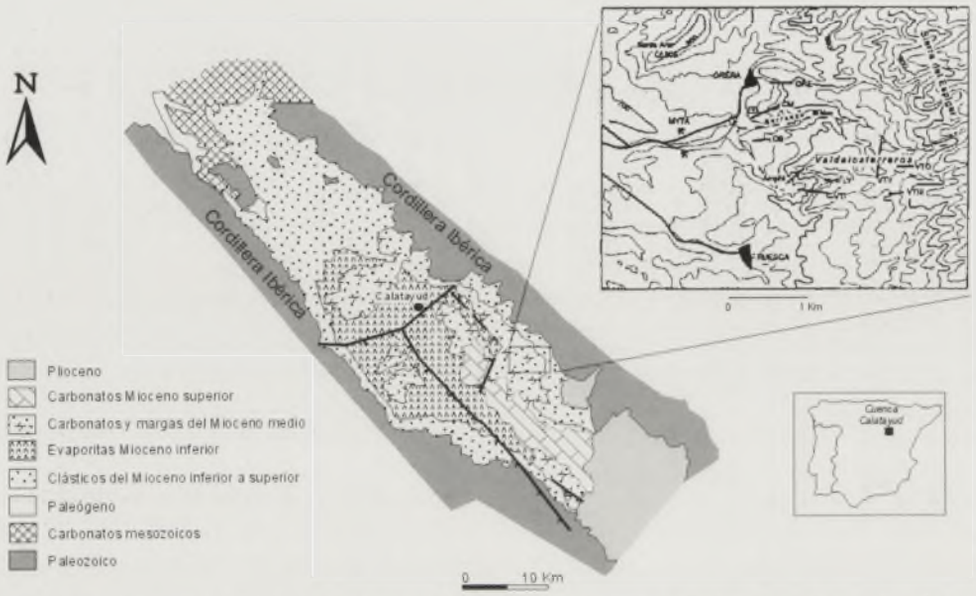


FIGURA 1: *Situación geográfica y esquema geológico de la Cuenca de Calatayud, con indicación de la zona de estudio y la posición de las subsecciones a partir de las cuales se ha compuesto la sección de Orera (OCS).*

Geomagnética (GPTS), corroborada también bioestratigráficamente.

En este trabajo se lleva a cabo un análisis detallado de las litologías que componen los ciclos de la sucesión de Orera, su interpretación sedimentológica, la definición de las diferentes escalas de ciclicidad y, por último, una propuesta de las tendencias de evolución paleoclimática deducibles para la región durante un intervalo temporal superior a los 2 Ma.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA

La cuenca terciaria de Calatayud (Zaragoza), de dirección NO-SE, forma parte del sistema de fosas y subfosas tectónicas de carácter intramontañoso enclavadas en la Cordillera Ibérica (Fig. 1). En el relleno neógeno de la cuenca se reconocen tres unidades sedimentarias mayores, denominadas Unidad Inferior, Intermedia y Superior, separadas por dos rupturas sedimentarias principales (Sanz-Rubio, 1999). Las unidades Inferior e Intermedia presentan un modelo de distribución de facies definido por depósitos clásticos gruesos en los márgenes de cuenca que pasan progresivamente a sedimentos lacustres de naturaleza evaporítica y carbonática en zonas centrales (Ortí y Rosell, 2000). La Unidad Intermedia (Aragoniense medio-Vallesiense) se encuentra representada en sectores centrales-meridionales de la cuenca por depósitos de yeso laminado primario, en alternancia con carbonatos magnésicos (magnesita y dolomita), con una ordenación cíclica, y carbonatos palustres a techo, con variaciones de espesor condicionadas por movimientos tectónicos y procesos de paleokarstificación asociados (Sanz-Rubio *et al.*, 2001).

En posiciones intermedias entre las facies detríticas de margen y las facies evaporíticas centrales, dominan los materiales de naturaleza arcillosa y dolomítico-margosa. En la zona de Orera-Ruesca, en el margen septentrional de la cuenca (Fig. 1), estos materiales arcillosos y dolomíticos, de origen lacustre, se disponen entre facies aluviales, quedando delimitados hacia el N-NO por el abanico aluvial de Orera y hacia el E por el de Miedes (Sanz-Rubio, 1999). La extensión de los depósitos lacustres entre ambos abanicos es reducida, aproximadamente 1,2 km, observándose una transición gradual desde las facies de abanico aluvial a una alternancia de arcillas y dolomías de margen lacustre y finalmente a facies centrales lacustres (arcillas y dolomías ordenadas cíclicamente). La relación estratigráfica entre estos depósitos y los evaporíticos de centro de cuenca es difícil de definir, al estar ambos conjuntos litológicos separados por el valle excavado por el Río Perejiles.

En el área de Orera-Ruesca, el estudio de 8 subsecciones (Fig. 1) parcialmente superpuestas y correlacionadas capa a capa ha permitido el levantamiento de la sección compuesta de Orera (OCS), formada por una sucesión cíclica de arcillas-margas y carbonatos acumuladas en ambiente lacustre. La OCS alcanza unos 160 m de potencia y ha sido objeto de un estudio cicloestratigráfico y magnetoestratigráfico de alta resolución (Abdul Aziz *et al.*, 2000). La correlación entre la magnetoestratigrafía de la OCS y la GPTS permite deducir una edad de 10,7-12,8 Ma para la sección (Fig. 2), concordante con las edades de micromamíferos obtenidos en varios yacimientos cercanos (Abdul-Aziz *et al.*, 2000).

DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS DE FACIES

Los sedimentos de la zona de Orera-Ruesca presentan cuatro tipos principales de facies: a) facies de abanico aluvial proximales y medias, que comprenden conglomerados clasto-soportados y areniscas-limos/arcillas subordinados con rasgos pedogenéticos incipientes; b) facies

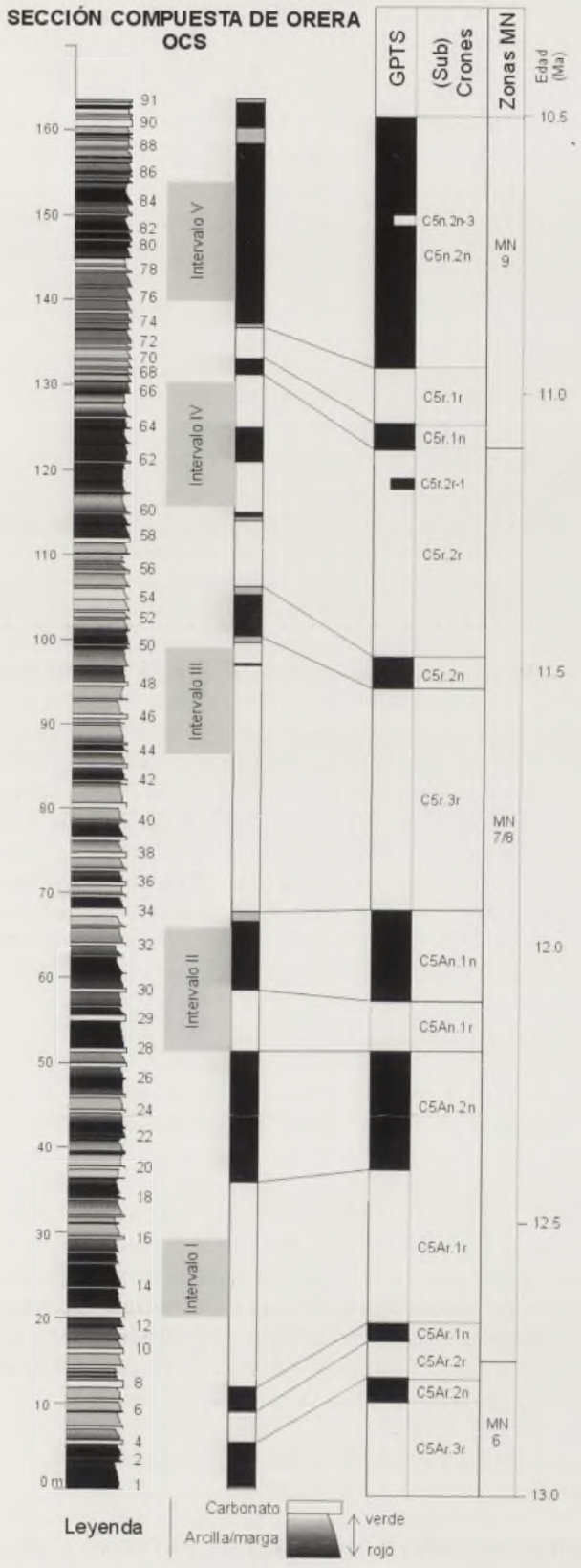


FIGURA 2: *Representación de la sección compuesta de Orera, con indicación de los 91 ciclos sedimentarios menores reconocidos, los intervalos mayores de ciclicidad deducibles (ver explicación en el texto), y la columna magnetoestratigráfica obtenida a partir de la sección. Esta aparece correlacionada con la Escala Temporal de Polaridad Geomagnética (GPTS), indicándose asimismo la escala bioestratigráfica basada en las zonas de vertebrados de Mein.*

distales de abanico aluvial, compuestas principalmente de arcillas/limos masivos y paleosuelos carbonatados; c) facies de margen lacustre que, en función de su posición frontal o lateral respecto de los sistemas de abanicos aluviales, están compuestas por areniscas, limos y carbonatos o bien por ciclos de arcillas-margas y dolomías arenoso-limosas; y d) facies lacustres someras que muestran el patrón de ciclicidad que queda representado en la OCS (Figs. 2 y 3). Es en estas últimas facies en las que se centra la siguiente descripción e interpretación:

Arcillas rojizas-marrones

Arcillas limosas masivas, no fosilíferas, donde el contenido de minerales de la arcilla (illita, interestratificados illita-esmectita y esmectita dioctaédrica, con pequeñas cantidades de caolinita y palygorskita) puede alcanzar el 100%, siendo prácticamente nulo el contenido en carbonato. Los espesores de los niveles oscilan entre unos pocos decímetros a 2,5 m. El porcentaje de granos de cuarzo y feldespato tamaño limo-arena varía entre 3 y 35%. Las arcillas muestran abundantes trazas de raíces marcadas por túbulos elongados verticalmente de color amarillento y/o verdoso.

Esta facies se interpreta como el depósito de arcillas y limos transportados en flujo laminar (arroyada difusa) de baja energía en ambientes de llanura lutítica seca, con bajo gradiente, en la periferia de lagos salinos (Hardie *et al.*, 1978; Tunbridge, 1984). Estas llanuras quedan sujetas a periodos prolongados de exposición subaérea, aunque con inundaciones periódicas y oscilaciones relativas del nivel freático, que dan lugar a procesos de hidromorfismo y colonización local por vegetales.

Arcillas-margas verdes a grises

Arcillas y margas masivas o con laminación muy difusa, intensamente bioturbadas por acción de raíces, con un espesor variable entre 1 y 1,5 m. El contenido en minerales de la arcilla (esmectita trioctaédrica y en menor proporción dioctaédrica, illita, interestratificados illita-es-

FIGURA 3: *Vista de afloramiento de uno de los ciclos sedimentarios de pequeña escala en la sección de Orera (Valdelosterreros) (longitud del martillo usado como escala, 33 cm).*

mectita y con bajo porcentaje en caolinita) varía entre el 55 al 99%. Otros componentes minerales son granos de cuarzo y feldespato de tamaño limo a arena (3-18%) y dolomita, que puede alcanzar hasta un 40% en algunos niveles. Texturalmente, el sedimento es una mezcla de granos terrígenos angulosos a subangulosos y peloides arcillosos y dolomicríticos inmersos en una masa arcillosa-margosa.

Esta litofacies se interpreta como resultado de descargas de flujos cargados de material siliciclástico fino con peloides arcillosos, de carácter episódico, en ambiente de llanura lutítica húmeda o salina (Hardie *et al.*, 1978). En este ambiente, la mayor estabilidad del nivel freático, debida a la recarga por aguas subterráneas, da lugar a períodos prolongados de saturación acuosa del sedimento (Wright y Sandler, 1994), manteniéndose éste bajo condiciones reductoras, que se reflejan en la coloración verde-gris de las arcillas y margas.

Dolomías

Niveles en conjunto carbonáticos, de 0,15 a 1 m de espesor, que consisten en alternancias de capas de dolomía blanca (3-15 cm de espesor) y capas, de 2 a 10 cm de espesor, de arcillas/margas verdes-grises. Los niveles dolomíticos, con un 65 a 93% de contenido en carbonato, muestran cierta variedad de rasgos sedimentarios, reconociéndose *ripples* de oscilación, *tepees* de pequeña escala y canales erosivos a techo de algunas capas. El carbonato puede consistir en dolomicrita uniforme y masiva o presentar estructura interna nodulosa; localmente, las capas de dolomía están formadas por rizolitos rellenos de dolomicrita, alineados lateralmente de forma densa. Texturalmente, las dolomías consisten en peloides dolomicríticos-arcillosos (0,05-1,7 mm), bien clasificados o flotando en una masa dolomicrítica, con granos de cuarzo de tamaño limo a arena subordinados. Localmente, se observan restos difusos de gasterópodos, ostrácodos y carofitas, así como grietas de desecación y huellas de raíces con pseudomorfos de anhidrita en algunas dolomías nodulares.

Los depósitos dolomíticos se acumularon en un ambiente lacustre muy somero, reflejando en cualquier caso períodos de nivel alto del lago (cm a dm de altura de la lámina de agua, Fig. 4). Los períodos de inundación de la cuenca lacustre, que propician la removilización y arrastre de peloides y granos siliciclásticos, son seguidos por periodos de concentración por evaporación, con incremento de la relación Mg/Ca, en los que tiene lugar la precipitación de carbonato bajo una lámina de agua progresivamente reducida. Los descensos relativos en el nivel del lago se traducen en el desarrollo de rasgos de nodulización, bioturbación, precipitación local de sales, formación de *tepees* e, incluso, retrabajado del sedimento carbonático por pequeños canales en condiciones de exposición subaérea. Por su parte, los niveles de arcillas/margas verdes-grises intercalados en las dolomías son el resultado de arroyadas episódicas con aporte de material siliciclástico, que se mantiene en condiciones de saturación en agua.

La relación geométrica entre estos depósitos cíclicos acumulados en ambiente lacustre y los sistemas aluviales adyacentes sugiere que el desarrollo de la cuenca lacustre tuvo lugar en un área de sombra entre dos abanicos aluviales mayores (Miedes y Orera) (Fig. 5). En esta situación, el relleno de la cuenca evolucionó en consonancia con la agradación vertical de los abanicos. La regularidad de los ciclos lacustres puede ser interpretada como un buen reflejo del equilibrio entre tasas de subsidencia y tasas de sedimentación en el margen norte de la Cuenca de Calatayud durante el intervalo temporal representado en la OCS .

ANÁLISIS DE LA CICLICIDAD

En la OCS se han reconocido dos escalas diferentes de ciclos sedimentarios, en función de la ordenación de las litologías básicas descritas anteriormente a lo largo de la sección. La ciclicidad más marcada queda definida por la superposición de 91 ciclos básicos de pequeña escala (Fig. 2), cada uno de ellos formado por un término inferior de arcillas verdes-grises, localmente con arcillas rojas, y uno superior de capas dolomíticas de color blanco (Fig. 3). El espesor medio de los ciclos es de 1,6 m, con un rango de variación entre 1,3 y 2,7 m. El espesor relativo de los carbonatos y arcillas en los sucesivos ciclos es, a su vez, variable, reconociéndose varios segmentos dentro de la sucesión (indicados como Intervalos I a V en la figura 2) en que hay un predominio de ciclos en los cuales el espesor de las arcillas es netamente superior al de carbonatos. Esta alternancia de intervalos pobres en carbonato, en los que, además, los ciclos básicos son difusos y menos regulares, con intervalos relativamente ricos en carbonato, en los que los ciclos básicos son regulares y bien desarrollados, define el segundo tipo de ciclicidad, caracterizado por ciclos de gran escala.

Basándose en el número de ciclos básicos reconocidos en la OCS (91) y contrastado este número con el intervalo temporal (10,7–12,8 Ma) definido magnetoestratigráficamente, la periodicidad media de los ciclos menores puede ser estimada en unos 23.000 años (ciclos de precesión), mientras que la ciclicidad de mayor escala se correspondería con una periodicidad de 400.000 años (ciclos de excentricidad). Una explicación más extensa de la metodología utilizada para la definición de estos patrones de ciclicidad ha sido presentada en Abdul Aziz *et al.* (2000).

CARACTERIZACIÓN PALEOCLIMÁTICA

La sucesión cíclica de sedimentos lacustres en Orera presenta varias tendencias que pueden ser utilizadas para definir la evolución climática de la región, y posiblemente del área centro-nororiental de la Península Ibérica, en el intervalo temporal correspondiente a buena parte del Aragoniense superior y parte inferior del Vallesiense.

La transición entre depósitos de llanura lutítica seca y húmeda (representados por las arcillas rojas y arcillas-margas verdosas a grises de los términos inferiores de los

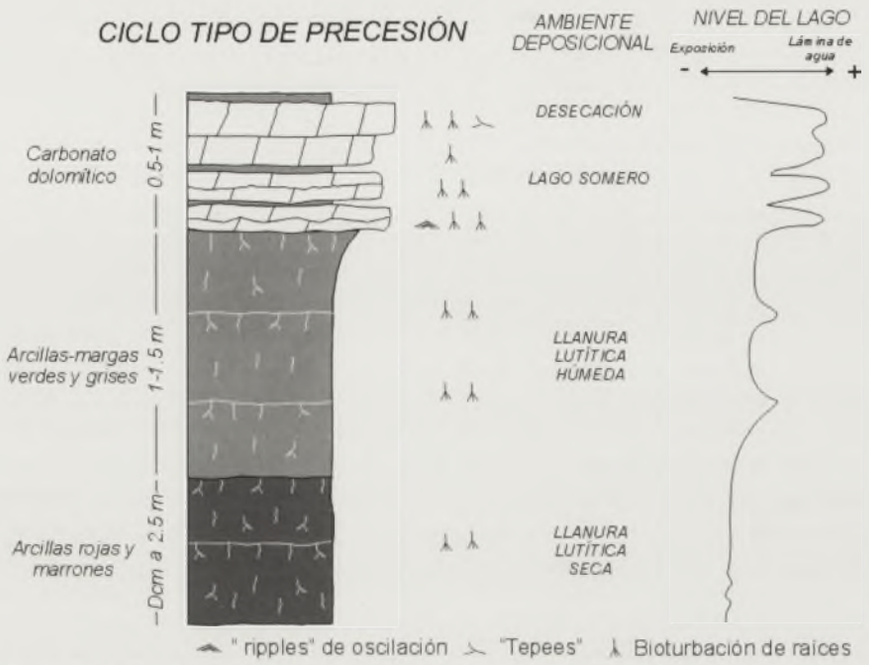


FIGURA 4: *Representación esquemática de uno de los ciclos menores de la sucesión de Orera y su interpretación paleoambiental (ver explicación en el texto).*

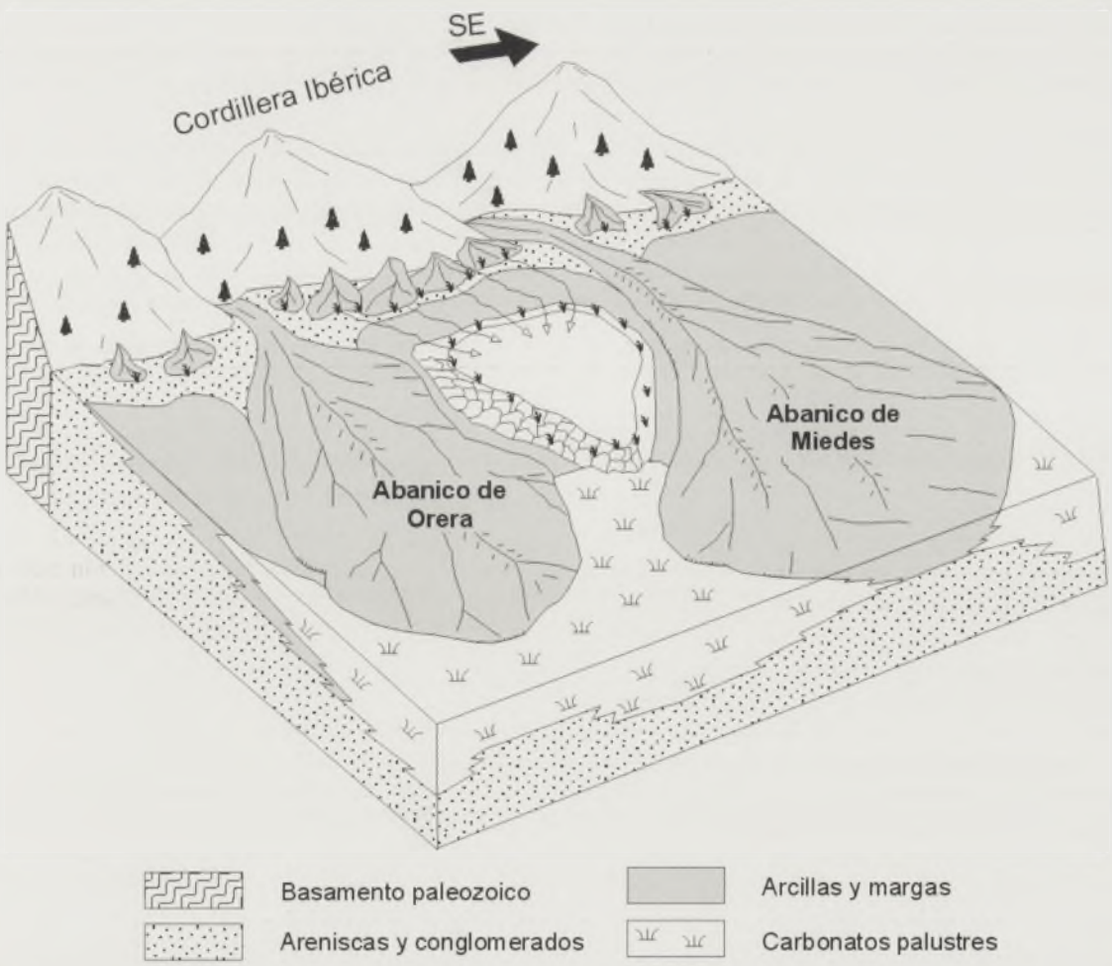


FIGURA 5.- *Reconstrucción paleoambiental del sistema lacustre, interpretado como una cuenca desarrollada entre dos abanicos aluviales mayores, donde tuvo lugar el depósito de la sucesión cíclica de Orera.*

ciclos de menor escala) a depósitos lacustres carbonatados, sugiere un incremento progresivo en el nivel del agua del lago. Esta variación puede ser interpretada como resultado de un cambio de condiciones climáticas relativamente secas y frías a relativamente húmedas y cálidas (Fig. 4) a lo largo de períodos de 23.000 años (ciclos de precesión).

Esta hipótesis está basada en la interpretación sedimentológica de los rasgos observables en los ciclos menores, pero también en las tendencias determinadas en los ciclos de mayor escala y la correlación de estos con la escala global de polaridad (Laskar *et al.*, 1993). Así, los ciclos mayores con predominio de niveles arcillosos (Intervalos I a V en la Fig. 2) corresponderían a períodos con condiciones climáticas relativamente secas, con máximo de insolación, en que el nivel del lago está en posición baja de forma más continua en el tiempo. Astronómicamente, estas condiciones coincidirían con períodos de mínima excentricidad. Por el contrario, los ciclos mayores, en los que predominan los carbonatos, siendo los ciclos básicos más regulares y marcados, son atribuibles a períodos, en conjunto, más húmedos (insolación mínima) en los que la altura del nivel del lago alcanzó intermitentemente sus mayores cotas. Estas últimas condiciones tuvieron lugar en períodos de excentricidad máxima.

Las conclusiones paleoclimáticas obtenidas mediante el análisis de la sucesión de Orera presentan un buen acuerdo con las evidencias paleoclimáticas derivadas del registro sedimentario marino para el intervalo temporal (10,7–12,8 Ma) considerado (Laskar *et al.*, 1993). Por otra parte, la calidad de afloramiento de la OCS, junto con la posibilidad que ofrece para extender la Escala Temporal de Polaridad Astronómica (APTS) hacia el Mioceno medio en series continentales, hace de la sección de Orera un lugar relevante de interés geológico y cultural (Calvo *et al.*, 1999).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido elaborado en el marco de los proyectos DGES PB98-0503, PB97-0244 y PB98-0691-CO3-03.

REFERENCIAS

Abdul Aziz, H., Hilgen, F., Krijgsman, W., Sanz-Rubio, E. y Calvo, J.P. (2000): Astronomical forcing of sedimentary cycles in the middle to late Miocene continental Calatayud Basin (NE Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 177: 9-22.

Calvo, J.P., Abdul-Aziz, H., Hilgen, F., Sanz-Rubio, E. y Krijgsman, W. (1999): The Orera Section (Calatayud Basin, NE Spain): A remarkable cyclically lacustrine succession from the Spanish Miocene. En: *Towards the balanced management and conservation of the geological heritage in the new millenium* (D. Barettino, M. Vallejo y E. Gallego, Eds.). SGE-IGME-ProGeo, Madrid, 186-192.

Hardie, L.A., Smoot, J.P. y Eugster, H.P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. En: *Modern and ancient lake sediments* (A. Matter y M.E. Tucker, Eds.). Blackwell, Oxford, 7-41.

Hilgen, F., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A. y Zachariasse, W. J. (1995): An astronomical (polarity) time scale for the Late Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 495-510.

Laskar, J., Joutel, F. y Boudin, F. (1993): Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from –20 Myr to +10 Myr. *Astronomy and Astrophysics*, 270: 522-533.

Ortí, F. y Rosell, L. (2000): Evaporative systems and diagenetic patterns in the Calatayud Basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology*, 47: 665-685.

Sanz-Rubio, E. (1999): *Análisis de los sistemas deposicionales carbonáticos y evaporíticos del Neógeno de la Cuenca de Calatayud (provincia de Zaragoza)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, 579 p.

Sanz-Rubio, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Calvo, J.P. y Rouchy, J.M. (2001): Calcitization of Mg-Ca carbonate and Ca sulphate deposits in a continental Tertiary basin (Calatayud Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 140: 123-142.

Tunbridge, I.P. (1984): Facies model for sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentihoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, 31: 697-716.

Wright, V.P. y Sandler, A. (1994): A hydrogeological model for the early diagenesis of Late Triassic alluvial sediments. *Journal Geological Society London*, 151: 897-900.

Facies de oleadas piroclásticas pérmicas en el sur del Macizo Hercínico Ibérico (nota previa)

S. Sierra[1], C. Moreno[2], M. A. Casalvázquez[2] y F. González[2]

1 Departamento de Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. 21819 La Rábida. Huelva. sonia@uhu.es.
2 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. 21819 La Rábida. Huelva. carmor@uhu.es, casalvaz@uhu.es, fbarrio@aldoc.uhu.es.

ABSTRACT

Middle Autunian pyroclastic surges are studied in the south part of the Iberian Hercynian Massif. These pyroclastic surges are associated with other volcanic deposits and also with sedimentary and reworked volcanoclastic rocks. All these sediments conform the Volcaniclastic Grey Sequence of the Viar basin. The present paper highlights the sedimentologycal and petrographical features of the volcanic surges.

***Key words**: pyroclastic surges, Permian, late Hercynian magmatism, Viar basin.*

INTRODUCCIÓN

En el tránsito Carbonífero-Pérmico, tras las fases principales de deformación hercínica, se instauró en Europa Occidental y norte de África una tectónica frágil, con un amplio desarrollo de desgarres. La fracturación tardía estuvo acompañada de vulcanismo, erosión y sedimentación molásica en cuencas intramontañosas de pequeña extensión como la del Viar, situada en la parte sur del Macizo Hercínico Ibérico.

El vulcanismo pérmico no parece suficientemente conocido, al menos en el área que nos ocupa. Hasta muy recientemente solo había sido descrito una actividad volcánica básica constituida por diques de diabasa y coladas de basalto (Simancas y Rodríguez-Gordillo, 1980). Un vulcanismo ácido explosivo de la misma edad fue puesto de manifiesto por Sierra *et al.* (2000).

En este trabajo se aportan nuevos datos sobre el vulcanismo ácido de la cuenca pérmica del Viar. Se analizan las facies piroclásticas generadas por oleadas volcánicas (*pyroclastic surges*), cuyo estudio en sucesiones antiguas es poco frecuente y requiere una combinación adecuada de técnicas sedimentológicas y petrológicas. El registro volcanoclástico de la cuenca del Viar reúne condiciones idóneas para un estudio de esta índole, mostrando buenos afloramientos, escasa deformación y texturas primarias bien conservadas. Como los depósitos aparecen asociados a materiales volcanoclásticos retrabajados, se destacan aquellas características que han sido diagnóstico en la interpretación de su origen volcánico.

CUENCA DEL VIAR

La cuenca del Viar se sitúa en el extremo oriental de la Zona Surportuguesa del Macizo Hercínico Ibérico. Su borde NE es tectónico y forma parte de una estructura de orden mayor que la separa de la Zona de Ossa-Morena (Fig. 1). Este límite, actualmente una falla inversa, encierra una historia geológica compleja que incluye episodios sin y post-sedimentarios (García-Navarro y Sierra, 1998). Los primeros condicionaron el aporte y modo de relleno de la cuenca (Sierra *et al.*, 1999), los segundos, dieron lugar a la configuración y extensión cartográfica actual de la misma (Sierra y Moreno, 1997).

Sin embargo, la tectónica no fue el único control alocíclico en la historia deposicional de la cuenca del Viar. Como en la mayoría de las cuencas intramontañosas pérmicas del Hercínico, la actividad volcánica también jugó un papel primordial. En nuestro caso, basaltos y rocas piroclásticas de composición dacítica a riolítica se intercalan en un armazón de capas rojas aluviales. Las rocas básicas, interpretadas como coladas por Simancas y Rodríguez-Gordillo (1980), afloran entre los depósitos de abanicos aluviales del tramo inferior de la columna estratigráfica general. Sobre estos se depositan rocas piroclásticas, sedimentarias y volcanoclásticas retrabajadas de la Secuencia Volcanoclástica Gris (SVG) de Sierra *et al.* (2000). El relleno de la cuenca culmina con depósitos fluviales sin influencia volcánica apreciable. Los contactos entre estas tres unidades estratigráficas, aunque transicionales, suponen cambios verticales rápidos en la procedencia y condiciones de depósito.

SECUENCIA VOLCANOCLÁSTICA GRIS

Una gran diversidad litológica y frecuentes cambios de facies caracterizan la SVG del Viar. Constituye una cuña sedimentaria de 40 m de potencia máxima preservada que se adelgaza hacia el sureste. Está formada por piroclastos (lapillis y bombas volcánicas aisladas), rocas

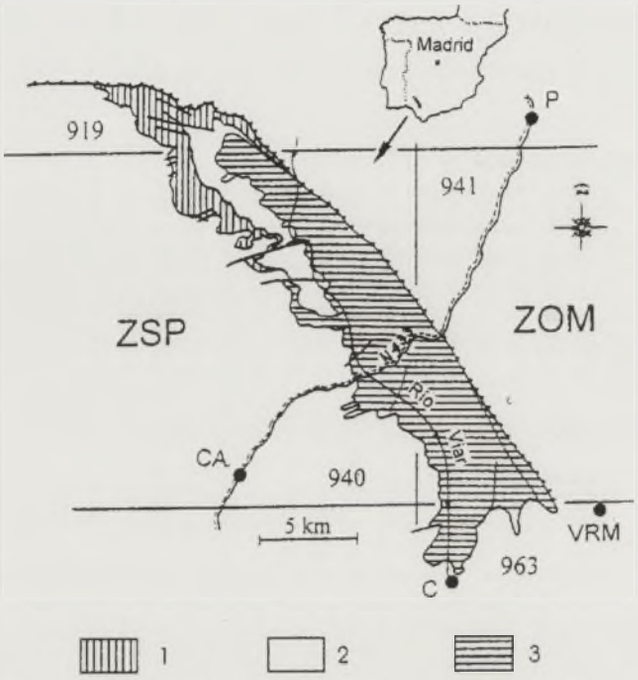


FIGURA 1: *Localización y cartografía de la cuenca del Viar. 1) Depósitos de abanicos aluviales + basaltos; 2) Secuencia Volcanoclástica Gris; 3) Depósitos fluviales. ZSP: Zona Surportuguesa; ZOM: Zona de Ossa-Morena. POBLACIONES: CA) Castilblanco de Los Arroyos, C) Cantillana, P) El Pedroso, VRM) Villanuevsa del Río y Minas. La numeración corresponde a las hojas geológicas escala 1:50.000 (plan MAGNA).*

piroclásticas (desde tobas de cenizas finas a tobas de lapillis), rocas volcanoclásticas retrabajadas (areniscas, conglomerados y lutitas volcánicas), y, con menor frecuencia, rocas sedimentarias-no-volcánicas (lutitas carbonosas y calizas). Destaca su riqueza paleobotánica, con multitud de especies herbáceas y troncos, muchos de ellos en posición de vida. La flora fósil fue clasificada por el Dr. R. Wagner y data el vulcanismo ácido como Autuniense medio.

En la SVG se diferencian seis subunidades de depósito (Fig. 2). El análisis de facies revela una estratigrafía compleja, en la que secuencias piroclásticas tabulares alternan e interdigitan con unidades volcanoclásticas retrabajadas de diferente geometría, ya sea lenticular, canaliforme o también tabular. Hacia muro y techo de la secuencia los depósitos sedimentarios-no-volcánicos son más abundantes y aparecen intercalados entre materiales retrabajados. Este tipo de arquitectura es el resultado de la interrelación de procesos volcánicos y sedimentarios bajo condiciones de depósito *syn-eruptive* (Smith, 1991). En la cuenca del Viar se reconocen como mínimo dos episodios volcánicos principales. El primero de ellos generó la secuencia piroclástica de la subunidad 2, constituida, de muro a techo, por: depósito de caída - depósito de colada - superficie erosiva (Fig. 2). El segundo dio lugar a la secuencia piroclástica de la subunidad 4, que consta de: depósito de oleada - depósito de colada - depósito de caída (Fig. 2). Piroclastos de proyección balística aparecen de manera aleatoria. Este aporte masivo de materiales piroclásticos, procedentes del norte de la cuenca, enterró la vegetación y alteró rápidamente el paisaje preexistente, como se refleja en las facies sedimentarias, tanto retrabajadas como no volcánicas, del resto de la Serie Gris (Sierra *et al.*, 2000).

DEPÓSITO DE OLEADA. ASOCIACIÓN DE FACIES

Constituye un paquete tabular de escala métrica, con base plana, ligeramente erosiva, y techo ondulado (subunidad 4, Fig. 2). Aunque volumétricamente no es importante, resalta en el campo por su gran continuidad lateral, su asociación constante con los depósitos de colada y sus estructuras sedimentarias.

Tobas de lapillis pumíticos y tobas de cenizas groseras constituyen el armazón de este depósito. La alternancia de ambas litologías confiere un aspecto bandeado al afloramiento, con capas centimétricas que se disponen de forma paralela o suavemente inclinada. Es frecuente la presencia de superficies de truncación con diferentes morfologías y escalas. Dominan las truncaciones planas, de bajo ángulo y gran escala, que separan *sets* de capas de 0,3 m de altura y 20-35 m de longitud. Las capas son generalmente subparalelas a la base de los *sets* y, en ocasiones, se disponen en secuencias tanto estratocrecientes como decrecientes. También aparecen superficies de truncación cóncavas hacia arriba, de mediana a pequeña escala y con un relleno masivo o bien asimétrico de capas sigmoidales. Localmente, aparecen trenes de *ripples* y *megaripples* con sentido general de paleocorrientes hacia el SE.

En muestra de mano, las tobas de lapillis pumíticos son de color verde, aspecto hojoso y masivas. Las tobas de cenizas groseras son grises, con un alto contenido en matriz y presentan una laminación horizontal de pequeña escala, cuyas láminas aparecen masivas o granuloclasificadas con distinta polaridad. Ambas rocas están pobremente seleccionadas.

En lámina delgada, las tobas de lapillis aparecen como una amalgama de fragmentos pumíticos alterados, deformados y con formas lenticulares o en llama (*fiamme*), que dan a la roca un aspecto foliado similar a la textura eutaxítica. Las tobas de cenizas groseras presentan un entramado de cristales y fragmentos de cristales de feldespato, cuarzo y plagioclasa, fragmentos pumíticos, con características similares a los anteriores, fragmentos juveniles rio-dacíticos y, minoritariamente, fragmentos líticos de diferente naturaleza (granitoides, granófidos, corneanas, esquistos y pizarras). La proporción relativa media de cristales (C), pómez (P) y fragmentos líticos (L) es de $C_{28}P_{56}L_{16}$, siendo la proporción entre los fragmentos metamórficos (Lm), ígneos (Li) y sedimentarios (Ls) de $Lm_8Li_{90}Ls_2$. Los componentes intersticiales suponen el 30-40 % del volumen total de la roca y consisten fundamentalmente en matriz arcillosa autigénica (epimatriz) en la que se reconocen restos de una textura vitroclástica original.

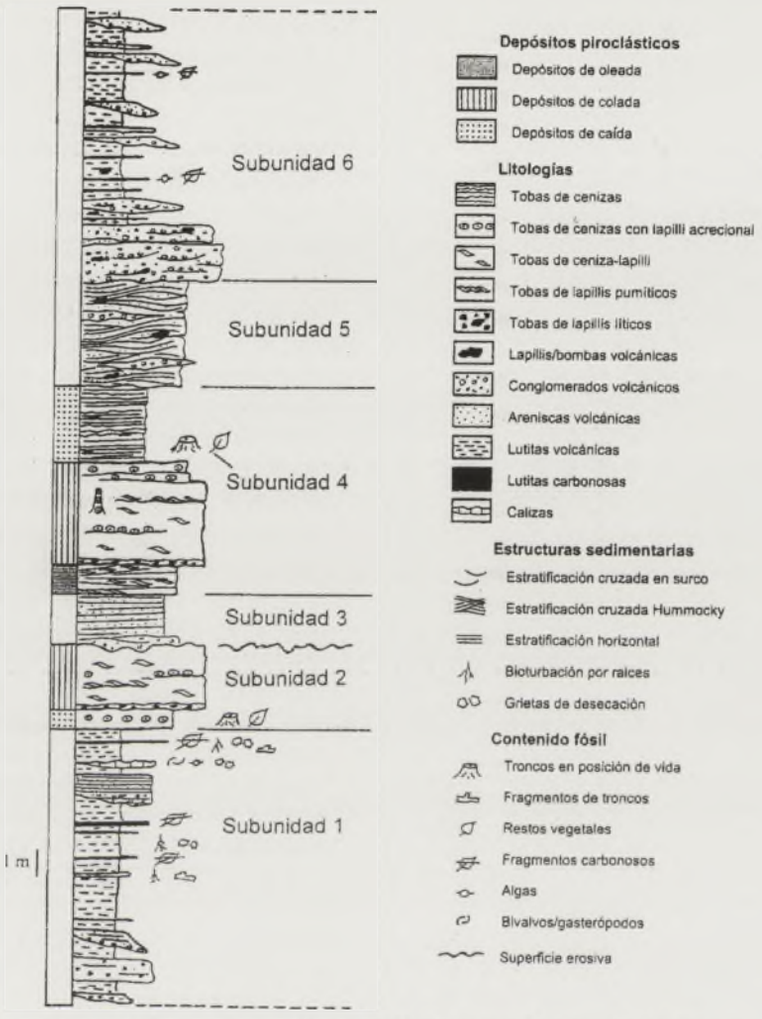


FIGURA 2: *Columna estratigráfica tipo de la Secuencia Volcanoclástica Gris.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La asociación de facies, localización estratigráfica, arquitectura interna, composición mineralógica y textura permiten interpretar estos materiales como el depósito de oleadas piroclásticas basales o *ground surges*. Los flujos volcánicos de este tipo son sistemas sólido-gas-agua, turbulentos y de baja concentración de partículas, que se mueven a alta velocidad precediendo a las coladas piroclásticas (Cas y Wright, 1987).

Las capas de cenizas laminadas, más enriquecidas en fragmentos densos que las de lapillis, se debieron originar por la acción de corrientes tractivas energéticas, cuyas condiciones hidrodinámicas podrían ser comparables a las de fluidos acuosos de alto régimen de flujo. Las gradaciones granulométricas de las láminas se deben a fenómenos de selección inducidos por el comportamiento turbulento. Mientras que las láminas con granuloclasificación normal o masivas se depositan desde la suspensión turbulenta con o sin segregación de tamaños, respectivamente, las láminas con granuloclasificación inversa se deben a un mecanismo de transporte similar al de los tapices tractivos (*traction carpets*) en medio acuoso denso. Las capas de lapillis pumíticos masivas representarían la decantación de la masa de pómez flotante que cubriría la superficie del flujo, al descender bruscamente su capacidad portante. Este hecho justificaría el contacto neto con las capas de cenizas. Contactos netos cenizas-lapillis y la presencia eventual de *bedforms* indican fluctuaciones en el régimen de flujo.

Las superficies de truncación que estructuran internamente estos depósitos se han podido originar por mecanismos diferentes:

1) Las truncaciones de bajo ángulo y gran escala que separan *sets* de capas, se hallan directamente relacionadas con la dinámica de emplazamiento de la propia oleada. Cada *set* de capas puede interpretarse como el producto de un único pulso piroclástico. Fisher (1977) sugiere que las oleadas piroclásticas se dividen en lóbulos individuales durante su transporte. Estos lóbulos pueden seguir caminos independientes y se suceden unos a otros en un mismo punto a intervalos de tiempo mínimos. Cada lóbulo erosiona los depósitos infrayacentes y genera un nuevo *set* de capas.

2) Las truncaciones de base curva y mediana a pequeña escala configuran geometrías canaliformes amplias y someras, como las descritas en muchos depósitos de oleada piroclástica (Cas y Wright, 1987). Estas se producen por

aumentos locales en la capacidad erosiva de la oleada, posiblemente aprovechando la existencia de pequeñas irregularidades topográficas. Los diferentes modelos de relleno son también indicativos de fluctuaciones en la velocidad del flujo.

En la literatura volcanológica las oleadas piroclásticas basales o *ground surges* pueden originarse por diversos mecanismos, entre los cuales los más aceptados apuestan por una génesis ligada al emplazamiento de coladas piroclásticas o por colapso temprano de los márgenes de una columna eruptiva. En nuestro caso, no existen criterios claros para poder decantarnos por uno u otro proceso.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. Roberto Wagner la clasificación de la flora fósil. Las observaciones de los profesores Reinaldo Sáez, Mercedes Cantano y Teodosio Donaire fueron de gran ayuda. Este trabajo ha sido financiado por la Junta de Andalucía, Grupo RNM 0173 del PAI y por la Universidad de Huelva, PPI.

REFERENCIAS

Cas, R. y Wright, J. (1987): *Volcanic Succesions.* Chapman & Hall, London, 527 p.

Fisher, R.V. (1977): Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels. *Geological Society of American Bulletin*, 88: 1287-1297.

García-Navarro, E. y Sierra, S. (1998): Evolución tectónica del borde oriental de la Cuenca del Viar (Zona Sudportuguesa). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11: 223-232.

Sierra, S. y Moreno, C. (1997): La cuenca pérmica del río Viar, SO de España: Análisis petrográfico de las areniscas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 447-472.

Sierra, S., Moreno, C. y 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. y González, F. (2000): El vulcanismo pérmico de la cuenca del Viar (SO de España): Caracterización de la Secuencia Volcanoclástica Gris. *Geogaceta*, 27: 159-162.

Simancas, J.F. y Rodríguez-Gordillo, J.F. (1980): Magmatismo basáltico hercínico tardío en el NW de Sevilla. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 11: 49-60.

Smith, G.A. (1991): Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments. En: *Sedimentation in volcanic settings* (R.V. Fisher y G.A. Smith, Eds). SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, 45: 109-121.

Tempestitas del Messiniense en la Cuenca del Bajo Segura (provincia de Alicante)

J.M. Soria[1] y J.M. Molina[2]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. 03080 Alicante jesus.soria@ua.es.
2 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. 23071 Jaén. jmmolina@ujaen.es.

ABSTRACT

The Bajo Segura Basin is located in the eastern area of the Betic Cordillera. During the Messinian it was a western mediterranean marginal sedimentary basin. The Messinian stratigraphic record comprises a shallowing-upward regressive megasequence resulting from the progradation of coastal and shallow marine facies over evaporitic and pelagic basin facies. Three types of facies have been recognized and described: 1) mud dominated and lensing bedding, from offshore-nearshore transitional environments, 2) mixed, with wavy and flaser bedding from shoreface environments, and 3) sand dominated, mainly with tabular bedding, genetically interpreted as tempestites. These tempestites have different types of single and amalgamated sequences. The genesis of tempestites in the Bajo Segura Basin during the Messinian is a singular and distinctive aspect as contrasted as other western mediterranean marginal basins of the Betic Cordillera, and it is due to two main factors: 1) the palaeogeographic context of the basin, extensively open to the Mediterranean, which allowed the direct influence of the storms on the coastal areas, and 2) the appropiate grain size of the sediments for a good development of the storm layers and the resultant sedimentary sequences.

Key words: *tempestites, Messinian, Bajo Segura Basin.*

INTRODUCCIÓN

En el SE de España, en la terminación oriental de la Cordillera Bética existen un conjunto de cuencas sedimentarias marginales (Sorbas, Níjar, Vera y Bajo Segura, entre otras) conectadas paleogeográficamente con el Mar Mediterráneo (Sanz de Galdeano y Vera, 1992) (Fig. 1). Los principales rasgos estratigráficos de estas cuencas están documentados en los trabajos de síntesis publicados por Montenat (1990) y Friend y Dabrio (1996). En relación con el registro sedimentario messiniense numerosos autores han tratado con detalle aspectos relativos a arrecifes, plataformas carbonatadas, costas, evaporitas, turbiditas y sobre todo acerca del evento conocido como "crisis de salinidad del Messiniense". Sin embargo, los registros estratigráficos de la actividad de tormentas (tempestitas) no han sido documentados hasta ahora en estas cuencas. En el presente trabajo, centrado en la Cuenca del Bajo Segura, una de las cuencas donde los depósitos del Messiniense tienen un completo registro de facies desde continentales a marinos, se describen por primera vez depósitos de tempestitas.

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

La Cuenca del Bajo Segura se localiza al sur de Alicante en la conexión de la Cordillera Bética con el Mediterráneo occidental (Fig. 1). Su relleno sedimentario abarca desde el Tortoniense hasta el Cuaternario y ha sido recientemente dividido en 7 unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades (Soria *et al*, 1999). Las capas de tormentas descritas en este trabajo pertenecen a la quinta unidad estratigráfica (Unidad V, Fig. 2) cuya edad ha sido determinada mediante foraminíferos planctónicos como Tortoniense superior y Messiniense. De acuerdo con el modelo propuesto por Montenat (1990), la Unidad V consta de cuatro formaciones (Fig. 2) que muestran en conjunto una geometría progradante hacia el E. Desde la base hasta el techo, estas formaciones son las siguientes: 1) Fm. Torremendo, compuesta por margas pelágicas ricas en organismos planctónicos (foraminíferos y nanoplancton calcáreo) con fecuentes niveles de areniscas turbidíticas y ocasionales intervalos diatomíticos; 2) Fm. San Miguel, representada al menos por cuatro potentes paquetes de yeso selenítico interestratificados con las margas de la parte superior de la anterior formación; 3) Fm. La Virgen, compuesta por areniscas ricas en organismos marinos someros, alternantes con niveles de margas en su parte inferior y con locales parches arrecifales; y 4) Fm. de Margas con ostras, representada por margas y arcillas con abundantes ostreidos de carácter lagunar. En conjunto estas cuatro formaciones definen una megasecuencia regresiva, de tipo somerizante hacia techo, que se inicia con facies marinas abiertas y relativamente profundas (Fm. Torremendo) y que termina con facies lagunares (Fm. de margas con ostras).

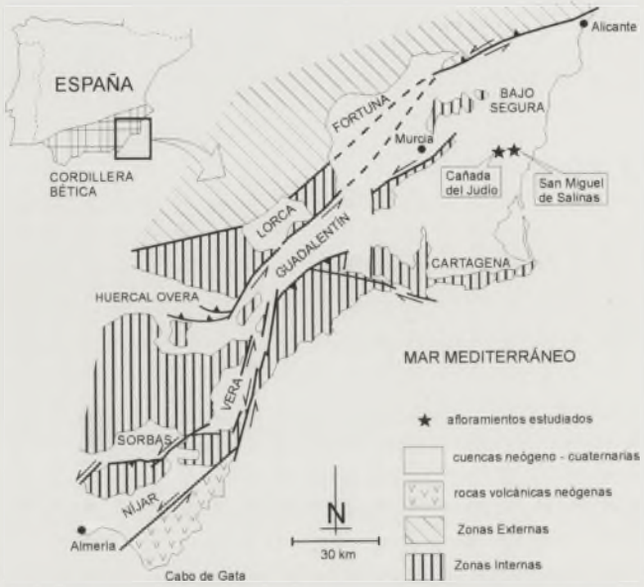


FIGURA 1: *Esquema geológico de la terminación oriental de la Cordillera Bética (modificado de Montenat y Ott d'Estevou, 1990) mostrando la posición de los afloramientos de tempestitas estudiados en la Cuenca del Bajo Segura.*

En este trabajo se han estudiado con detalle dos sucesiones estratigráficas localizadas en las proximidades al pueblo de San Miguel de Salinas (Figs. 1 y 2). La primera, denominada como Cañada del Judío, se inicia con margas pelágicas del techo de la Fm. Torremendo, que evolucionan gradualmente hacia arriba con las areniscas y margas de la Fm. La Virgen. La segunda, denominada como San Miguel de Salinas, comprende tanto los paquetes de yeso superiores de la Fm. San Miguel como la alternancia de areniscas y margas de la Fm. La Virgen.

ANÁLISIS DE FACIES E INTERPRETACIÓN

Se reconocen tres tipos de facies heterolíticas como puede verse en la figura 3:

1) Facies con predominio de lutita. Consiste en lutitas con finas intercalaciones de arena con morfología lenticular. Se interpretan como depositadas en un ambiente marino somero de baja energía (transición *offshore-nearshore)*, cuya profundidad podría situarse por debajo, pero próxima, al nivel de base del oleaje normal.

2) Facies mixtas, compuestas por una alternancia de lutitas y arenas, con estratificación ondulada y de tipo *flaser,* dispuestas en niveles ondulados y muy continuos lateralmente. Los niveles de arenas muestran una morfología y estructura interna de *ripples* de oleaje. Esta facies se diferencia de la anterior por un aumento de arena dentro de la lutita (estratificación ondulada) o por un predominio de la arena respecto a la lutita (estratificación *flaser*). Las arenas muestran únicamente estructuras de *ripples* de oleaje lo que indica un flujo oscilatorio persistente sobre el fondo, típico de un ambiente de *shoreface* situado inmediatamente por encima del nivel de base del oleaje normal.

3) Facies con predominio de arena. Aparecen como estratos continuos lateralmente, de morfología tabular u ocasionalmente en montículos (*hummocks*), compuestos por arena muy fina, de tamaño homogéneo (por término medio de 0,1 mm de diámetro) donde la mayoría de los componentes son fragmentos de rocas carbonatadas y granos de cuarzo y de feldespatos. Como componentes accesorios aparecen espículas de esponjas silíceas y foraminíferos bentónicos. La estructura interna es muy variable formando secuencias donde pueden reconocerse una o va-

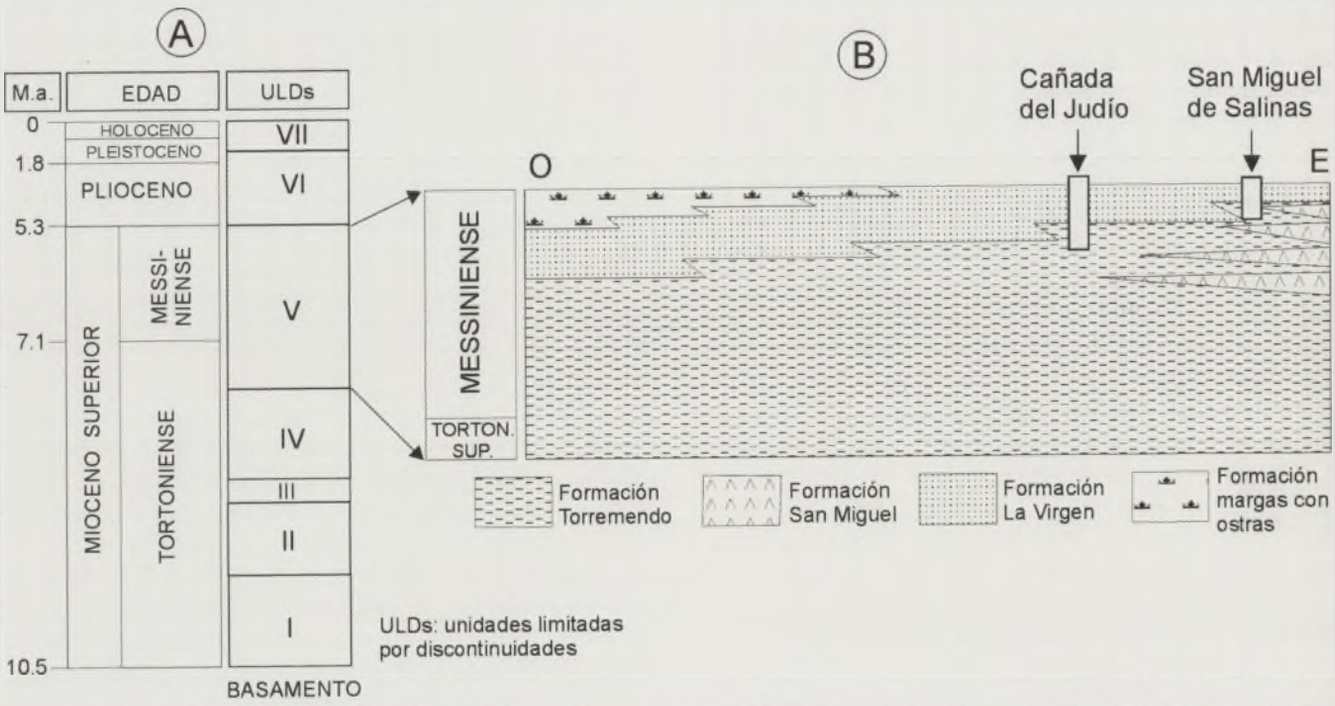


FIGURA 2: *(A) Unidades estratigráficas que rellenan la Cuenca del bajo Segura. B) Formaciones que componen la unidad V (según Montenat, 1990) y posición de las sucesiones con tempestitas que se describen en este trabajo.*

FIGURA 3: *Asociaciones de facies reconocidas en las sucesiones estratigráficas estudiadas (ver posición en figuras 1 y 2B).*

rias de las siguientes divisiones: laminación planar (P), masiva o laminación planar difusa (M), estratificación cruzada de tipo *hummocky* o *swaley* (H) y laminación cruzada de *ripples* de oleaje (X). La organización vertical de estas divisiones define varios tipos de secuencias, muchas de las cuales pueden verse en la figura 3. La más completa (PHX), de unos 50 cm de espesor, consta de las tres divisiones, P, H y X desde el muro al techo. También están representados los niveles con sólo una división como la P, la M y la H. La base de las secuencias es una superficie neta, plana u ondulada, y muy puntualmente con *pots* y *gutter casts*. El techo es también neto, plano en la mayoría de los casos o con morfología de *ripples* de oleaje cuando la secuencia termina con la división X. Todas estas secuencias suelen estar interestratificadas tanto con las facies con predominio de lutita como con las facies mixtas.

En otros casos las secuencias se presentan amalgamadas, separadas por superficies planas erosivas que truncan el techo de la secuencia infrayacente; lateralmente, estas superficies erosivas son correlativas con lutitas. La asociación de secuencias amalgamadas es extremadamente variada, algunos de los ejemplos más significativos son los siguientes: PM-PH, PH-M, PM-PM, H-M, PM-H, H-PH, H-H, H-P, P-P y P-PH.

Estas facies por comparación con secuencias similares (por ejemplo, Dott y Bourgeois, 1982; Walker *et al.*, 1983; Cheel, 1991; Brenchley *et al.*, 1993) se interpretan como capas de tormentas o tempestitas. La secuencia más completa reconocida de las sucesiones estudiadas -PHX- se explica bien según el modelo de Cheel (1991), registrando la siguiente sucesión de procesos: 1) flujo erosivo dirigido hacia *offshore* que origina la superficie basal brusca con *pot* y *gutter cast* ocasionales; 2) flujo unidireccional dominante, con flujo oscilatorio subordinado, que genera la sedimentación de la división inferior (P) con laminación planar; 3) flujo oscilatorio dominante de alto régimen (con flujo unidireccional subordinado) que modela el sedimento transportado por el reflujo del oleaje, formando la división intermedia (H) de estratificación cruzada *hummocky* y *swaley*; y 4) flujo oscilatorio de bajo régimen producido por las olas de tormenta atenuadas, que genera la división de ripples de olas (X) en el techo de la secuencia. Los diferentes tipos de secuencias amalgamadas se interpretan como el resultado de la superposición de eventos tempestíticos.

CONCLUSIONES

Los sedimentos messinienses de la Cuenca del Bajo Segura muestran una amplia variedad de secuencias de capas de tormentas depositadas en ambientes de *shoreface* y de transición a *offshore*. La presencia de tempestitas en la Cuenca del Bajo Segura durante el Messiniense, es un rasgo característico respecto a otras cuencas marginales en el extremo oriental de la Cordillera Bética, como son las cuencas de Sorbas, Níjar y Vera. A pesar de los numerosos y detallados estudios sobre el registro estratigráfico messiniense de estas cuencas, en ninguno de los casos se habían descrito secuencias de tormentas. Ello hace pensar que no se trata de un problema de identificación, sino, al contrario, de la ausencia de las adecuadas condiciones paleogeográficas y sedimentológicas para el desarrollo de tales secuencias. Concretamente, la génesis de las tempestitas descritas se debió principalmente a la interacción de dos factores fundamentales: 1) el contexto paleogeográfico de la cuenca, ampliamente abierta hacia el Mediterráneo, que permitió la influencia directa de las tormentas sobre las áreas costeras y, 2) la adecuada granulometría de los sedimentos para un buen desarrollo de reflujos del oleaje de tormentas (*storm ebb surges*) y de sus secuencias sedimentarias resultantes

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. P. Alfaro por la ayuda prestada. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB- 97-0808 y BTE2000-1151 de la D.G.E.S., y el Grupo de Investigación RNM-200 del Plan Andaluz de Investigación (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

Brenchley, P.J., Pickerill, R.K. y Stromberg, J. (1993): The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology*, 40: 359-382.

Cheel, R.J. (1991): Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds: genetic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 102-110.

Dott, R.H. y Bourgeois, J. (1982): Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 663-680.

Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (Eds)(1996): *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, 400 p.

Montenat, C. (Ed.)(1990): Les bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne). Tectonique et sédimentation dans un couloir décrochant. Première partie: étude regionale. *Documents et Travaux IGAL*, 12-13: 1-392.

Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. (1990): Eastern Betic Neogene basins: a review. *Documents et Travaux IGAL*, 12-13: 9-15

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36

Soria, J.M., Alfaro, P., Estevez, A., Delgado J., y Durán, J.J.(1999): The Holocene sedimentation rates in the Lower Segura basin (Eastern Betic Cordillera, Spain): eustatic implications. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 170: 349-354.

Walker, R.G., Duke, W.L. y Leckie, D.A. (1983): Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1245-1249.

Controles sobre la interacción fluvial–lacustre en un rift triásico del oeste argentino

L. Spalletti

Centro de Investigaciones Geológicas. Calle 1 n° 644. 1900 La Plata. República Argentina. spalle@cig.museo.unlp.edu.ar.

ABSTRACT

Siliciclastic facies and depositional systems are studied in the Triassic outcrops located along the western margin of the Precordillera (San Juan Province). In the Hilario region the Triassic section begins with pyroclastic flow- and fall-deposits associated with fluvial (volcaniclastic) deposits. The middle and upper sections of the El Alcázar Fm. are dominated by lacustrine sediments. In the Barreal region the record begins with braided deposits (lower to middle Barreal Fm.) and is followed by a lacustrine system (upper Barreal and lower Cortaderita Fms.). A significant palaeogeographic change produced the substitution of the lacustrine system by a sandy-braided system and a tuffaceous plain (upper Cortaderita Fm.). The Triassic record ends with the alluvial and ephemeral fluvial red beds of the Cepeda Fm.

The studied deposits represent the infill of the passive flank or ramp of a Triassic half-graben. Three depositional sequences were defined. DS 1 starts with braided river deposits associated with pyroclastic flow- and fall-deposits, and ends with holomictic and meromictic lacustrine systems showing several episodes of deltaic progradation. DS 2 develops on a marked regional unconformity and is composed of sandy-braided deposits followed by tuffaceous facies (aeolian and high-sinuosity fluvial deposits). Proximal fluvial deposits (alluvial and ephemeral systems), resulting from a regional tectonic reactivation and a climatic change towards more arid conditions, are the main building units of DS 3.

Tractional fluvial facies represent degradational systems tracts, mixed-load fluvial facies associations are the main depositional units of transitional systems tracts, and lacustrine deposits are the record of aggradational systems tracts. These deposits do not show a clear megasequence stacking because of the interaction of multiple allocyclic controls, such as local tectonism, base level oscillations, variations in base profile, variations in coarse-grained contribution, and coeval explosive volcanism. Definition of depositional sequences bounded by regional unconformities resulted an important tool for stratigraphic correlation. However, gravelly and sandy sediment-bodies intercalated within lacustrine successions must be avoided for correlation since they represent autocyclic progradations of deltaic lobes.

Key words: *fluvial–lacustrine sedimentation, Triassic, rift, Argentina.*

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se efectúa un análisis de la interacción entre sistemas fluviales y lacustres en la cuenca triásica de Barreal, ubicada sobre el flanco oeste de la Precordillera, en la Provincia de San Juan, República Argentina (Fig. 1). Se describen afloramientos de muy buena calidad en los que han sido levantados cuatro perfiles de detalle que permiten definir muy diversas facies sedimentarias y asociaciones de facies, así como describir la arquitectura bidimensional de los litosomas. Se propone un modelo conceptual dinámico de los ambientes fluviales, de planicies con sedimentación piroclástica, lacustres y de transición (litoral lacustre y deltaico), se analiza la evolución temporal de los sistemas deposicionales y se evalúan los controles sobre el relleno sedimentario de la cuenca.

Este conjunto sedimentario triásico ha sido considerado como parte del relleno de la Cuenca Cuyana (Rolleri y Criado Roqué, 1968; Yrigoyen y Stover, 1970; Stipanicic, 1979). Más recientemente, se ha interpretado como el registro de un hemigraben con marcada asimetría (López Gamundi, 1994; Barredo y Ramos, 1997) con su flanco en rampa hacia el oeste y un área con fuerte subsidencia hacia el sector sur-sureste (Fig. 1).

METODOLOGÍA

Consistió en el levantamiento a escala de detalle (1:100) de las sucesiones sedimentarias y su representación en secciones columnares, a los fines de definir facies sedimentarias, asociaciones de facies y secuencias. Particularmente, se efectuó un análisis cuantitativo de la participación de las facies a fin de caracterizar a las di-

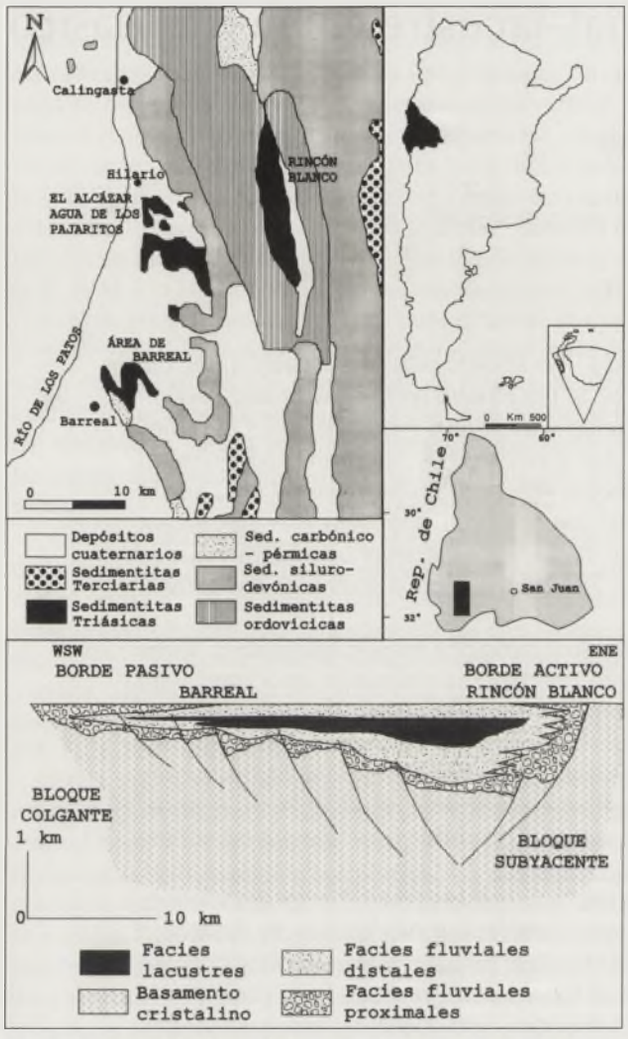


FIGURA 1: *Mapas de ubicación, esquema geológico de la región y sección esquemática del rift triásico de la Precordillera occidental, San Juan.*

versas asociaciones de facies. Cada litofacies ha sido interpretada en términos de procesos de transporte y depósito elementales, y ha sido asignada a uno o más medios de acumulación.

A partir de las asociaciones verticales y laterales de litofacies y de la arquitectura de los principales cuerpos de roca se elaboró el modelo paleoambiental y se definieron los principales sistemas deposicionales. Finalmente, a partir del análisis integral de las unidades en estudio, de la ponderación de las principales discontinuidades y de los sucesivos cambios producidos en el ordenamiento de facies y asociaciones de facies, se propone un modelo secuencial y se sugieren los principales factores que ejercieron control en el desenvolvimiento del registro sedimentario.

CARACTERÍSTICAS Y RELACIÓN ENTRE SISTEMAS FLUVIALES Y LACUSTRES

El análisis de facies ha permitido interpretar la presencia de diversos sistemas deposicionales, tales como abanico y cono aluvial, fluvial entrelazado (gravoso y arenoso), fluvial efímero, fluvial meandroso de carga mixta o de alta sinuosidad, planicies con sedimentación piroclástica, lacustres hidrológicamente abiertos (holomícticos y meromícticos) y deltaicos de influencia fluvial.

En sentido vertical se definen alternancias entre sistemas deposicionales fluviales, fundamentalmente de carácter traccional (entrelazados gravosos y arenosos), y sistemas lacustres meromícticos y holomícticos en los que dominan facies distales de decantación suspensiva a las que se asocian depósitos marginales y lóbulos progradacionales deltaicos. Hacia el norte, en la región de Hilario, la sección triásica se inicia con depósitos piroclásticos de flujo y de caída, asociados con facies fluviales (Fm. Agua de Los Pajaritos y sección basal de la Fm. El Alcázar); por su parte, las secciones media y superior de esta última unidad están dominadas por sedimentos lacustres. Hacia el sur, en el área de Barreal, el registro comienza con depósitos de sistemas fluviales entrelazados (Fm. Barreal inferior y media) a los que suceden sistemas lacustres (Fm. Barreal superior y Fm. Cortaderita inferior). A continuación se produce un cambio paleogeográfico importante y el ambiente lacustre es sustituido por sistemas fluviales entrelazados y depósitos de una planicie tobácea (Fm. Cortaderita superior); en Barreal la sedimentación triásica finaliza con capas rojas generadas en ambientes aluviales y fluviales efímeros (Fm. Cepeda).

El desarrollo de los sistemas fluviales responde a situaciones de escasa acomodación, incremento de pendiente en el perfil de equilibrio y consecuente intensificación del aprovisionamiento de materiales extracuencales de textura gruesa. Las facies lacustres, en cambio, están vinculadas con la creación de un mayor espacio de acomodación debido al ascenso en el nivel de base por aumento en la subsidencia tectónica, disminución en la pendiente del perfil de equilibrio y reducción en el suministro de detritos gruesos.

Los contactos entre las asociaciones de facies fluviales y lacustres constituyen importantes superficies estratigráficas. El neto pasaje desde los depósitos fluviales a los lacustres refleja el súbito ascenso relativo en el nivel de base asociado al incremento en la tasa de subsidencia. El tránsito de los sistemas lacustres a los fluviales se da mediante el desarrollo de una importante discontinuidad debida a un proceso de reactivación tectónica que habría producido un aumento significativo en las pendientes regionales (perfil de equilibrio) y reducción del ritmo de subsidencia en el depocentro.

SECUENCIAS DEPOSICIONALES

Sobre la base de las asociaciones de facies y de las principales discontinuidades en el registro sedimentario, se han podido establecer tres secuencias deposicionales (SD), cuyos límites no siempre coinciden con los establecidos para la definición de las unidades litoestratigráficas (Fig. 2). La SD 1 se inicia con un sistema fluvial entrelazado gravo-arenoso, con un corto episodio lacustre; es muy frecuente la actividad volcánica explosiva que se mani-

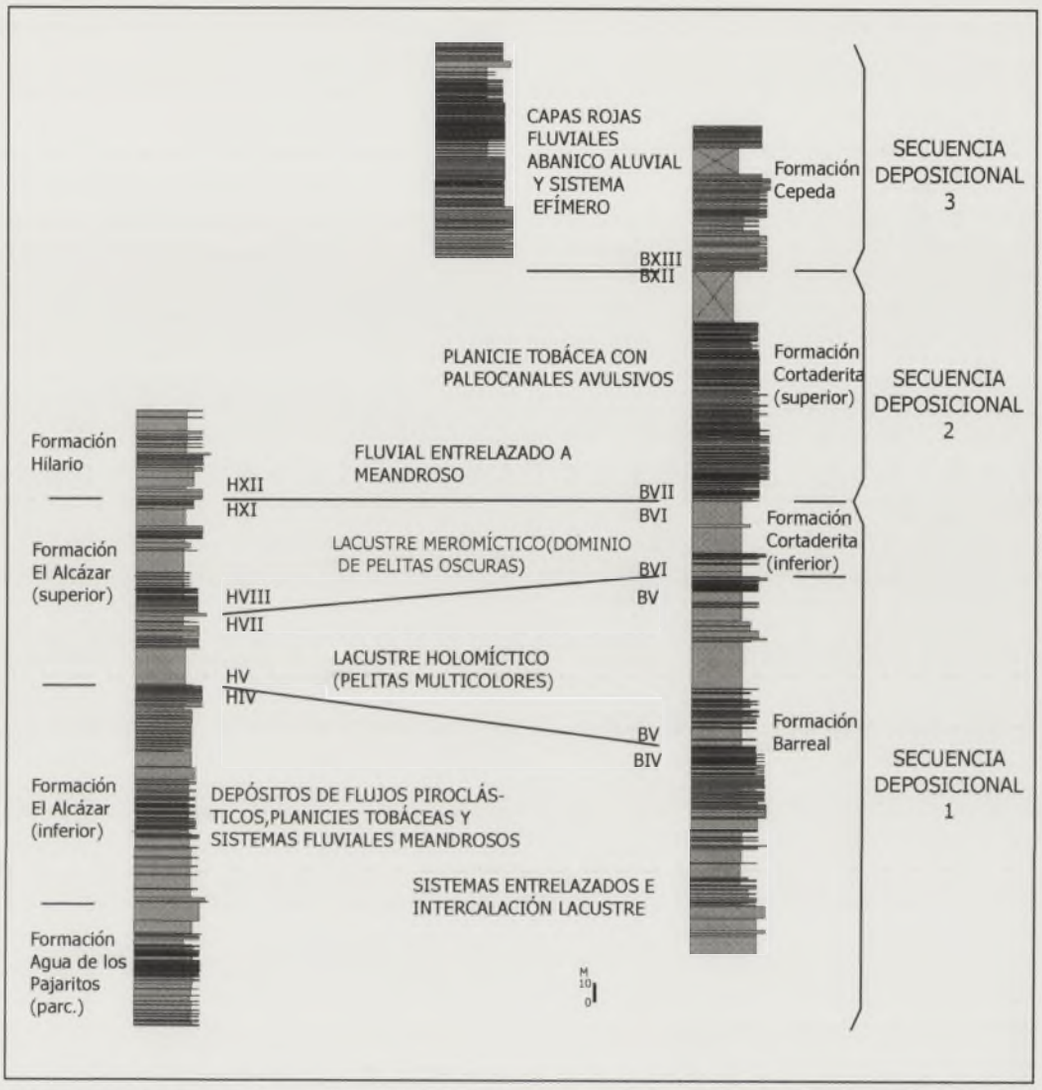


Figura 2. Correlación estratigráfica entre las secciones de Hilario y de Barreal, flanco occidental de la Precordillera, San Juan y esquema estratigráfico secuencial propuesto.

festó con depósitos de flujo y caída piroclásticos. Las porciones superiores de esta secuencia muestran el desarrollo regional de sistemas lacustres holomícticos y meromícticos, con episodios de progradación deltaica definidos por la aparición el de facies de frente y de planicie deltaica. La SD 2 aparece sobre una importante discontinuidad estratigráfica que marca un singular cambio paleogeográfico, y está representada por los depósitos de un sistema entrelazado arenoso, asociado a planicies con dominio de acumulaciones de caída piroclástica. La SD 3 consiste en un conjunto de capas rojas dominantemente fluviales (conos aluviales, sistemas efímeros) y de barreal que fueron el producto de la reactivación tectónica de la región y de un probable cambio climático con tendencia a condiciones de mayor desecación.

En los sistemas lacustres, el pasaje desde depósitos distales de decantación suspensiva a depósitos marginales (someros hasta litorales) puede ser también atribuido a fenómenos alocíclicos de menor magnitud (descenso relativo del nivel de base lacustre por cambios en la subsidencia o por variaciones climáticas), mientras que la aparición de lóbulos deltaicos; con asociaciones de barras de desembocadura y de canales distributarios, es interpretada como un proceso mucho más aleatorio, producto de mecanismos intrínsecos o autocíclicos (progradaciones de redes fluviales sobre el nivel de base lacustre).

El estilo de superposición de las asociaciones de facies fluviales consiste en frecuentes pasajes desde sistemas entrelazados gravosos a entrelazados arenosos, e incluso desde éstos a sistemas meandrosos y de planicies tobáceas. Estas transiciones muestran la tendencia a la reducción en las pendientes del área deposicional (aplanamiento progresivo del perfil de base) y recuperación gradual en el espacio de acomodación. La ciclicidad (granodecreciente hasta hidrodinámicamente decreciente) de los depósitos fluviales puede ser atribuida el desarrollo de tractos o sistemas retrogradacionales.

La abundancia de depósitos de tefra y de areniscas piroclásticas muestra que el relleno sedimentario triásico evolucionó bajo una importante actividad volcánica ex-

plosiva ácida. Se interpreta aquí que el volcanismo contemporáneo ha influido en la generación de desniveles topográficos que circundaron a la cuenca, la ha provisto de importantes volúmenes de sedimentitas piroclásticas primarias y ha contribuido al desarrollo de depósitos epiclásticos de tipo loéssico.

A diferencia de lo que suele acontecer en los flancos activos de los hemigrábenes (desarrollo de megasecuencias granodecrecientes), en el flanco pasivo o rampa del hemigraben triásico no es posible definir una clara tendencia a la megaciclicidad. Este comportamiento se atribuye a la interacción de múltiples factores de control en el desarrollo de las sucesiones sedimentarias de los márgenes pasivos de estas cuencas de rift asimétrico

REFERENCIAS

Barredo, S.P. y Ramos, V.A. (1997): Los depósitos de Rincón Blanco (Precordillera de San Juan): un rift triásico. En: *II Jornadas sobre Geología de la Precordillera*, Actas, 1: 130-135.

López Gamundi, O. (1994): Facies distribution in an asymmetric half graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), western Argentina. En: *14th International Sedimentological Congress*, Abstracts S1: 6-7.

Rolleri, E.O. y Criado Roqué, R.P. (1968) La cuenca triásica del norte de Mendoza. En: *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas, 1: 1-76.

Stipanicic, P.N. (1979): El Triásico del valle del Río de Los Patos (provincia de San Juan). En: *Geología Regional Argentina* (J.C.M. Turner, Ed.). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 695-744.

Yrigoyen, M.R. y Stover, L.W. (1970): La palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. En: *IV Jornadas Geológicas Argentina*, Actas, 2: 427-447.

Facies Keuper redepositadas en las Zonas Externas de la Cordillera Bética: criterios de reconocimiento

J.E. Tent-Manclús, A. Estévez, A. Yébenes y M. Martín-Martín

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Apdo. 99. 03080 Alicante. je.tent@ua.es.

ABSTRACT

In the western External Betic Zone, two different Keuper facies can be differentiated, an Upper Triassic one, and other with a variable chaotic and heterogeneous appearance intercalated between more recent stratigraphic units. Different authors have proposed a tectonic origin for this Keuper-like facies of fragmented and mixed rocks. However, we have established a set of stratigraphic, micropaleontological, lithologic, and sedimentary criteria which permit to verify its sedimentary origin and its different age of deposition during the Cretaceous and the Tertiary. So we concluded that they are reworked deposits coming from areas of important Keuper masses. In outcrops of submarine diapiric extrusion origin a set of facies can be ordered, from proximal to distal of the diapiric conduct as: overhang, salt glacier (with different subfacies), and reworked sediments (debris-flows, mud-flows, etc.).

***Key words**: Betic Cordillera, diapiric extrutions, salt glaciers, reworked materials.*

INTRODUCCIÓN

El grupo Keuper (Trías superior) de las Zonas Externas de la Cordillera Bética puede dividirse en tres conjuntos litológicos fundamentales: a) serie evaporítica inferior, con arcillas versicolores, yesos y sales dominantes; b) serie detrítica intermedia, constituida por areniscas y arcillas; y c) serie evaporítica superior, con arcillas yesíferas, sales y yesos. Estas características litológicas hacen que el Keuper juegue un papel estructural fundamental tanto como nivel de despegue, como por su actividad diapírica.

La presencia en la Cordillera Bética de unidades litológicas, más o menos caóticas y heterogéneas, con diferentes proporciones de materiales de facies Keuper, que aparecen intercaladas entre unidades estratigráficas más modernas, ha sido mencionada por diferentes autores. La interpretación de estos materiales ha oscilado entre las explicaciones puramente tectónicas y las sedimentarias.

La interpretación tectónica clásica, propone que aquellos materiales heterogéneos, dominados por diferentes facies del Keuper, pueden considerarse como tectonitas que materializan superficies de cabalgamiento y otras estructuras tectónicas y que, por tanto, carecen de sentido estratigráfico.

Las interpretaciones sedimentarias proponen la existencia de fenómenos de redepósito de los materiales del Keuper en diferentes momentos de la historia de la cuenca. Calderón (1890), estudió en las proximidades de Morón de la Frontera unos afloramientos que hasta aquel momento habían sido atribuidos al Trías, por su aspecto análogo al del Keuper, y llegó a la conclusión de que realmente eran sedimentos depositados durante el Eoceno.

Dentro de este modelo de interpretación sedimentaria, se han planteado dos alternativas fundamentales: a) tecto-sedimentaria, el redepósito se produce en relación con períodos de estructuración de la cadena. (p.ej., Bourgois, 1975); y b) diapírico-sedimentaria, el redepósito está ligado a fenómenos de extrusión diapírica (p. ej., Leclerc y Azema, 1976).

En la bibliografía existente se suele utilizar el término de «Trías resedimentado» para referirse a estos materiales. El término Trías parece poco afortunado porque no se trata de depósitos triásicos sino terciarios o cretácicos. El término resedimentado debería reservarse para aquellos casos que implican la movilización de sedimentos antes de su integración en el registro estratigráfico. Creemos que lo más correcto es hablar de materiales de facies Keuper redepositados (o retrabajados), a partir de extrusiones, submarinas o subaéreas, producidas como consecuencia de fenómenos diapíricos o tectónicos.

El objetivo de este trabajo es el de establecer algunos criterios, que permitan la identificación de materiales redepositados de facies Keuper. Para ello se han estudiado diferentes afloramientos de la Cordillera Bética, donde estas facies aparecen redepositadas entre facies margosas y calcáreas marinas del Cretácico y el Terciario. La importancia del reconocimiento de estos materiales redepositados del Keuper resulta clave tanto en lo que se refiere a las interpretaciones estructurales y paleogeográficas, como a cuestiones prácticas relacionadas con la cartografía geológica.

REDEPÓSITO DIAPÍRICO-SEDIMENTARIO DE MATERIALES DEL KEUPER

Las características litológicas del Keuper propician la actividad halocinética, sin descartar incluso el posible diapirismo de sus yesos (William-Stroud, 1997) y arcillas (Morley y Guerin, 1996). En las últimas fases de la evolución de los diapiros activos se produce su extrusión a la superficie terrestre o al fondo del mar convirtiéndose en diapiros pasivos. Es en estas últimas etapas de evolución diapírica cuando pueden iniciarse los procesos que culminan en el redepósito de los materiales del Keuper.

A partir del conducto de extrusión diapírica se pueden producir diferentes procesos que originan distintas facies.

a) Olistostromas. Durante las últimas fases de ascenso diapírico, la elevación topográfica provoca el deslizamiento, subaéreo o submarino, de grandes bloques (olistolitos) de materiales del "cap-rock" de la cresta diapírica que se deslizan gravitatoriamente y se emplazan en las sinformas periféricas (Martínez del Olmo *et al.*, 1985). Estos deslizamientos suelen producirse sobre suelas de arcillas de Keuper y con frecuencia van acompañados de depósitos de *debris-flow*.

b) *Overhangs*. Una vez que comienza la extrusión los domos salinos se expanden debido a la perdida de carga, por lo que pueden adoptar una morfología en "champiñón" cuyos bordes corresponden a los *overhangs*. Las facies de *overhang* muestran un cierto parecido con las que aparecen en la parte central del diapiro. No obstante, pueden identificarse por sus relaciones con la roca encajante y por la presencia de grandes bloques con una red de fracturas en puzzle.

c) Glaciares de sal (*namakiers*). Bajo climas relativamente áridos y en condiciones subaéreas, la sal comienza a fluir a favor de la pendiente, de manera muy parecida a lo que ocurre con glaciares de hielo, tal como se observa actualmente en la cadena de Zagros en Irán. El hallazgo de importantes capas de sales alóctonas en el Golfo de México y otros lugares ha sido explicado como el resultado del emplazamiento en la interfase agua-sedimento de glaciares de sal extruidos bajo el mar. La lengua glaciar genera un alto batimétrico respecto al entorno por lo que los depósitos pelágicos posteriores tienden a mostrar relaciones de solapamiento expansivo respecto a aquélla.

El avance del glaciar de sal genera una "morrena" frontal constituida básicamente por bloques poligénicos desorganizados (procedentes tanto del *cap-rock* como de los materiales subyacentes). En la base del glaciar, también se forma una "morrena" basal constituida fundamentalmente por fragmentos arrancados del substrato. Además, la inevitable disolución de la sal de la lengua glaciar genera una "morrena" superficial heterogénea, de aspecto caótico y desorganizado, constituida por las rocas insolubles transportadas por el glaciar (Talbot y Jarvis, 1984).

Los glaciares de sal resultantes de la extrusión del Keuper poseerían ciertas peculiaridades relacionadas con su riqueza en bloques de rocas más o menos insolubles (lutitas versicolores, arenisca, carbonatos y yeso). Como resultado de la trituración progresiva producida por el avance del glaciar, los depósitos insolubles de la morrena superficial, muestran diferentes facies en sentido proximal-distal a partir de los *overhangs* estas son: facies de bloques con escasa matriz, facies de arcillas con bloques y facies ricas en arcilla.

d) Removilización de los depósitos residuales del glaciar de sal y/o de la extrusión diapírica. Los depósitos residuales del glaciar de sal (junto a otros materiales fragmentarios generados por la erosión de la extrusión diapírica) pueden ser removilizados por la acción de diferentes agentes de transporte, como flujos gravitatorios, corrientes marinas, etc. De esta manera, los materiales redepositados del Keuper pueden extenderse por amplias superficies del fondo marino. En términos generales, tanto el espesor como la riqueza en elementos redepositados de estas capas irá disminuyendo con la distancia de transporte.

En las zonas proximales dominarían los procesos gravitatorios dominados fundamentalmente por *debris-flows* y *mud-flows*. Las coladas producidas por los *mud-flows* de arcillas del Keuper disminuyen distal y lateralmente de espesor y terminan convirtiéndose en finos niveles coloreados. Las corrientes marinas pueden removilizar y redepositar a gran distancia ciertos elementos del Keuper especialmente resistentes como los cuarzos euhedrales con inclusiones de sales.

CRITERIOS DE RECONOCIMIENTO DE FACIES KEUPER REDEPOSITADAS

Para identificar materiales redepositados de facies Keuper (por procesos tecto-sedimentarios y/o diapírico-sedimentarios) y diferenciarlos de los materiales triásicos de facies Keuper fuertemente triturados por procesos tectónicos, es posible utilizar criterios estratigráficos, paleontológicos, litológicos y sedimentológicos.

Criterios estratigráficos. La presencia de unidades heterogéneas dominadas por facies Keuper intercaladas entre unidades post-triásicas y concordantes con ellas, sería un primer criterio indicador de facies redepositadas. Generalmente, el límite inferior de la unidad muestra un carácter neto, mientras que el superior posee un carácter más difuso, debido al retorno progresivo a la sedimentación de fondo.

Criterios paleontológicos. El hallazgo de foraminíferos planctónicos en estas unidades de facies Keuper es un criterio de redepósito fundamental. De hecho, este criterio ha sido utilizado por García-Cortes *et al.*, (1991) para poner de manifiesto la edad miocena de algunos afloramientos con facies Keuper. Sin embargo, los foraminíferos no suelen aparecer en toda la unidad y con frecuencia son muy escasos y mal conservados. Las asociaciones más ricas y mejor conservadas se obtienen en la zonas de tránsito a los materiales encajantes, fundamentalmente, del techo de la unidad.

Criterios litológicos. La aparición de fragmentos de roca exóticos, de edad post-triásica, englobados en las

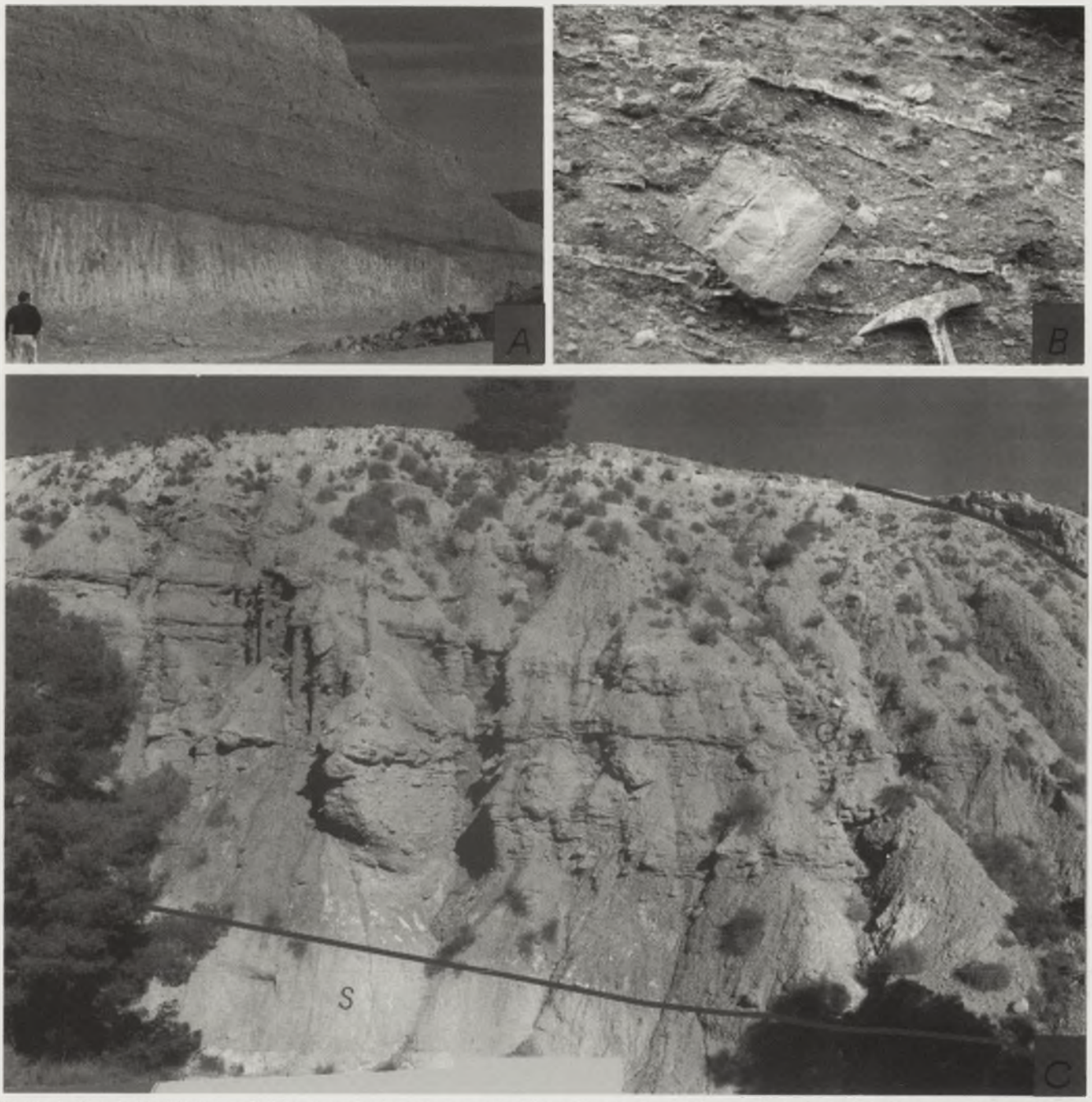


FIGURA 1: *Foto A: Mud flow constituidos mayoritariamente por materiales redepositados del Keuper. Tortoniense de la Carretera Fortuna-Caprés (Murcia). Foto B: Facies de arcillas con bloques de un glaciar de sal submarino. Sur de la Sierra del Cajar, Mula, (Murcia). Foto C: Panorámica de los sedimentos redepositados por un glaciar de sal submarino. Sur de la Sierra del Cajar, Mula, (Murcia). A: arrecife; G: glaciar; y S: materiales subyacentes.*

facies Keuper es un indicador de materiales redepositados. Estos fragmentos pueden tener diferentes edades, litologías (resistentes o blandas), tamaños o formas. También las tectonitas pueden tener una composición similar, sin embargo, sus fábricas planares y/o lineares muestran una mayor consistencia en su orientación que las que aparecen relacionadas con diapiros (Orange, 1990). Sin embargo, la complejidad de la evolución estructural de la Cordillera Bética puede dificultar la utilización de este criterio. Piénsese, por ejemplo, en la posibilidad de que materiales redepositados hayan sido tectonizados posteriormente.

La presencia de venas de yeso fibroso, más o menos paralelas a la estratificación, asociadas a clastos de yeso redondeados o fusiformes (resultado de la disolución dentro de una matriz triturada) y de tamaño variable (desde mm a m) es indicadora de un depósito de glaciar de sal (Tent-Manclús *et al.*, 2000).

Criterios sedimentológicos. La presencia de facies sedimentológicas inexistentes en los materiales del Triási-

co superior (Keuper) es un indicador importante de redepósito. Especialmente relevante es la aparición de depósitos resultantes de flujos gravitatorios (*debris flows*, *mud flows*, etc.) como han observado García-Cortes *et al.* (1991).

Cuando la profundidad del agua no es muy elevada, el alto batimétrico generado por la lengua glaciar y sus depósitos, puede propiciar el desarrollo de bioconstrucciones a techo del depósito (Tent-Manclús et al., 2000) y/o la aparición de cantos redepositados perforados por litófagos.

CONCLUSIONES

Los materiales de facies Keuper (más o menos caóticos y heterogéneos), que afloran en las Zonas Externas de la Cordillera Bética oriental intercalados entre unidades estratigráficas más modernas se han originado por procesos de redepósito de materiales transportados desde afloramientos de Keuper (Triásico superior). Hemos establecido un conjunto de criterios estratigráficos, micropaleontológicos, litológicos y sedimentológicos que permiten verificar su origen sedimentario post-triásico. En muchos afloramientos, es posible demostrar que estos materiales proceden de extrusiones diapíricas submarinas que ocurrieron en diferentes momentos del Cretácico y el Terciario. En estos casos, se ha podido establecer un conjunto de facies que pueden ser ordenadas, en un sentido proximal-distal, a partir del conducto de extrusión diapírica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto BTE 2000-0299 y del grupos de investigación GR00-22 (Generalitat Valenciana). Se agradece a la Presidencia de la Generalitat Valenciana la concesión de una ayuda para la asistencia y participación en congresos y jornadas.

REFERENCIAS

Bourgois, J. (1975): Présence de brèches d'origine sédimentaire à éléments de Crétacé au sein du «Trias germano-andalou». Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 17: 1092-1100.

Calderon, J. (1890): Edad geológica de los terrenos de Morón de la Frontera. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 17: 235-239.

García-Cortes, A., Mansilla, H. y Quintero, I. (1991): Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincia de Jaén, Almería, Murcia y Alicante). *Boletín Geológico y Minero*, 102: 524-535.

Leclerc, J. y Azema, J. (1976): Le Crétacé dans la region d'Agost (provine d'Alicante–Espagne) et ses accidents sédimentaires. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 7: 35-51.

Martinez del Olmo, W., Leret, G, y Suárez-Alba, J. (1985): Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético Oriental. *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, 15: 147-151.

Morley, C.K. y Guerin, G. (1996): Comparison of gravity-driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt. *Tectonics*, 15: 1154-1170.

Orange, D. L. (1990): Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric mélanges: Examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 935-951.

Talbot, C.J. y Jarvis, T.J. (1984): Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran. *Journal of Structural Geology*, 6: 521-533.

Tent-Manclús, J. E., Estévez, A. y Martín-Martín, M. (2000): Olistostromas originados por glaciares de sal al Sur de la Sierra del Cajar (cuenca neógena de Mula, Murcia). *Geotemas*, 1: 273-276.

Williams-Stroud, S.C. (1997): Initiation and growth of gypsum piercement structures in the Zechstein Basin. *Journal of Structural Geology*, 19: 897-907.

Caracterización sedimentológica de los depósitos carbonatados de La Muela de Borja (sector central de la Cuenca del Ebro)

M. Vázquez, C. Arenas y G. Pardo

Área de Estratigrafía. Univ. de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. 181995@filoz.unizar.es, carenas@posta.unizar.es, gpardo@posta.unizar.es.

ABSTRACT

This contribution deals with the stratigraphy and sedimentology of the youngest deposits of the Muela de Borja (western-central part of the Ebro Basin) that constitute the tectosedimentary unit T_8 (Vallesian-Turolian in age, Pérez, 1989). In this area, the unit mostly consists of brown and beige limestones that are associated with minor marls, mudstones, sandstones and conglomerates; the siliciclastic deposits only appear at the base of the unit.

Ten sedimentary facies are present: oncolitic, bioclastic and intraclastic limestones, boundstones of encrusted macrophytic stems, non concentric stromatolites, marls, siliciclastic conglomerates and sandstones with trough cross-stratification, massive carbonate conglomerates and massive mudstones. These facies are arranged in decimetre to metre sequences than can be lacustrine, fluvio-lacustrine and fluvial in origin.

Based on facies analysis and the areal distribution of facies, unit T_8 is interpreted as having been deposited in a shallow, open lacustrine system related to oncolitic channels and palustrine areas to the south and west. The isotopic composition ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) of the carbonate facies agrees with such a hidrologically open system. During deposition of the lowermost part of the unit, a siliciclastic, eastward flowing, trunk fluvial system existed. At various times, the fluvio-lacustrine system was accupied by carbonate gravel blankets, that indicate north and south, local source areas.

***Key words**: Lacustrine, palustrine and fluvial facies, Late Miocene, Ebro Basin, Spain.*

INTRODUCCIÓN. ESTRATIGRAFÍA

La Muela de Borja constituye una plataforma estructural que se alza en el sector centro-occidental de la Cuenca del Ebro, en el interfluvio Queiles-Huecha, entre las localidades de Borja y Tarazona (Fig. 1A). Los depósitos que culminan la Muela de Borja son mayoritariamente carbonatados y se incluyen dentro de la Unidad Tectosedimentaria T_8 (Pérez, 1989), que es la unidad más moderna reconocida en el Terciario de la Cuenca del Ebro. Los afloramientos de esta unidad dentro de la cuenca son escasos: se reconoce solamente como conglomerados marginales en el sector riojano, coronando las Sierras de Yerga, Cabí Monteros y Serradero (Muñoz, 1991), y en el sector aragonés en la Muela de Borja.

La unidad presenta una evolución vertical granodecreciente, con espesores que alcanzan en la Muela de Borja 50-60 m. Comienza con un nivel discontinuo de conglomerados, areniscas y lutitas de hasta 6 m de potencia. Los conglomerados están compuestos por clastos calizos, cuarcíticos y de arenisca, y junto con las areniscas se disponen en cuerpos canaliformes con estratificación cruzada en surco. El resto de la unidad está compuesto mayoritariamente por calizas marrones y beiges que se disponen en estratos tabulares de potencias variables desde 0,15 a 2 m, a los que se asocian algunos niveles de margas, lutitas y conglomerados.

No se han encontrado yacimientos de vertebrados en la UTS T_8 que permitan datar la unidad, pero sí en la infrayacente T_7, gracias a los cuales se le asigna a la T_8 una edad Vallesiense-Turoliense (Pérez, 1989; Villena *et al.*, 1992). Se han realizado y correlacionado 13 perfiles estratigráfico-sedimentológicos, algunos de los cuales se muestran en la figura 1B.

SEDIMENTOLOGÍA

Se han diferenciado las siguientes facies:

1) Calizas oncolíticas (Co) de color beige y marrón. Son *wackestone-packstone* y *packstone* de oncolitos y *coated grains*; esporádicamente también presentan fragmentos de tallos rebozados de carbonato, intraclastos y bioclastos. Los oncolitos tienen formas diversas, aunque dominan las geometrías cilíndricas sobre las esféricas y cónicas. Su forma es función de la partícula en torno a la que se desarrolla el oncolito (un fragmento de tallo, una partícula de micrita o un gasterópodo respectivamente). Sus dimensiones alcanzan 5,5 cm de diámetro, 10,5 cm

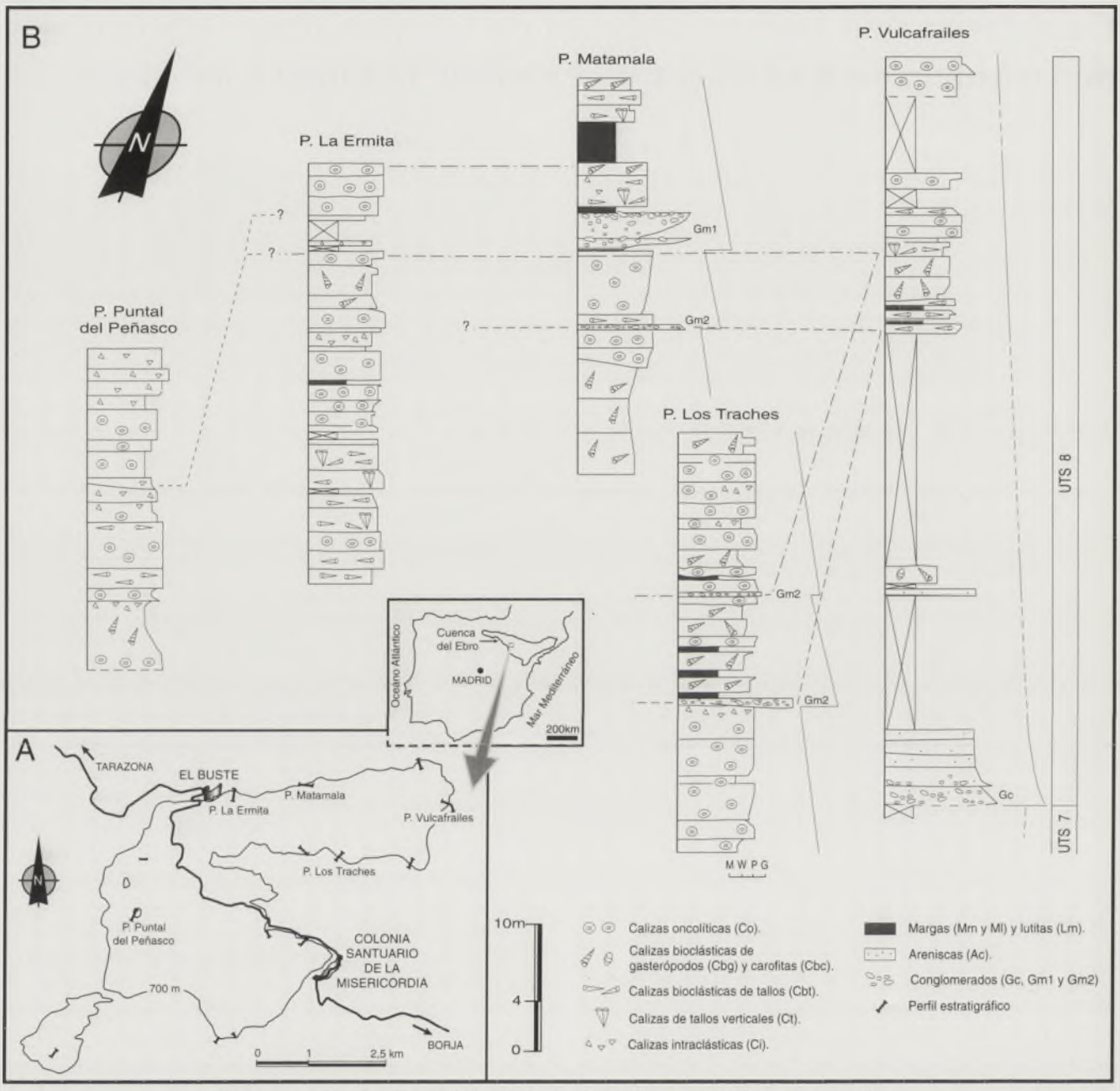


FIGURA 1: *A, situación; B, panel de correlación de perfiles estratigráficos representativos.*

de longitud y 2,7-3 cm el espesor de las envueltas carbonatadas.

2) Calizas bioclásticas (Cb) beiges, marrones y grises. Son mayoritariamente *wackestone*, aunque también *mudstone-wackestone*, de gasterópodos, tallos incrustados de carbonato tumbados y/o fragmentados y carofitas. Se han caracterizado tres subfacies en función del componente predominante:

- *Mudstone-wackestone* y *wackestone* de carofitas (Cbc).
- *Wackestone* de gasterópodos (Cbg).
- *Wackestone* de tallos tumbados y/o rotos (Cbt).

Pueden mostrar bioturbación vertical y cavidades cónicas subverticales, además de nodulización en el techo de los estratos.

3) Calizas intraclásticas (Ci) de color beige y ocre. Son *wackestone-packstone* y *packstone* de intraclastos; minoritariamente se encuentran además oncolitos, *coated grains*, fragmentos de tallos y gasterópodos. Los intraclastos tienen una procedencia variable: granos de carbonato micrítico masivo de varios colores, fragmentos de estromatolitos no concéntricos y fragmentos de oncolitos.

4) Calizas de tallos verticales (Ct). Son *boundstone* de color beige, ocre y marrón. Aunque se habla de tallos, no es propiamente el tallo lo que se encuentra, sino las envueltas carbonatadas formadas en torno a él. El interior suele estar vacío. Estos recubrimientos tienen espesores variables desde 0,2 hasta 3 cm. Los tallos se distribuyen formando pequeñas agrupaciones asimilables a arbustos

englobados en barro micrítico o bien formando auténticas empalizadas con mayor continuidad lateral.

Esta facies constituye un componente minoritario dentro de los estratos en que aparece, y así pasa lateralmente a los mayoritarios que son la facies de Calizas bioclásticas de tallos y la de Calizas oncolíticas.

5) Estromatolitos (Ce). Los estromatolitos concéntricos se consideran como facies aparte (Co) debido a su gran abundancia; se agrupan en esta facies únicamente las incrustaciones calcáreas no concéntricas. Son de color beige y forman parte de estratos tabulares constituidos mayoritariamente por Calizas oncolíticas. Alcanzan un espesor de 7-8 cm y una extensión variable de orden decimétrico a métrico. Vistos en sección están formados por una alternancia de láminas claras y oscuras, lisas u onduladas, de calcita micrítica, cuyos espesores máximos son de 1 mm.

En las facies Co, Ct y Ce se conservan restos de filamentos de micrita atribuibles a cianobacterias.

6) Margas (Mm, Ml). Las margas presentan colores variados, dominando las beiges y grises. Volumétricamente son minoritarias frente al resto de las facies carbonatadas. Contienen gasterópodos, y asociados a ellos, fragmentos carbonosos, oncolitos y fragmentos de tallos.

7) Conglomerados y areniscas con estratificación cruzada (Gc, Ac). Constituyen paquetes tabulares (1,70-4 m) formados por cuerpos lenticulares de 0,40 a 0,70 m de espesor. Los conglomerados son granosostenidos, con clastos poligénicos (calcáreos, parte de los cuales son de formaciones terciarias continentales, cuarcíticos y de arenisca mayoritariamente) y heterométricos (alcanzan hasta 25 cm de diámetro máximo). Las areniscas son de grano medio a grueso y presentan clastos dispersos o acumulados en la base de los cuerpos lenticulares. Tanto conglomerados como areniscas muestran estratificación cruzada en surco.

8) Conglomerados masivos, granocrecientes (Gm1) o sin evolución vertical definida (Gm2).

Los conglomerados Gm1 se disponen en estratos tabulares de 1 a 1,20 m de potencia. Son granosostenidos y monogénicos, con clastos de caliza micrítica gris o beige que alcanzan un tamaño máximo de 40 cm. La matriz es lutítica de color rojo.

Los conglomerados Gm2 se disponen en estratos tabulares de 0,40 a 1,50 m de potencia. Son granosostenidos y monogénicos, con clastos de micrita gris, beige y negra que alcanzan un tamaño máximo de 15 cm. Domina el cemento carbonatado, aunque localmente se puede encontrar matriz lutítica amarilla.

9) Lutitas masivas (Lm) de color rojo y naranja. Forman estratos tabulares de 0,10 a 0,25 m de potencia. Se asocian a facies de conglomerados (Gc y Gm1) y de areniscas (Ac). Contienen escasos fragmentos de tallos con envueltas carbonatadas y restos carbonosos. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Todas las facies que se han descrito se asocian verticalmente en secuencias de espesor decimétrico a métrico (Fig. 2) que se interpretan a continuación:

a) Secuencia A (Fig. 2A): Ct ÷ Cbt → Co,(Cbt) → Ce → Cbg

Esta secuencia se interpreta como el paso de ambientes palustres con vegetación enraizada hacia condiciones fluviales o fluvio-lacustres caracterizadas por el movimiento de las aguas, que permitirían la formación y acumulación de los oncolitos, y cuando las condiciones energéticas disminuyeran el desarrollo de estromatolitos no concéntricos sobre los depósitos de oncolitos. Este decrecimiento de la energía se relaciona con la implantación de un medio lacustre somero donde vivían gasterópodos y cuya colmatación culminó con la colonización por vegetación, como indica la bioturbación encontrada en el techo de los estratos.

b) Secuencia B (Fig. 2B): \ Gm2 → Co,(Cbt) → Mm,Ml → Cbg

La secuencia refleja un proceso de ascenso del nivel de base a partir de una inundación aluvial que supone erosión del sustrato y depósito de la carga en forma de mantos de gravas. Tras este episodio, se registra un desarrollo importante de facies oncolíticas en cursos fluviales amplios y en zonas lacustres marginales. A continuación se instalan condiciones lacustres, con sedimentación de margas en condiciones tranquilas y, posteriormente, de la facies Cbg en situaciones más someras y/o marginales, terminando con el establecimiento de condiciones palustres (bioturbación y microcarstificación).

c) Secuencia C (Fig. 2C): \ Ci → Co,(Cbt) → Cbt ÷ Ct

Esta secuencia, en conjunto, representa la instalación de condiciones fluvio-palustres tras un episodio de inundación rápida del sistema de sedimentación. Este evento es capaz de erosionar formaciones previas, cuyos fragmentos son transportados y depositados en forma de láminas dando lugar a la facies de Ci. A continuación, con el descenso de la lámina de agua se implantarían canales someros y amplios donde se formarían oncolitos. En los márgenes de los canales y en las zonas encharcadas se desarrollaría una cobertera vegetal hidrófila en la que los tallos sumergidos se incrustarían de carbonato.

d) Secuencia D (Fig. 2D): Cbc,Cbg,Cbt → Lm

Representa una somerización progresiva, desde ambientes lacustres donde vivían carofitas y gasterópodos y donde se acumularían fragmentos de tallos, hasta ambientes palustres, llegando a mostrar rasgos pedogenéticos, y finalmente la instalación de una llanura aluvial distal.

e) Secuencia E (Fig. 2E): Lm → Gm1

La secuencia representa la sedimentación de mantos de gravas sobre llanuras lutíticas. En conjunto, obedece a la sedimentación que tiene lugar a partir de flujos laminares que resultan del desconfinamiento de flujos canalizados aguas arriba. Secuencias similares se han descrito en partes proximales-medias de abanicos aluviales de corto desarrollo longitudinal.

f) Secuencia F (Fig. 2F): \ Gc → Ac → Lm

Esta secuencia es propia de ambientes fluviales. Se trataría de cursos poco sinuosos cuyo relleno se produce por acrecimiento vertical debido a la migración de barras de crestas sinuosas por el fondo de los canales. Dicho re-

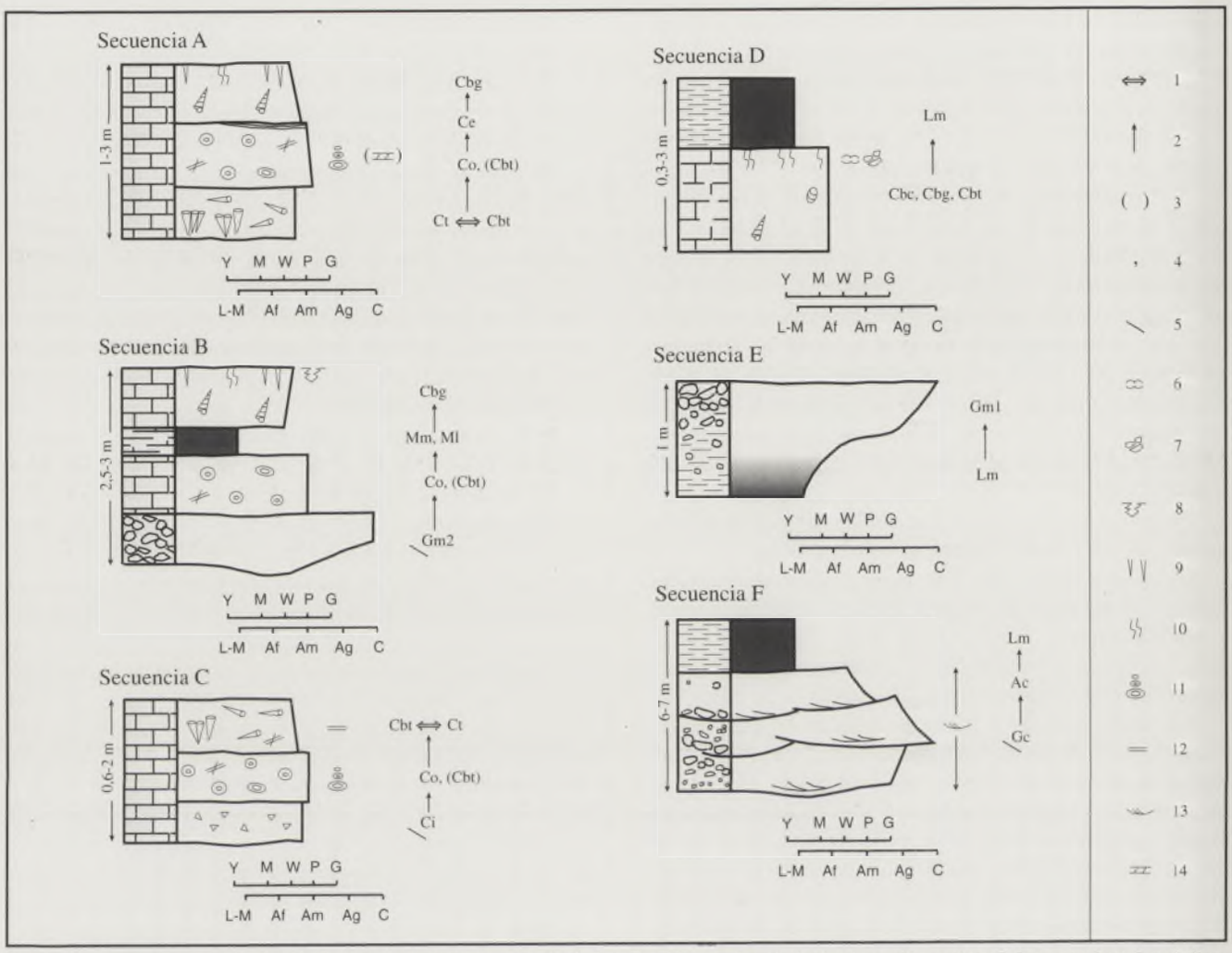


FIGURA 2: *Secuencias A, B, C, D y F. (1, paso lateral, 2, paso vertical; 3, aparición ocasional; 4, términos alternativo; 5, base erosiva; 6, nolulización; 7, brechificación; 8, microcarstificación; 9, cavidades subverticales; 10, bioturbación; 11, variación del tamaño de los oncolitos; 12, laminación paralela; 13, estratificación cruzada en surco; 14, estratificación cruzada planar).*

lleno refleja un decrecimiento de las condiciones de energía del flujo con el tiempo, y finalmente la migración del sistema de canales activos y el paso a condiciones de sedimentación de llanura de inundación.

Los depósitos de la Muela de Borja son diferentes por sus facies y composición isotópica de los que forman las unidades infrayacentes depositadas en sistemas lacustres cerrados (Pérez *et al.*, 1994; Arenas *et al.*, 1997; Roc y Pérez, 1998; Arenas y Pardo, 1999). De hecho, la composición isotópica de las facies carbonatadas ($-8{,}95<\delta^{13}C<-7{,}2$; $-7{,}75<\delta^{18}O<-6{,}1$ ‰ PDB) indica aguas poco evaporadas y con influencia de CO_2 orgánico. La escasa covariación entre ^{13}C y ^{18}O señala un sistema hidrológicamente abierto, y sugiere la sedimentación de esta unidad en una situación de exorreismo.

En conjunto, el depósito de la unidad T_8 se produjo en un sistema lacustre somero bordeado en sus márgenes sur y oeste por canales oncolíticos y zonas palustres. Este sistema fluvio-lacustre, de carácter abierto, presentaba una gran movilidad como se deduce de las relaciones laterales de facies a lo largo de la unidad (Fig. 1B).

Los depósitos conglomeráticos de la base representan un sistema fluvial con paleocorrientes locales hacia el sur, que seguramente formaba parte de un sistema colector (ya reconocido en unidades subyacentes, Villena *et al.*, 1996) que drenaba relieves mesozoicos y paleozoicos y fluía hacia el este. Este sistema no tiene representación en el resto de la unidad.

Por otra parte, las facies Gm indican aportes aluviales esporádicos del norte y del sur, según indican las variaciones de tamaño de los clastos y la potencia de los depósitos aluviales en cada caso. Esta situación sugiere que el sistema fluvio-lacustre carbonatado se enmarcaba en una depresión relativa, nivel de base local, cuya área fuente de sedimentos estaría constituida exclusivamente por los depósitos terciarios previos de la cuenca, como prueba la composición de las facies Gm. Además, el tamaño de los clastos señala pendientes importantes, al menos localmente. El origen de tal depresión (tectónico, erosivo o por colapso) está por determinar.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB97-0882-CO3-02 de la DGES; M. Vázquez disfruta de una beca predoctoral del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. (1997): Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 133-155.

Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies models and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.

Muñoz, A. (1991): *Análisis tectosedimentacio del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de la Rioja).* Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 347 p.

Pérez, A. (1989): *Estratigrafía y sedimentología del terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán.* Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 474 p.

Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. (1994): Lacustrine Neogene deposits of the Ebro Basin (southern margin), Northeastern Spain. En: *Global geological record of the Lake Basins* (E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 325-330.

Roc, A. C. y Pérez, A. (1998): El origen de las calizas laminadas de los depósitos lacustres someros del sector de la Muela de Zaragoza. Mioceno de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 24: 263-266.

Villena, J., González, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Pérez, A. (1992): Síntesis estratigráfica del Terciario del borde sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 225-245.

Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. (1996): Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: paleogeography and tectonic control. En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 78-82.

Aplicabilidad cerámica de la Formación Carbonero (Aptiense, Zona Subbética, S de la provincia de Jaén)

M. Vázquez, J. Jiménez-Millán, J. M. Molina y G. A. de Gea

Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Campus Universitario. 23071 Jaén.

ABSTRACT

The aim of this work is to evaluate the suitability of the Aptian Carbonero Fm. of the Subbetic Zone to make ceramic materials in the Bailén ceramic industry. Three members of the Carbonero Fm. can be recognised from the lithological point of view: a) marly lower member, b) radiolaritic intermediate member and c) turbiditic upper member. The studied marls are phyllosilicate rich (>48 %, mainly illite and interstratified I/S), although important amounts of calcite have been observed, specially in the lower and intermediate members. The contents in quartz and feldspars are low (<16 %). According to the mineralogical composition, the higher CaO content is observed in the marls from the lower and intermediate members (18-27 %). The lower Ca contents of marls from the upper member are correlated with higher SiO_2 (44.5 %) and Al_2O_3 (14.6 %) contents. Due to the high phyllosilicate and Ca contents of the studied marls, these materials are not suitable for the production of structural ceramic tiles. The use of these materials in the ceramic industry would require mixtures with quartz and feldspars-rich rocks.

Keywords: *Carbonero Fm., ceramic raw materials, Subbetic, mineralogy, chemical composition.*

INTRODUCCIÓN

La industria cerámica del área de Bailén constituye el centro más importante de manufactura de productos cerámicos estructurales del sur de España. La mayoría de las factorías se dedican a la fabricación de ladrillos comunes utilizando, casi de forma exclusiva, los materiales Terciarios de la Depresión del Guadalquivir que afloran en las proximidades de Bailén. El diseño de nuevas mezclas de materias primas que mejoren y diversifiquen los productos actualmente elaborados requiere, en una primera etapa, la determinación de las posibilidades de uso cerámico de las potenciales materias primas que aparecen en áreas próximas al centro industrial. El sur de la provincia de Jaén se encuentra en las Zonas Externas de la Cordillera Bética en las que, en gran parte, las rocas presentan un importante contenido en minerales carbonatados, que impide su uso directo como materia prima para la elaboración de productos cerámicos. Sin embargo, algunas formaciones contienen margas que, a priori, parecen tener un contenido lo suficientemente alto de minerales de la arcilla para poder emplearse en la industria cerámica. Teniendo en cuenta la extensión de los afloramientos de este tipo de materiales, se eligió para este trabajo el estudio de las posibilidades de uso cerámico de los materiales de la Fm. Carbonero.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

La Fm. Carbonero (Molina, 1987; Aguado *et al.*, 1993) se encuentra en la transición entre el Subbético Externo y el Subbético Medio al SE de Valdepeñas de Jaén (Fig. 1). Su potencia máxima observable es de 255 m y su edad es Aptiense. Está formada por tres miembros claramente diferenciables desde el punto de vista litológico (Fig. 2): a) Miembro I o inferior, margoso. Su potencia oscila entre 18 y 90 m y está compuesto por margas gris azuladas con intercalaciones calcareníticas y conglomeráticas. Asímismo, en la parte superior de este miembro son abundantes las concreciones de barita de tamaño inferior a 40 cm y forma esferoidal, discoidal o elipsoidal. b) Miembro II o intermedio, radiolarítico. Está formado mayoritariamente por radiolaritas marrones y grises junto con arcillas y margas arcillosas negras o grises. Su potencia es de 45 m en el estratotipo. Los niveles radiolaríticos contienen intercalaciones de niveles vulcano-sedimentarios, de olistolitos, megabrechas y calcarenitas. También es muy característica la presencia de concreciones calcíticas de gran tamaño, hasta 160 cm de diámetro, entre los niveles pelíticos. c) Miembro III o superior, turbidítico. Es una alternancia de 86 m de potencia compuesta por margas, calcarenitas y algunos niveles de conglomerados. Estas rocas presentan color gris verdoso en corte reciente y amarillo por alteración.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA Y QUÍMICA

La determinación de la composición química y mineralógica de las materias primas constituye el primer grupo de estudios necesarios para evaluar sus posibilidades de uso cerámico. Se realizó un muestreo significativo de los miembros de la formación seleccionando, de esta for-

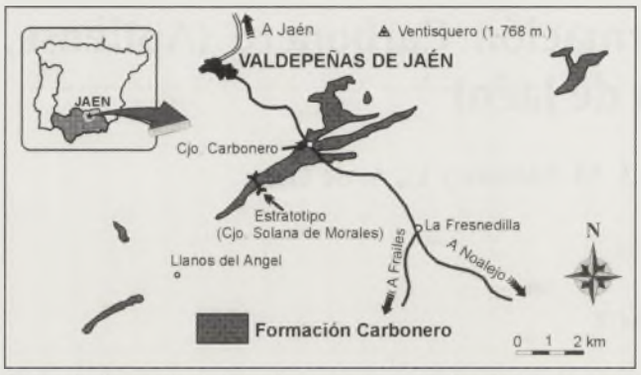


FIGURA 1: *Situación de los afloramientos de la Fm Carbonero y del estratotipo de la misma (Cortijo Solana de Morales), donde se han recogido la mayor parte de las muestras estudiadas.*

ma, para el análisis mineralógico cuatro muestras del miembro inferior, ocho muestras del miembro intermedio y dos muestras del miembro superior, trece de ellas recogidas en el estratotipo de la Fm. Carbonero (Cortijo de la Solana de Morales, Figs. 1 y 2) centrándose especialmente en los materiales margosos como los de mayor interés cerámico inicial.

Los resultados de los análisis de difracción de rayos X (Tabla 1) revelan el carácter arcilloso de la mayor parte de las margas estudiadas, ya que la proporción de filosilicatos es siempre superior al 48 %. No obstante, presentan cantidades considerables de calcita, más elevadas en las margas de los miembros inferior e intermedio (hasta 42 %), que en las margas del miembro superior con valores en torno al 20 %. Hay que destacar que en el miembro intermedio se localiza una muestra (CAB 7, Fig. 2) con un 13 % de calcita, el valor más bajo de las margas estudiadas. Por otra parte, el contenido en cuarzo y feldespatos de las margas de la Fm. Carbonero es generalmente bajo, de modo que la suma de estos minerales es siempre inferior al 16 %. La proporción (cuarzo+feldespatos)/filosilicatos se mantiene aproximadamente constante (0,15) a lo largo de toda la formación.

Los filosilicatos mayoritarios son el interestratificado illita-esmectita y la illita. Las margas de los miembros inferior e intermedio contienen entre el 14 y el 50 % de interestratificado illita-esmectita. Las muestras de estos miembros con contenidos más bajos en este mineral presentan paligorskita o clorita. El contenido de illita en los miembros inferior e intermedio varía entre el 32 y el 54 %, mientras que en las margas del miembro superior se alcanza el 74 %. Por último los valores de caolinita (15 %) son bastante homogéneos a lo largo de toda la formación.

Las radiolaritas presentes en el miembro intermedio de la Fm. Carbonero (CAB-10 y 11) son ricas en filosilicatos (85 %) y pobres en cuarzo y feldespatos (<15). La composición de los filosilicatos es similar a la de las margas de los miembros inferior e intermedio. La pequeña proporción de estos materiales en el conjunto de la formación y su comportamiento compacto dificultarían de forma decisiva la extracción y molienda posterior de estos materiales, por lo que se descartaron como posibles materias primas de interés cerámico.

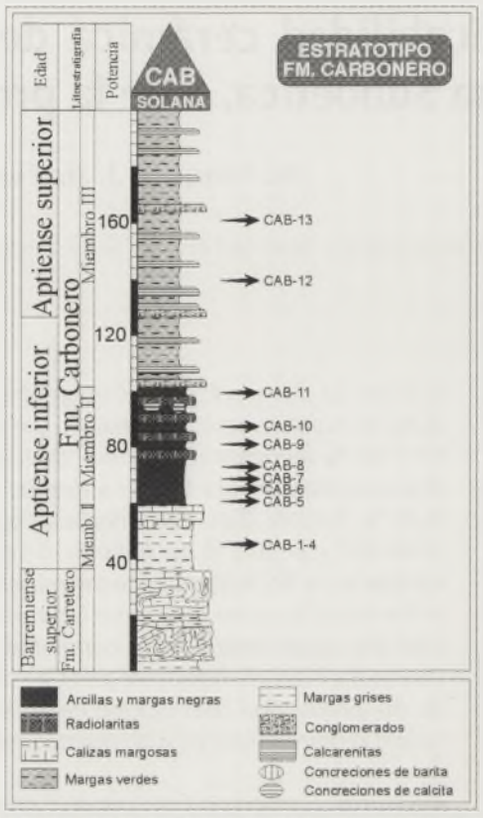


FIGURA 2: *Columna esquemática con el estratotipo de la Fm. Carbonero con la posición estratigráfica de las muestras analizadas.*

El estudio geoquímico se centró en las margas de los tres miembros (Tabla 2). De acuerdo con su mineralogía, el contenido en Ca de las margas del miembro superior (13,5 % de CaO) es más bajo que el de las margas de los miembros inferior e intermedio (18-27 %, generalmente). Sólo la muestra CAB-7 del miembro intermedio presenta contenidos en CaO similares a los de las margas del miembro superior. El menor contenido en CaO de estas rocas, es acompañado por mayores valores de SiO_2 (44,5 %) y Al_2O_3 (14,6 %) que en el resto de las margas de los miembros inferior e intermedio (SiO_2 entre 30 y 40 %; Al_2O_3 entre 8 y 12 %). Asimismo, el mayor contenido en K de las muestras pobres en Ca, refleja el carácter más illítico de su composición mineralógica. Por último, los valores de Fe, Mg y Na son bajos y bastante homogéneos a lo largo de toda la formación.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La proyección de los datos composicionales en los diagramas triangulares de las figuras 3, 4 y 5 permiten realizar una estimación inicial de sus posibles usos cerámicos. El hecho de que el contenido en filosilicatos sea casi siempre superior al 50 % provoca que la proyección de las margas de la Fm. Carbonero en el diagrama Filosilicatos-Carbonatos-Cuarzo y Feldespatos se encuentre fuera de los campos delimitados para las materias primas habitualmente empleadas en la industria cerámica. La representación de los datos mineralógicos de López-Galindo (1986) en estos diagramas también se aparta del cam-

Filo: filosilicatos. Fds: feldespatos. Qtz: cuarzo. Cal: calcita. Ill/Sm: interestratificado illita-esmectita.

	Filo	Fds	Qtz	Cal	Ill/Sm	Chl/Sm	Ill/Chl	Pal	Kln	Ill	Chl
Miembro Inferior											
CAB-1- 4	62	3	4	32	47	0	4	0	5	37	7
Miembro Intermedio											
CAB-5	67	3	4	26	14	0	0	0	13	54	18
CAB-6	48	4	5	42	17	0	0	11	15	50	7
CAB-7	77	3	7	13							
CAB-8	51	1	7	41							
CAB-9	59	2	7	32	50	0	0	0	17	30	3
CAB-10	85	2	13	0							
CAB-11	84	2	14	0	50	0	0	0	14	32	4
Miembro Superior											
CAB-12	66	5	9	20							
CAB-13	69	7	4	21	0	4	0	0	17	74	5

Chl/Sm: interestratificado clorita-esmectita. *Ill/Chl:* interestratificado illita-clorita. *Pal:* Paligorskita. *Kln:* caolinita. *Ill:* illita. *Chl:* Clorita.

TABLA 1: *Composición mineralógica de los materiales margosos de la Fm. Carbonero.*

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
Miembro Inferior										
CAB-1-4	32.6	9.31	3.49	0.04	1.15	25.9	0.49	1.98	0.40	0.09
Miembro Intermedio										
CAB-5	40.23	12.13	4.04	0.04	1.38	18.73	0.36	2.52	0.53	0.07
CAB-7	45.59	14.48	3.89	0.04	1.43	13.93	0.28	2.69	0.66	0.07
CAB-8	30.59	7.96	3.06	0.17	1.10	27.20	0.21	1.48	0.33	0.10
Miembro Superior										
CAB-13	44.50	14.6	4.08	0.03	1.45	13.5	0.46	3.02	0.60	0.06

TABLA 2: *Composición química de los materiales margosos de la Fm. Carbonero.*

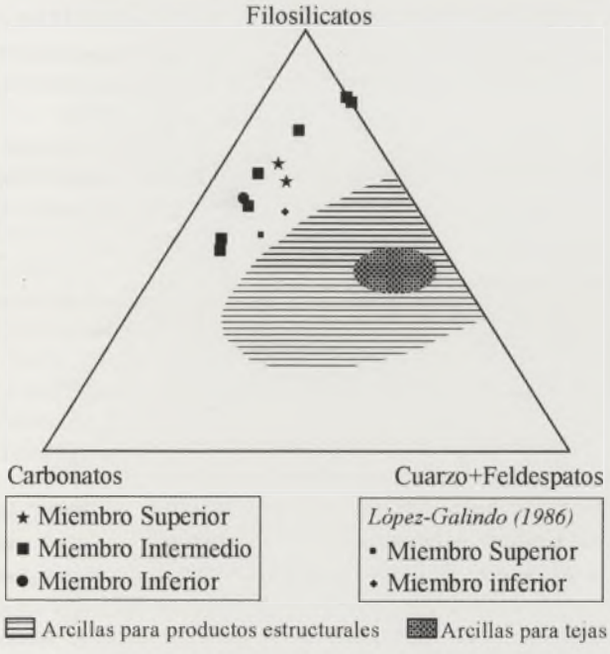


FIGURA 3: *Comparación de la composición mineralógica de la Fm Carbonero con las materias primas usadas para productos cerámicos (Strazzera et al., 1997).*

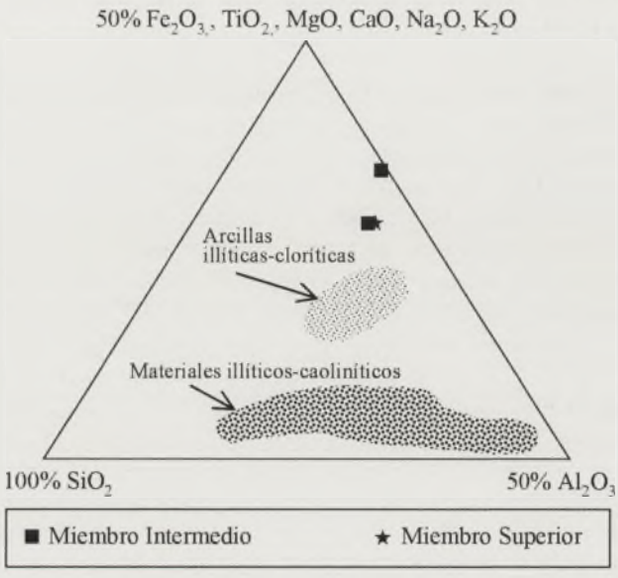


FIGURA 4: *Comparación de la composición química de la Fm Carbonero con las materias primas usadas para productos cerámicos (Fabbri y Fiori, 1985).*

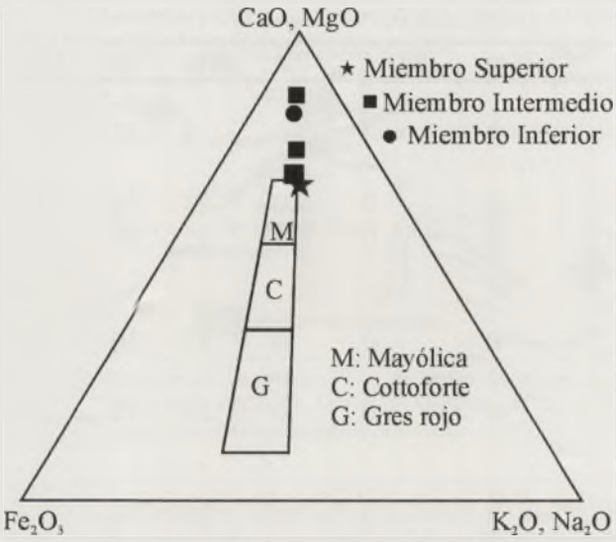


FIGURA 5: *Comparación de la composición química de la Fm Carbonero con la apropiada para la elaboración de diferentes productos cerámicos (Fiori et al., 1989)*

po composicional definido para estas materias primas. El análisis de este diagrama revela la alineación de las muestras en torno a la línea de razón constante (cuarzo+feldespatos)/filosilicatos de 0,15. Precisamente, el bajo valor de esta razón es el principal responsable de que la proyección de éstos se aleje del campo de materias primas utilizadas para fabricar productos estructurales. Por tanto, la mezcla de las margas estudiadas con materiales ricos en cuarzo y feldespatos asemejarían su composición mineralógica a la de las materias primas de uso cerámico. Además, desde el punto de vista mineralógico, el hecho de que los materiales de los miembros inferior e intermedio contengan una mayor proporción de capas esmectíticas debe conferirles propiedades más plásticas que las de los materiales de la formación superior, más ricos en illita.

En cuanto a la composición química, la figura 4 revela que la elevada cantidad de Ca presente en las muestras aparta su proyección de los campos delimitados para las materias primas empleadas en la producción de materiales cerámicos. Los materiales con composición más próxima a alguno de estos campos, son las margas del miembro superior de la formación y la muestra de composición similar del miembro intermedio. La representación de estas rocas se sitúa cerca de la zona definida por los materiales illítico-cloríticos empleados en la industria cerámica y dentro del campo de las materias primas empleadas para la fabricación de algunas cerámicas rojas tales como la mayólica (Fig. 5). La mezcla del resto de margas con materiales ricos en Si y Al habilitaría su composición para la elaboración de productos cerámicos estructurales.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos "Posibilidades de uso de cerámico de los minerales y rocas industriales de la provincia de Jaén" (Diputación Provincial de Jaén) y PB-96-0429 de la D.G.E.S. y de los Grupos de Investigación RNM-179 y RNM-200 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Aguado, R., Molina, J.M. y O'Dogherty (1993): Bioestratigrafía y litoestratigrafía de la Formación Carbonero (Barremiense-Albiense?) en la transición Subbético Externo-Medio. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 325-344.

Fabbri, B., y Fiori, C. (1985): Clays and complementary raw materials for stoneware tiles. *Mineralogica et Petrographica Acta*, 29: 535-545.

Fiori, C., Fabbri, B., Donati, G., y Venturi, I., (1989): Mineralogical composition of the clay bodies used in the italian tile industry. *Applied Clay Science*, 4: 461-473.

López-Galindo, A. (1986): *Las facies oscuras del Cretácico medio en la Zona Subbética. Mineralogía y sedimentación.* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 381 p.

Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y sur de Jaén).* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 518 p.

Strazzera, B., Dondi, M. y Marsigli, M. (1997): Composition and ceramic properties of Tertiary clays from Southern Sardinia (Italy). *Applied Clay Science*, 4: 461-473.

Caracterización sedimentológica de un *debris flow* reciente en el margen continental del Ebro

V. Willmott[1], M. Canals[1], G. Lastras[1] y D. Casas[2]

1 Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas. Universidad de Barcelona. Campus de Pedralbes. Barcelona 08071. miquel@natura.geo.ub.es.
2 Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona. CSIC. Passeig Joan de Borbó s/n. Barcelona 08039.

ABSTRACT

Results from sedimentological and mass-physical properties analysis of seven piston cores recovered on the youngest major landslide in the Ebro continental slope and base-of-slope, Northwestern Mediterranean Sea, are presented. Particular attention is paid to the variability of diagnostic parameters through the slide deposit. The data set allows determining the signature of pre-, syn- and post-slide sediments.

***Key words**: submarine debris flow, Ebro margin, sedimentological parameters, mass-physical parameters*

INTRODUCCIÓN

Durante la campaña BIG'95, a bordo del BIO Hespérides, se localizó un deslizamiento submarino de grandes dimensiones (más de 2.000 km^2 de superficie) en el margen continental profundo del Ebro, más allá de las Islas Columbretes (Canals *et al.*, 1995). Al deslizamiento se le dio el nombre de la campaña, BIG'95. La cartografía batimétrica de multihaz permitió identificar una cicatriz principal y otras secundarias, mientras que perfiles sísmicos de muy alta resolución, obtenidos con una sonda paramétrica TOPAS, mostraron una unidad superficial con facies transparentes correspondiente al depósito resultante del deslizamiento, con un espesor de hasta 35 m. La posición estratigráfica de dicha unidad transparente apuntaba a una edad muy reciente del evento. Por otra parte, la geometría y las características superficiales de la cicatriz y del depósito de deslizamiento llevaron a atribuirlo a un *debris flow*. En 1997, durante la campaña CALMAR'97 (Canals *et al.*, 1997), a bordo del B.O. L'Atalante, se obtuvieron los testigos de sedimento que han proporcionado los resultados presentados en esta contribución (Fig. 1 y Tabla 1). El objetivo buscado era la caracterización de los materiales pre-, sin- y post-deslizamiento, así como la obtención de muestras que permitiesen la datación precisa del mismo.

MATERIALES Y MÉTODOS

La caracterización de los depósitos del deslizamiento se ha efectuado a partir del análisis de siete testigos de pistón, analizados a bordo con el *core logger* de Geotek, con el que se obtuvieron datos sobre las propiedades físicas del sedimento, como la velocidad de las ondas P, densidad por atenuación de rayos gamma y susceptibilidad magnética. Ya posteriormente, los testigos fueron abiertos, descritos, fotografiados y muestreados para el análisis de (i) granulometría mediante tubo de sedimentación para la fracción 50-2000 µm y Sedigraph 5100 para la fracción <50 µm, y de (ii) contenido en carbonato. Por último, se han realizado análisis palinológicos y dataciones por el método del ^{14}C AMS en muestras seleccionadas, con el fin de delimitar la edad del evento BIG-95.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Características de los sedimentos

Los testigos están dominados por los tamaños limo y arcilla. El tramo superior de todos los testigos, con potencias entre 30 y 150 cm, está formado en su mayor parte por un sedimento homogéneo, predominantemente arcilloso, con abundantes foraminíferos y, ocasionalmente, laminación paralela poco marcada. Por debajo de este tramo, en los testigos CLKS-01, CLKS-04, CLKS-05, CLKS-06 y CLKS-07 (Tablas 1 y 2), hay un tramo intermedio de potencia variable que, en algunos casos, alcanza la base del testigo, con laminación convolucionada, plegada, inclinada y/o fracturada, y una proporción más elevada de arena, a menudo formando niveles granodecrecientes. En el techo de este tramo es común la presencia de bioturbación. Finalmente, y sólo en los testigos CLKS-01, CLKS-04 y CLKS-03, hace su aparición un tramo inferior con sedimentos predominantemente arcillo-limosos, niveles centimétricos de arena y una laminación paralela marcada. Por sus características, estos tramos han sido atribuidos a depósitos de pre-deslizamiento (tramo inferior), deslizamiento *sensu stricto* (tramo intermedio) y post-deslizamiento (tramo superior).

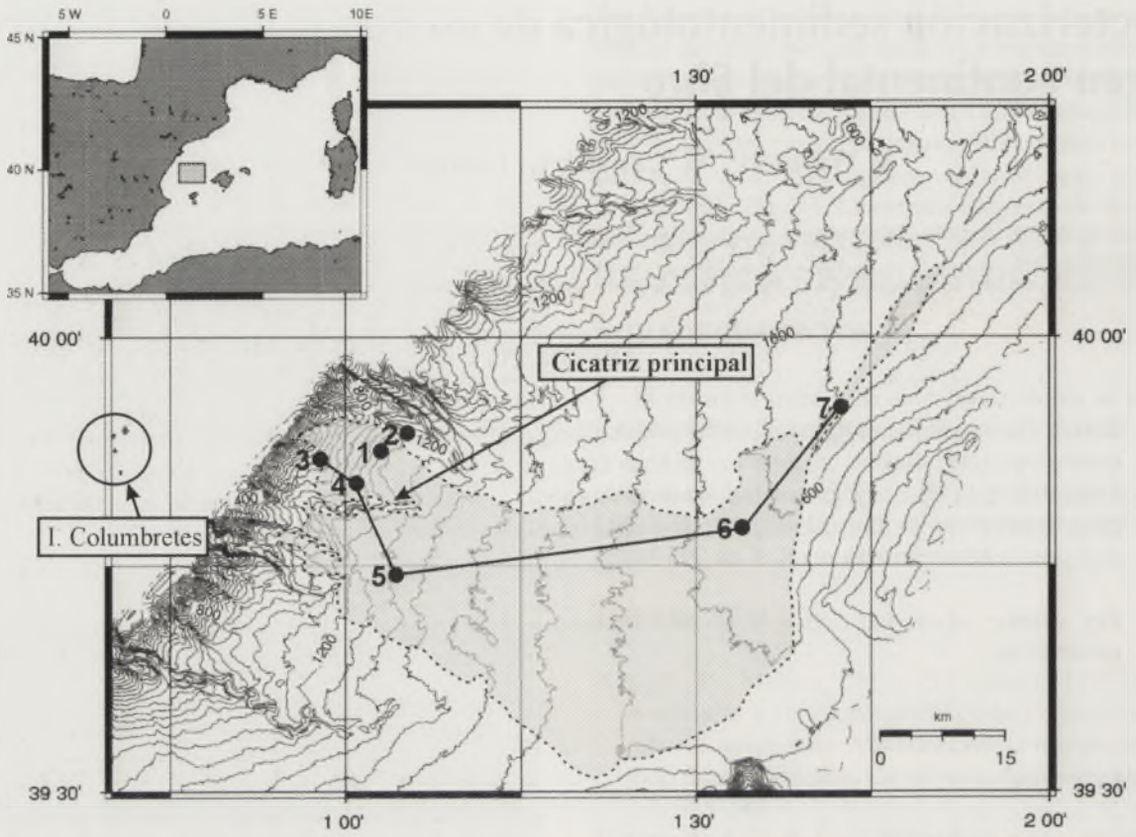


FIGURA 1: *Localización geográfica del área de estudio. En gris, la superficie afectada por el deslizamiento, y situación de los testigos CLKS recogidos durante la campaña CALMAR. La línea negra une los testigos que se han correlacionado en la figura 2.*

Sedimentos de pre-deslizamiento

Son sedimentos esencialmente homogéneos, con una proporción de arenas baja (alrededor del 4%) y una proporción elevada de limos y arcillas (en torno al 47% en ambos casos). Los contenidos en agua son bajos (32%), al igual que la porosidad (Tabla 2). La preservación de la laminación horizontal en este tramo indica que no ha sido alterado por procesos post-deposicionales.

Sedimentos del deslizamiento

Los sedimentos del deslizamiento están marcados por una mayor proporción de arena (entre el 3 y el 33%), escaso contenido en agua (alrededor del 30%) y velocidades de propagación de las ondas P elevadas. La porosidad presenta una disminución acusada en el techo del tramo, en paralelo con un aumento relativamente brusco de la densidad. La susceptibilidad magnética en este tramo es elevada y fundamentalmente uniforme, probablemente debido al efecto de desestructuración y mezcla del sedimento por el propio deslizamiento (Tabla 2 y Fig. 2). No obstante, se pueden apreciar picos localizados que corresponden a lentejones o pasadas de arenas, indicadoras de que la homogeneización del sedimento no ha sido absoluta, tal y como cabría esperar de un flujo plástico. En el tramo deslizado, las velocidades tienden a aumentar con la distancia a la cicatriz o área fuente. La susceptibilidad magnética, en cambio, presenta una tendencia inversa, disminuyendo en función de la distancia.

Testigo	Coordenadas		Localización	Prof. de agua (m)	Longitud testigo (cm)
	Latitud	Longitud			
CLKS-01	39.52,497 N	01.05,435 E	Zona proximal del deslizamiento	1230	458
CLKS-02	39.53,299 N	01.06,503 E	Flanco del channel levée	1194	840
CLKS-03	39.51,741 N	00.58,264 E	Talud arriba de la cicatriz principal	882	860
CLKS-04	39.50,277 N	01.01,861 E	Cicatriz pirincipal	1227	720
CLKS-05	39.43,820 N	01.03,750 E	Cuerpo del deslizamiento en la base del talud	1308	590
CLKS-06	39.46,720 N	01.33,390 E	Parte central del deslizamiento	1579	561
CLKS-07	39.56,244 N	01.43,127 E	Zona mas distal del deslizamiento	1681	310

TABLA 1: *Localización geográfica y fisiográfica de los testigos sedimentarios recogidos en la zona durante la campaña CALMAR.*

Post-deslizamiento	% $CaCO_3$	% Arena	% Limo	%Arcilla	% Agua	Densidad (g/cm^3)	Porosidad	Vp (m/s)	SM (SI)
CLKS-03	37,07	2,8	47,92	49,27	42,96	1,77	0,54	1770,03	12,21
CLKS-04	33,33	2,08	39,42	58,5	57	1,62	0,63	1664,65	5,08
CLKS-01	33,64	1,64	33,12	65,23	70,65	1,66	0,59	1611,83	13,33
☆CLKS-05	38,13	-	-	-	-	1,67	0,47	1810,65	17,44
CLKS-06	42,1	4,67	26	69,33	66,93	1,61	0,65	1729,92	7,13
CLKS-07	41,26	6,93	32,32	60,75	54,34	1,7	0,58	1741,31	6,06
Valor medio	37,59	3,62	35,76	60,62	58,38	1,67	0,57	1721,40	10,21
Deslizamiento	**% $CaCO_3$**	**% Arena**	**% Limo**	**%Arcilla**	**% Agua**	**Densidad (g/cm^3)**	**Porosidad**	**Vp (m/s)**	**SM (SI)**
CLKS-04	33,55	3,14	43,44	53,42	36	1,85	0,5	1733,67	53,42
CLKS-01	32,37	7,06	46,16	46,77	36,84	2	0,4	1647,5	40,05
☆CLKS-05	37,48	-	-	-	-	2,01	0,38	1840,29	20,92
CLKS-06	32,69	33,35	38,21	28,44	25,2	2,01	0,41	1871,86	12,58
CLKS-07	36,115	12,06	46,28	41,66	28,41	1,96	0,44	1827,57	9,75
Valor medio	34,44	13,90	43,52	42,57	31,61	1,97	0,42	1784,18	27,34
Pre-deslizamiento	**% $CaCO_3$**	**% Arena**	**% Limo**	**%Arcilla**	**% Agua**	**Densidad (g/cm^3)**	**Porosidad**	**Vp (m/s)**	**SM (SI)**
CLKS-03	36,4	5,04	48,68	46,26	31,9	1,91	0,46	1781,45	15,36
CLKS-04	33,51	3,76	43,99	52,24	36	1,88	0,48	1756,33	12,31
CLKS-01	33,17	5,47	49,43	45,09	31,02	2,16	0,32	1611,65	64,59
Valor medio	34,36	4,76	47,37	47,86	32,97	1,98	0,42	1716,48	30,75

TABLA 2: *Valores medios de algunas variables texturales y composicionales de los tres tramos definidos en los testigos extraídos. El testigo CLKS-02 no aparece en la tabla debido a que todavía no se ha podido determinar si recoge o no el deslizamiento, por estar situado sobre un levee. ∂ El testigo CLKS-05 está actualmente en proceso de análisis. SM: Susceptividad magnética.*

Sedimentos de post-deslizamiento

El tramo superior, que fosiliza el depósito de deslizamiento, se caracteriza por un alto contenido en agua (70-80%) que decae rápidamente hasta valores del orden del 35%, coincidiendo con la transición hacia los sedimentos deslizados. La porosidad es elevada, con valores máximos en los sedimentos más superficiales y una disminución paulatina en profundidad. La densidad es baja y tiende a aumentar con la profundidad. El tamaño de grano dominante es la arcilla. Estas características son propias de sedimentos hemipelágicos formados por decantación de partículas finas en la columna de agua, y marcan una disminución brusca del nivel energético de la sedimentación.

Marco geocronológico

La estrategia seguida con el fin de establecer la edad del evento BIG'95 ha sido la de datar los materiales de post-deslizamiento situados immediatamente encima del tramo deslizado. Para ello, la especie de foraminífero inicialmente seleccionada fue *Globigerina bulloides*, pero dado que no se encontraba en cantidad suficiente para realizar las dataciones, se optó por utilizar *Globigerinoides ruber*, más frecuente en las muestras. Cabe señalar que los resultados de las dataciones con ambas especies pudieron calibrarse en una de las muestras, obteniéndose una diferencia de 480 años.

Los resultados obtenidos en los dos testigos que han proporcionado muestras datables son consistentes con una edad de 10430±60 años en un caso, y de 10250±60 años en el otro. Estos datos corroboran, a la luz de los conocimientos actuales, que el deslizamiento BIG'95 es efectivamente el último gran evento de inestabilidad sedimentaria en el margen del Ebro.

Las dataciones han permitido, por otra parte, calcular las tasas de sedimentación correspondientes al tramo superior, que fosiliza el deslizamiento. Éstas varían entre 8,5 y 12,4 cm/ka en el testigo CLKS-01, procedente de una localidad probablemente sometida a la influencia de los flujos canalizados por un sistema de cañón-canal próximo, que alimenta un complejo de canal-*levee* de cuyo flanco meridional procede dicho testigo. Esta circunstancia indicaría, por otra parte, la existencia de actividad de transporte y de desbordamientos ocasionales en dicho sistema de cañón-canal durante el Holoceno. En cambio, en el testigo CLKS-06, alejado ya del talud continental y, por tanto, de la influencia directa de los sistemas de cañón-canal que lo atraviesan, la tasa de sedimentación es de sólo 2,9 cm/ka. Obviamente, esta circunstancia queda reflejada en el espesor del tramo superior, de post-deslizamiento, en ambos sectores (Fig. 2).

CONCLUSIONES

El análisis de los testigos de sedimento extraídos en el área ocupada por el deslizamiento BIG'95, de tipo *debris-flow*, ha permitido caracterizar tres tramos o unidades sedimentarias: de pre-deslizamiento, deslizamiento y

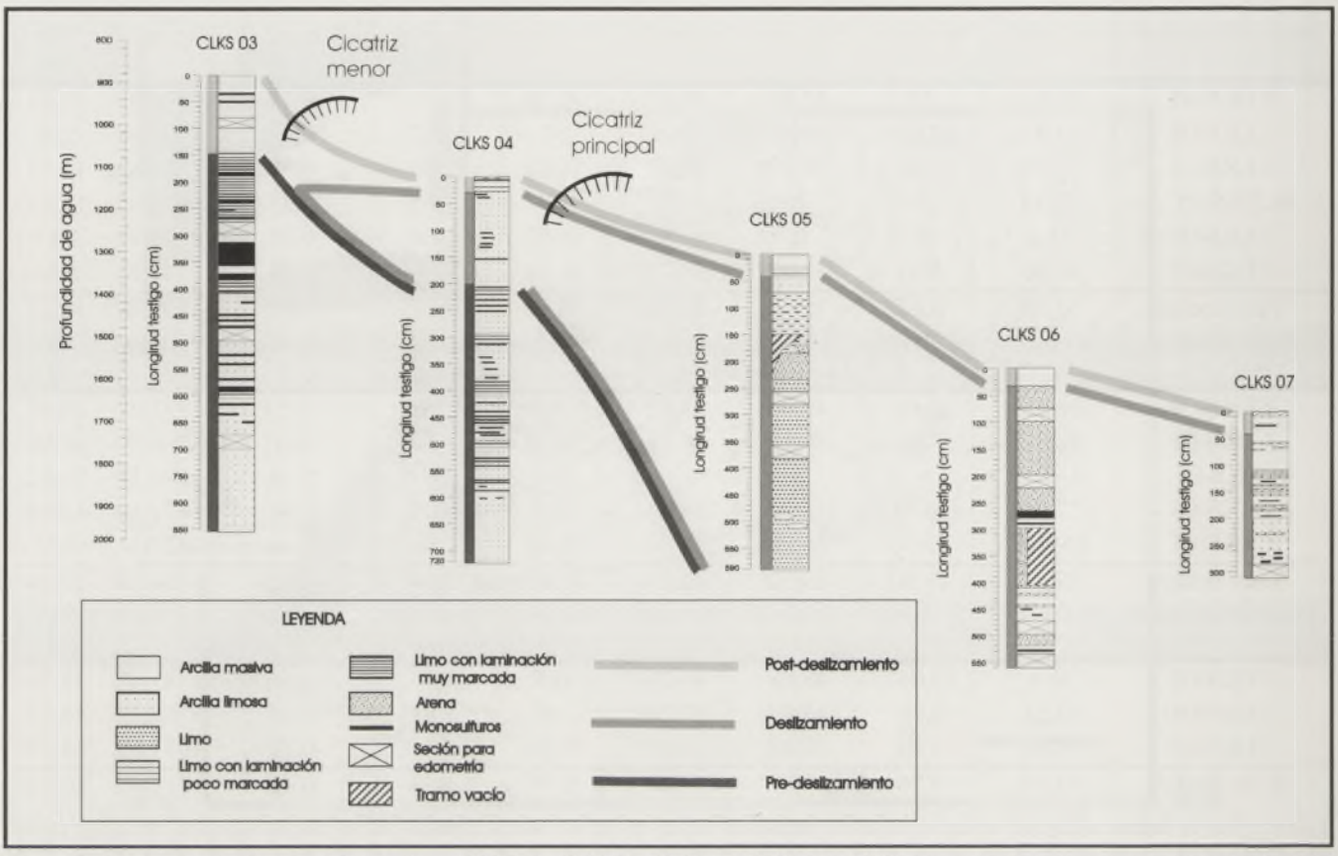


FIGURA 2: *Cuadro de correlación de los testigos CLKS 03, CLKS 04, CLKS 05, CLKS 06 y CLKS 07, que proporciona un corte longitudinal del deslizamiento submarino.*

post-deslizamiento. Los resultados obtenidos muestran que como consecuencia del evento los sedimentos deslizados se han compactado, como indica la reducción de su porosidad y contenido de agua. También se ha podido establecer la evolución espacial de las propiedades del sedimento y de las tasas de sedimentación según un eje proximal-distal.

La identificación del deslizamiento BIG'95 en el margen del Ebro demuestra que dicho tipo de eventos no están limitados, en cuanto a su ocurrencia temporal, a los períodos de bajo nivel relativo del mar o de transición. Destaca, finalmente, la existencia en el Golfo de Valencia de un tipo de riesgo geológico insuficientemente conocido hasta la fecha.

AGRADECIMIENTOS

A Ana Moreno, por la preparación de las muestras para las dataciones. Esta contribución se realiza en el marco de los proyectos GRANDES (MAR98-0347) y COSTA (EVK3-CT-1999-00006). El GRC Geociencias Marinas agradece la financiación recibida de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

Canals, M., Cacho, I., Vaquero, M., Suc, J.P., Subayllova, D., Aloisi, J.C., Jallet, L., Moreno, E., Kerbrat, R. y Floch, G. (1997): Coring of the BIG'95 slide Ebro Margin, NW Mediterranean Sea. En: *Informe de la campaña CALMAR*, GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, 54 p.

Canals, M., Alonso, B., Baraza, J., Calafat, A.M., Cavaller, M., Ercilla, G., Estrada, F., Farrán, M., Masson, D.G., Millard, N., Prieto, M.J., Rodríguez, J.P. y Sorribas, J. (1995): *Informe de la campaña BIG'95*. GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, 94 p.

IV COLOQUIO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

Deep-water fallout tephra deposits in the Black Flysch of Deba (Upper Albian, Basque-Cantabrian Basin)

L. M. Agirrezabala and J. García-Mondéjar

Estratigrafia eta Paleontologia Saila. Euskal Herriko Unibertsitatea. 644 P.K. 48080 Bilbo.

ABSTRACT

Upper Albian deposits of the Deba section consist mainly of deep-water turbiditic sandstones and lutites (Black Flysch). In the uppermost part of this section (~120 m), several tens of tephra layers are intercalated between lutites. They are 0.5-18 mm thick tabular layers of tuff and lapillistone. Three pyroclastic facies have been distinguished: normal graded tuff/lapillistone (the most abundant), disorganised lapillistone and normal graded to disorganised tuff/lapillistone. These facies exhibit characteristics typical of fallout tephra deposits: non-erosive sharp and flat base, lack of lamination, uniformity and lateral wide extent, normal gradation, and lack of terrigenous particles and rip-up clasts. Sedimentological and regional criteria suggest a southern source area for these fallout pyroclastic deposits.

***Key words**: deep-water tephra, fallout deposits, Albian, Basque-cantabrian basin.*

INTRODUCTION

Upper Albian deposits of the studied Deba section (North-Biscay Anticlinorium) consist mainly of deep-water turbiditic sandstones and lutites (Black Flysch) deposited in an overall southerly directed turbidite system (Figs. 1 and 2a) (Agirrezabala, 1996). Turbiditic sandstones are usually 20-80 cm thick and show different Bouma sequences. The uppermost part (~120 m) of the Deba section presents several tens of very thin beds and lamina formed by fallout of tephra deposits hosted in lutites (Fig. 2a). Fallout pyroclastic deposits have not previously been documented in the North-Biscay Anticlinorium. In this work, we describe and interpret sedimentological features of the tephra layers outcropped in the Aitzandi Muturra, sited 1 km to the NE of the Deba village, and then we discuss the provenance of these deposits.

OVERALL FEATURES OF TEPHRA LAYERS

Hosted in lutites thin layers of tephra deposits and turbiditic sandstones occur (Fig. 2b). The very different features of both deposits suggest different depositional processes (and sources). Tephra deposits are 0.5-18 mm thick layers composed of ash and lapilli particles (mainly lithic fragments and crystals). In outcrop, they are distinguished by their characteristic light-grey colour (when weathered) in contrast to the host dark-grey to black lutites. Overall features of tephra deposits are (Fig. 2b, 1-3): a) non-erosive sharp and flat bases; b) sharp or gradational (when bioturbated) tops; c) tabular shape, uniformity and wide lateral extent; d) angular-shape particles; e) lack of lamination; and f) lack of terrigenous particles and rip-up clasts. These characteristics are typical of fallout pyroclastic deposits, which are described in detail by Fisher and Schmincke (1984).

Contrary, turbiditic sandstone layers of similar thickness show (Fig. 2b, 4): a) erosive sharp bases (sole marks); b) pervasive cross-lamination and parallel lamination (mainly Tcd turbidites); and c) lack of volcaniclastic particles. These deposits were deposited by low concentration turbidity currents (e.g. Pickering *et al.*, 1986).

PYROCLASTIC FACIES

Three pyroclastic facies have been distinguished (facies 1-3)(Fig. 2b, 1-3). Facies 1 is the most abundant, and facies 2 and 3 are only present in two layers.

Facies 1: Normal graded tuff/lapillistone

They are 1-12 mm thick tabular layers composed of granule- to mud-sized pyroclastic deposits that show well-developed normal gradation (Fig. 2b, 1). They are well sorted, grain-supported, matrix-free deposits composed of angular grains. The base of these deposits is sharp and flat (some irregularities are due to compactation), and the top is commonly sharp and flat. Bioturbation (*Chondrites*) when present affects the top and the upper part of the deposits producing slight disturbance of them.

The bedding habit (uniformity and wide lateral extent), the well-developed normal grading, the non-erosive sharp bases and the absence of lamination and terrigenous particles allow us to interpret this facies as submarine fallout tephra deposits.

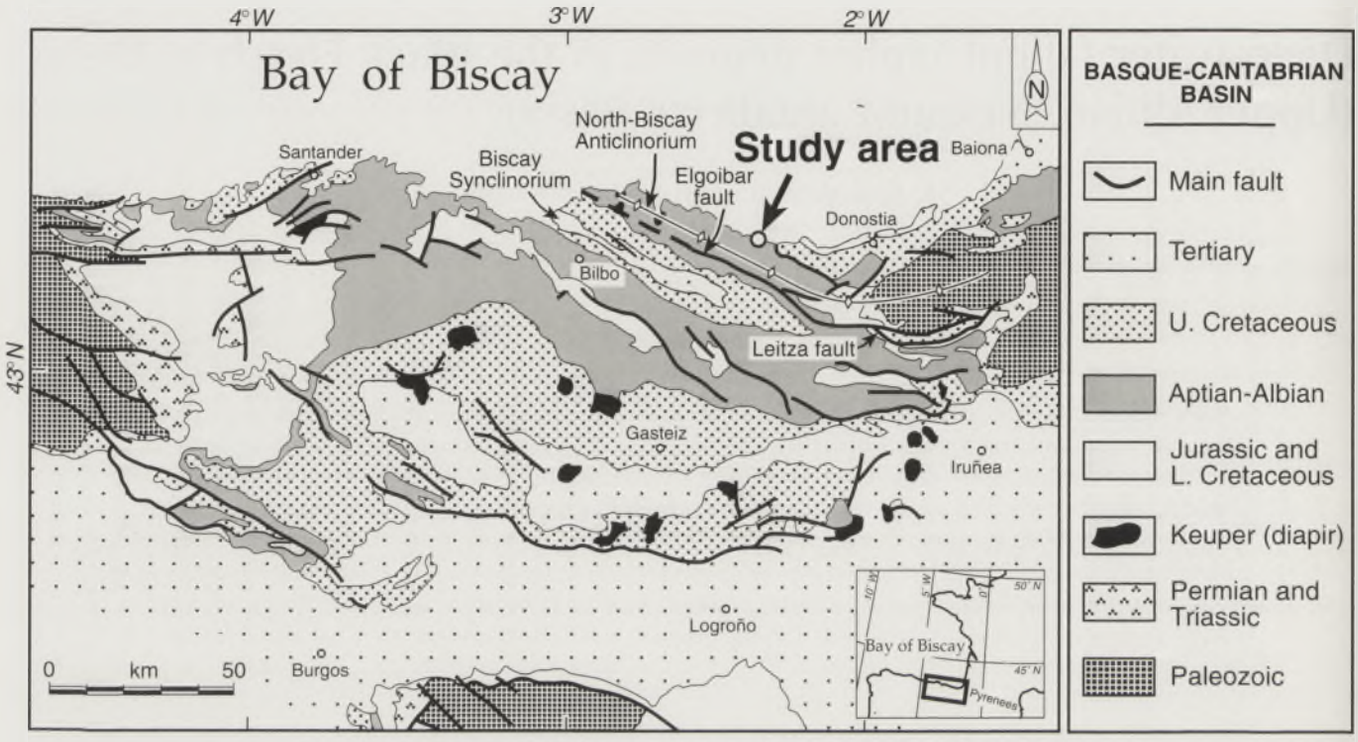


FIGURE 1: *Geologic map of the Basque-Cantabrian Basin and location of the study area.*

Facies 2: Disorganised lapillistone

It is a 2-13 mm thick layer composed of granule- to pebble-sized (up to 4 cm) pyroclastic deposits without visible internal organization (Fig. 2b, 2). It shows wide lateral extent but the thickness is variable because it corresponds usually with the high of a single clast. These deposits appear homogeneous and are matrix-free and moderate to poorly sorted. Bases are non-erosive, sharps and flats (irregularities are due to compactation). Tops are sharps and present small-scale irregularities due to protruding particles.

Described characteristics could be related to pyroclastic flow deposits. However, the sharp and non-erosive base, the absence of lutite rip-up clasts or detritic grains, the non-laminated character and the single-clast thickness suggest a fallout deposit. Taking into account the large fragments of this deposit, ballistic trajectories are proposed for the emplacement of the largest pyroclasts.

Facies 3: Normal graded to disorganised tuff/ lapillistone

This facies is composed of a 15-17 mm thick tabular bed of very coarse sand- to granule-sized tephra with a normal graded lower part (similar to facies 1) and a disorganised upper part (similar to facies 2) (Fig. 2b, 3). The base of the bed is sharp and flat and the top is sharp with particle-scale irregularities (protruding particles). The contact between the lower and upper parts is also sharp and mainly flat.

This bed is interpreted as the result of the superposition of two previous fallout facies, first the normal graded lower tephra (facies 1) and then the disorganised upper tephra (facies 2). Therefore, two distinct explosive eruptions can be inferred from this bed. In other hand, the lack of siliciclastic deposits between both facies suggests a short time-span between both explosive-eruptions.

PYROCLASTIC SOURCE AREA

Deep-water siliciclastic deposits of the Deba section derived from a northern source area (Biscay Massif) (Agirrezabala, 1996). However, absence of both Albian volcanic rocks north of Deba and epiclastic or mixed siliciclastic-volcaniclastic deposits in the area suggest that the source of studied fallout deposits was different. In this respect, Late Albian-Late Cretaceous volcanism in the Basque-Cantabrian Basin took place mainly in the actual Biscay Synclinorium (up to 1000 m thick volcanic succession) (e.g. Rat, 1959), located 12 km (minimum) to the south of Deba (Fig. 1). In this domain up to ~700 m thick volcanic systems took place during the Late Albian (Castañares *et al.*, 2001). Therefore, the most probable location of the source area of fallout tephra deposits is the actual Biscay Synclinorium.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been funded by Euskal Herriko Unibertsitatea (project UPV121.310-G39/98) and Ministerio de Educación y Ciencia (DGESIC) (project PB98-0237).

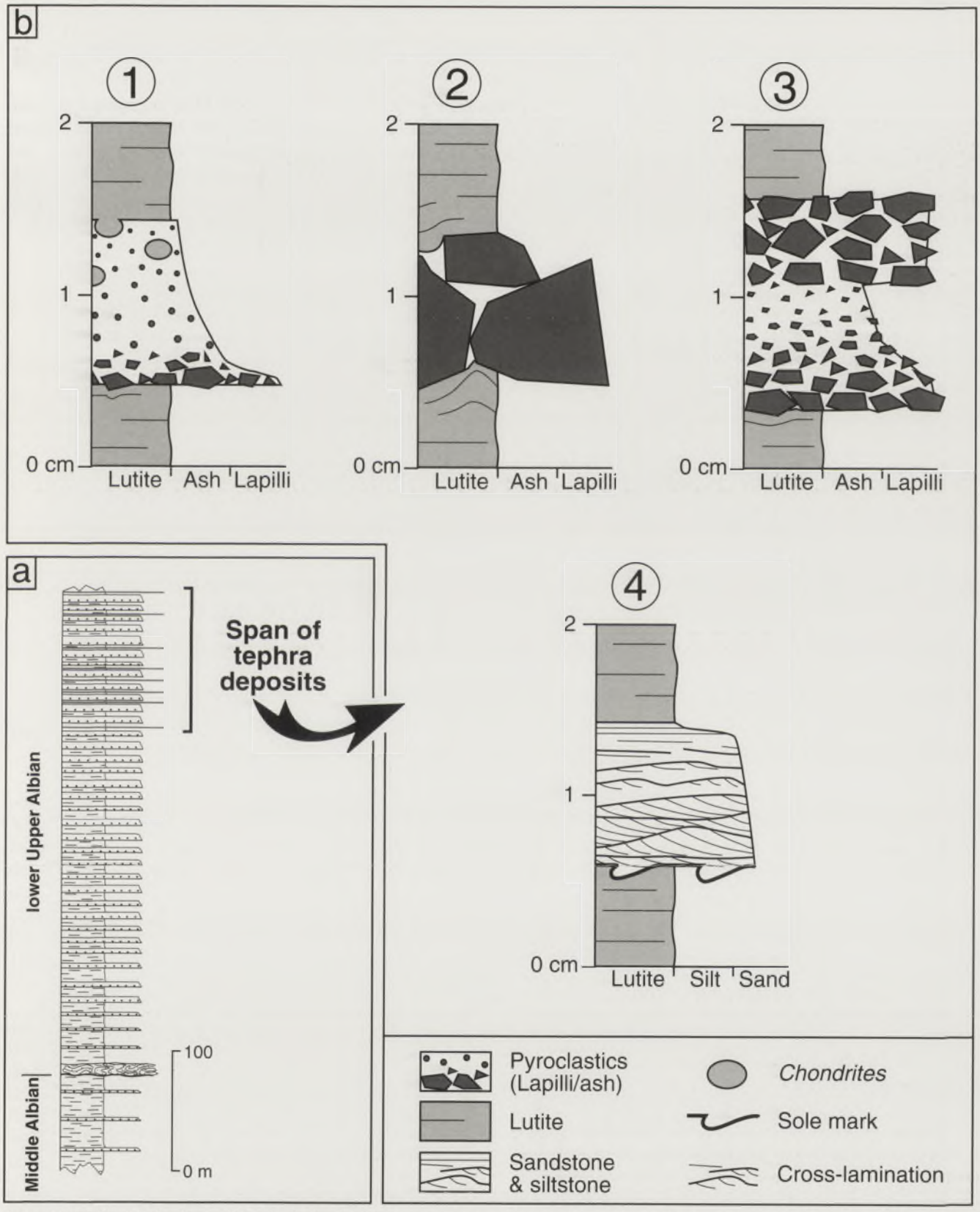


FIGURE 2. *(a) Simplified column of the Black Flysch of Deba and location of tephra deposits span. (b) Tephra layers (1-3) and very thin turbiditic sandstones (4) hosted in lutites of the Deba section: 1) Normal graded tuff/lapillistone (facies 1); 2) disorganised lapillistone (facies 2); 3) normal graded to disorganised tuff/lapillistone (facies 3); and 4) fine-grained laminated sandstone.*

REFERENCES

Agirrezabala, L.M. (1996): *El Aptiense-Albiense del Anticlinorio Nor-Vizcaíno entre Gernika y Azpeitia.* PhD Thesis, Euskal Herriko Unib., 429 p.

Castañares, L.M., Robles, S., Gimeno, D. and Vicente-Bravo, J.C. (2001): The submarine volcanic system of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain): Stratigraphic framework, facies, and sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 318-333.

Fisher, R.V. and Schmincke, H.-U. (1984): *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.

Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M and Hiscott, R.N. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews*, 22: 75-174.

Rat, P. (1959): *Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)*. PhD Thesis, Univ. Dijon, XVIII, 525 p.

Caracterización bioestratigráfica del límite Hauteriviense-Barremiense en las Cordilleras Béticas.

R. Aguado[1], M. Company[2], J. Sandoval[2] y J.M. Tavera[2]

1 Departamento de Geología. Escuela Universitaria Politécnica de Linares. Universidad de Jaén. 23700 Linares. raguado@ujaen.es.
2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18002 Granada. mcompany@ugr.es, sandoval@ugr.es, jtavera@ugr.es.

ABSTRACT

This paper presents a detailed analysis of the stratigraphic distribution of ammonites, calcareous nannofossils and planktonic foraminifera throughout the uppermost Hauterivian–lowermost Barremian interval from several sections in the External Zones of the Betic Cordillera (southern Spain). The sequence of events recorded enables a more precise characterization of the Hauterivian–Barremian boundary, which is defined by the first occurrence of the ammonite Taveraidiscus hugii. A subzonal division of the ammonite standard zones can be established. So, we have divided the Balearis Zone into four subzones (Balearis, Binelli, Krenkeli and Crioceratites n. sp.), the Mortilleti Zone (= Angulicostata auct. Zone) into three subzones (Ohmi, Mortilleti and Morloti), and the Hugii Zone into two subzones (Hugii and Colombiana). Concerning the calcareous nannofossils, the most significant event is the appearance of Nannoconus circularis in the upper part of the Mortilleti Zone, linked to a sudden increase in the relative abundance of wide canal nannoconids. Planktonic foraminifera do not show, in contrast, any characteristic event throughout the studied interval.

Key words: *Hauterivian, Barremian, stratigraphic boundary, bioevents, Betic Cordillera.*

INTRODUCCIÓN

La definición del límite Hauteriviense-Barremiense fue objeto de discusión a lo largo del último tercio del siglo XX hasta que, recientemente, los miembros del Grupo del Barremiense de la I.C.S. aceptaron proponer la aparición del ammonites *Taveraidiscus hugii* como evento marcador de la base del Barremiense (Rawson, 1996). En los últimos años, diversos trabajos (Avram y Melinte, 1998; Cecca *et al.*, 1994; Company *et al.*, 1995; Hoedemaeker, 1995; Vermeulen, 1998) han aportado numerosos datos bioestratigráficos sobre estos niveles.

Este trabajo tiene como objeto caracterizar en detalle ese límite cronoestratigráfico y precisar la posición estratigráfica de los bioeventos que tienen lugar alrededor de él. Para ello hemos llevado a cabo el muestreo de diez secciones localizadas en distintos dominios paleogeográficos de la Cordillera Bética (Fig. 1) para posteriormente analizar la distribución vertical de las diferentes especies reconocidas de ammonoideos, foraminíferos planctónicos y nannofósiles calcáreos. A continuación se exponen los principales resultados obtenidos.

AMMONITES

En las secciones estudiadas se han recolectado cerca de 8.000 ammonites. Las asociaciones están compuestas por taxones típicamente mediterráneos. El análisis de su distribución estratigráfica ha permitido reconocer las tres zonas habitualmente aceptadas para este intervalo (Hoedemaeker y Rawson, 2000); es decir, la Zona de Balearis y la Zona de Mortilleti (= Zona de Angulicostata *auct.*) en el Hauteriviense terminal y la Zona de Hugii en la base del Barremiense (Fig. 2).

Zona de Balearis

Su límite inferior coincide con la aparición de *Crioceratites balearis*. En su interior hemos podido diferenciar cuatro subzonas cuya base queda definida por la aparición sucesiva de cuatro especies diferentes del grupo de *Cr. balearis-binelli*. Estas cuatro especies son: *Cr. balearis*, *Cr. binelli*, *Cr. krenkeli* y *Crioceratites* n. sp. (= *Cr. provencalis sensu* Braga *et al.*, 1982). Hay que señalar que entre ellas existen formas de transición que, ocasionalmente, pueden complicar su determinación. Además de esas especies, otras características de la zona son *Cr. majoricensis*, *Anahamulina "jourdani"* (*sensu* Hoedemaeker, 1995) y algunos Pulchelliidae del género *Discoidellia*. Como faunas acompañantes se encuentran numerosos ejemplares de *Plesiospitidiscus subdifficilis*, algunos *Abrytusites neumayri* y formas estratigráficamente menos significativas como *Neolissoceras subgrasianum*, *Lytoceras subfimbriatum*, *Phylloceras ponticuli*, *Phyllopachyceras infundibulum* y *Phyllopachyceras winkleri*.

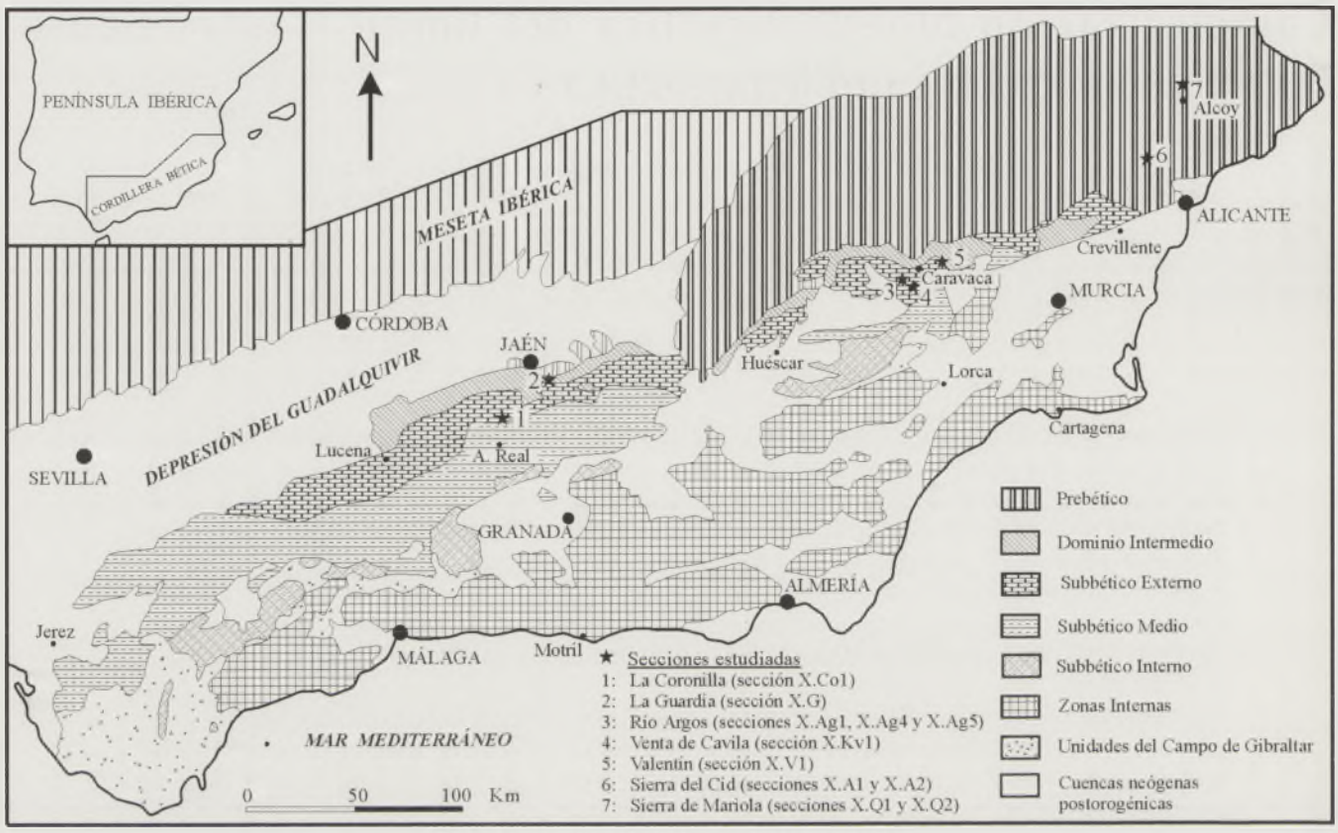


FIGURA 1: *Localización de las secciones estudiadas.*

Zona de Mortilleti

Proponemos esta denominación para sustituir a la clásica de Zona de Angulicostata dado que, como es bien conocido, *Pseudothurmannia angulicostata* es un taxón mal caracterizado y que, en la mayor parte de los casos, ha sido incorrectamente determinado. Por el contrario, *Ps. mortilleti* es una especie frecuente y fácil de reconocer. Dentro de esta zona hemos distinguido tres subzonas ya que, a las de Ohmi y Catulloi (= Mortilleti en este tranajo), ya definidas por Hoedemaeker (1995), hemos añadido una de nueva creación, la Subzona de Morloti, que comprende la parte superior de esta unidad.

La aparición de *Ps. ohmi*, que sustituye en el tiempo a *Crioceratites* n. sp., define la base de la Subzona de Ohmi (y, por tanto, de la Zona de Mortilleti). Junto a la especie índice, la asociación característica de esta subzona está compuesta, en su mayor parte, por especies heredadas de los niveles anteriores.

El límite inferior de la Subzona de Mortilleti viene marcado por la aparición de la especie índice (*Ps. mortilleti*, que consideramos sinónimo de *Ps. catulloi*). En este nivel se produce, tal como señaló Hoedemaeker (1995), una importante renovación faunística ya que desaparecen especies como *Ps. ohmi*, *Nl. subgrasianum*, *L. subfimbriatum* y *Ph. winkleri*, mientras que aparecen, además de las especie índice, *Ps. sarasini*, *Anahamulina subcylindrica*, *"Barremites" uhligi* y *Lytoceras densifimbriatum*.

La base de la nueva Subzona de Morloti queda definida por la aparición de *Paraspinoceras morloti*, que prácticamente coincide con la sustitución de *Ps. mortilleti* por *Ps. picteti*. La fauna de esta subzona es poco característica ya que, en su mayor parte, está formada por pequeños heteromorfos de difícil determinación. No obstante, en ella aparecen ya formas típicas de niveles posteriores como los primeros *Silesites* y *Barremites s.str.*

Zona de Hugii

La aparición de *T. hugii* marca, como ya hemos dicho, la base del Barremiense. Alrededor de este límite aparecen también otras especies como *Taveraidiscus intermedius* (que consideramos sinónimo de *T. vandeckii* y *T. kiliani*), *"Barremites" boutini*, *Lytoceras obliquestrangulatum*, *Hamulinites munieri* y, un poco más tarde, *Arnaudiella malladae* y *Psilotissotia mazuca*. No compartimos la idea de Vermeulen (1998) de emplear esta última especie para definir una nueva zona, por encima de la de Hugii, ya que se trata de una especie relativamente poco frecuente y cuya aparición se encuentra todavía muy cerca de la de *T. hugii*.

En la parte alta de la Zona de Hugii se puede diferenciar, de acuerdo con Vermeulen (1998), una Subzona de Colombiana, definida por la aparición de *Psilotissotia colombiana* a la que acompañan otras formas nuevas como *Arnaudiella wiedmanni*, *Holcodiscus* n. sp., *Lytoceras anysoptychum* y *Anahamulina paxillosa*.

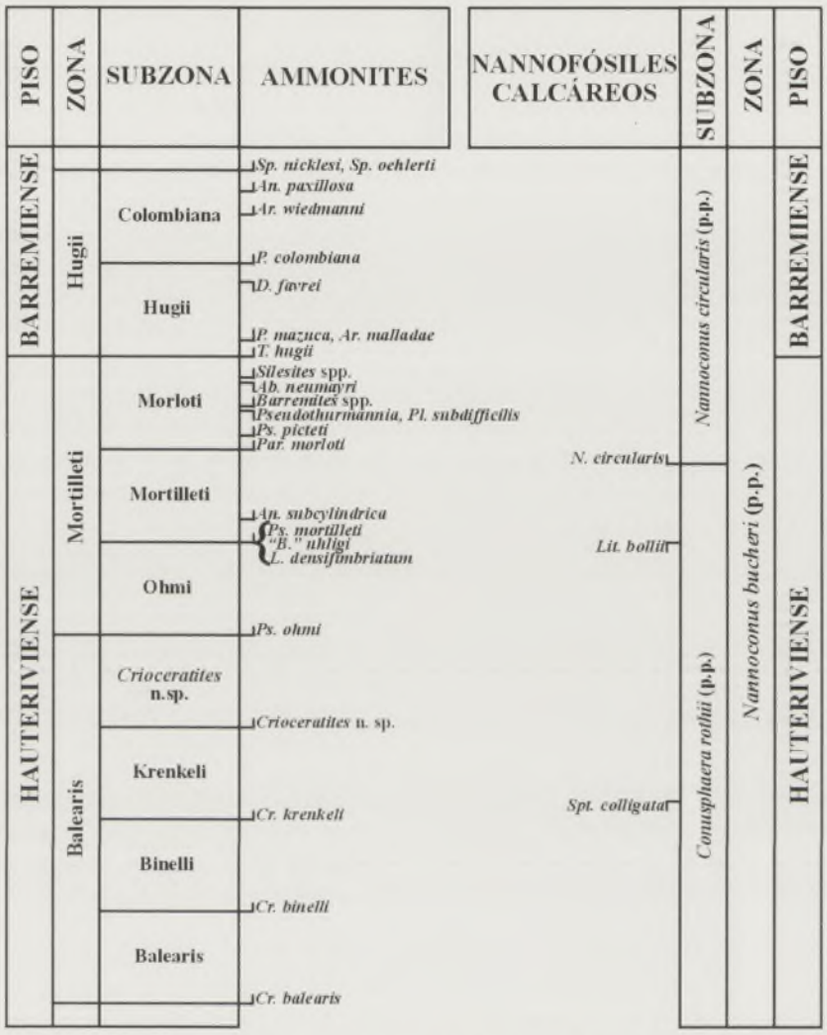


FIGURA 2: *Biozonación y principales eventos bioestratigráficos de ammonites y nannofósiles calcáreos alrededor del límite Hauteriviense-Barremiense.*

NANNOFÓSILES CALCÁREOS

Para el estudio de los nannofósiles calcáreos se han muestreado las dos secciones más representativas (X.Ag1 y X.V1). Las asociaciones presentan una notable diversidad y un carácter claramente tethysico. Están dominadas por los géneros *Watznaueria, Nannoconus, Micrantholithus, Lithraphidites, Diazomatolithus* y *Rhagodiscus*. También son comunes, aunque en menor proporción, los géneros *Biscutum, Zeugrhabdotus, Discorhabdus* y *Assipetra*.

El intervalo estudiado se encuadra, en su totalidad, dentro de la Zona de *Nannoconus bucheri*, pudiéndose diferenciar las subzonas de *Conusphaera rothii* y *Nannoconus circularis* (Aguado, 1993). El evento bioestratigráfico más característico es la aparición de *N. circularis*, que marca el límite entre esas dos subzonas. Este evento tiene lugar en la parte alta de la Subzona de Mortilleti de ammonites, ya cerca de la base de la Subzona de Morloti. Poco antes, también dentro de la Subzona de Mortilleti, se produce un repentino incremento en la proporción de *Nannoconus* de canal ancho (grupo al que pertenece *N. circularis*, junto a *N. bucheri, N. globulus, N. kamptneri, N. grandis* y *N. wassallii*) con respecto al total de *Nannoconus*, pasando de valores inferiores al 5% a proporciones siempre mayores del 10% y que llegan a alcanzar cerca del 50% en la parte inferior de la Zona de Hugii.

Otros eventos significativos que tienen lugar en este intervalo son la desaparición de *Speetonia colligata*, forma siempre escasa en el dominio tetísico y cuyos últimos registros se dan en la Subzona de Krenkeli, y la de *Lithraphidites bollii* coincidiendo aproximadamente con el límite entre las subzonas de Ohmi y Mortilleti. Por el contrario, *Calcicalathina oblongata*, cuya desaparición marca el límite superior de la Zona de *N. bucheri* y que algunos autores sitúan al final de la Zona de Hugii, está presente a lo largo de todo el intervalo estudiado y persiste hasta niveles más altos (Zona de Compressissima).

FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Para el estudio de los foraminíferos planctónicos se han estudiado también muestras procedentes de las secciones X.Ag1 y X.V1. Las asociaciones, poco diversas y con una preservación moderada, están constituidas exclusivamente por Praehedbergellidae. Las formas dominan-

tes son *Blefuscuiana daminiae* y *Praehedbergella sigali*, siendo menos frecuentes otras especies de esos mismos géneros y del género *Gorbachikella*.

Dentro del intervalo analizado no se ha detectado ningún bioevento digno de mención. Cabe destacar la ausencia de representantes de los géneros *Liliputianella* y *Blowiella*, que aparecen en niveles algo más altos. Esto contrasta con los resultados obtenidos por Coccioni y Premoli-Silva (1994) que mencionan la existencia de formas asignables al género *Blowiella* desde el Valanginiense terminal.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado con cargo al Proyecto PB97-0826 (DGESIC) y al Grupo de Investigación 4064 (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

Aguado, R. (1993): *Nannofósiles del Cretácico de la Cordillera Bética (Sur de España). Bioestratigrafía.* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 413 p.

Avram, E. y Melinte, M. (1998): The Hauterivian-Barremian stage boundary in Svinita area (Banat, SW Romania). *Romanian Journal of Stratigraphy*, 77: 37-46.

Braga, J.C., Company, M., Linares, A., Sandoval, J. y Rivas, P. (1982): Contribución al conocimiento bioestratigráfico del'Hauteriviense-Barremense en la región de Jaén. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 677-689.

Cecca, F., Pallini, G., Erba, E., Premoli-Silva, I. y Coccioni, R. (1994): Hauterivian-Barremian chronostratigraphy based on ammonites, nannofossils, planktonic foraminifera and magnetic chrons from the Mediterranean domain. *Cretaceous Research*, 15: 457-467.

Coccioni, R. y Premoli-Silva, I. (1994): Planktonic foraminifera from the Lower Cretaceous of Río Argos sections (southern Spain) and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research*, 15: 645-687.

Company, M., Sandoval, J. y Tavera, J.M. (1995): Lower Barremian ammonite biostratigraphy in the Subbetic Domain (Betic Cordillera, southern Spain). *Cretaceous Research*, 16: 243-256.

Hoedemaeker, P.J. (1995): Ammonite distribution around the Hauterivian-Barremian boundary along the Río Argos (Caravaca, SE Spain). *Géologie Alpine, Mémoires* 20: 219-277.

Hoedemaeker, P.J. y Rawson, P.F. (2000): Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000). *Cretaceous Research*, 21: 857-860.

Rawson, P.F. (1996): The Barremian stage. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre,* 66-supplement: 25-30.

Vermeulen, J. (1998): Nouvelle biostratigraphie ammonitique du Barrémien (pro parte) du Sud-Est de la France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 327: 619-624.

Estratigrafía y Sedimentología del tránsito Cretácico-Terciario en el corte de El Mulato (México)

L. Alegret, I. Arenillas, J. A. Arz, C. Liesa, A. Meléndez y A. R. Soria

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. laia@posta.unizar.es, ias@posta.unizar.es, josearz@posta.unizar.es, carluis@posta.unizar.es, amelende@posta.unizar.es, anasoria@posta.unizar.es.

ABSTRACT

Uppermost Cretaceous and lowermost Paleogene marly sediments belonging to the Mendez and Velasco Fms., respectively, were studied at the El Mulato section (northeastern Mexico). A fining upward clastic unit containing impact evidences such as microtektites is located between both formations. Biostratigraphical data based on planktic foraminifera indicate that this unit was deposited during a short period of time, geologically instantaneous. Benthic foraminiferal assemblages indicate lower bathyal depths of deposition for both the Mendez and Velasco Fms. Nevertheless, they also indicate that components of the clastic unit came from shallow environments (mainly platform), and strongly support the allochtony of the components of the clastic unit. Sedimentological structures suggest that this unit was deposited under turbidite currents related to the instabilisation and collapse of the continental margin induced by the Cretaceous/Tertiary boundary event.

Key words: *Cretaceous-Tertiary, sedimentology, clastic unit, allochtony, impact induced.*

INTRODUCCIÓN

El descubrimiento de una estructura de impacto meteorítico en la península de Yucatán (el cráter de Chicxulub) permitió documentar la hipótesis impactista como la causa de la gran extinción en masa del límite Cretácico/Terciario (K/T). La energía del impacto provocaría enormes olas-*tsunami*, afectando principalmente a las áreas costeras adyacentes al impacto, es decir, al Golfo de México (Bourgeois *et al.*, 1988). El resultado sería el depósito de una unidad clástica muy característica con evidencias de impacto, fundamentalmente microtectitas (Smit *et al.*, 1992). En la actualidad, el debate está centrado en la naturaleza de la unidad clástica, basándose en sus características sedimentológicas y paleontológicas. Aunque la mayoría de los científicos la relacionan con el impacto del límite K/T (Bourgeois *et al.*, 1988; Bohor, 1996; Bralower *et al.*, 1998; Smit *et al.*, 1996; Klaus *et al.*, 2000; Soria *et al.*, 2001), existe un reducido grupo de autores (Stinnesbeck *et al.*, 1993; López-Oliva y Keller, 1996) que le atribuyen un origen diferente, relacionado con múltiples causas como variaciones relativas del nivel del mar o la tectónica regional, y por tanto, con un proceso más dilatado en el tiempo.

En el presente trabajo se ha realizado un estudio estratigráfico, sedimentológico y micropaleontológico del tránsito Cretácico-Terciario (K-T) del corte de El Mulato, situado a 500 m al N de la aldea de El Mulato (24°54´N y 98°57´W) en el Estado de Tamaulipas, al NE de México (fig. 1). Los sedimentos del Cretácico terminal y del Paleógeno basal pertenecen a las Fms. margosas Méndez y Velasco respectivamente. Entre ambas formaciones, se dispone una unidad clástica similar a la que caracteriza al límite K/T en la mayoría de los cortes conocidos del Golfo de México. Estudios previos de este corte han evidenciando la problemática que existe en torno a la naturaleza de la unidad clástica (Smit *et al.*, 1996). El estudio sedimentológico y micropaleontológico con foraminíferos del corte de El Mulato nos ha permitido identificar nuevas evidencias que corroboran la hipótesis impactista. El estudio bioestrátigrafico de los sedimentos del tránsito K-T está basado en foraminíferos planctónicos. Los estudios sedimentológico y de los foraminíferos bentónicos ha permitido estimar la profundidad a la cual se depositaron los sedimentos de las Fms. Méndez y Velasco en El Mulato, así como deducir la procedencia de la unidad clástica.

ESTRATIGRAFÍA

El estudio estratigráfico está basado en dos secciones (Fig. 2 A, B): el corte principal y, a pocos metros del mismo, un afloramiento parcial de la unidad clástica. En El Mulato, esta unidad está representada por un complejo clástico de unos 2 m de potencia (tramo 2, Fig 2). La Fm. Méndez (tramo 1, Fig. 2) y la Fm. Velasco (tramo 3, Fig. 2) muestran unas excelentes condiciones de afloramiento. La Fm. Méndez está caracterizada por margas grises masivas, ricas en foraminíferos planctónicos, y dispuestas en cuerpos tabulares de potencia métrica. Ocasional-

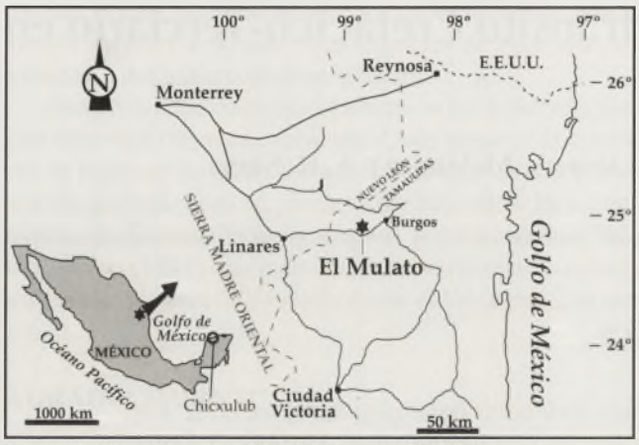


FIGURA 1: *Situación geográfica del área de El Mulato.*

mente se intercalan niveles de areniscas ocres de grano fino, que se disponen en un estrato de geometría tabular de 50 cm de espesor y en el que se identifican *ripples* asimétricos.

La unidad clástica se inicia con un cuerpo de geometría tabular de 10 cm de espesor con abundantes microesférulas (de 2 a 5 mm de diámetro) y cantos blandos redondeados y/o lentejones de margas de la Fm. Méndez (tramo 1, Fig. 2B). La serie continúa con un cuerpo de evolución vertical granodecreciente de 30 cm de espesor (tramo 2, Fig. 2B), constituido por areniscas ocres de grano grueso-medio. En él se identifican cicatrices internas que individualizan estratos de geometría lenticular y tabular de potencia decimétrica. En la base de algunos de estos estratos se observan *lags* basales de cantos blandos procedentes de la Fm. Méndez. A lo largo de todo este cuerpo es muy común la laminación paralela, mientras que la laminación y estratificación cruzada se identifican esencialmente en su base. La parte superior del tramo termina con laminación cruzada y *ripples* asimétricos.

La serie continúa con unos 50 cm de potencia de areniscas ocres de grano medio dispuestas en un solo cuerpo de geometría tabular que contiene laminación paralela y ondulada (tramo 3, Fig. 2B). Sobre este conjunto se identifica otro conjunto constituido por 40 cm de areniscas ocres de grano medio-fino, que se dividen en tres cuerpos de geometría tabular de 15, 15 y 10 cm de espesor respectivamente (tramos 4, 5 y 6, Fig. 2B). Los cuerpos superior e inferior están constituidos por estratos de geometría tabular y lenticular de potencia centimétrica y contienen laminación cruzada en *sets* de potencia centimétrica y abundantes niveles de *ripples* de corriente (tramos 4 y 6). El cuerpo intermedio contiene únicamente laminación paralela. La serie continúa con un tramo de 35 cm de potencia de areniscas de grano medio-fino, dispuestas en dos estratos tabulares de potencia decimétrica (tramo 7, Fig. 2B). Presenta laminación paralela y a techo de cada estrato se identifican *ripples* asimétricos. Lateralmente (ver corte B, Fig 2C), el techo de este tramo está constituido por un nivel arenoso de 5 cm de espesor de laminación convolucionada. La unidad clástica termina con un conjunto de 40 cm de espesor de areniscas ocres de grano fino dispuestas en tres cuerpos tabulares de potencia decimétrica (tramo 8, Fig. 2B). El cuerpo inferior presenta *ripples* escalantes en fase, mientras que el cuerpo intermedio muestra *ripples* escalantes fuera de fase. El cuerpo superior muestra niveles con laminación cruzada y *ripples* asimétricos. Lateralmente (ver corte B, Fig 2C), este tramo está constituido por *sets* de laminaciones cruzadas de potencia centimética y *ripples* asimétricos. En la base del tramo se identifica además un nivel con *ripples* escalantes en fase y en el techo estratificación *flaser*.

Sobre la unidad clástica del límite K/T, se observa la base de la Fm. Velasco, en la que se han medido y muestreado los 9 m inferiores de esta unidad (tramo 3, Fig. 2A). En este sector, la Fm. Velasco se caracteriza por margas grises con intercalaciones de calizas margosas grises. Las margas son masivas y se disponen en cuerpos tabulares de hasta 3,5 m de espesor. Las calizas margosas, que corresponden a *mudstone* de foraminíferos, se disponen en estratos tabulares de hasta 10 cm de espesor.

BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOBATIMETRÍA

El estudio bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos ha permitido reconocer las siguientes biozonas: la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (Subzonas de *Pseudoguembelina hariaensis* y *Plummerita hantkeninoides*) en el Maastrichtiense superior, y las Biozonas de *Guembelitria cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina*, *Parasubbotina pseudobulloides* y *Globanomalina compressa* en el Daniense inferior (Fig. 2). El límite inferior de estas biozonas y subzonas están basadas en la primera aparición de las especies del mismo nombre, excepto la base de la biozona de *G. cretacea* que coincide con la extinción de *P. hantkeninoides*. Se ha identificado una pequeña laguna estratigráfica en la base de la Fm. Velasco que afecta a la parte inferior de la biozona de *G. cretacea*. Los datos bioestratigráficos sugieren que la unidad clástica se depositó en un intervalo de tiempo geológicamente instantáneo.

Las asociaciones de foraminíferos en El Mulato están dominadas por foraminíferos planctónicos (más de un 90%), frente a un 10% de foraminíferos bentónicos. Esta proporción es indicativa de medios batiales. El estudio de los foraminíferos bentónicos, cuya presencia está condicionada por parámetros que varían con la profundidad, nos permite detallar la paleobatimetría. Así, las asociaciones de foraminíferos bentónicos halladas en las margas de las Fms. Méndez y Velasco contienen abundantes especies características de medios profundos, como *Cibicidoides hyphalus, Gyroidinoides globosus, Nutallinella florealis* o *Clavulinoides trilatera*, e indican el depósito en la parte inferior del talud. Sin embargo, las especies halladas en la unidad clástica son totalmente diferentes, típicas de medios someros de plataforma (*Lenticulina navarroana, L. spisso-costata*). La aparición de estas especies sugiere la aloctonía de la unidad clástica, e indica que, tras el límite K/T, una masa constituida por arenas, foraminíferos y esférulas se deslizó por el talud hasta la

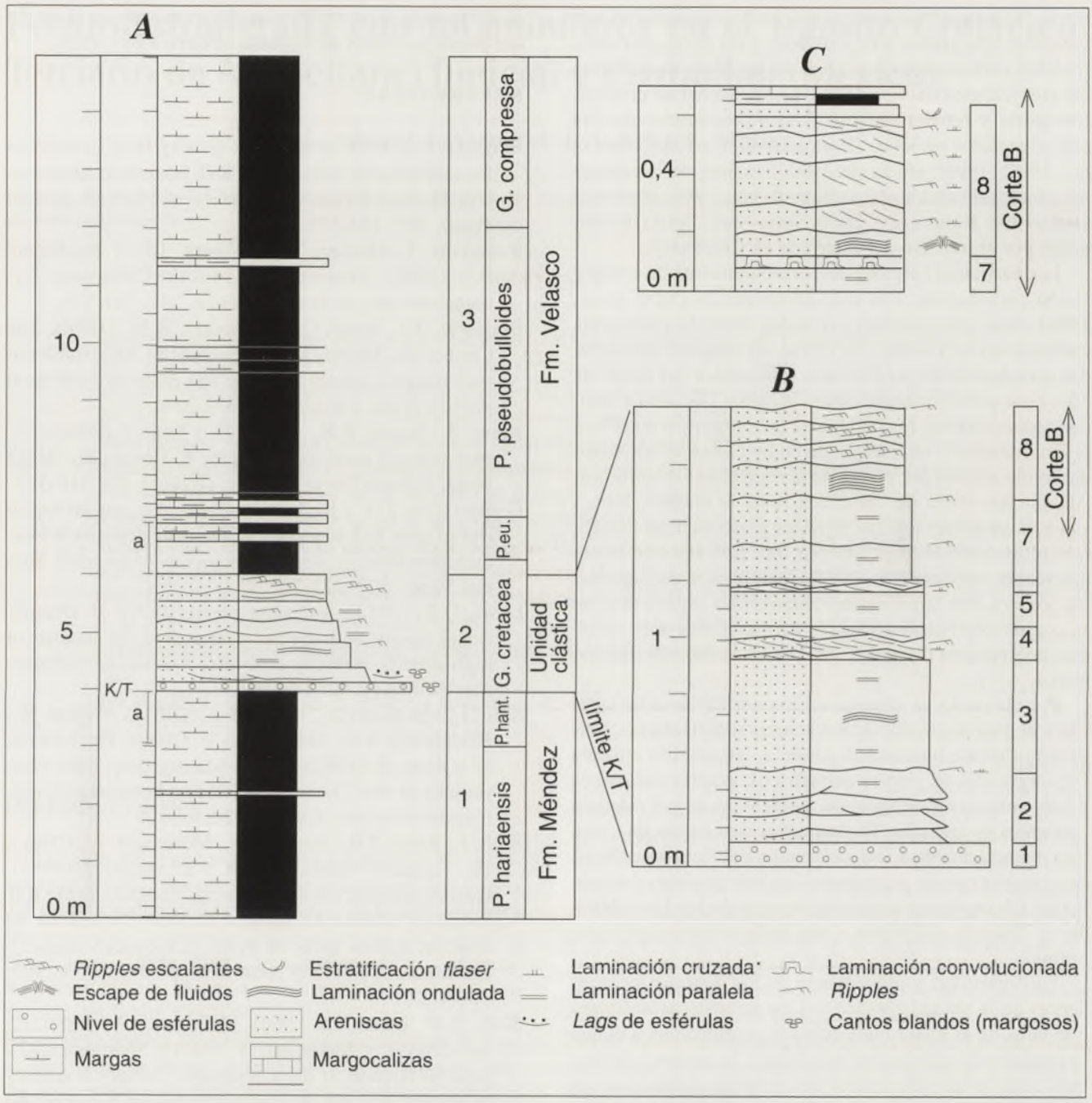


FIGURA 2: *A.- Columna estratigráfica estudiada en el área de El Mulato. B.- Perfil sedimentológico del complejo clástico K-T en la sección de El Mulato. C.- Detalle de la parte superior del perfil B en una sección lateral al mismo. (P. hant.=P. hantkeninoides; P. eu.= P. eugubina).*

parte inferior del mismo como consecuencia de la desestabilización de la plataforma.

SEDIMENTOLOGÍA Y CONCLUSIONES

Las características estratigráficas observadas en la unidad clástica indican que ésta se depositó bajo unas condiciones muy diferentes a las de las Fms. Méndez y Velasco. Estas dos formaciones muestran características típicas de los depósitos marinos pelágicos, tales como una sedimentación margoso-arcillosa y una alta proporción de foraminíferos plantónicos. Las asociaciones de foraminíferos bentónicos sitúan estos depósitos en el talud inferior. Los depósitos de la unidad clástica, aunque hallados a esta profundidad, tienen un significado sedimentológico muy diferente, tanto por su origen como por sus propias estructuras sedimentológicas.

La unidad clástica representa la llegada a medios profundos de un gran volumen de 1) material siliciclástico, 2) partículas esferoidales esencialmente carbonatadas, 3) cantos blandos redondeados y lentejones de margas de la Fm. Méndez que aparecen en hiladas en las partes basales de la unidad clástica, y 4) restos de foraminíferos plantónicos y bentónicos reelaborados de ambientes más so-

meros. El origen y procedencia de estos componentes son variados. Los granos siliciclásticos y las partículas esferoidales carbonatadas proceden de las áreas de plataforma siliciclástica (Bohor, 1996). Los procesos de erosión-transporte y retrabajamiento fueron provocados por las olas gigantes o *tsunamis* (Bourgeois *et al.*, 1988; Smit *et al.*, 1992; 1996) y/o la desestabilización de las partes marginales de dicha plataforma (Bohor, 1996; Bralower *et al.*, 1998; Klaus *et al.*, 2000; Soria *et al.*, 2001) ocasionadas por el impacto del asteroide en Chicxulub.

Las partículas esferoidales, principalmente de composición carbonatada, han sido interpretadas (Smit *et al.*, 1996) como microtectitas eyectadas desde la plataforma carbonatada de Yucatán por efecto del impacto, depositadas principalmente en las áreas proximales del Golfo de México y, posteriormente, removilizadas. Los cantos blandos redondeados y los lentejones de margas pertenecen a la Fm. Méndez, y se interpretan como cantos erosionados del fondo marino por efecto de las corrientes de turbidez. Aunque los restos de fauna dentro de la unidad clástica son más bien escasos, las especies y asociaciones de foraminíferos bentónicos indican una procedencia desde ambientes más someros, fundamentalmente de plataforma somera. Por tanto, estos componentes representan en su conjunto la resedimentación de materiales muy variados, procedentes mayoritariamente de ambientes más someros.

Por otro lado, la granoselección normal de este depósito y el gran desarrollo de estructuras sedimentarias, fundamentalmente laminación paralela, laminación cruzada por migración de *ripples* asimétricos, *ripples* escalantes y laminación convolucionada, evidencian la actividad de corrientes de turbidez. Dichas corrientes varían de alta a baja energía debido a la deceleración del flujo y que indican una alta tasa de sedimentación. Este proceso contrasta con los depósitos típicos de margas de las Fms. Méndez y Velasco, atribuidas a una sedimentación pelágica normal.

La diversidad y procedencia de los distintos componentes de la unidad clástica, las características sedimentológicas de la misma, así como la profundidad a la que se produjo el depósito (talud inferior), permiten interpretarlo como originado a partir de corrientes turbidíticas en un evento único a escala geológica. Una interpretación similar ha sido propuesta por Bohor (1996) y Soria *et al.* (2001) en otras secciones del límite K/T en el noreste de México. La repetición de tramos con laminación paralela y otros con laminación cruzada por migración de *ripples* sugieren aceleraciones locales dentro del decaimiento general de la energía del flujo turbidítico. Estas aceleraciones locales son normales en los flujos turbidíticos (Lowe, 1982) y han sido sugeridas por Soria *et al.* (2001) en la sección de El Tecolote situada a unos 70 km al noroeste de El Mulato.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Eustoquio Molina (Universidad de Zaragoza) las sugerencias realizadas para la mejora del trabajo. Este estudio ha sido realizado en el marco del proyecto DGES de España, número PB97-1016.

REFERENCIAS

Bohor, B.F. (1996): A sediment gravity flow hypothesis for siliciclastic units at the K\T boundary, northeastern México. *Geological Society of America, Special Paper,* 307: 183-195.

Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L. y Kauffman, E.G. (1988): A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas. *Science*, 241: 567-570.

Bralower, T.J., Paull, C.K. y Leckie, R.M. (1998): The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows. *Geology*, 26: 331-334.

Klaus, A., Norris, R.N., Kroon, D. y Smit, J. (2000): Impact-induced mass wasting at the K-T boundary: Blake Nose, western North Atlantic. *Geology*, 28: 319-322.

López-Oliva, J.G. y Keller, G. (1996): Age and stratigraphy of near-K/T boundary siliciclastic deposits in Northeastern Mexico. *Geological Society of America,* Special Paper, 307: 227-242.

Lowe, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.

Smit, J., Montanari, A., Swinburne, N.H.M., Alvarez, W., Hildebrand, A.R., Margolis, S.V., Claeys, Ph., Lowrie, W. y Asaro, F. (1992): Tektite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico. *Geology*, 20: 99-103.

Smit, J., Roep, T.B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, Ph., Grajales-Nishimura, J.M. y Bermudez, J. (1996): Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K\T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact?. *Geological Society of America, Special Paper,* 307: 151-182.

Soria, A.R., Liesa, C.L., Mata, M.P., Arz, A., Alegret, L., Arenillas, I. y Meléndez, A. (2001): Slumping and a sandbar deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in the El Tecolote section (northeastern México): An impact-induced sediment gravity flow. *Geology*, 29: 231-234.

Stinnesbeck, W., Barbarin, J. M., Keller, G., López-Oliva, J.G., Pivnik, D.A., Lyons, J.B., Officer, C.B., Addatte, T., Graup, G., Rocchia, R. y Robin, E. (1993): Deposition of channel deposits near the Cretaceous/Tertiary boundary in northeastern Mexico: Catastrohpic or «normal» sedimentary deposits?. *Geology*, 21: 797-800.

Evento-Estratigrafía con foraminíferos en el tránsito Cretácico-Terciario de Aïn Settara (Tunicia) y Coxquihui (México)

L. Alegret, I. Arenillas, J. A. Arz y E. Molina

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. laia@posta.unizar.es, ias@posta.unizar.es, josearz@posta.unizar.es, emolina@posta.unizar.es.

ABSTRACT

Foraminiferal quantitative studies were performed in Cretaceous/Tertiary (K/T) boundary sediments from the shallow, outer platform Aïn Settara section (Tunisia) and the lower bathyal Coxquihui section (Mexico). Comparative studies allowed us to establish three main evolutionary stages in the first 100 k.y. after the K/T boundary. In contrast to the stability of the Upper Cretaceous assemblages, the genera Guembelitria and Cibicidoides bloomed during the lower part of the G. cretacea Biozone (Stage 1). During Stage 2 (upper G. cretacea and lower Pv. eugubina Biozones), foraminiferal communities are dominated by planktic Parvularugoglobigerina and Globoconusa, whereas a slight recovery of infaunal groups is recorded among benthic foraminifera. Finally, foraminiferal assemblages during Stage 3 (upper P. eugubina and P. pseudobulloides Biozones) are dominated by the planktic Chiloguembelina and Woodringina, and the benthic Nuttallides, Nuttallinella and Anomalinoides. These three stages are related to the evolutionary patterns and long-term environmental turnover after the K/T boundary catastrophic event, and may be useful in correlation and in recognizing hiatuses across the K-T transition.

Key words: *Foraminifera, episodes, Cretaceous/Tertiary, Tunisia, Mexico*

INTRODUCCIÓN

La teoría del impacto meteorítico propuesta por Álvarez *et al.* (1980) como explicación de la extinción en masa del límite Cretácico/Terciario (K/T), es la más aceptada hoy en día por la mayor parte de la comunidad científica (Smit *et al.*, 1996). Dicho impacto generó una serie de depósitos característicos a nivel mundial tales como la "arcilla del límite K/T", rica en iridio y otras evidencias de impacto, y cuya base sirvió para situar el límite K/T en el estratotipo de El Kef. En el Golfo de México y el Caribe, los depósitos del K/T fueron más complejos debido a su cercanía al punto de impacto, localizado en Chicxulub (Yucatán, México). Estos depósitos incluyen niveles de eyecta y depósitos clásticos originados directa o indirectamente por los seismos y olas tipo *tsunami* originados tras el impacto (Smit *et al.*, 1996). Además de estos depósitos característicos, el evento del límite K/T tuvo una gran repercusión sobre la biota, provocando una importante extinción en masa y drásticas reorganizaciones de las comunidades. Después de la extinción en masa, siguió una rápida radiación evolutiva y recuperación de las comunidades. En este sentido, el estudio de los foraminíferos permite conocer con gran detalle la evolución de sus poblaciones y de las condiciones ambientales en los primeros cien mil años después del límite K/T.

En el presente trabajo, hemos comparado la evolución de las asociaciones de foraminíferos en los cortes de Aïn Settara (Tunicia) y Coxquihui (México), con el objetivo de correlacionar los diferentes eventos evolutivos acontecidos en dos áreas geográficas tropical-subtropicales (Tetis y Golfo de México) situadas a diferente distancia del lugar de impacto. La finalidad es mostrar si la evolución cualitativa y cuantitativa de las comunidades de foraminíferos, tanto en el medio bentónico como en el planctónico, siguen un patrón similar. Mediante la correlación entre ambos cortes se persigue establecer un modelo global de bioeventos para el tránsito Cretácico-Terciario, que corrobore la teoría catastrofista en el límite K/T debido al impacto meteorítico.

MATERIAL Y MÉTODOS

El corte de Aïn Settara se localiza en el sector noroccidental de Tunicia, 50 km al sur del estratotipo del límite K/T en El Kef. El corte de Aïn Settara ha sido recientemente estudiado por Robaszynski *et al.* (2000), Tribovillard *et al.* (2000) y Arenillas *et al.* (2000). El límite K/T se sitúa dentro de la Fm. El Haria, que contiene sedimentos margosos que comprenden el Maastrichtiense medio y superior y el Paleógeno basal; dichos sedimentos presentan un contenido excepcional en foraminíferos, tanto por su abundancia como por su excelente conservación. Las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican que el tránsito K-T de la Fm. El Haria se depositó en medios de plataforma externa-talud superior.

El corte de Coxquihui se localiza al este del pueblo del mismo nombre, aproximadamente a 50 km al SE de la ciudad de Poza Rica (Estado de Veracruz, centro-este de México); este corte se sitúa a unos 800 km del cráter de Chicxulub. Los sedimentos del tránsito K-T fueron previamente estudiados por Smit *et al.* (1996) y por Cedillo y Grajales-Nichimura (1997). El límite K/T está marcado por una unidad clástica de más de un metro de espesor emplazada entre dos formaciones fundamentalmente margosas, Fm. Méndez y Fm. Velasco, la última de las cuales presenta niveles margo-calizos intercalados. Los foraminíferos en las Fms. Méndez y Velasco son muy abundantes y están bien conservados. Los foraminíferos bentónicos sugieren que ambas formaciones se depositaron a unos 1.000 m de profundidad, en la parte inferior del talud (Van Morkhoven *et al.*, 1986).

Se han estudiado cuantitativamente 82 muestras, 41 de Aïn Settara y 41 de Coxquihui. Los foraminíferos fueron separados del resto de sedimentos mediante la técnica del levigado: todas las muestras fueron disgregadas en H_2O_2, levigadas con un tamiz de 63 µm de luz de malla y secadas en una estufa a menos de 50ºC. Para el estudio cuantitativo nos hemos basado en una fracción representativa de 300 ejemplares o más, de la fracción de tamaño superior a 63 µm.

BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA

En el presente trabajo se han identificado cuatro biozonas basadas en foraminíferos planctónicos: la biozona de *Plummerita hantkeninoides* para el Cretácico Superior, y las biozonas de *Guembelitria cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina* y *Parasubbotina pseudobulloides* para el Paleogeno basal. Según Arenillas *et al.* (2001), la biozona de *G. cretacea* representa unos 16.000 años y la biozona de *Pv. eugubina* unos 34.000 años. Las principales variaciones cualitativas y cuantitativas en las asociaciones de foraminíferos acontecen en los primeros 100.000 años después del límite K/T.

Las cuatro biozonas fueron reconocidas en Aïn Settara (Arenillas *et al.*, 2000). En Coxquihui, el Cretácico Superior aparece representado únicamente por la biozona de *Plummerita hantkeninoides*, y se ha identificado una posible laguna estratigráfica de pequeña amplitud, que abarca la parte inferior de la biozona de *G. cretacea*. Según la definición del estratotipo del límite K/T en El Kef, el límite K/T debe situarse en la base de la capa de arcilla caracterizada por una lámina roja con las evidencias de impacto, criterio fácilmente aplicable en Aïn Settara (Tribovillard *et al.*, 2000). En Coxquihui, donde los sedimentos del tránsito K-T son más complejos, el límite K/T debe ser situado en la base del primer nivel con evidencias de impacto, en este caso, en la base de la capa con microtectitas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio cuantitativo de cortes de Tunicia y Golfo de México permite identificar varios episodios cuantitativos con foraminíferos planctónicos en el tránsito K-T basados en las abundancias relativas de diversos géneros (Arenillas *et al.*, 2000). Estos episodios cuantitativos están caracterizados por eventos de apogeo (acmes) de diversos grupos de foraminíferos planctónicos de latitudes medias y bajas, consecuencia de la radiación evolutiva de los mismos tras la extinción del límite K/T. Estos episodios pueden ser comparados con los diversos eventos reconocidos en la evolución de las asociaciones de foraminíferos bentónicos en Aïn Settara y Coxquihui.

El episodio inicial (Episodio 0) se corresponde con el Maastrichtiense terminal y está caracterizado por asociaciones muy estables y diversificadas, tanto de foraminíferos planctónicos como bentónicos. Las asociaciones de foraminíferos planctónicos en la fracción mayor de 63 micras están dominadas por heterohelícidos, en concreto por la especie *H. globulosa*, la cual posee una abundancia relativa que oscila entre el 40 y el 50%. Es de destacar la rareza del género *Guembelitria*, el cual aparece representado siempre con proporciones relativas menores al 1%. Las comunidades bentónicas están constituidas por asociaciones mixtas de foraminíferos epifaunales e infaunales, que reflejan unas condiciones mesotróficas y estables. En el corte de Coxquihui y en otros del Golfo de México se ha identificado un incremento en el porcentaje de foraminíferos infaunales en la parte superior de la Biozona de *P. hantkeninoides*, lo que sugiere un aumento del aporte de nutrientes hacia el Maastrichtiense terminal (Jorissen *et al.*, 1995) posiblemente ligados a cambios en la circulación oceánica.

En coincidencia con el límite K/T, tuvo lugar la extinción en masa catastrófica de más del 70% de las especies planctónicas finicretácicas (Arenillas et al 2000), y una drástica reorganización de las comunidades bentónicas. El porcentaje de especies infaunales disminuyó casi un 50% en Coxquihui y un 37% en Aïn Settara. Tras el evento del límite K/T, en los cortes de Aïn Settara y Coxquihui se identifican 3 episodios en la evolución de las asociaciones de foraminíferos (ver figs. 1 y 2):

Episodio 1

Este episodio abarca la parte inferior de la biozona de *G. cretacea* (=P0), y coincide aproximadamente con la arcilla del límite. Las asociaciones de foraminíferos planctónicos están dominadas por *Guembelitria*. En el corte de Aïn Settara, el pico de *Guembelitria* coincide con un pico en *Cibicidoides* y, en general, un fuerte incremento de especies epifaunales. En el corte de Coxquihui, la pequeña laguna en la parte basal de la biozona de *G. cretacea* impide observar con claridad este episodio. El descenso de las comunidades infaunales parece estar relacionado con un descenso en el aporte de nutrientes y la productividad primaria y con la disminución en la oxigenación de las aguas en el fondo marino (Coccioni *et al.*, 1993).

Episodio 2

Comprende la parte superior de la biozona de *G. cretacea* y la parte inferior de la biozona de *Pv. eugubina*.

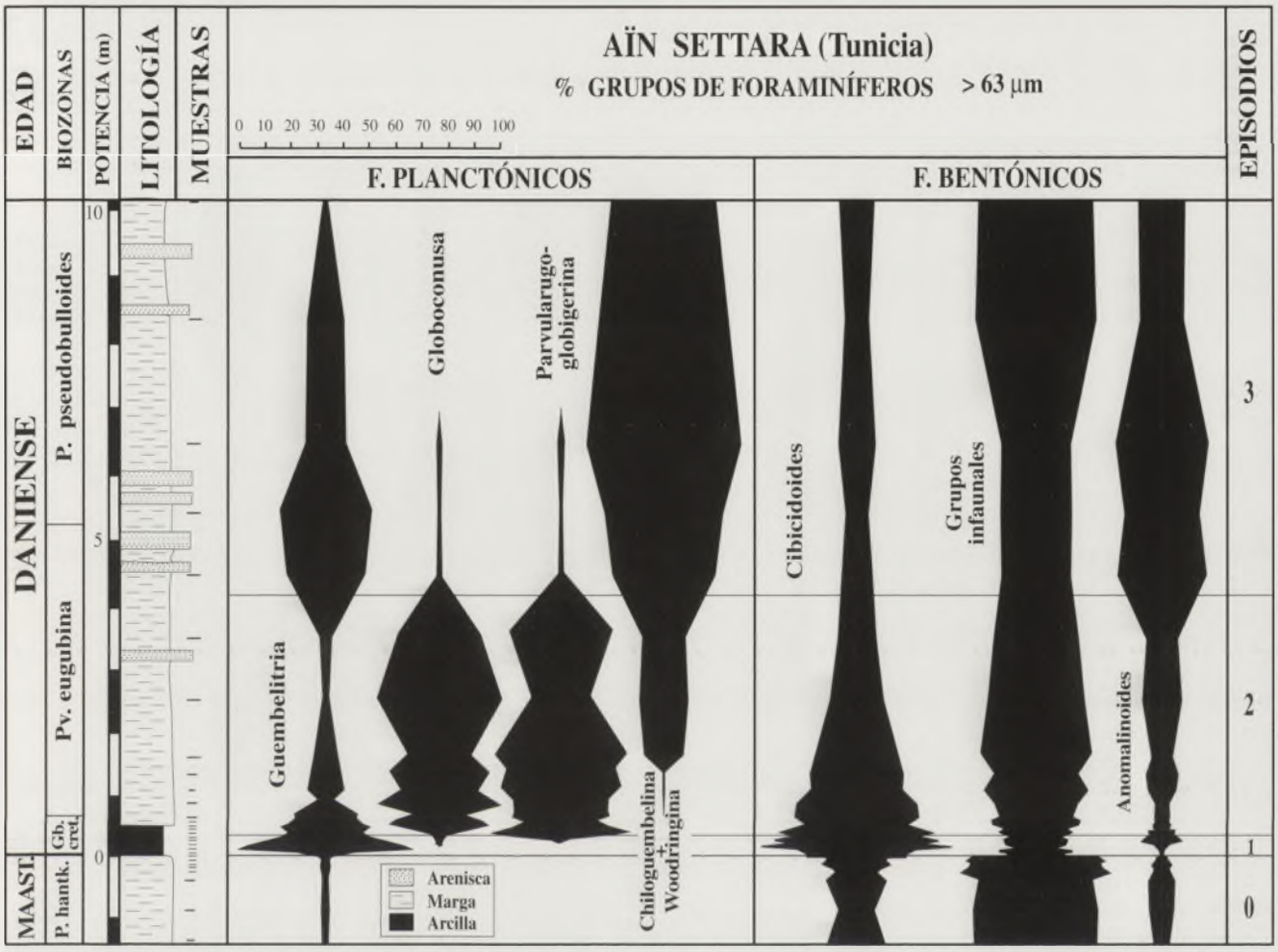


FIGURA 1: *Episodios deducidos a partir de la abundancia relativa de foraminíferos planctónicos y bentónicos en el corte de Aïn Settara (Tunicia).*

Entre los foraminíferos planctónicos dominan *Parvularugoglobigerina* y *Globoconusa*. Los foraminíferos bentónicos epifaunales siguen siendo dominantes, siendo *Cibicidoides* el género más abundante. Se produce la recuperación de algunos grupos infaunales, entre los que destacan *Bulimina, Clavulinoides, Dorothia, Globobulimina* o *Marssonella*. No obstante, la abundancia de infaunales no llega a alcanzar los valores del Cretácico Superior. Las especies y géneros presentes en estas asociaciones dependen de la paleobatimetría: en medios someros (Aïn Settara) predominan *Globobulimina y Praeglobobulimina* (*P. quadrata*), mientras que en Coxquihui dominan géneros infaunales aglutinados propios de medios batiales, como *Clavulinoides (C. trilatera), Dorothia, Marssonella*.

Episodio 3

Abarca la parte superior de la Biozona de *P. eugubina* y la Biozona de *P. pseudobulloides*, y se caracteriza por el dominio de los géneros planctónicos *Chiloguembelina* y *Woodringina*. Entre los foraminíferos bentónicos siguen dominando los grupos epifaunales, siendo característicos los géneros *Nuttallides* (*N. trümpyi*), *Nuttallinella* y *Anomalinoides*. La especie epifaunal *N. trümpyi* es típica de medios oligotróficos batiales (Van Morkhoven *et al.*, 1986) como los de Coxquihui. En Aïn Settara, el género epifaunal dominante es *Anomalinoides* y se observa una lenta recuperación de las comunidades infaunales, que llegan a alcanzar porcentajes muy similares a los del Cretácico Superior. En Coxquihui, el porcentaje de foraminíferos infaunales someros, como *C. trilatera, E. subsculptura* y *G. beisseli* (Fig. 2), sigue siendo mucho menor que en el Maastrichtiense. Las especies mencionadas se han relacionado con zonas de alta productividad y/o abundante aporte de nutrientes. Su escaso porcentaje durante los episodios 2 y 3 en Coxquihui y el incremento de *N. trümpyi* sugieren que la recuperación de la productividad primaria y del aporte de nutrientes al fondo marino fue muy lenta.

En conclusión, la correlación entre los episodios cuantitativos de foraminíferos planctónicos y bentónicos sugiere la existencia de una relación entre la recuperación de las asociaciones y la evolución paleoambiental tras el evento del límite K/T. La posibilidad de correlacionar estos episodios en cuencas pertenecientes a áreas paleogeográficas diferentes hace de los mismos una herramienta útil para deducir la sucesión de eventos del tránsito K-T a nivel global.

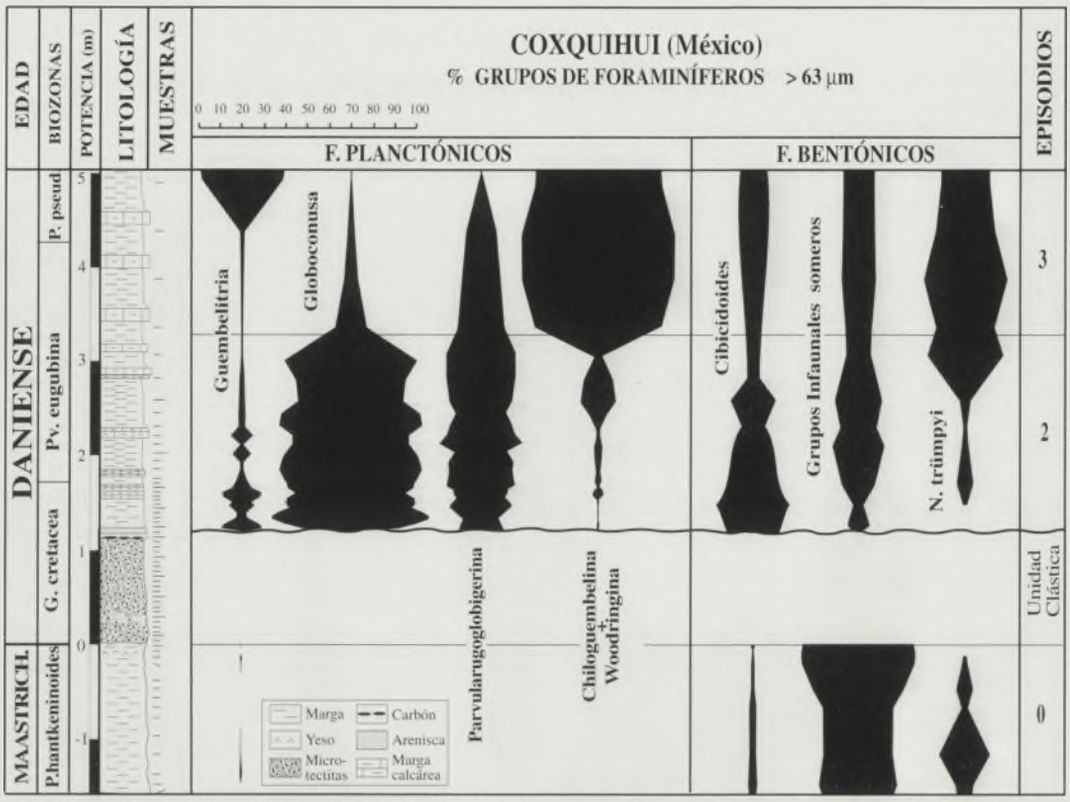


FIGURA 2: *Episodios deducidos a partir de la abundancia relativa de foraminíferos planctónicos y bentónicos en el corte de Coxquihui (México).*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto DGES de España, número PB97-1016.

REFERENCIAS

Alvarez, A.L., Alvarez, W., Asaro, F. y Michel, H.V. (1980): Extraterrestrial cause of the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095-1108.

Arenillas, I., Arz, J. A., Molina, E. y Dupuis, Ch. (2000): The Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at Aïn Settara, Tunisia: sudden catastrophic mass extinction in planktic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 30: 202-218.

Arenillas, I., Alegret, L., Arz, J.A., Mélendez, A., Molina, E., Liesa, C., Soria, A.R., Cedillo-Pardo, E., Grajales-Nishimura, J.M. y Rosales, M.C. (2001): Cretaceous/Tertiary boundary planktic foraminiferal mass extinction and biochronology at La Ceiba, Bochil (México) and El Kef stratotype (Tunisia): Timing of K/T units deposition. *Geological Society of America Special Paper*. (en prensa).

Cedillo, E. y Grajales-Nichimura, J.M. (1997): Las rocas de impacto el cráter Chicxulub y el límite Cretácico-Terciario en México y áreas vecinas de America del Norte y el Caribe. En*: Extinción masiva del límite Cretácico-Terciario: mitos y realidades* (A.L. Carreño y M. Montellano-Ballesteros, Eds.). Unión Geofísica Mexicana, 4: 147-164.

Coccioni, R., Fabbrucci, L. y Galeotti, S. (1993): Terminal Cretaceous deep-water benthic foraminiferal decimation, survivorship and recovery at Caravaca (SE Spain). *Paleopelagos*, 3: 3-24.

Jorissen, F. J., Stigter, H. C. y Widmark, J. G. V. (1995): A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26: 3-15.

Robaszynski, F., González-Donoso, J. M., Linares, D., Amédro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhondt, A. V. y Gartner, S. (2000): Le Crétacé Supérieur de la región de Kalaat Senan, Tunisie Centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d' Ammonites, de Foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien Supérieur au Maastrichtien. *Bulletin du Centre de Recherches, Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 22: 1-490.

Smit, J., Roep, T.B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, Ph., Grajales-Nishimura, J.M., y Bermudez, J. (1996): Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K\T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact?. *Geological Society of America, Special Paper*, 307: 151-182.

Tribovillard, N., Dupuis, C. y Robin, E. (2000): Sedimentological and diagenetical conditions of the impact level of the Cretaceous/Tertiary boundary in Tunisia: no anoxia required. *Bulletin de la Societé géologique de France*, 171: 629-636.

Van Morkhoven, F. P. C. M., Berggren, W. A. y Edwards, A. S. (1986): *Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. Bulletin du Centre de Recherches, Exploration-Production. Elf-Aquitaine*, Memoire 11, 421 p.

Evolución de rampas carbonatadas aptienses: tectónica sinsedimentaria y eutrofización (Jorrios, Bizkaia)

A. Aranburu[1], M.A. López-Horgue [2,3], P.A. Fernández-Mendiola [3] y J. García-Mondéjar[3]

1 Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. Ap. 644. 48080 Bilbao. npparara@lg.ehu.es.
2 Departamento de Ingeniería minera y metalúrgica y Ciencia de los Materiales. Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Minera. UPV/EHU. Colina de Beurko s/n. 48901 Baracaldo. Vizcaya.
3 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad del País Vasco. Ap. 644. 48080 Bilbao.

ABSTRACT

The facies and stratigraphic framework analysis of the carbonate ramp systems of the Aptian of Jorrios (Bizkaia, N Spain) indicates a vertical evolution from a homoclinal ramp (Mercadillo) to distally steepened ramp (Juncal ramp). The biotic constituents also differ: oligotrophic lower unit versus eutrophic upper unit. Between both ramps stands a key intermediate glauconitic interval. Its formation reflects low sedimentation rates, rising relative sea-level, hypoxic botton water and reduced oceanic circulation. The vertical change in depositional and faunal style is related to a combination of factors including: tectonic activity, cold-water masses and environmental eutrophization.

***Key words**: carbonate ramp, glauconite, biotic variations, eutrophization, Aptian.*

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El desarrollo y distribución de facies carbonatadas de edad Aptiense-Albiense en la cuenca Vasco-Cantábrica muestra una estrecha relación con la tectónica, limitándose el desarrollo de las plataformas carbonatadas a altos paleogeográficos submarinos (áreas someras) de baja subsidencia comparativa. Un ejemplo de estos bloques lo constituye el banco carbonatado de Jorrios, localizado en el sector occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (oeste de la provincia de Bizkaia) (Fig. 1). En él, y en base a la distribución de facies, correlación y arquitectura deposicional, a lo largo de 750 m de potencia se suceden cuatro modelos sedimentarios con diferentes asociaciones faunísticas productoras de carbonato (Aranburu, 1998). En este trabajo describimos el cambio del primer modelo sedimentario al segundo (Aptiense superior), que lleva asociado la formación de una unidad glauconítica, y discutimos después sobre su posibles causas.

ARQUITECTURA DEPOSICIONAL

El Aptiense de la zona de Jorrios está representado principalmente por dos unidades carbonatadas (Mercadillo y Juncal) separados por una unidad glauconítica (Gl. Fig. 1).

Unidad de Mercadillo

Constituye el primer depósito carbonatado urgoniano de la zona. Consta de calizas micríticas bien estratificadas, con extensos cinturones de facies someras (más de 15 km)(Tabla I). Presenta numerosas rupturas sedimentarias, acompañadas en ocasiones de erosiones y rellenos siliciclásticos (Aranburu *et al.*, 2000). Su potencia oscila entre 120 m (sólo caliza) y 300 m (caliza con intercalaciones siliciclásticas).

Tanto la relación vertical como lateral de las distintas facies carbonatadas (Tabla I) sugiere un modelo de rampa carbonatada bioconstruida homoclinal (Ahr, 1973). Las discretas intercalaciones areniscosas, depositadas en surcos elongados controladas por tectónica local y que lateralmente se relacionan con superficies de discontinuidad erosiva subaérea, obedecen a un modelo estuarino (Aranburu *et al.*, 2000).

Nivel glauconítico

Este nivel de características peculiares y único en toda la serie urgoniana de la zona, presenta un desarrollo desigual, con un máximo de 5 m de potencia en Hoyos las Fuentes (Fig. 1). Pese a esta falta de uniformidad continúa a lo largo de 15 km y sirve de nivel de correlación con áreas adyacentes.

Para poder establecer su origen autóctono o alóctono, y en este último caso, si se trata de una glauconita parautóctona o detrítica, hemos seguido las pautas de identificación estratigráficas y petrológicas descritas por Amorosi (1997) (Tabla II).

A pesar de que la glauconita es común en muchos de los ambientes sedimentarios actuales, las condiciones exactas de su formación no están aún claras. Muchos autores creen en su origen primario bajo condiciones mari-

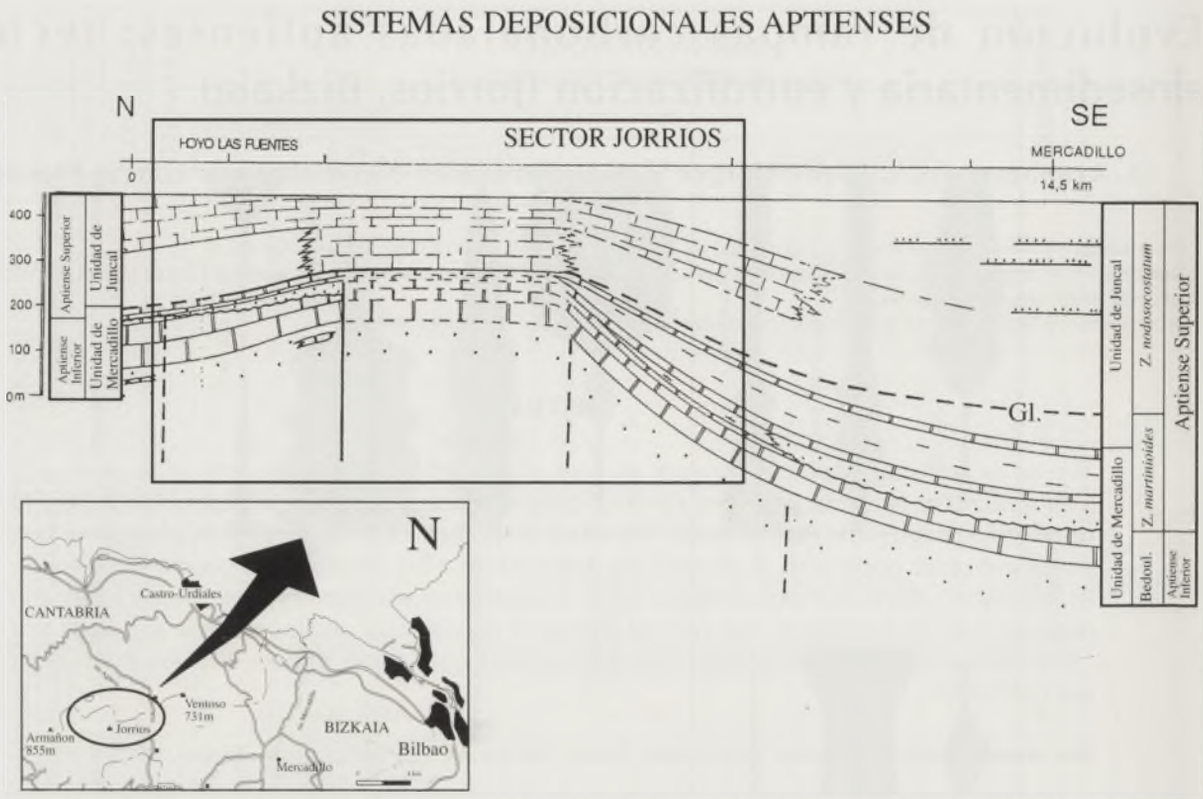


FIGURA 1: *Localización geográfica y sección estratigráfica general de los sistemas deposicionales Aptiense. Se destaca la evolución vertical de los mismos en el sector de Jorrios.*

nas y a cierta profundidad (50-500 m; Amorosi, 1997, entre otros), o asociado a niveles de baja tasa de sedimentación marina o *hardgrounds* (Tucker y Wright, 1990, entre otros). En nuestro caso, la baja proporción faunística unida a la intensa bioturbación, sugieren unas condiciones de fondo marino hipóxicas y de baja tasa de sedimentación durante su formación (plataforma desnutrida).

Unidad de Juncal

En el sector de Jorrios presenta una sucesión calcarenítica, esencialmente bioclástica (Tabla III) de 150 m de potencia. A diferencia de lo expuesto en la caliza de Mercadillo, las facies de ambiente somero son aquí esencialmente bioclásticas y se reducen a una extensión de 5 km aproximadamente (Fig. 1).

La relación vertical como lateral de las distintas facies carbonatadas sugieren un modelo de rampa carbonatada calcarenítica sobreinclinada (Ahr, 1973). Las facies de rampa interna o proximal se instauraron solamente en la zona central de Jorrios, en una franja de 5 km de longitud máxima y mostrando un tránsito, con suaves pendientes, a facies distales en al menos dos sentidos: hacia el NNO y SSE.

A tenor de la relación espacial existente entre las diferentes asociaciones de facies, el modelo sedimentario de la rampa de Juncal muestra dos tendencias bien diferenciadas. En una primera etapa, los cinturones de facies se suceden en la vertical sin ninguna migración lateral, dando un modelo deposicional netamente agradacional. De forma neta y brusca, esta tendencia se invierte debido a la progradación, de al menos 3 km, de las facies someras hacia rampa externa.

INTERPRETACIÓN

El desarrollo del nivel de glauconita, los cambios de modelo deposicional (rampa extensa homoclinal bioconstruida que pasa a rampa restringida sobreinclinada calcarenítica) y los cambios de naturaleza biótica (rudistas, corales, alga *Bacinella* y miliólidos *versus* crinoides y briozoos), entre las dos rampas carbonatadas superimpuestas, obedecen a diversos factores que probablemente actuaron de forma conjunta.

Variaciones relativas del nivel del mar y modelo deposicional

Dentro de este contexto, y teniendo en cuenta el tectonismo sinsedimentario, el desarrollo de plataformas carbonatas aptienses se relaciona con períodos transgresivos y de nivel relativo de mar alto. Las intercalaciones silicilásticas estuarinas de carácter somero, coronando superficies de erosión subaérea, sin embargo, corresponden a momentos de nivel relativo de mar bajo (Aranburu *et al.*, 2000).

La glauconita autóctona frecuentemente aparece asociada a una incipiente transgresión, o al inicio del cortejo de nivel del mar alto (Amorosi, 1997). En la zona de Jorrios, por la relación que muestra con las facies infra y

FACIES	DESCRIPTIVA	INTERPRETACIÓN
Caliza micrítica con rudistas y/o corales	Calizas micríticas con rudistas (monopleúridos o requiénidos) y/o corales (tabulares, hemiesféricos o ramificados) en posición de vida y embebidos en micrita con foraminíferos bentónicos y algas *Bacinella irregularis*. Conforman estratos tabulares de 2-5m de base y techo no erosivos.	Asociación característica de plataforma carbonatada marina somera, poco energética. La aparición o no de corales, así como su morfología nos ha permitido diferenciar ambientes de plataforma más interna (sólo rudistas) o externa (con corales).
Caliza con miliólidos	*Wackestone-packstone* de miliólidos y algunos peloides. Ocasionalmente orbitolinas, fragmentos de equinodermos y algas. Estratos tabulares de 0,2-1,5 m de espesor y gran continuidad lateral.	Ambiente submareal somero, restringido y de baja energía (*lagoon*).
Calizas con ostreidos	Caliza micrítica con ostreidos enteros de pared robusta, en posición de vida, y serpúlidos. Solamente afloran a techo de las calizas de Mercadillo.	Sugieren un ambiente de plataforma marina muy somera (sub-intermareal), energética y con baja tasa de sedimentación y sustrato endurecido.
Areniscas bioturbadas	Subarcosas de grano fino a medio, organizadas en estratos tabulares de orden métrico. El aspecto masivo puede deberse a la intensa bioturbación con galerías oblicuas y subhorizontales. Intercalaciones espóradicas de pequeños ostreidos de pared gruesa o biohermos de corales.	Denotan condiciones marinas no energéticas y someras, con aporte irregular de sedimento siliciclástico.

TABLA I: *Unidad de Mercadillo: facies principales y ambiente sedimentario*

FACIES	DESCRIPTIVA	INTERPRETACIÓN
Glauconita	Micrita algo arenosa, con pocos fragmentos bioclásticos (algunos fastasmas), e intensamente bioturbada. Su instauración es brusca y muy neta. La forma globular de la glauconita sugiere la existencia de peloides precursores que fueron intensamente glauconitizados. Se observan, además, rasgos de una etapa de dolomitización más tardía.	Confirmada al microscopio la ausencia de estructuras de retrabajamiento, y en base a la distribución homogénea, tamaño de grano, relación con la bioturbación, y distribución espacial, la glauconita se considera autóctona, autigénica. Se descarta un origen detrítico dado que no se conoce ningún nivel glauconítico previo que pudiera dar lugar a la resedimentación de ésta. El estado de maduración es considerable aunque no máxima. El color verde oscuro que presenta apoya la adscripción de ésta a una glauconita relativamente evolucionada-madura y con un alto porcentaje de K_2O.

TABLA II: *Nivel Glauconítico: facies principales y ambiente sedimentario*

suprayacentes, puede relacionarse con un ascenso relativo del nivel del mar. El incremento batimétrico pudo inhibir el desarrollo de carbonatos biogénicos en el área y reducir la tasa de sedimentación, facilitando la formación de glauconita.

Durante la formación de las calizas de Mercadillo, la producción carbonatada se dio en unas condiciones paleoambientales similares y muy estables en toda el área, con discretas oscilaciones relativas del nivel del mar. En las calizas de Juncal, sin embargo, la producción carbonatada somera se redujo a un área limitada, mostrando una doble tendencia evolutiva, resultado de la relación entre velocidad de ascenso del nivel del mar y tasa de sedimentación. La primera etapa, agradacional (*keep-up*; Neumann y Macintyre, 1985), sugiere un rápido ascenso relativo del nivel del mar, mientras que la segunda etapa, progradacional (*catch-up*; Neumann y Macintyre, 1985), indica un ascenso relativo menos acelerado.

El cambio de la arquitectura deposicional, relacionado con el ascenso relativo del nivel del mar y la tasa de sedimentación, no explica, sin embargo, el cambio de la asociación faunística productora de carbonato.

Cambio biótico en la producción carbonatada: causas ambientales

Comparando las biotas productoras de carbonato de ambos sistemas deposicionales se observa una clara dife-

FACIES	DESCRIPTIVA	INTERPRETACIÓN
Calcarenita y calcirudita bioclástica	Fragmentos de briozoos, equinodermos y algunos braquiópodos. Destaca la baja proporción de la matriz micrítica. Se organiza en estratos tabulares	La intensa micritización que presentan los bioclastos indica condiciones de sedimentación muy somera, por encima de 10 m de batimetría , y baja tasa de sedimentación. Sugiere un ambiente marino somero energético: bajío inter-submareal progradacional .
Espiculitas	*Wackestone* algo arenoso, con abundantes foraminíferos bentónicos, espículas de esponjas y fragmentos de equinodermos. Intensa bioturbación milimétrica. Se disponen en estratos tabulares, no erosivos, decimétricos muy regulares.	Ambiente de plataforma externa submareal, probablemente por debajo tanto de la zona fótica como del nivel base de oleaje y tormenta. La intensa bioturbación concuerda con un ambiente tranquilo y con baja tasa de sedimentación.

TABLA III: *Unidad de Juncal: facies principales y ambiente sedimentario*

rencia. La rampa infrayacente está compuesta por una asociación oligotrófica (rudistas y corales). En la rampa suprayacente al nivel de glauconita, sin embargo, destaca la asociación eutrófica (equinodermos, briozoos y esponjas silíceas en zonas más profundas). Esta variación de biota puede explicarse por un enfriamiento de la temperatura del agua (Tucker y Wright, 1990) que, a su vez, puede provocar una eutrofización del medio (e.g. Hallock *et al.*, 1991). A este respecto, la formación de glauconita pudo estar favorecida por el descenso de temperatura (e.g. Odin y Matter, 1981).

La baja tasa faunística e intensa bioturbación que presenta el nivel de glauconita sugieren, por otro lado, existencia de condiciones hipóxicas en el fondo marino. Esta posible relación de eventos hipóxicos-glauconitización ha sido también descrita por Berger y Roth (1975). Este déficit de oxígeno pudo haber sido motivado por varias causas. La propia eutrofización del medio pudo causar un incremento de la productividad orgánica y consumo de O_2 en la superficie marina, dejando en condiciones hipóxicas el fondo marino. Por otro lado, la disminución de la circulación oceánica, principal causa de los eventos hipóxicos-anóxicos marinos, provoca un mayor tiempo de residencia de la masa de agua profunda, proporcionando un incremento en el contenido silíceo del agua (Fischer y Arthur, 1977) y facilitando la precipitación de silicatos autigénicos tales como zeolita y glauconita (Berger y Roth, 1975). El incremento en el contenido de sílice podría explicar, a su vez, la proliferación de esponjas silíceas en áreas de rampa externa de las calizas de Juncal, dando lugar a las facies de espiculitas.

AGRADECIMIENTOS

Investigación sufragada por la ayuda a grupos de Investigación de la UPV 121.310-G39/98 y el proyecto del Ministerio de Educación y Ciencia PB98-0237.

REFERENCIAS

Ahr, W.M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies*, XXIII: 221-225.

Amorosi, A. (1997): Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109: 135-153.

Aranburu, A. (1998): *El Aptiense-Albiense de trucío-Güeñes (Oeste de Bizkaia)*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 606 p.

Aranburu, A., López-Horgue, M.A., Fernández-Mendiola, P.A. y García-Mondéjar, J. (2000): Sistemas deposicionales carbonatados y siliciclásticos del Aptiense Inferior-Superior basal (NE de la Cuenca Vasco-Cantábrica). *Geotemas* 1(2): 143-146.

Berger, W.H. y Roth, P.H. (1975): Oceanic micropaleontology: Progress and prospect. *Geophysics and Space Physics*, 13: 561-585.

Fischer, A.G. y Arthur, M.A. (1977): Secular variations in the pelagic realm. En: Deep Water Carbonate Environments (H.E. Cook y P. Enos, Eds.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 25: 18-50.

Hallock, P., Premoli Silva, I. y Boersma, A. (1991): Similarities between planktonic and larger foraminiferal evolutionary trends through the Paleoceanographic changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83: 49-64.

Neumann, A.C. y Macintyre, I.G. (1985): Response to sea-level rise: keep-up, catch-up or given-up. En: *Procedings of 5th International Coral Reef Congress*. Tahiti, 3: 105-110.

Odin, G.S. y Matter, A. (1981): De glauconarium origine. *Sedimentology*, 28: 611-641.

Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, 482 p.

La sedimentación de plataforma externa en el Cretácico Inferior de Oliva (Valencia)

C. Arias[1], M. Company[2] y L. Vilas[1]

1 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. ariasc@eucmax.sim.ucm.es, vilasl@eucmax.sim.ucm.es.
2 Departamento de Paleontología y Estratigrafía. Fac. de Ciencias. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva. 18071 Granada. mcompany@goliat.ugr.es.

ABSTRACT

An outer shelf sedimentation (near the basal wave level), characterizes the Prebetic of Alicante in Oliva (South of Valencia) from the base of the upper Valanginian to the lower part of the upper Barremian. In these monotonous lutitic sediments, by its mineralogie, type of sequences of fossil content sediments, seven different lithologic units can be distinguished. The age has been determined by Ammonites, and two important sedimentary discontinuities are recognized. The beginning of the sedimentation is the "middle-Valanginian" drowning with an evolution towards the outer shelf. After a stage of low sedimentary rate of with abundant glauconite, it ends with a shallowing upward tendency.

Key words: *outer shelf sedimentation, upper Valanginian-Barremian p.p., ammonites biozonation, Prebetic, Oliva (Valencia).*

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Los afloramientos del Cretácico Inferior estudiados corresponden a dos canteras, situadas al SO de la localidad de Oliva, en el límite meridional de la provincia de Valencia (Fig. 1); una de ellas, actualmente en actividad, está situada en el barranco de Elca, en la ladera oriental de la Sierra de Gallinera; la otra cantera está en la ladera septentrional del cerro del Almuchid.

Geológicamente, ambas canteras se sitúan en el flanco meridional de la antiforma del Serpis, próximas a su terminación periclinal oriental, dentro del denominado Prebético de Alicante. Bajo el punto de vista paleogeográfico (para el Cretácico Inferior), se sitúa en el Dominio Sedimentario Prebético formando su afloramiento septentrional en esta transversal, ya que el situado inmediatamente al Norte (Lloc Nou de San Jeroní–Xaraco) presenta un esquema estratigráfico característico del Dominio Sedimentario de Albacete (Vilas y Querol, 1999).

Entre los trabajos más recientes, cabe citar en primer lugar la tesis de Champetier (1972) en la que se describe una serie detallada entre los collados de Peapa y el de Elca, constituida por materiales margosos, con abundantes Ammonites, de edad Valanginiense-Barremiense. Pulido (1979), define la Fm. Oliva a cuya parte superior corresponden los materiales estudiados en este trabajo. Company *et al.*, (1982) analizan estas facies dentro de un trabajo regional más amplio y Castro (1998) realiza un detallado estudio de la unidad en zonas más meridionales.

LOS MATERIALES

Los materiales están formados predominantemente por arcillas y margas de color gris oscuro con intercalaciones de lutitas carbonáticas, compactas y duras, que localmente forman una alternancia. El límite superior de estos materiales en ambas canteras está mecanizado, generado por el deslizamiento de las biocalcarenitas y calizas de rudistas del Aptiense inferior.

Los sedimentos que forman ambas canteras son estratigráficamente sucesivos, aunque no se pueda asegurar exactamente su continuidad, reconociéndose la base de la serie en la cantera del barranco de Elca.

Castro (1998), al sur de la zona estudiada en este trabajo, engloba esta unidad bajo la denominación de Fm. Los Villares y la divide en tres tramos: alternancia inferior, unidad glauconítica y alternancia superior, todo ello en una sedimentación pelágica. Esta división se reconoce en las canteras aquí estudiadas.

En este trabajo se han distinguido siete tramos litológicos, siguiendo criterios diferentes en algunos de los casos (Fig. 2):

El tramo 1 está formado por una alternancia de margas y calizas dolomíticas limolítico–arcillosas con bioturbación intensa y abundantes señales de erosión e interrupción. La estratificación es irregular y con escasa continuidad lateral. Se apoya sobre el *hardground* del Valanginiense medio descrito ya por muchos autores. Su límite superior es otra costra ferruginosa que la separa de las margas y lutitas carbonáticas suprayacentes.

FIGURA 1: *Situación de los afloramientos estudiados. A: Situación geográfica. B: Esquema geológico en el que se indica la situación de los afloramientos estudiados: 1) barranco de Elca; 2) barranco de Almuchid. Leyenda: a) Triásico; b) Jurásico superior (Malm); c) Cretácico inferior; d) Cretácico superior; e) Mioceno inferior.*

Los tramos 2 y 3, son arcillas limolíticas de color ocre y gris azulado en la parte media y alta, con intercalaciones de dolomías limolíticas. Hacia la parte alta son más arenosas, con niveles de areniscas de grano fino. Se ordenan en siete secuencias, las dos inferiores son estratocrecientes y la última, incompleta, está cortada por un nivel métrico de arcillas marrones.

El tramo 4 es una alternancia de arcillas gris oscuro con niveles duros de dolomías limolítico-arenosas, más importantes hacia el techo. Su límite superior es similar al inferior, un nivel métrico de arcillas marrones que interrumpe la alternancia y en el que no se observa fauna.

El tramo 5 forma el techo de la cantera del barranco de Elca y la base de la cantera del cerro del Almuchid. Está formada por arcillas y limolitas de color gris oscuro alternando con niveles de dolomías limolíticas, en algún caso algo arenosas. Su característica principal es la abundancia de glauconita en todos los niveles. Se organizan en cinco secuencias estratocrecientes.

El tramo 6 está formado por arcillas y limolitas de color gris oscuro con abundantes niveles duros intercalados que forman tres secuencias estratocrecientes. Al final de cada secuencia se reconocen importantes costras ferruginosas con superficies poligonales y abundante bioturbación que forman un *hardground* y aumentan en importancia hasta llegar al techo.

El tramo 7 no está completo ya que sobre él se encuentran las calizas del Aptiense inferior en contacto mecanizado. Está formado por arcillas limolíticas grises con intercalaciones de niveles con cemento dolomítico. Hacia el techo, presenta aspecto noduloso. Aparentemente el tramo evoluciona hacia una ritmita caliza–marga.

BIOESTRATIGRAFÍA

Las secciones analizadas han proporcionado, en algunos niveles, una abundante y variada fauna de ammonites que se encuentran en un aceptable estado de conservación. Como corresponde a su ubicación paleogeográfica, las asociaciones están compuestas exclusivamente por taxones tetísicos, entre los que predominan representantes de las familias Neocomitidae, Olcostephanidae, Desmoceratidae, Holcodiscidae y varios grupos de Ancyloceratina. La escasísima presencia de Phylloceratidae y Lytoceratidae y la relativa abundancia de formas de gran tamaño (sobre todo entre los Ancyloceratina) son propias de un medio nerítico, de plataforma abierta, poco profunda y relativamente cercana a costas.

El análisis de la distribución vertical de las especies determinadas permite reconocer distintas unidades bioestratigráficas correspondientes al intervalo Valanginiense superior-Barremiense inferior. El esquema zonal adoptado es el aceptado en la última reunión del *Lower Cretaceous Cephalopod Team* (Hoedemaker y Rawson, 2000).

La asociación encontrada en el tramo litológico 1, caracterizada por la presencia de *Karakaschiceras biassalense*, *Neocomites neocomiensis*, *Olcostephanus guebhardi querolensis* y *Valanginites nucleus* indica la base del Valanginiense superior (Zona de Verrucosum, Subzona de Verrucosum).

La siguiente fauna significativa se localiza en la parte alta del tramo 3. Está compuesta por *Olcostephanus nicklesi*, *Ol. balestrai*, *Oosterella gaudryi*, *O. stevenini*, *O. fascigera* y *Neocomites* aff. *peregrinus*. Esta asociación corresponde a la base de la Zona de Trinodosum (Subzona de Nicklesi). De acuerdo con ello, el tramo 2 correspondería a las partes media y alta de la Zona de Verrucosum (Subzonas de Pronecostatum y Peregrinus).

El tramo 4 contiene *Lyticoceras* cf. *nodosoplicatum*, *L. bargemensis* y *Crioceratites* cf. *nolani*, característicos de la parte terminal del Hauteriviense inferior (Zona de Nodosoplicatum). La interrupción sedimentaria detectada en la base de este tramo afectaría por tanto al final del Valanginiense (Zona de Callidiscus) y a gran parte del Hauteriviense inferior (Zonas de Radiatus y Loryi).

El tramo 5 sólo posee fauna significativa en su parte superior, habiéndose identificado *Crioceratites binelli* (una forma característica de la Zona de Balearis) y, algo

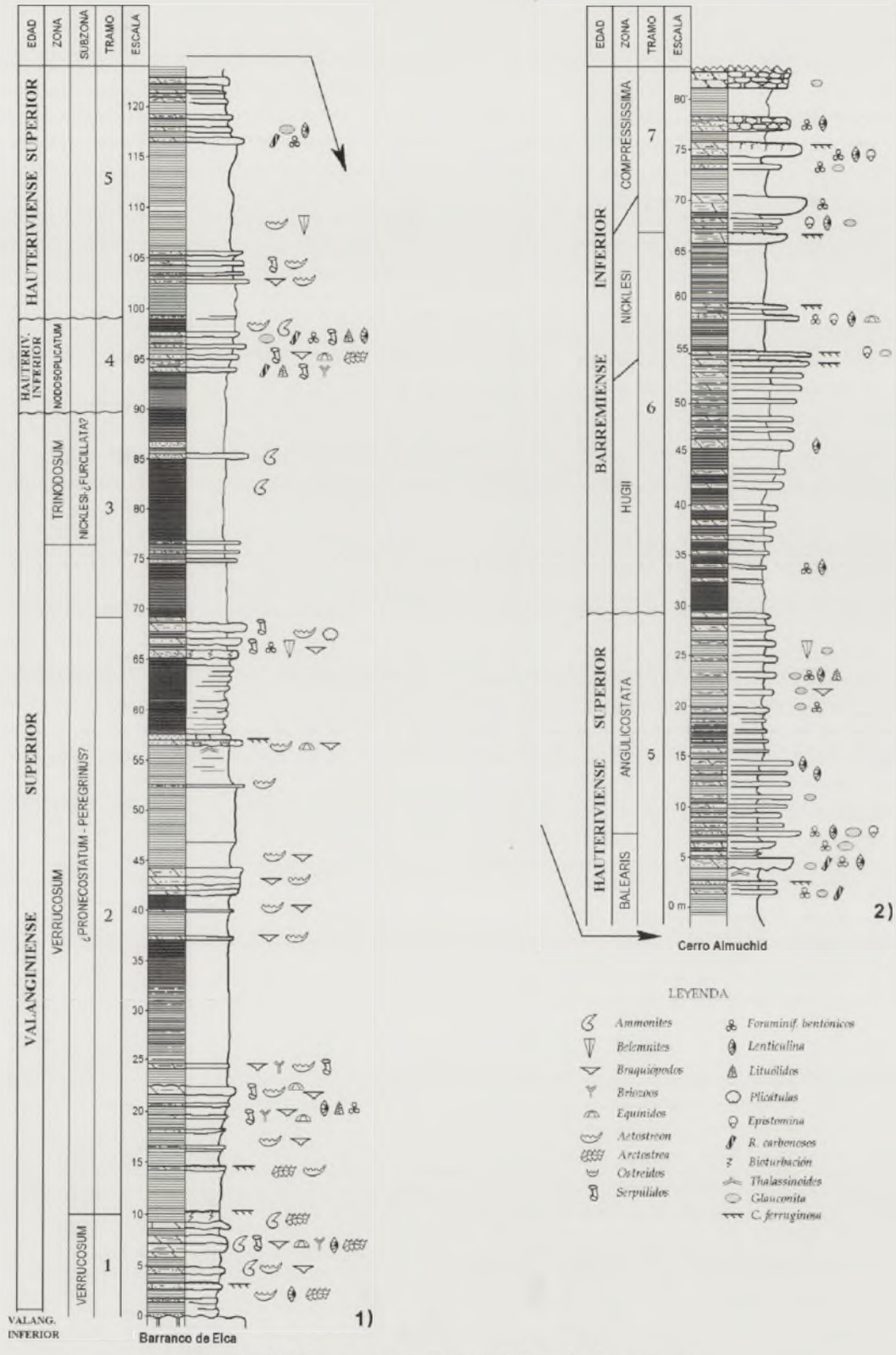


FIGURA 2: *Columna estratigráfica estudiada en las dos canteras.*

más arriba, diversas especies del género *Pseudothurmannia* (propias de la Zona de Angulicostata). De acuerdo con esto, la interrupción sedimentaria localizada entre los tramos 4 y 5 incluiría la parte baja del Hauteriviense superior (Zona de Sayni y, probablemente, parte o la totalidad de la Zona de Ligatus).

El tramo 6 corresponde ya al Barremiense inferior. En él se han podido reconocer, sucesivamente, la Zona de Hugii (con *Spitidiscus hugii*, *Sp. vandeckii* y *Psilotissotia favrei*) y la Zona de Nicklesi (con *Almohadites camelinus, Holcodiscus* aff. *perezianus* y *Hamulinites* aff. *munieri*). El límite entre los tramos 5 y 6, marcado por una

costra ferruginosa, podría corresponder a una pequeña discontinuidad estratigráfica que afectara a la parte final de la Zona de Angulicostata y a la extrema base de la Zona de Hugii.

Por último, la presencia de *Subpulchellia compressissima* y *Moutoniceras nodosum* en la base del tramo 7, permiten atribuir estos niveles a la Zona de Compressissima.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los materiales estudiados, se han depositado en su totalidad en la plataforma externa, presentando variaciones en los diferentes tramos que la componen, interpretándose unas veces como aumento de la distalidad, otras a cambios batimétricos y finalmente a variaciones en la tasa de sedimentación, pudiendo ir unidos en algunos casos más de uno de los procesos citados. El primer tramo representa los sedimentos generados durante una etapa de *drowning*, con la inundación brusca de la plataforma somera e instalación de una sedimentación abierta. El tramo segundo, comienza con la estabilización de la sedimentación en la plataforma externa con abundante y variada fauna bentónica, para evolucionar hacia una mayor distalidad, probablemente unido a un ligero aumento de la batimetría. El tercer tramo, de color gris oscuro, con abundantes cristales de pirita de pequeña talla, exclusivamente con fauna de ammonites piritosos y algunos Belemnites, parece indicar un medio tranquilo por debajo del nivel de base del oleaje y con pocas corrientes. Los escasos niveles duros están siempre gradados, lo que permite pensar en un retrabajamiento. Es la unidad que presenta señales que indican mayor distalidad y probablemente mayor profundidad o confinamiento, con escasa oxigenación. El tramo cuarto, con rica y variada fauna bentónica y ammonites, asociada a la llegada de terrígenos finos y no abundantes, indica un brusco cambio en la tendencia evolutiva, instalándose la zona proximal de la plataforma externa, con clara tendencia hacia la carbonatación a techo. El tramo quinto, se caracteriza por la presencia de abundante glauconita; comienza por materiales con domino de la decantación y fauna bentónica no muy abundante; hacia la parte media dominan los estratos masivos con *Thalassinoides* en la base y señales de tempestitas; finalmente en la parte alta pasa a una sedimentación rítmica con abundantísimos ammonites prácticamente como única macrofauna. Esta tendencia parece indicar ligeras oscilaciones batimétricas en el entorno del nivel de base del oleaje. Termina con una costra ferruginosa. Sobre ella, el sexto tramo presenta una sedimentación homogénea. Los *hardground* de la parte alta, junto al predominio de la sedimentación por decantación, parecen indicar una ralentización de la tasa sedimentaria. Del tramo 7 sólo aflora su base, por lo que es prácticamente imposible interpretar su tendencia evolutiva.

Así pues, se reconocen tres episodios sedimentarios limitados por interrupciones, cuya representación es variable. El primero, comprende todo el Valanginiense superior y está formado por los tramos 1, 2 y 3 con una sedimentación continua, representa el *drowning* del Valanginiense medio, la posterior estabilización de la sedimentación y su evolución hacia la distalidad y profundización. Esta tendencia, queda cortada por una interrupción que abarca tres Zonas. La sedimentación se reanuda, con el segundo episodio, en la parte alta del Hauteriviense inferior (tramo 4) en condiciones más proximales, pero queda cortada de nuevo por otra interrupción que abarca dos Zonas. El tercer episodio comprende desde la parte media del Hauteriviense superior hasta el límite entre el Barremiense inferior-superior con una pequeña posible interrupción en el límite Hauteriviense-Barremiense (tramos 5, 6 y 7), pero siempre bajo condiciones de baja tasa de sedimentación.

Las correlaciones entre los tramos aquí establecidos y los definidos por Castro (1998) más al sur y por Masse *et al.*, (1993) en la zona de Jumilla es relativamente sencilla, reconociéndose una migración temporal de la sedimentación hacia el continente que alcanza su máximo en el Hauteriviense inferior.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto PB97-330 de la DGES del Ministerio de Educación y Ciencia

REFERENCIAS

Champetier, Y. (1972): Le Prébétique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province d'Alicante (Espagne). *Sciences de la Terre*, Mémoire 24, Nancy, 170 p.

Castro, J.M. (1998*): Las plataformas del Valanginiense superior-Albiense superior en el Prebético de Alicante*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 452 p.

Company, M., García-Hernandez, M., López-Garrido, A.C., Vera, J.A. y Wilke, H.G.(1982): Análisis y distribución de facies del Cretácico inferior del Prebético en la provincia de Alicante. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 563-578.

Hoedemaeker, P.J. y Rawson, P.F. (2000): Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000). *Cretaceous Research*, 21: 857-860.

Masse, J. P., Arias, C. y Vilas, L. (1993): Caracterización bioestratigráfica del Valanginiense superior - Hauteriviense inferior en el Prebético de la zona septentrional de Murcia. *Revista Española de Micropaleontología*, 25, 3: 123-136.

Pulido, A. (1979): Contribución al conocimiento de la Hidrogeología del prebético nororiental (provincias de Valencia y Alicante). *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, 95, 410 p.

Vilas, L. y Querol, R. (1999): El límite septentrional de la extensión prebética en el sector de Murcia. En: *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo*. Madrid, 219-226.

Relevo en las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Santoniense superior al Campaniense medio de Alamedilla (Cordilleras Béticas)

J. A. Arz y E. Molina

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. josearz@posta.unizar.es, emolina@posta.unizar.es.

ABSTRACT

The micropaleontological study of the Alamedilla section has allowed us to show significant planktic foraminiferal assemblage turnovers from upper Santonian to middle Campanian. Two extinction events have been identified, closely connected with sea-level falls, across both the Santonian-Campanian boundary and the lower-middle Campanian boundary. The first extinction event coincides with an amplification of oxygen minimum zone (OAE3). The second event is related to a decrease in sea surface temperature coinciding with the LMCE event. The first appearances of certain species of planktic foraminifera are also frequent and could coincide with sea-level rises.

Key words: *planktic foraminifera, bioevents, Santonian, Campanian, Subbetic*

INTRODUCCIÓN

Los eventos de extinción de los foraminíferos planctónicos en los límites Cenomaniense/Turoniense y Maastrichtiense/Daniense son bien conocidos. Sin embargo, no se ha prestado tanta atención hasta la fecha a otros episodios del Cretácico Superior como el ocurrido entre el Santoniense y el Campaniense medio, donde a lo largo de un extenso periodo de tiempo se produce una importante renovación faunística dentro de este grupo. La mayoría de especialistas coinciden en señalar la existencia de frecuentes extinciones durante este intervalo, de las cuales podemos destacar la de los géneros *Sigalia* y *Ventilabriella* (ver Nederbragt, 1991), la que afectó a las numerosas especies del género *Witheinella* o la de algunos globotruncánidos como *Dicarinella* y *Marginotruncana* (señalada entre otros por Linares, 1977; Caron, 1985; Robaszynski *et al.*, 2000; y Arz, 2000). Sin embargo, en estos mismos trabajos se observa que el cambio en la diversidad específica dentro de las asociaciones no es tan brusco como cabría esperar, dado que paralelamente y de una forma continuada a través de este intervalo aparecen diversas especies de nuevos géneros como *Globotruncana*, *Globotruncanita* o *Contusotruncana*.

En este trabajo presentamos los patrones de extinción y aparición de foraminíferos planctónicos entre el Santoniense superior y el Campaniense medio del corte de Alamedilla, junto con algunas de las probables causas que fueron determinantes para que dicha renovación tuviese lugar.

MATERIALES Y MÉTODOS

La sección de Alamedilla se localiza a unos 3 km al SW de esta población granadina, dentro de la denominada Rambla de San José (Fig. 1). Está considerada como el holoestratotipo de la Fm. Capas Rojas, la cual aflora extensamente en el dominio Subbetico de las Cordilleras Béticas. Estos materiales han sido previamente descritos bioestratigráfica y sedimentológicamente por Linares (1977), y Vera y Molina (1999). En este trabajo hemos estudiado desde el punto de vista micropaleontológico un total de 57,5 metros compuestos por una alternancia de margas y calizas margosas. De la misma se han tomado 22 muestras sobre las que se han aplicado técnicas de estudio cuantitativo en las asociaciones de foraminíferos planctónicos en la fracción mayor de 100 µm, según la metodología descrita en Arz (2000). Los 10 primeros metros de este perfil están compuestos por margas rojas con algunas intercalaciones decimétricas de calizas margosas y pertenecen a la biozona de *Dicarinella asymetrica* (Santoniense superior). Sobre este tramo se disponen 47,5 m de una alternancia de margas y calizas margosas rosadas, blancas y grises donde localmente los tramos de calizas margosas superan el metro de potencia. Estos materiales pertenecen a las biozonas de *Globotruncanita*

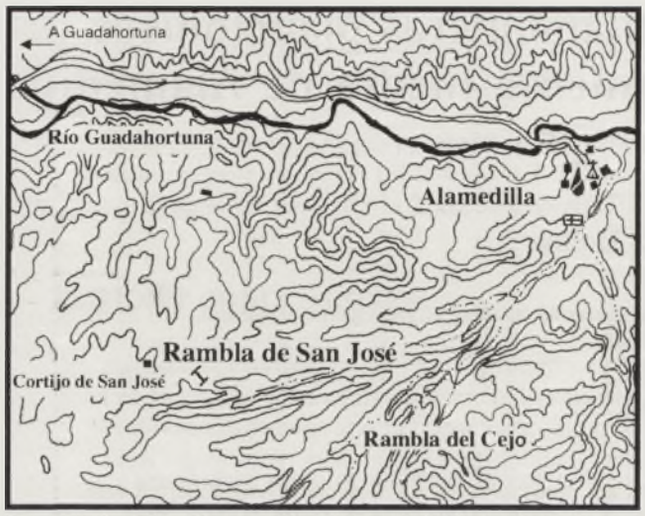


FIGURA 1: *Localización geográfica del perfil del Santoniense-Campaniense de Alamedilla.*

elevata y *Globotruncana ventricosa* del Campaniense inferior y medio, respectivamente (Fig. 2).

LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

La abundancia de foraminíferos planctónicos es muy alta en todas las muestras y la conservación de los ejemplares es por lo general muy buena. Se han identificado un total de 44 especies cuyas distribuciones estratigráficas pueden observarse en la figura 2. Un análisis sencillo de estas distribuciones nos muestra la existencia de importantes cambios cualitativos. De este modo, un total de 14 especies se extinguen durante este intervalo: *Sigalia deflaensis*, *Ventilabriella eggery*, *Heterohelix carinata*, *Dicarinella concavata*, *D. asymetrica*, *Hedbergella simplex*, *H. faldrini*, *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M. tarfayensis*, *M. coronata*, *M. undulata*, *M. marginata*, *M. sinuosa* y *Globotruncanita elevata*. Estas especies normalmente son de gran tamaño y complejidad y por lo general habitaban las zonas más profundas de la superficie oceánica. Igual de numerosas son las primeras apariciones de especies, destacando las de *Heterohelix navarroensis*, *H. punctulata*, *Pseudoguembelina costulata*, *Globigerinelloides multispina*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Globotruncana arca*, *G. orientalis*, *G. ventricosa*, *G. rosetta*, *Globotruncanita elevata*, *G. stuartiformis*, *G. atlantica*, *G. subspinosa* y *Contusotruncana plummerae*, especies que agrupan a habitantes tanto superficiales como de aguas más profundas.

Desde el punto de vista cuantitativo (Arz, 2000), las asociaciones están dominadas fundamentalmente por morfotipos troco y planoespiralados no carenados que constituyen un conjunto de especies oportunistas, cosmopolitas, habitantes de aguas someras o intermedias y de pequeño tamaño. De este modo, en la muestra más baja es-

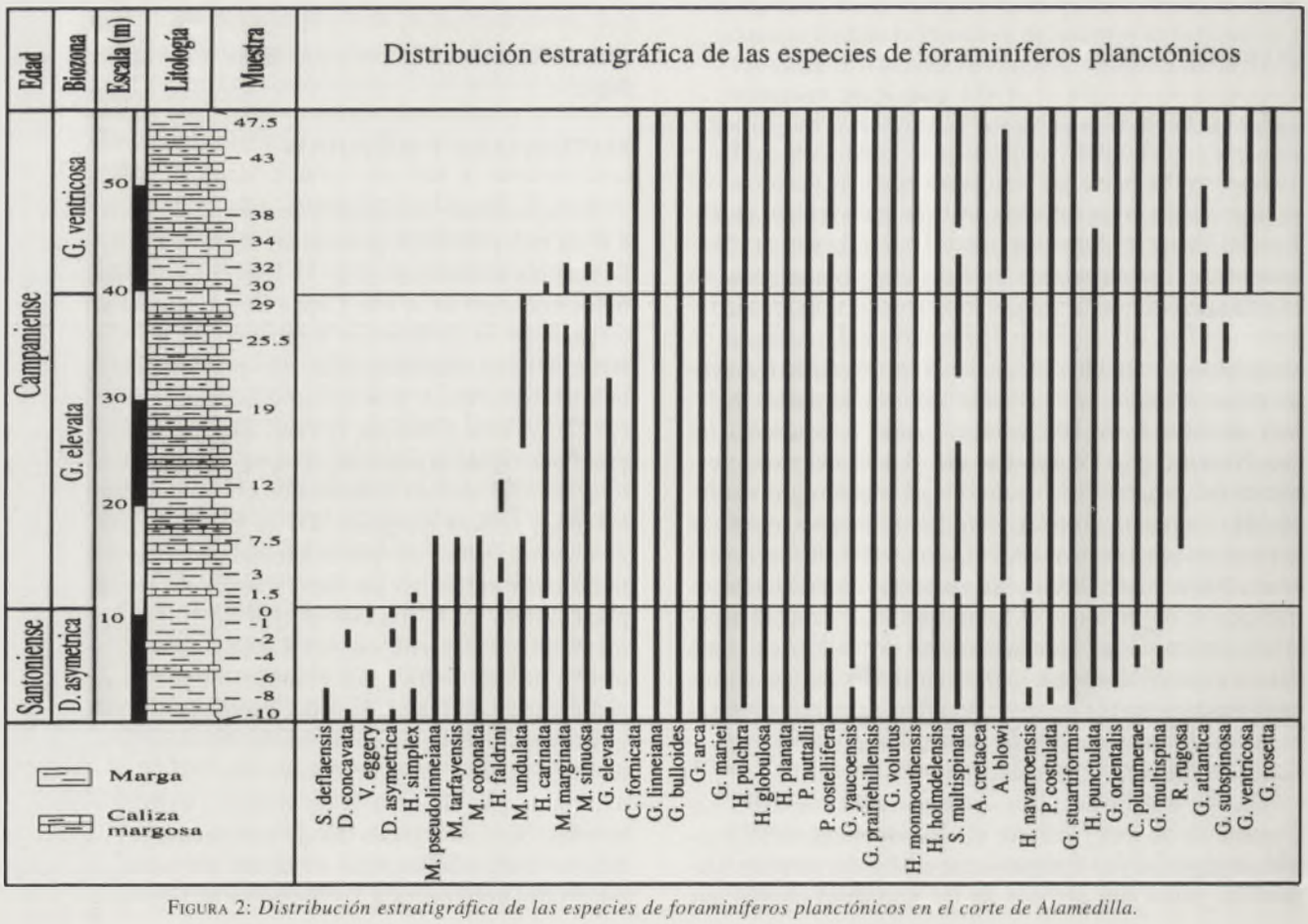


FIGURA 2: *Distribución estratigráfica de las especies de foraminíferos planctónicos en el corte de Alamedilla.*

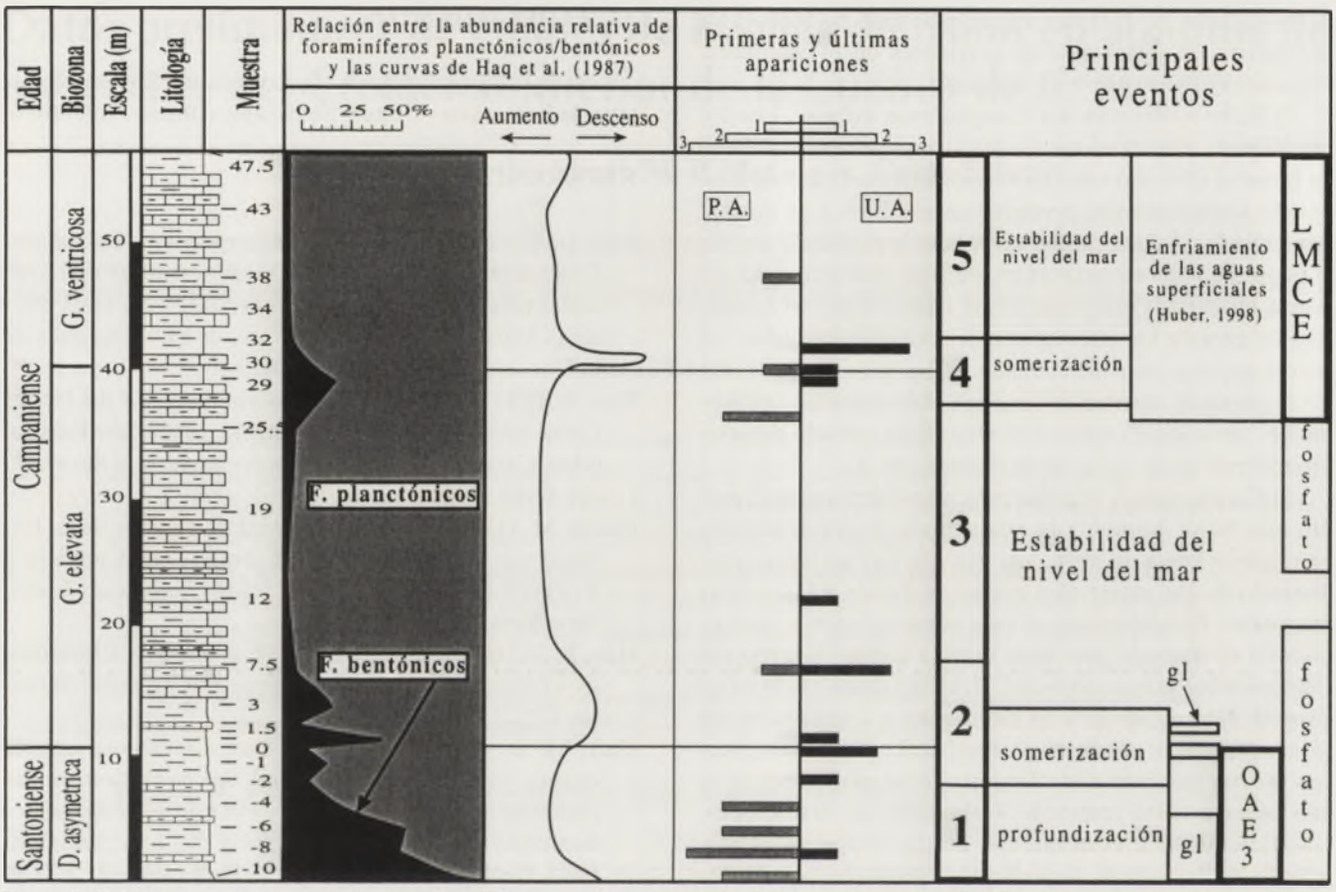


FIGURA 3: *Unidades y eventos reconocidos en Alamedilla y otros de carácter más global (gl: glauconita; OAE3: "Ocean Anoxic Event 3"; LMCE: "Lower and Middle Campanian Event")*

tudiada, *Hedbergella holmdelensis* constituye el 65 % del total de foraminíferos planctónicos de la muestra, mientras que la suma de la abundancia relativa de *Heterohelix globulosa, Globigerinelloides prairiehillensis* y *Hedbergella monmouthensis* asciende a más del 15%. Esta situación de baja equitabilidad se mantiene a lo largo de todo el intervalo estudiado, pero *H. globulosa* va desplazando progresivamente a *H. holmdelensis* como especie dominante en las asociaciones en la parte inferior del Campaniense y se mantiene durante el resto del Cretácico Superior.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El hecho de que el número de extinciones de especies de foraminíferos planctónicos sea igual al de nuevas apariciones podría indicar que la sustitución de unas especies por otras es gradual y las especies van apareciendo a medida que algunos nichos ecológicos van quedando vacantes. Sin embargo un análisis más detallado de cómo se produce este relevo (Fig. 2) nos muestra claramente que los horizontes de extinción y aparición se concentran en determinados episodios que hemos denominado como intervalos 1 a 5. Éstos son susceptibles de ser correlacionados con las variaciones del nivel del mar señaladas por Haq et al (1987), aunque dado el valor general que posee esta curva, se ha preferido evaluar los episodios de somerización y profundización de esta parte de la cuenca atendiendo a la relación que existe entre los foraminíferos planctónicos y bentónicos (Fig. 3). Asímismo pueden ser correlacionados con otros parámetros físicos y químicos del modo que describimos a continuación:

1) Santoniense superior-Campaniense más bajo. Los foraminíferos planctónicos aumentan su abundancia relativa con respecto a los bentónicos de una manera rápida y continuada, pasando de representar el 10% en la base del corte a alcanzar el 80% dos metros por debajo del techo de la biozona de *D. asymetrica*. Esto nos indica una profundización progresiva del medio, aunque la mayor parte de la sedimentación tendría lugar bajo una profundidad que no superaría los 250 m puesto que son frecuentes los moldes internos de foraminíferos compuestos por glauconita (Arz, 2000). Estos materiales se corresponden con el intervalo 1, caracterizado por ser una época clara de creación de nuevas especies. Posteriormente vuelve a descender la abundancia de foraminíferos planctónicos, llegando a valores próximos al 50% en el tránsito Santoniense-Campaniense. La somerización de la cuenca acontece dentro del intervalo 2, en el cual se registra un gran número de extinciones de foraminíferos planctónicos. Dichas extinciones pueden estar relacionadas con la fase final del tercer episodio de anoxia en los océanos del Cretácico, denominado por Hart y Ball (1986) como OAE3, aunque la correlación no es clara. La presencia de abun-

dantes granos de fosfatos en las muestras podría ser un indicativo del desarrollo de corrientes de afloramiento ("*upwelling*") durante este intervalo.

2) Parte media-alta del Campaniense inferior. Los foraminíferos planctónicos alcanzan rapidamente valores en torno al 90% del total de foraminíferos. Las condiciones de sedimentación permanecen estables y se corresponden a las de una rampa carbonatada profunda. Desde el punto de vista estratigráfico, durante este intervalo dominan las calizas margosas frente a las margas, al contrario que durante los intervalos anteriormente descritos. La presencia de granos de fosfatos en las muestras es todavía importante, manteniéndose probablemente las corrientes de "*upwelling*" sobre este área. Este periodo de estabilidad evolutiva caracteriza el intervalo 3.

3) Campaniense inferior más alto-Campaniense medio más bajo. Aumenta la abundancia de foraminíferos bentónicos hasta un 30%, a la vez que hay un ligero predominio de los materiales margosos frente a las calizas margosas. Paralelamente a esta somerización tiene comienzo el llamado por Butt (1981) como "Evento del Campaniense inferior-Medio" (LMCE) consistente en un corto evento de apogeo de radiolarios y cambios en los foraminíferos bentónicos profundos. Los cambios parecen afectar también a los foraminíferos planctónicos ya que en este corto intervalo 4 abundan las extinciones, coincidiendo con el comienzo de una etapa de enfriamiento de las aguas superficiales señalada por Huber (1998).

4) Resto del Campaniense medio. Se instauran condiciones duraderas de nivel del mar alto con una abundancia de foraminíferos planctónicos que aumenta hasta llegar a proporciones superiores al 90%. Como único bioevento destacable se ha reconocido la primera aparición de *G. Rosetta*. Este intervalo 5 se caracteriza, por tanto, por poseer una alta estabilidad evolutiva. Desde el punto de vista litoestratigráfico este intervalo está caracterizado por una alternancia de margas y calizas margosas.

En conclusión, parece existir una correlación bastante buena entre las épocas de nivel del mar bajo y con aguas superficiales más frías y las extinciones de foraminíferos planctónicos durante el Santoniense superior y el Campaniense inferior y medio. Por el contrario, etapas marcadas por una posición alta o estable del nivel del mar, parecen haber sido propicias para la evolución de nuevas especies y géneros de foraminíferos planctónicos que fueron ocupando los nichos ecológicos vacantes y que fueron los primeros representantes de las ricas asociaciones de foraminíferos planctónicos maastrichtienses.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el proyecto DGES del Ministerio de Educación y Cultura de España, número PB97-1016.

REFERENCIAS

Arz, J. A. (2000): *Los foraminíferos planctónicos del Campaniense y Maastrichtiense: Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía y Eventos paleoecológicos*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 419 p.

Butt, A. (1981): Depositional environments of the Upper Cretaceous Rocks in The Northern part of the Eastern Alps. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 20: 5-121.

Caron, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. En: *Plankton Stratigraphy* (H. M. Bolli, J. B. Saunders y K. Perch-Nielsen, Eds.). Cambridge University Press, New York, 1: 17-86.

Haq, B. U., Handerbol, J. y Vail, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1166.

Hart, M. B. y Ball, C. (1986): Late Cretaceous anoxic events, sea-level changes and the evolution of the planktonic foraminifera. En: *North Atlantic Palaeoceanography* (C. P. Summerhayes y N. J. Shackleton, Eds.). Geological Society, Special Publication, 21: 67-78.

Huber, B. T. (1998): Tropical paradise at the Cretaceous poles?. *Science*, 282: 2199-2200.

Linares, D. (1977): *Foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior de las Cordilleras Béticas (Sector Central)*. Tesis doctoral, Univ. de Málaga. Publicaciones del Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Málaga, 410 p.

Nederbragt, A. J. (1991): Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae (planktic foraminifera). *Micropaleontology*, 37: 329-372.

Robaszynski, F., González-Donoso, J. M., Linares, D., Amédro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhondt, A. V. y Gartner, S. (2000): Le Crétacé Supérieur de la región de Kalaat Senan, Tunisie Centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d' Ammonites, de Foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien Supérieur au Maastrichtien. *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 22(2): 1-490.

Vera, J. A. y Molina, J. M. (1999): La Formación Capas Rojas: caracterización y génesis. *Estudios Geológicos*, 55: 45-66.

Datos preliminares de edades de huellas de fisión en apatitos de materiales del Cretácico Inferior de la Cuenca de Cameros

L. Barbero[1], A. Gil-Imaz[2], M. P. Mata[1] y A. Casas-Sainz [2]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Campus Río San Pedro. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz). luis.barbero@uca.es, pilar.mata@uca.es.

2 Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. agil@posta.unizar.es, acasas@posta.unizar.es.

ABSTRACT

Apatite fission tracks analysis have been performed in two samples from the Oliván and Urbión sedimentary groups (Mesozoic Cameros basin, N Spain). The sample from the Oliván group gives apatite fission track central ages of around 64 Ma that, according to the maximum thermal gradient attained during the metamorphic stage (70ºC/km), implies burial depths not exceeding 1.7 km. In this sample, apatite crystals with ages older than the depositional age are still observed and this indicates that temperatures did not exceed 120º C, the bottom temperature of the apatite annealing zone. The sample from the Urbión group (deepest sediments within the basin cropping out at present) gives apatite fission track central ages of around 15 Ma. All the apatite crystals measured in the Urbión sample present ages much younger than the depositional age, which implies that maximum temperature attained exceed 120º C.

***Key words**: thermochronology, Iberian range, basin inversion, source area*

INTRODUCCIÓN

La termocronología mediante huellas de fisión se ha establecido, durante las últimas décadas, como una herramienta que permite cuantificar gran cantidad de procesos que ocurren dentro de los primeros kilómetros de la corteza. Dos de las aplicaciones más frecuentes se centran en el estudio de las últimas etapas de exhumación en orógenos y en la evolución termal de cuencas, aspecto éste que en ocasiones tiene importantes repercusiones en la exploración de hidrocarburos. En cualquiera de los casos, las interpretaciones geológicas se extraen a partir de las restricciones térmicas y cronológicas deducidas de los datos de huellas de fisión.

La Cuenca de Cameros ofrece un interesante ejemplo de evolución tectonotermal durante el Mesozoico y el Terciario de la Cordillera Ibérica. Los modelos de evolución para este punto de la Cordillera Ibérica contemplan una etapa de extensión e importante relleno de materiales durante el Jurásico superior-Cretácico Inferior (Mas *et al.*, 1993), una de deformación cretácica acompañada de una elevación regional de T (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Mata *et al.*, 2001) y una última etapa donde se produce el cabalgamiento de los materiales mesozoicos sobre los de las Depresiones Terciarias (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997). El método de las huellas de fisión aplicado a esta área de la Cordillera Ibérica puede aportar datos interesantes en el establecimiento de la relación entre la tectónica-sedimentación durante el emplazamiento de la lámina de cabalgamiento, así como sobre de la historia térmica a partir del Cretácico Inferior. En el presente trabajo se presentan los primeros datos de edades de huellas de fisión en apatitos extraídos en rocas detríticas de la Cuenca de Cameros. Las muestras analizadas son areniscas de los grupos Oliván y Urbión pertenecientes a la parte central de la cuenca y separadas en la columna estratigráfica por aproximadamente 2.300 m de potencia (Fig. 1). Para un breve resumen sobre los fundamentos de la interpretación de los datos de huellas de fisión puede consultarse Barbero *et al.* (2001).

MÉTODOS ANALÍTICOS

Se han separado apatitos en dos muestras mediante técnicas estándar, triturando la roca con una quebrantadora de mandíbulas y un molino de discos y procesando la fracción menor de 250 mm obtenida mediante tamizado. Se realizó una concentración de la fracción pesada mediante el uso de una mesa de Wilfley. De esta fracción se extrajeron los minerales de densidad mayor de 2,95 g/cm^3 usando para ello LST como líquido denso. En esta fracción se concentró apatito y circón mediante un separador magnético de barrera Frantz LB-1, usando corrientes de entre 0,6 y 1,2 A. Finalmente se separó el apatito del circón en líquidos densos usando diodometano.

Los concentrados de apatito se montaron en resina de epoxy transparente y se expusieron superficies internas de los cristales mediante pulido con diamante de 3 y 1 mm. El ataque para revelar las huellas espontáneas se realizó con HNO_3 a una temperatura de 20,0 ± 0,5ºC, duran-

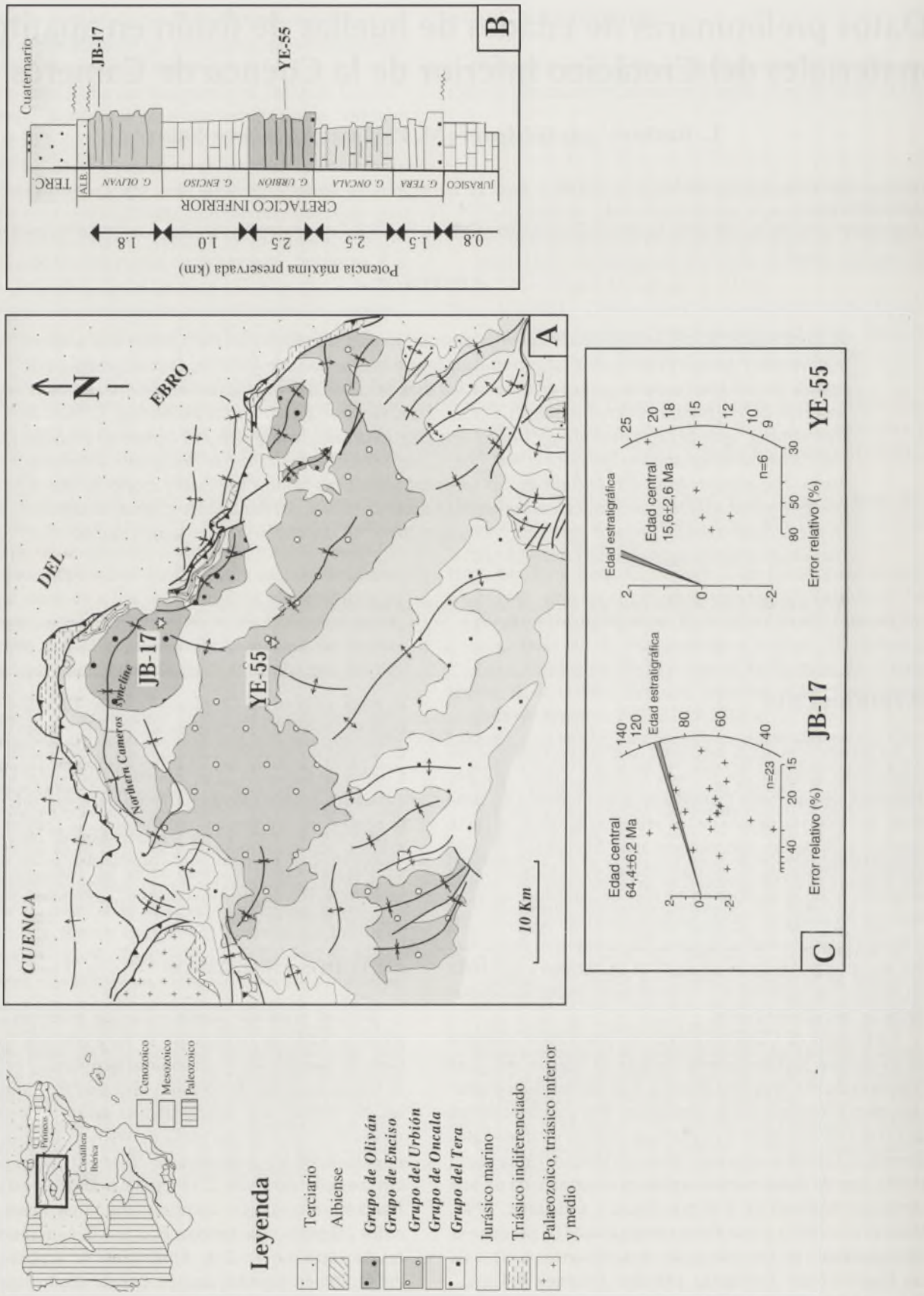


FIGURA 1: *A) Mapa geológico del sector oriental de la Sierra de Cameros y localización de las muestras analizadas. B) Localización de las muestras en la columna estratigráfica. C) Diagramas radiales para las muestras estudiadas. La edad de cada punto se lee en el eje circular situado a la derecha trazando una línea que pase por el origen de coordenadas y el punto en sí. En el eje X se representa el error relativo en % de cada cristal individual y en el eje Y el valor de 2σ de la población. De esta manera, los puntos que se proyectan dentro del rango +2, -2σ se adecuan a la edad central y pertenecen pues a una única población.*

te 20 segundos. Se ha utilizado para obtener las edades el método del detector externo, usando como tal un moscovita sin U, y un valor de 0,5 como factor de corrección de geometría $4\pi/2\pi$. Los pares muestra/detector fueron introducidos en cápsulas de Delrín® junto con dos dosímetros CN-5 situados en la parte alta y baja de la misma para comprobar el flujo de neutrones y su posible gradiente. La irradiación con neutrones termales se realizó en el reactor nuclear DR3 del Riso National Laboratory de Dinamarca usando un flujo de 9×10^{15} n/cm^2. Las edades se han determinado mediante el método del calibrado ζ según Hurford y Green (1983) con un valor para el parámetro $\zeta(CN\text{-}5)_{LB}$ de 339 ± 5 (n=22) obtenido mediante el uso de tres estándar internacionales de edades (Durango, Fish Cannyon y Mt Dromedary). Las densidades de huellas espontáneas e inducidas y las longitudes de las mismas se midieron a 1.250 aumentos de magnificación en un microscopio Zeiss Axioskop 2 equipado con una platina computerizada Kinetek y una mesa digitalizadora calibrada con un micrómetro de campo.

RESULTADOS

En la muestra JB-17, una arcosa del Grupo Oliván (sector NW de la Cuenca) a la que se asigna una edad de depósito Aptiense Superior, se pueden distinguir tres grupos de edades. Por un lado hay cristales con edades anteriores a la edad del depósito, que conservan por tanto una señal térmica de la fuente aunque parcialmente borrada. La mayoría de los cristales, sin embargo, tienen edades menores que la del depósito, lo que es indicativo de una evolución térmica a temperaturas superiores a la del inicio del borrado de huellas en apatito, es decir, superiores a los 60° C. Dentro de estas edades parcialmente rejuvenecidas, hay un grupo que se sitúa entre aproximadamente los 110 y los 50 Ma, y otro, constituido por al menos dos cristales, con edades entre aproximadamente 30 y 16 Ma. En esta muestra tan sólo se han podido medir longitudes de 13 huellas horizontales y confinadas que arrojan un resultado medio de $13,47 \pm 0,48$ mm con una desviación estándar de 1,72. El bajo número de longitudes medido hace que este resultado no sea estadísticamente significativo e impide hacer modelos matemáticos precisos, y simplemente corrobora la presencia de procesos de borrado térmico en estos materiales.

La otra arenisca analizada en este trabajo (YE-55) pertenece al Grupo Urbión y tiene una edad de depósito Valanginiense-Hauteriviense. La cantidad de apatito recuperado fue muy pequeña por lo que tan sólo se han podido determinar edades en seis cristales. Si bien este número no es suficiente como para poder asegurar que haya diversas poblaciones de edades, sí parece significativo señalar que todas las edades obtenidas se sitúan entre los 25 y 9 Ma, y representan pues edades modificadas muy posteriormente a la sedimentación de estos depósitos.

DISCUSIÓN

A la hora de interpretar los resultados de edades obtenidos para la muestra del Grupo Oliván cabe considerar varias posibilidades. La dispersión de edades podría hacer pensar en la presencia de varias áreas fuente, con edades de huellas de fisión en apatito diferentes, que vieran sus edades rejuvenecidas durante la subsidencia de la cuenca. Esto explicaría que apatitos que provinieran de una fuente muy antigua (en cuanto a edad de exhumación de huellas de fisión en apatito se refiere) no se hayan rejuvenecido lo suficiente como para tener edades posteriores a la del depósito, es decir, conservan una señal térmica heredada de la fuente, mientras que aquellos que provienen de fuentes exhumadas no tan antiguamente, sí que tengan edades indicativas claramente de una evolución térmica de la cuenca dentro de las temperaturas de borrado parcial de huellas en apatito (60-120° C). No obstante, ésta no es la única posibilidad pues cabría pensar que los materiales provienen de una única área fuente que ha sido exhumada en momentos distintos y por tanto tenga edades de partida variadas. La distinción entre estos dos supuestos es imposible con los datos hasta ahora disponibles, pero el estudio de edades de huellas de fisión en circón, que presenta una temperatura de cierre mucho más elevada, podría sin duda contribuir a resolver esta cuestión. Una tercera posibilidad que hay que contemplar está relacionada con la presencia, en una única área fuente, de apatitos de distinta composición química en términos de F y Cl y, por lo tanto, con una resistencia distinta frente al borrado térmico. No se han realizado aún medidas de contenidos en Cl y F en estos apatitos, por lo que resulta difícil comprobar si esta posibilidad es real. Se ha observado, sin embargo, que el tamaño de los denominados *etch pits* (intersecciones de las huellas con la superficie pulida) es mayor en algunos de los cristales con edades más jóvenes, y esto es indicativo de diferencias en el comportamiento cinético frente al borrado (Ketcham *et al.*, 1999). Por lo tanto, no se puede descartar completamente que algunas de las diferencias de edad de huellas de fisión observadas sean, al menos en parte, debidas simplemente a la distinta resistencia frente al borrado que presentan apatitos de composiciones algo distintas. La resolución de estos aspectos pasa por un lado por la determinación de la composición química de los apatitos; por otro, por el estudio de huellas de fisión en circón, como se ha comentado anteriormente, así como por el de los materiales de las depresiones terciarias que circundan la Cuenca de Cameros, y en donde se encuentran los materiales desmantelados por erosión de la misma.

Aunque los datos son escasos, se puede deducir que para los materiales del Grupo Oliván muestreados en el sector noroccidental de la cuenca, la máxima temperatura alcanzada no debió superar los 120° C. Si consideramos los valores de gradiente geotérmico en el pico metamórfico deducidos para la zona por Mata *et al.* (2001) de hasta 70°C/km, esto supondría unas profundidades máximas de enterramiento no superiores a los 1,7 km para el Grupo Oliván que coinciden a grandes rasgos con la potencia máxima estimada para el recubrimiento del resto de los materiales del Grupo Oliván, de la Fm. Utrillas, y las calizas del Cretácico Superior.

La muestra estudiada del Grupo Urbión, por el contrario, ha estado sometida a temperaturas mayores de 120°

C ya que todos los cristales han borrado su señal térmica del área fuente. Este dato corrobora el modelo de cuenca extensional con una potencia vertical considerable. La diferencia con los resultados obtenidos del Grupo Oliván permiten interpretar una diferencia de profundidad entre ambos, lo que también apoya una geometría de cuenca con cuerpos sedimentarios superpuestos en la vertical y no yuxtapuestos en la horizontal (Mata *et al.*, 2001).

Las edades obtenidas en el Grupo Urbión, entre 25 y 9 Ma, serían el resultado del enfriamiento ligado a la etapa de inversión de la cuenca. Se puede proponer una explicación preliminar, a la espera de la obtención de un mayor número de datos que nos permitan observar si existe diacronía en el enfriamiento ligado a la inversión a lo largo de la trasnversal N-S en la que se han tomado las muestras, teniendo en cuenta que la geometría del cabalgamiento de Cameros en esta transversal presenta una rampa de bloque inferior, seguida de un amplio rellano. El paso de rampa a rellano explica la deformación de la Cuenca de Cameros, en el bloque superior, como un gran pliegue de adaptación de geometría antiformal que coincide de forma aproximada con el anticlinal de Oncala (ver Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998). Según esto, la exhumación podría estar ligada a la superación de la rampa de bloque inferior durante el desplazamiento relativo de la Cuenca de Cameros hacia el N a lo largo del Terciario. La formación del anticlinal de bloque superior situado al sur del sinclinal de Cameros, sería el principal responsable del levantamiento y erosión de la cuenca mesozoica. El plegamiento a gran escala tendría lugar durante el desplazamiento relativo del bloque superior hacia el N, y por tanto la exhumación de cada localidad estaría en relación con el período del paso de rampa a rellano (de bloque inferior) y la erosión contemporánea con la formación del relieve. Un muestreo de un mayor volumen en estos mismos materiales hará sin duda posible la obtención de más cristales de apatito en donde poder identificar mejor las poblaciones de edades y en donde poder medir longitudes de huellas que nos permitan realizar modelos que restrinjan la evolución termal de la Cuenca de Cameros y permitieran establecer el momento de este pulso tectónico de inversión de la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se encuadra dentro de los objetivos del proyecto CICYT 1FD97-0732 de la Universidad de Cádiz co-financiado con fondos FEDER.

REFERENCIAS

Barbero, L., López-Garrido, A.C., García-Hernández, M., Quesada, S. y Martínez del Olmo, W. (2001): Evolución termal mesozoica de la Cuenca Prebética (Sierra de Segura) inferida mediante análisis de huellas de fisión en apatito: resultados preliminares. *Geotemas*, 3 155-160.

Casas-Sainz, A. y Gil-Imaz, A. (1998): Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the Eastern Cameros Basin (north Spain). *Geologische Rundschau*, 86: 802-818.

Hurford, A. y Green, P.F. (1983): The zeta calibration of fission-track dating. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1: 285-317.

Ketcham, R.A., Donelick, R.A. y Carlson, W.D. (1999): Variability of apatite fisión-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84: 1235-1255.

Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerà, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja, Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 129-144.

Mata, M.P., Casas, A.M., Gil, A., Canals, A. y Pocoví, A. (2001): Termal history during Mesozoic extensión and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research*, 13: 1-22.

Muñoz-Jiménez, A. y Casas-Sainz, A.M. (1997): The Rioja Trough: Tecto-sedimentary evolution of a foreland symmetric basin. *Basin Research*, 9: 65-85.

Evolución termal mesozoica de la Cuenca Prebética (Sierra de Segura) inferida mediante análisis de huellas de fisión en apatito: resultados preliminares

L. Barbero[1], A.C. López-Garrido[2], M. García-Hernández[3], S. Quesada[4] y W. Martínez del Olmo[4]

1 Departamento de Geología. Facultad de CC del Mar. Universidad de Cádiz. Campus Río San Pedro. 11510 Puerto Real (Cádiz). luis.barbero@uca.es.
2 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. C.S.I.C. - Universidad de Granada. 18071 Granada. aclopez@ugr.es.
3 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada.
4 REPSOL-YPF E & P. Pº de la Castellana, 280. 28046 Madrid. squesadag@repsol-ypf.com, wmartinezo@respsol-ypf.com.

ABSTRACT

Apatite fission-track techniques have been applied to Lower Cretaceous sands and sandstones of the Prebetic continental margin in order to unravel its evolution since the Mesozoic until present. Preliminary results show that sediment source for the Aptian-Albian sandstones were likely the Triassic sandstones that by Cretaceous times where already cropping out. Modeling performed in two different grain age populations in one of the samples show main cooling-heating episodes. The first could be related to the Tethys opening and correspond to a Triassic rifting followed by a Jurassic extensional stage controlled by thermal subsidence. The second could be related to the Atlantic opening, which took place during the Portlandian-Neocomian. Mathematical models show a relatively fast cooling during this Portlandian-Neocomian episode, which does not agree with the classical thermal models of rifting. Following this stage a thermal subsidence episode, during which maximum burial was attained by the end of the Cretaceous time and was likely less then 2 km, occurred. Final inversion of the Cretaceous basin is represented by a cooling stage beginning around 20 Ma ago, which is the age of the extensional collapse of the internal zones of the Betic orogen.

***Key words**: Thermochronology, rifting, subsidence, Betic Cordilleras*

INTRODUCCIÓN

El paleomargen continental sudibérico ha sido objeto de numerosos estudios encaminados a la cuantificación de su evolución tectono-sedimentaria durante el Mesozoico-Cenozoico. Las técnicas más comúnmente empleadas incluyen la estratigrafía secuencial y el análisis de la subsidencia mediante *backstripping*. Una técnica que puede aportar datos nuevos a la hora de establecer evoluciones más globales sobre las que realizar análisis más detallados, es la termocronología mediante huellas de fisión. Entre sus aplicaciones más frecuentes se encuentran el estudio de las últimas etapas de exhumación en orógenos, la evolución termal de cuencas, aspecto este que en ocasiones tiene importantes repercusiones en la exploración de hidrocarburos, y la identificación y evolución de áreas fuentes. En cualquiera de los casos, las interpretaciones geológicas se extraen a partir de las restricciones térmicas y cronológicas obtenidas de los datos de huellas de fisión.

En este trabajo se presentan algunos datos preliminares de edades y longitudes de huellas de fisión en apatito extraídos de materiales detríticos y se realiza un primer modelo, a falta de más datos en elaboración, para la evolución térmica de la cuenca Prebética en el sector de la Sierra de Segura, desde su inicio hasta la actualidad.

TERMOCRONOLOGÍA MEDIANTE HUELLAS DE FISIÓN

Las huellas de fisión son zonas de una estructura cristalina que están dañadas como consecuencia de la fisión espontánea del ^{238}U. Mediante la técnica del detector externo y utilizando el método del calibrado ζ de Hurford y Green (1983), midiendo las densidades de las huellas espontáneas y de las inducidas mediante irradiación con neutrones termales, se pueden calcular edades de huellas de fisión para cristales individuales. Esto es particularmente importante cuando se trabaja con sedimentos detríticos que generalmente, o bien provienen de varias fuentes, o bien de una fuente compleja con mezclas de edades en origen, pues va a permitir extraer consecuencias sobre la naturaleza y evolución de las áreas fuente.

Dado que las huellas son un daño en la red cristalina, al ser sometido el cristal a un incremento de la temperatura, este daño tiende a repararse y en consecuencia la

longitud de la huella se acorta. Este acortamiento se traduce en una disminución de la densidad de huellas y por tanto de la edad. Las temperaturas a las que se produce este borrado térmico de las huellas dependen fundamentalmente de dos factores: la naturaleza y composición del cristal en sí y la duración del calentamiento. Por lo tanto, la edad de huellas de fisión va a ser fuertemente dependiente de la historia de calentamiento de un material en sí, pudiendo ésta ser estudiada según dos parámetros medibles: la edad de huellas de fisión y la distribución de la longitud de las mismas.

El proceso de borrado de huellas de fisión es de tipo cinético y se puede realizar de forma experimental en el laboratorio. Esto permite construir modelos experimentales que relacionen el porcentaje de acortamiento de huellas con la temperatura y la duración del calentamiento (ver modelos de Laslett *et al.*, 1987; Ketcham *et al.*, 1999). Estos modelos experimentales pueden ser razonablemente extrapolados a tiempos geológicos (Ketcham *et al.*, 1999, entre otros) lo que nos permite utilizarlos para realizar modelos de historias termales a partir de los datos observados. Para determinar las historias termales se suele recurrir a la realización de un modelo de tipo directo mediante la generación aleatoria, usando generalmente un método de Monte Carlo, de trayectorias tiempo-Temperatura (*t*-T). Para estas trayectorias se predicen la edad de huellas de fisión y longitudes de las mismas usando un determinado modelo de borrado térmico, y estos datos se comparan con los medidos en las muestras objeto de estudio. Si a la generación aleatoria de trayectorias *t*-T le imponemos los datos geológicos conocidos (edad del depósito, posibles intervalos de edad en los que se sabe que el material ha estado sometido a erosión, edades de eventos estimadas por otros métodos geocronológicos, etc), los resultados obtenidos en los modelos van a ser mucho más fiables.

ENCUADRE GEOLÓGICO

La evolución tectosedimentaria de la cuenca Prebética puede ser resumida en los siguientes estadios: a) Estadio de *rifting* triásico, en relación con la apertura del Tethys. b) Estadio de *post-rif*, con el desarrollo de las plataformas carbonatadas del Jurásico inferior y medio. c) Estadio de *rifting*, en relación con la apertura del Atlántico Norte, que se inicia con el *drowning* del Oxfordiense superior, se acentúa durante el Portlandiense-Neocomiense y dura hasta el Aptiense. d) Estadio de *post-rif*, que se inicia, de forma generalizada, a partir del Albiense superior con el desarrollo de las Facies Utrillas y continúa durante el Cretácico Superior, con un acercamiento entre la placa africana y la ibérica, y que en la cuenca Prebética se constata a partir del Paleógeno, lo que trae como consecuencia la destrucción del margen pasivo desarrollado anteriormente (Vegas y Banda, 1982).

El sector objeto de estudio comprende la Zona Prebética, en una transversal desde el borde del Macizo Hercínico al frente de cabalgamiento Subbético. El muestreo se ha realizado en la Sierra de Segura (Prebético Interno) en la cual la cobertera mesozoica-cenozoica alcanza, en ocasiones, espesores próximos a los 2.000 m.

Aunque en el Prebético de la Sierra de Segura entre los carbonatos del Jurásico inferior, del Portlandiense-Berriasense y del Valanginiense-Hauteriviense existen intercalaciones terrígenas, los episodios siliciclásticos más importantes se sitúan en el Aptiense y Albiense. Las primeras arenas que aparecen intercaladas entre los carbonatos de la primera secuencia urgoniana (Barremiense-Aptiense inferior) se localizan en el borde de la cuenca (sector Yelmo-Navalperal). A techo de esta primera secuencia y mediante un contacto erosivo ligado a un solapamiento expansivo se depositan arenas y arcillas versicolores con cantos de cuarcita y pisolitos ferruginosos del Aptiense superior (Gargasiense). En la segunda secuencia urgoniana (Aptiense superior-Albiense inferior) se intercalan igualmente bancos de arenas casi exclusivamente en el borde de la cuenca. Sin embargo es a partir de la discontinuidad del Albiense superior, ligada a la discordancia de las Facies Utrillas, cuando se generaliza en todo el Prebético el deposito de arenas, las cuales han sido muestreadas ampliamente en numerosos cortes hasta la Sierra de la Muela, próxima al cabalgamiento Subbético, si bien aquí se presentan sólo los datos de las muestras más representativas.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Dentro del sector objeto de estudio, se han analizado seis muestras de arenas y areniscas de edades Barremiense-Aptiense-Albiense. Los detalles de los procedimientos analíticos utilizados se pueden encontrar en Barbero *et al.*, (2001). Todas las longitudes medidas han sido en huellas horizontales y confinadas, y se han medido fundamentalmente TINTS (*tracks in tracks*). Para la modelización de las historias termales se ha utilizado el software AFTSolve de Ketcham *et al.* (1999), utilizando el modelo de borrado térmico de Laslett *et al.* (1987) y un algoritmo de Monte Carlo para la generación de entre 10^4 y $3 \cdot 10^4$ trayectorias *t*-T. La comparación de los datos calculados con los medidos se comprueba estadísticamente definiendo como satisfactorio un encaje al 95% de intervalo de confianza.

RESULTADOS

En la figura 1 se encuentran recogidos los diagramas radiales para las seis muestras estudiadas en el presente trabajo. En general, para las muestras situadas en el sector noroccidental (entre Segura de la Sierra y Raspilla) se observan predominantemente edades que varían entre los 500 y los 80 Ma. La gran mayoría son edades más antiguas que la edad del depósito, lo que es indicativo de que los procesos de borrado térmico post-deposicional han debido ser débiles (muestras LC-2 y LC-13). En definitiva, estas muestras presentan fundamentalmente una señal térmica heredada de la historia termal pre-deposicional. No ocurre lo mismo con las muestras situadas más hacia el sur y hacia el este (entre los sectores de Peñarrubia,

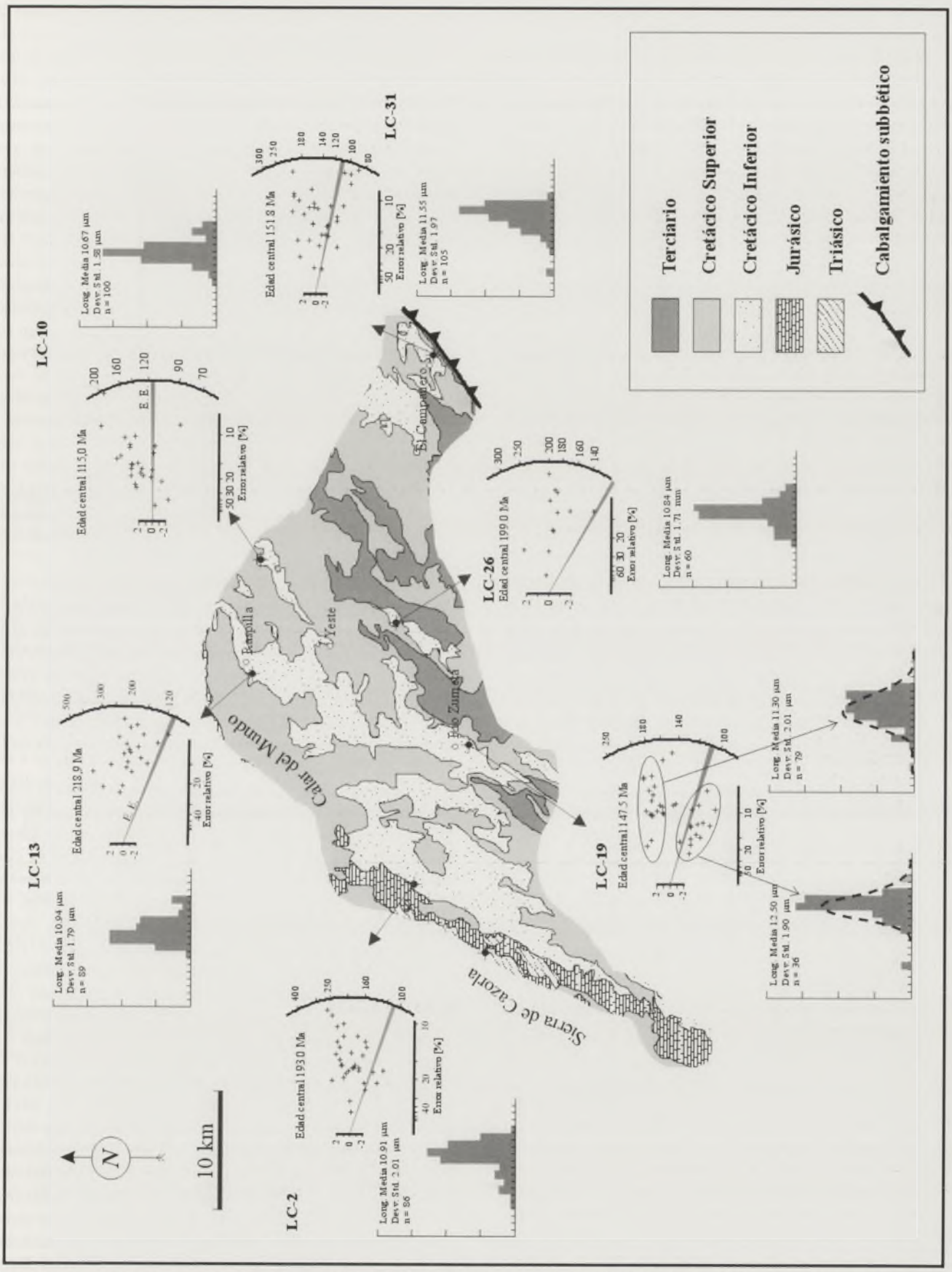


FIGURA 1: *Mapa geológico simplificado de la región de estudio en el que se muestran los resultados de edades en forma de diagramas radiales (ver Barbero et al., 2001, para una explicación sobre su uso) y los histogramas de frecuencias de longitudes para las seis muestras estudiadas. En todos los diagramas radiales, la línea sombreada corresponde a la edad estratigráfica de la muestra en sí. Las dos líneas discontinuas en los histogramas de la muestra LC-19 muestran el resultado del modelo calculado en la figura 2.*

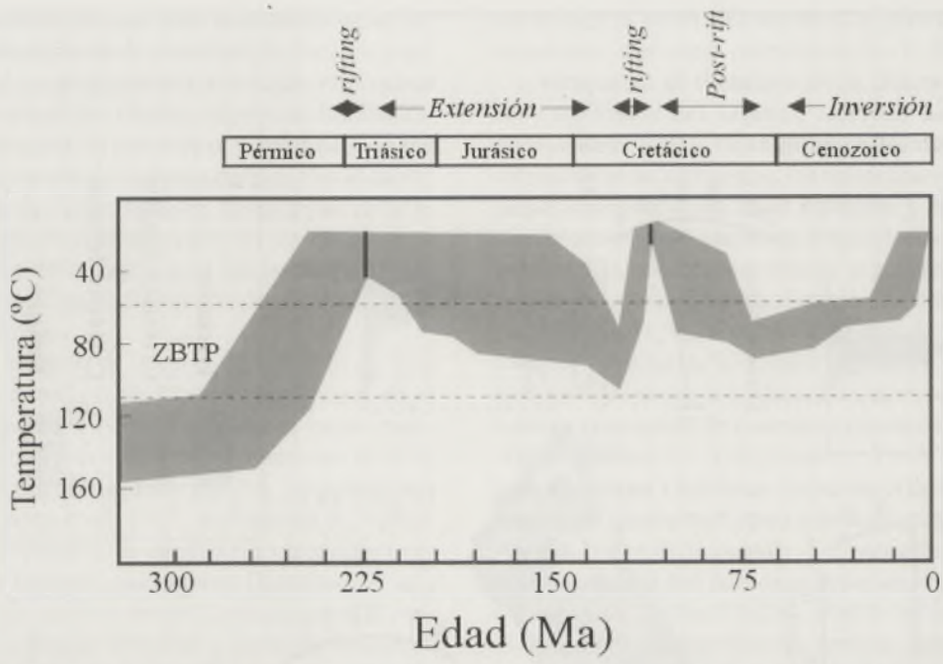


FIGURA 2: *Diagrama tiempo-Temperatura en el que se encuentra sombreado el resultado de un modelo realizado para la muestra LC-19 (probabilidad en el test de Kolmogorov-Smirnov mayor de 0,78). Cualquier trayectoria dentro de esta zona sombreada explica los datos de edad y longitudes medidos. En el modelo se han tratado por separado las dos poblaciones de edades encontradas en esta muestra. Las dos barras negras verticales corresponden a las restricciones dadas por la edad de los depósitos Albienses y Triásicos. ZBTP = Zona de Borrado Térmico Parcial.*

Río Zumeta y El Campanero, muestras LC-10, LC-31, LC-26 y LC-19). En estos casos, sí que se observa una población de apatitos con edades más recientes que la edad de la sedimentación, generalmente centradas en torno a los 100–80 Ma, lo que indica claramente la existencia de un borrado térmico parcial de las huellas de fisión durante la evolución de la cuenca cretácica.

Las longitudes de las huellas medidas en estas muestras se sitúan siempre por debajo de las 12 µm de media, con una pequeña población de huellas cortas y escasas huellas por encima de las 14 µm. Los histogramas son leptocúrticos con sesgos negativos (Fig. 2). En algunas muestras, como es el caso de la LC-19, se han separado las poblaciones de longitudes de huellas en las dos poblaciones de edad principales, la de 96 y 186 Ma (ver Fig. 1).

DISCUSIÓN

La dispersión de edades en una población de apatitos de un sedimento puede ser debida a dos factores fundamentales: 1) A la diferencia en la cinética del borrado de las huellas en apatitos de distinta composición en términos de F y Cl. Una población de apatitos con una edad uniforme, pero con distinta composición, sometida a procesos de borrado térmico produce al final del mismo una dispersión de edades debido a la diferencia en resistencia al borrado que presentan los fluorapatitos en comparación con los clorapatitos más resistentes. 2) En ausencia de factores composicionales, la dispersión de edades encontrada en apatitos de una muestra de sedimento es debida a la presencia de cristales derivados de fuentes distintas. Aunque no se han realizado para este trabajo un estudio de la composición de los apatitos sí que se han medido en algunas muestras los diámetros de los *etch pits* que dependen en gran medida de la composición del apatito (Ketcham *et al.*, 1999), no habiéndose encontrado ninguna diferencia entre las distintas poblaciones de edad. Esto nos induce a pensar que la presencia de distintas poblaciones es, o bien indicativa de varias fuentes o lo que es más probable, debido a pequeñas diferencias en la evolución térmica del área fuente.

A la hora de realizar modelos en muestras que presentan distintas poblaciones, un aspecto clave es asociar las longitudes de huellas medidas a las distintas poblaciones. En el caso que nos ocupa, se han separado hasta el momento en la muestra LC-19, una arenisca de edad Albiense, las longitudes de las poblaciones de 96 y 186 Ma. Se ha realizado entonces dos modelos por separado, cuyos resultados se encuentran recogidos en la figura 2. Este modelo en dos partes recoge tanto la evolución postdeposicional como la del área fuente, ya que la población más moderna ha sufrido un borrado térmico postdeposicional, mientras que la población más antigua conserva una señal térmica heredada del área fuente. En primer lugar se realizó un modelo con la población de 96 Ma, utilizando como única restricción la edad del depósito. Un hecho que llama la atención es que la edad de 96 Ma que registran los apatitos es muy cercana a la edad de la sedimentación, lo que induce a pensar: a) que el borrado térmico post-deposicional ha sido muy leve; b) que en momentos anteriores, pero muy cercanos a la sedimentación hubo un importante proceso de borrado que hace que se sedimenten apatitos con una edad muy cercana a la del depósito. El resultado de los modelos parece confirmar esta hipótesis ya que se observa una evolución post-deposicional con un calentamiento máximo no superior a los 70°

C pero que se mantiene durante unos 50 Ma. Los valores de reflectancia de la vitrinita de los materiales Albienses del sondeo Socovos-2, que se sitúa relativamente cercano a la zona de estudio, revelan condiciones de inmadurez (valores claramente inferiores a 0,5%). Estos datos junto con los modelos térmicos realizados en el sondeo sugieren que la máxima temperatura que sufrieron estos sedimentos no debió superar mucho los 50-60ºC, lo que parece confirmar los leves procesos de borrado térmico que se observan en la población de 96 Ma. La evolución pues de la cuenca durante el Cretácico Inferior se inicia con un calentamiento seguramente ligado a una mezcla de subsidencia por carga y tectónica, seguida de un periodo de quiescencia, y terminando con un proceso de enfriamiento que se inicia en torno a los 15 Ma y que debe corresponder a la inversión de la cuenca. Esta edad coincide con la que se dan para la exhumación ligada al colapso extensional de las partes más internas del orógeno Bético (Sosson *et al.*, 1998). Las tasas de subsidencia que se pueden deducir de los resultados de este modelo, considerando unos gradientes geotérmicos normales para zonas de margen pasivo de unos 30ºC/km, serían de alrededor de los 60 m/Ma. Estas tasas son del mismo orden de magnitud que las que calcula Martín-Chivelet (1996) para el Cretácico Inferior en la región de Yecla-Jumilla. Los valores medios están en torno a los 15 m/Ma, con un valor máximo de unos 250 m/Ma, valores que son típicos de márgenes pasivos. El hecho de que las facies depositadas durante el Aptiense-Albiense sean todas someras y se alcancen espesores de hasta 1.000 m en áreas próximas a Yeste, apoya claramente la existencia de esta etapa de subsidencia continuada hasta prácticamente el límite Cretácico-Terciario. Por último, la tasa de exhumación ligada a la inversión de la cuenca sería de unos 150 m/Ma, si bien el análisis futuro de huellas de fisión en materiales terciarios nos permitirá realizar cálculos más precisos.

Para la realización de los modelos de la población de 186 Ma en la muestra LC-19 se han tenido en cuenta varias restricciones geológicas. En primer lugar las que se derivan de la realización, sobre la población de 96 Ma, de los modelos anteriormente comentados. En segundo lugar, si la evolución post-deposicional no ha producido un borrado muy intenso de la señal térmica, como se confirmó en el modelo anterior, cabría pensar que para encontrar edades de unos 186 Ma en sedimentos Albienses, la edad de huellas de fisión de la fuente no debiera de ser mucho más antigua y esto apunta a los materiales triásicos como una posible fuente. El hecho además de que las Facies Utrillas sean expansivas hacia la meseta y se apoyen sobre terrenos jurásicos, triásicos y el zócalo hercínico confirma el hecho de que cuando se produjo su depósito los materiales del zócalo hercínico, triásicos y jurásicos del Prebético Externo (Sierra de Cazorla) afloraban en superficie. Si consideramos pues como restricción a los modelos que para el Albiense los materiales anteriores estaban en superficie, la población de 186 Ma podría responder a una evolución como la que se recoge en la figura 2. En esta evolución se observan varios aspectos que merecen ser destacados. En primer lugar, después del depósito de los materiales triásicos directamente sobre el zócalo paleozoico (los depósitos más antiguos encontrados en la zona directamente apoyados sobre el Paleozoico son de edad Ladiniense), se produce un calentamiento progresivo que termina en torno a los 120 Ma y a temperaturas próximas a las de borrado térmico total de huellas de fisión en apatito. Aunque, como se observa en la figura 2 el rango de posibles soluciones para la evolución desde el Triásico hasta finales del Jurásico es amplio, es posible que este calentamiento pudiera corresponder tanto a la etapa de *rifting* como al subsiguiente calentamiento a tasas más bajas ligado a la etapa de subsidencia térmica jurásica en un modelo clásico de evolución termal durante procesos de *rifting*. Es importante destacar que la etapa de calentamiento jurásica, que finaliza ya en el Cretácico Inferior en torno a los 120 Ma, termina en temperaturas cercanas a los 110º C y este hecho podría explicar que en ciertos sectores se haya producido un borrado térmico casi total en los apatitos, y de ahí la presencia de la población de 96 Ma en los sedimentos del Albiense, mientras que en otras regiones del área fuente, en las que durante la evolución no se alcanzaran temperaturas tan elevadas, se conservara una señal térmica triásica mucho más clara (población de 186 Ma).

El espesor máximo acumulado de sedimentos triásicos, jurásicos y del Cretácico Inferior en el sector está en torno a los 1.500 m en los sectores más subsidentes lo que, asumiendo gradientes geotérmicos normales para periodos *post-rift*, parece que no pueden justificar las máximas paleotemperaturas que estiman los modelos con datos de huellas de fisión. Otros indicadores de madurez y los modelos térmicos regionales confirman que sólo en el caso de que el área fuente hubiera superado una acumulación de series jurásica y cretácica de unos 2.750-3.000 m, se podrían alcanzar paleotemperaturas de unos 80-90ºC para los materiales triásicos. En segundo lugar, después del máximo de temperatura Neocomiense, se produce un enfriamiento, a tasas de unos 10º C/Ma que concluye en tiempos aptienses-albienses. Con los datos actuales no está claro cual sería el origen de esta etapa de enfriamiento. Si, como los esquemas geológicos clásicos de la evolución de margen Prebético, durante el Portlandiense-Neocomiense se produjo un proceso de *rifting*, esta etapa de enfriamiento podría responder a una esquema poco común de evolución de un *rift* que afecta a una corteza con una estructura termal caracterizada por gradientes anómalamente altos (que sí podrían justificar entonces las temperaturas máximas alcanzadas en torno a los 120 Ma a pesar del reducido espesor de sedimentos) establecidos no con mucha anterioridad al inicio de la extensión (ver modelos de Bertotti *et al.*, 1999). Este estadio iría seguido de una etapa *post-rift* que corresponde a la evolución por subsidencia térmica que se ha comentado ya anteriormente durante la cual se restablecería un gradiente geotérmico normal. A este respecto, aunque en el área de estudio no existen evidencias de la existencia de una anomalía térmica jurásica más allá de las que los resultados de huellas de fisión indican, sí que conviene no perder de

vista que durante el Bajociense–Bathoniense existió un importante vulcanismo submarino en dominios subbéticos, y habría pues que investigar la posible influencia de éste en la estructura termal de todo el paleomargen. El comienzo de esta etapa de *rifting* jurásica terminal-cretácica inferior hace unos 130-140 Ma coincide con la individualización entre el Prebético Externo e Interno durante la cual se produjo el levantamiento y erosión o ausencia de depósito en el Externo y el hundimiento progresivo y continuado del Interno, en el que se localizan importantes acúmulos de sedimentos que en general muestran facies someras.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está incluido en los objetivos y financiados por los proyectos 1FD97-0732 co-financiado con fondos FEDER de la UCA y por el Grupo del PAI (RNM 0163) del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra.

REFERENCIAS

Barbero, L., Gil-Imaz, A., Mata, M.P. y Casas-Sainz, A. (2001): Datos preliminares de edades de huellas de fisión en apatitos de materiales del Cretácico Inferior de la Cuenca de Cameros. *Geotemas*, 3: 151-154.

Bertotti, G., Seward, D., Wijbrans, J, ter Voorde, M. y Hurford, A. J. (1999): Crustal thermal regime prior to, during, and after rifting: A geochronological and modeling study of the Mesozoic South Alpine rifted margin. *Tectonics*, 18: 185-200.

Hurford, A. y Green, P. F. (1983): The zeta calibration of fission-track dating. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1: 285-317.

Ketcham, R.A., Donelick, R.A. y Carlson, W.D. (1999): Variability of apatite fisión-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American. Mineralogist*, 84: 1235-1255.

Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. y Gleadow, A.W. (1987): Thermal annealing of fission-track in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 65: 1-13.

Martín-Chivelet, J. (1996): Late Cretaceous subsidence history of the Betic Continental Margin (Jumilla-Yecla region, SE Spain). *Tectonophysics*, 265: 191-211.

Sosson, M., Morillon, A. C., Bourgois, J., Féraud, G., Poupeau, G. y Saint-Marc, P. (1998): Late exhumation stages of the Alpujárride Complex (western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojén nappes. *Tectonophysics*, 285: 253-273.

Vegas, R. y Banda, R. (1982): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Penisula. *Earth Evolution Sciences*, 2: 320-343.

La aplicación de la estratigrafía secuencial en el análisis de una cuenca extensional pirenaica: la cuenca de Organyà.

J. M. Bernaus[1,2], E. Caus[1] y A. Arnaud-Vanneau[3]

1 Unitat de Paleontologia. Departament de Geologia. Universitat Autonoma de Barcelona. 08193 Bellaterra. Esmeralda.Caus@uab.es.
2 Department of Geological Sciences. Durham University. Durham DH1 3LE. UK. Josep-Maria.Bernaus@durham.ac.uk.
3 Maison des Géosciences. Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines. 1381, rue de la Piscine BP 53. 38400 Saint Martin d'Heres. France. aarnaud@ujf-grenoble.fr.

ABSTRACT

Sequence stratigraphic concepts are applied to an extensional basin filled with more than 1000 m of carbonate platform sediments (Urgonian facies) deposited during a period (Barremian-Lower Aptian) when the basin subsided very quickly. Four depositional sequences (OR-1 to OR-4) have been recognised, separated by sequence boundary type 1 (Sb-C and Sb-F) or type 2 (Sb-D and Sb-E). The age of the sequence boundaries is upper Barremian (Sb-C and Sb-D), close to the Barremian/Aptian boundary (Sb-E) and lower Aptian (Sb-F), respectively. The last sequence boundary corresponds to the demise and drowning of the carbonate platform. High subsidence rates characterised this basin and were responsible for 1) the very thick depositional sequences and gradual changes in facies, 2) the occurrence of type 2 sequence boundaries during a period when eustatic sea-level fall matched the subsidence rate, 3) the occurrence of lowstand system tracts (LST), consisting of brackish/fresh-water carbonates (charophyte limestone), and 4) a temporary anoxic episode at the base of the early Aptian. However, the main global eustatic changes recognised on the northern margin of Tethys were also identified here, in spite of the strong tectonic control on deposition.

Key words: *Pyrenees, Lower Cretaceous, carbonate platform, Sequence Stratigraphy.*

INTRODUCCIÓN

A partir de estudios sísmicos, Vail *et al.* (1977) establecieron los conceptos fundamentales de la estratigrafía secuencial, y mostraron que la tectónica, el eustatismo y el aporte de sedimento controlan el espacio disponible para el depósito del sedimento.

Este trabajo pretende aplicar estos conceptos en una cuenca extensional donde la tasa de subsidencia es el principal factor que controla el espacio disponible. Este estudio está centrado en la plataforma carbonatada de edad Barremiense superior-Aptiense inferior de la cuenca de Organyà (Pirineos).

ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE ORGANYÀ

La cuenca de Organyà era una pequeña cuenca extensional creada a finales del Jurásico y rellenada con más de 4.000 m de sedimentos del Cretácico Inferior. Esta cuenca (Fig. 1) está situada en la Lámina Cabalgante de Bòixols (Muñoz *et al.*, 1984), la cual ha sido interpretada por Berástegui *et al.* (1990) como la inversión alpina de las estructuras previas extensionales. Estos últimos autores dividieron los sedimentos del Cretácico Inferior de la cuenca de Organyà en varias secuencias: Hostal Nou, Prada, Roca Narieda, Senyús, Font Bordonera y Lluçà. Los sedimentos objeto de este estudio se centran en la denominada secuencia de Prada. Los sedimentos que componen la secuencia de Prada se presentan discordantes sobre los sedimentos infrayacentes de edad Berriasiense-Valanginiense. Esta discordancia corresponde a un importante periodo sin depósito que comprende el Hauteriviense y el Barremiense inferior (Caus *et al.*, 1990; Bernaus, 1998). En este estudio, la denominada secuencia de Prada se ha dividido en cuatro secuencias deposicionales (OR-1 a OR-4) en el sentido de Van Wagoner *et al.* (1988), que de la más antigua a la más moderna son (Fig. 2):

Secuencia deposicional OR-1. Esta secuencia tiene 180 m de espesor. El límite inferior (Sb-B) corresponde a una superficie discordante erosiva. Esta secuencia se caracteriza por la alternancia de *packstone-wackestone* grises bien estratificados con fauna infralitoral con *packstone-grainstone* blancos característicos de ambientes de alta energía. Hacia la parte superior de la secuencia podemos observar la presencia de *packstones-wackestones* con rudistas y orbitolínidos. El límite de secuencia superior (Sb-C) corresponde a una superficie de paleokarstificación. La fauna hallada en esta secuencia indica una edad probable de Barremiense superior.

FIGURA 1. *Situación geológica de la Cuenca de Organyà (modificado de Muñoz et al., 1984)*

Secuencia deposicional OR-2. Esta secuencia tiene 420 m de espesor. Está dominada por *wackestone-packstone* con rudistas y orbitolínidos, depositados en ambientes poco profundos de la plataforma interna o *lagoon*. Hacia la parte superior de esta secuencia, estas facies pasan gradualmente a *wackestone-mudstone* con pequeños foraminíferos bentónicos, ostrácodos y algas carofíceas, indicando unas condiciones de depósito más restringidas. El límite superior (Sb-D) no presenta evidencias de erosión o exposición subaérea, y sólo se reconoce por el cambio de facies marinas a facies continentales de agua dulce. Se trata de un límite de secuencia de tipo 2 (*sensu* Posamentier y James, 1993). El contenido faunístico permite atribuir a esta secuencia una edad Barremiense superior.

Secuencia deposicional OR-3. Esta secuencia tiene 360 m de espesor. Se inicia con una potente serie de 50 m de *wackestone-mudstone* ricos en algas carofíceas. Estas facies pasan posteriormente a *wackestone-packstone* con orbitolínidos y algunos rudistas como fauna dominante. La parte superior de la secuencia está caracterizada nuevamente por *wackestone-mudstone* con pequeños foraminíferos bentónicos, ostrácodos y pocas algas carofíceas. El límite superior (Sb-E), al igual que el límite inferior (Sb-D), no presenta signos de emersión o erosión, por lo que también corresponde a un límite de secuencia de tipo 2. La edad de esta secuencia es Barremiense superior, en función de su contenido fósil.

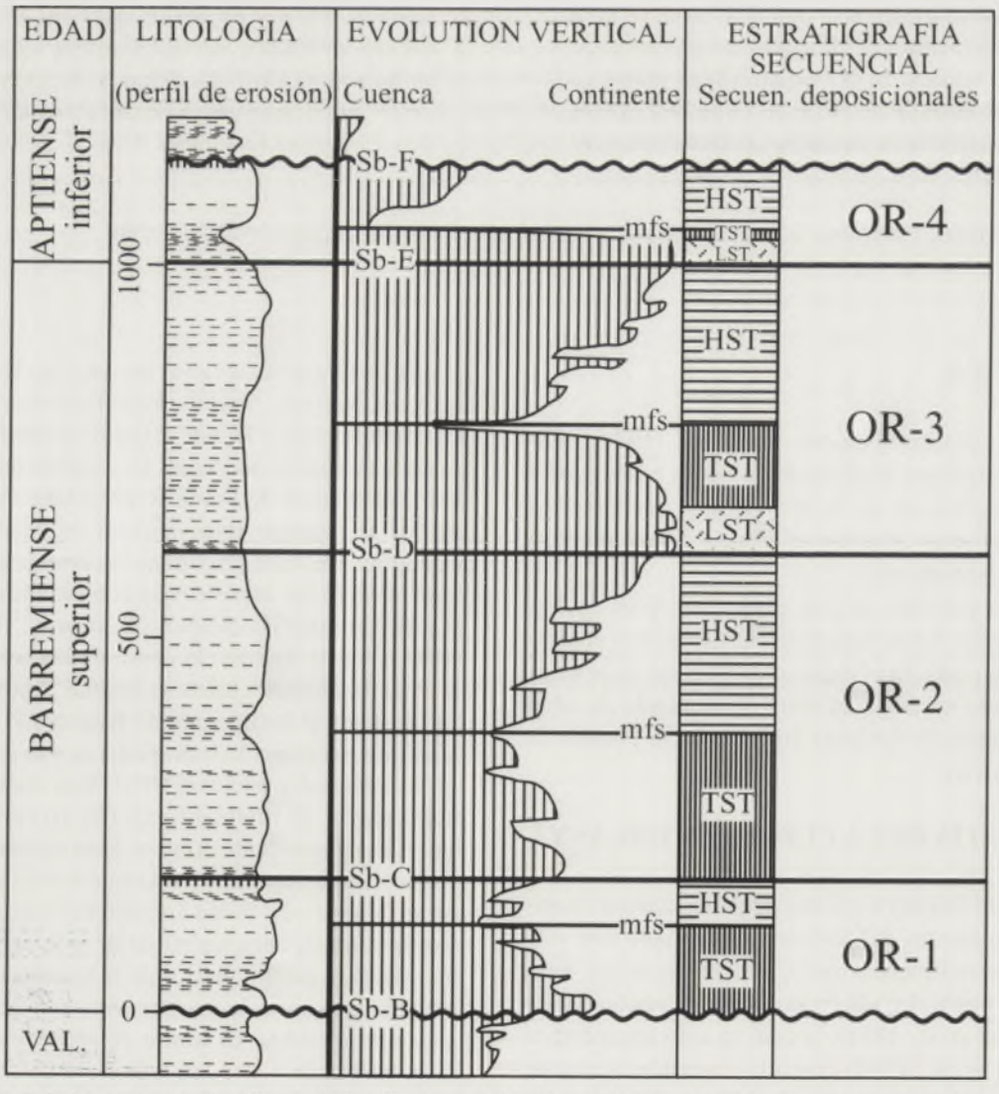


FIGURA 2: *Evolución de facies, cronoestratigrafía y estratigrafía secuencial de la sección urgoniense (Barremiense superior-Aptiense inferior) de la Cuenca de Organyà.*

Secuencia deposicional OR-4. Esta secuencia tiene 150 m de espesor. También se inicia con una importante acumulación (40 m) de calizas con algas carofíceas. Sobreyacente, se puede observar una pequeña brecha seguida por calizas con serpúlidos y foraminíferos circalitorales. Estas facies pasan rápidamente a calizas oscuras laminadas ricas en foraminíferos planctónicos y materia orgánica. Este es el primer episodio observado de facies anóxicas entre facies de plataforma. Estas facies hemipelágicas van seguidas por calizas con espículas, para posteriormente observar una importante acumulación de calizas de plataforma, actualmente dolomitizadas. Los pocos tramos no dolomitizados están formados por *packstone-grainstone* con corales, rudistas y foraminíferos bentónicos. El límite superior (Sb-F) corresponde a una superficie de erosión y emersión. El contenido faunístico permite atribuir a esta secuencia una edad probable de Aptiense inferior.

CONCLUSIONES

Si comparamos las características deposicionales de esta cuenca con otras cuencas contemporáneas, podemos observar que: a) las secuencias deposicionales presentan un espesor muy importante (superior a 150 m cada una); b) se han registrado dos límites de secuencia de tipo 2 debido a que el descenso del nivel del mar ha sido contrarrestado por la gran subsidencia que caracteriza el depósito de la cuenca, y no ha permitido que se registren los límites de secuencia, en la plataforma, como superficies de emersión; c) durante los episodios de más bajo relativo nivel del mar se ha registrado enormes acumulaciones de calizas con algas carofíceas, interpretadas como el cortejo de nivel bajo (o *Lowstand Systems Tract*); d) se ha registrado un evento anóxico, los cuales son raramente observados entre facies de plataforma. Este episodio anóxico ha podido ser correlacionado con el primer Evento Anóxico del Cretácico (OAE 1a).

Como conclusión final podemos deducir que, a pesar de la fuerte subsidencia que caracteriza esta cuenca, controlada por la tectónica local, los cambios eustáticos globales han sido perfectamente registrados, como lo demuestra el hecho de que se observan los mismos eventos que en otras cuencas contemporáneas situadas a cientos de kilómetros de distancia.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por la CIRIT (Comissió de Recerca de la Generalitat de Catalunya), beca TDOC-0043.

REFERENCIAS

Beràstegui, X., García-Senz, J.M. y Losantos, M. (1990): Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (Central South Pyrenean Unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2: 251-264.

Bernaus, J.M. (1998): *L'Urgonien du Bassin d'Organyà (NE Espagne): Micropaléontologie, Sédimentologie et Stratigraphie séquentielle*. Tesis doctoral, Univ. Joseph Fourier, Grenoble 1, 206 p.

Caus, E., García-Senz, J.M., Rodés, D. y Simó, A. (1990): Stratigraphy of the Lower Cretaceous (Berriasian-Barremian) sediments in the Organyà Basin, Pyrenees, Spain. *Cretaceous Research*, 11: 313-320.

Muñoz, J.A., Puigdefràbregas, C. y Fontboté, J.M. (1984): Orógenos alpinos III.4.1. En: *El Pirineo* (Instituto Geológico y Minero de España, Ed.). Libro Jubilar J.M. Ríos, *Geología de España*, 2: 161-205.

Posamentier H. W. y James D. P. (1993): An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. En: *Stratigraphy and Facies Associations in a Sequence Stratigraphic Framework* (H. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq y G. P. Allen, Eds.). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 15: 3-18.

Vail, P., Mitchum, R.M. y Thomsom, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 4: global cycles of relative changes of sea-level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 83-97.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea-Level changes – An integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 39-45.

FAC. CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

Estratigrafía, anomalías geoquímicas y extinciones de radiolarios del evento anóxico oceánico del Cenomaniense terminal en el Apenino septentrional y en los Alpes meridionales

M. Bill [1], P.O. Baumgartner [2] y L. O'Dogherty [3]

1 University of California. Environmental Science Policy & Management. 250 Hilgard Hall. Berkeley, CA 94720-3110. bill@nature.berkeley.edu.
2 Institut de Géologie et Paléontologie. BFSH-2. 1015 Lausanne. Suiza. peter.baumgartner@igp.unil.ch.
3 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real. lodogher@uca.es.

ABSTRACT

The mid-Cretaceous earth is often referred to as a greenhouse world characterised by high atmospheric CO_2 levels, reduced temperature gradients and a warm ocean with sea levels extremely high. During the same period, many parts of the world-ocean experienced deposition of sediments rich in organic carbon (oceanic anoxic event) as result of oxygen-deficient conditions in the ocean and high fluxes of organic matter to the sediments. The end-Cenomanian oceanic anoxic event (OAE-2) is the most extensive and best representative of the mid-Cretaceous. In the Italian lithostratigraphy the OAE-2 is known as Bonarelli Horizon, a phosphatic-radiolarian fine-sand/siltstone developed in pelagic and hemipelagic setting, where neither planktonic nor benthonic microfauna are found, to exception of radiolarians. This paper analyses the relationships between the lithostratigraphy of the Bonarelli Horizon, the geochemical anomalies and the large positive carbon isotope excursion that take place at initial stages of black shale deposition, and the radiolarian faunal turnover across the end-Cenomanian oceanic anoxic event.

***Key words**: anoxia, Bonarelli level, geochemistry, radiolarian faunal turnover, planktonic foraminifera.*

INTRODUCCIÓN

El Cretácico medio se caracteriza por ser un periodo de calentamiento global, caracterizado por un elevado porcentaje de CO_2 atmosférico (Arthur *et al.*, 1988) en el que tiene lugar un espectacular desarrollo de eventos anóxicos oceánicos (OAE; Schlanger y Jenkyns, 1976). El evento anóxico del Cenomaniense terminal (OAE-2 o también llamado evento del límite Cenomaniense-Turoniense) es el más extenso, y se caracteriza por un importante aumento del $\delta^{13}C$ en el carbonato y en la materia orgánica, causado por una perturbación mayor en el balance del Carbono global. Además, durante este periodo tiene lugar la extinción masiva de segundo orden más importante de todo el Cretácico (Kauffman y Hart, 1996).

Una característica típica y común a los dos eventos anóxicos oceánicos más importantes del Cretácico medio (OAE-1a, Aptiense basal, y OAE-2, Cenomaniense terminal) es el espectacular desarrollo de facies anóxicas laminadas junto con niveles radiolaríticos ricos en materia orgánica de origen marino, que representan episodios de productividad planctónica elevada. Un estudio detallado de dicho intervalo se ha llevado a cabo en el Apenino septentrional y en los Alpes meridionales, donde el evento anóxico del Cenomaniense terminal recibe el nombre de nivel Bonarelli. Dado que dicho intervalo se depositó bajo condiciones de intensa disolución de carbonatos, el estudio de la fauna de radiolarios se presenta como una eficaz herramienta bioestratigráfica y paleoceanográfica en estas regiones. En este trabajo se presentan resultados preliminares sobre las relaciones observadas entre extinción de la fauna de radiolarios, desarrollo de facies anóxicas, variaciones en $\delta^{13}C$ y anomalías geoquímicas.

LITOESTRATIGRAFÍA

El evento anóxico oceánico del Cenomaniense terminal u OAE-2 (Schlanger y Jenkyns, 1976) está representado en la litoestratigrafía italiana del Apenino septentrional y de los Alpes meridionales por un intervalo anóxico-fosfatado rico en radiolarios, conocido como nivel Bonarelli (Cresta *et al.*, 1989). Este horizonte de color negro, de unos 45-200 cm de espesor, se sitúa hacia los últimos metros de una sucesión de calizas beige con sílex negro, que pertenece al miembro superior de la Fm. Scaglia Bianca (Albiense medio-Turoniense basal). El nivel Bonarelli consiste básicamente en radiolaritas negras bituminosas (ftanitas), arcillas negras laminadas ricas en materia orgánica de origen marino (*black shales*) y niveles areno-limolíticos ricos en radiolarios. En las seccio-

nes estudiadas del Tethys occidental (al igual que sucede en secciones de la Cordillera Bética), el nivel Bonarelli se puede subdividir litoestratigráficamente en tres tramos bien diferenciados:

a) Un tramo basal de aproximadamente algo menos de 50 cm de espesor, compuesto básicamente por niveles de arcillas de colores claros (beige a amarillento), alternando con niveles centimétricos (3-5 cm) de tamaño arena fina a muy fina y compuestos casi exclusivamente por esqueletos de radiolarios (tamaño medio comprendido entre 62-250 mm). La base de esta secuencia viene definida por la aparición de uno o más niveles de radiolaritas negras arcillosas (ftanitas) en bancos de 3-10 cm y discretos niveles milimétricos de arcillas negras ricas en materia orgánica.

b) Un tramo intermedio de 25 a 50 cm de espesor, formado casi enteramente por arcillas negras finamente laminadas (*black shales*), muy ricas en materia orgánica de origen marino, restos fosfatados (fundamentalmente restos de peces) y nódulos de pirita y fosfato.

c) Un tramo superior de 50 cm a 1 m de espesor, compuesto principalmente por niveles de ftanitas negras, muy recristalizadas, de 2 a 10 cm de espesor, alternado ocasionalmente con niveles milimétricos de arcillas negras. Hacia la parte superior aparecen nuevamente niveles de arenitas finas de radiolarios en bancos de 2 a 5 cm y de color beige claro a pardo, que en determinados sectores puede llegar a ser la litología predominante.

La fauna planctónica presente a lo largo del nivel Bonarelli consiste casi exclusivamente de radiolarios y se caracteriza por la ausencia de foraminíferos planctónicos, a excepción de algunos hedbergéllidos de pequeña talla que reaparecen hacia la parte superior del nivel Bonarelli y exhiben caracteres primitivos.

ESTRATIGRAFÍA ISOTÓPICA Y ANOMALÍAS GEOQUÍMICAS

La brusca variación que sufren las relaciones isotópicas de C y O a través del evento anóxico oceánico OAE-2 ha sido clásicamente documentada en la literatura geoquímica (Arthur *et al.*, 1988; Jenkyns *et al.*, 1994). Dentro del nivel Bonarelli los valores obtenidos para el $\delta^{13}C$ en el carbonato y en la materia orgánica registran un fuerte aumento ($\delta^{13}C_{dic}$ PDB = 3.12-4‰, $\delta^{13}C_{org}$ = -25.7‰, cf. Fig. 1), coincidente con el inicio del depósito de los primeros niveles de *black shales* con alto porcentaje de carbono orgánico total (TOC *c.a.* 20%) y querógeno de tipo II (Erbacher y Thurow, 1997), lo que indica un claro origen marino para la materia orgánica del intervalo anóxico.

Un estudio preliminar sobre la concentración de elementos menores y tierras raras ha sido llevado a cabo mediante análisis de fluorescencia de rayos-X e ICP-masas en una de las secciones analizada (Gola del Bottacione, Fig. 1), mientras que el resto de secciones están en curso de realización. El inicio brusco de las anomalías en metales trazas coincide con el primer nivel de arcillas negras del nivel Bonarelli y se mantiene más o menos elevado a lo largo de todo el perfil del intervalo anóxico (Fig. 1). Es de destacar el alto porcentaje que se registra en Ba, que sería indicador de una elevada productividad planctónica, que junto con el origen marino de la materia orgánica del nivel Bonarelli, apuntan a que dichos valores fueron controlados por corrientes ascendentes ricas en nutrientes (*upwellings)* similar a lo que sucede en el Cuaternario. Se constata también una anomalía positiva en Ce durante el desarrollo de las facies anóxicas laminadas, que indicaría condiciones reductoras durante el depósito de las mismas. Los sedimentos anóxicos laminados del nivel Bonarelli presentan un enriquecimiento en U (probablemente de origen autigénico, a tenor de los bajos porcentajes en Th), que estaría relacionado con la intensidad que adquirió la anóxia del fondo. La intensidad de esta anoxia se pone de manifiesto por la brusca desaparición de la totalidad de la fauna bentónica. De manera similar se observan valores elevados en metales trazas (Zn, Cu Ni, V, Cr; ver Fig. 1) dado que tienden a formar complejos con la materia orgánica. Los índices encontrados en V/Cr (>2) y Ni/Co (valores elevados) son también un reflejo de las condiciones anóxicas.

EXTINCIONES DE RADIOLARIOS

El evento de extinción de la fauna de radiolarios durante el intervalo anóxico del Cenomaniense superior (OAE-2 o nivel Bonarelli) refleja el final de una grave crisis en la estructura de los ecosistemas pelágicos. El preludio de esta crisis viene marcado por una drástica disminución en la diversidad planctónica (especialmente en radiolarios y foraminíferos planctónicos) durante el Albiense terminal, coincidiendo con el depósito de los sedimentos anóxicos del intervalo OAE-1d (también llamado evento *apenninica*). Entre estos dos eventos anóxicos continúan registrándose discretos intervalos laminados de materia orgánica y el sílex adquiere un color negro (O'Dogherty, 1994). Estos hechos constatan el progresivo deterioro que tuvo lugar en las condiciones paleoceanográficas durante gran parte del Cenomaniense y donde la respuesta inmediata del sistema pelágico quedó registrada por un fenómeno de extinción escalonada en la fauna planctónica (Kauffman y Hart, 1996). Por tanto, la drástica renovación faunística de radiolarios que tiene lugar dentro del intervalo anóxico del Cenomaniense superior (tramo intermedio del nivel Bonarelli) coincide con el final de la extinción escalonada del Cenomaniense y sirve como punto de partida a diversas líneas evolutivas que se desarrollarán durante el Cretácico Superior (O'Dogherty, 1994).

El análisis de la diversidad de radiolarios revela que, después de un breve periodo de estabilidad durante el Cenomaniense Medio, el número de géneros y especies disminuye simultáneamente con el comienzo del fuerte incremento del $\delta^{13}C$ en el inicio del evento anóxico (Fig. 1). Este descenso de la diversidad representa el comienzo de la segunda extinción más importante en la fauna de

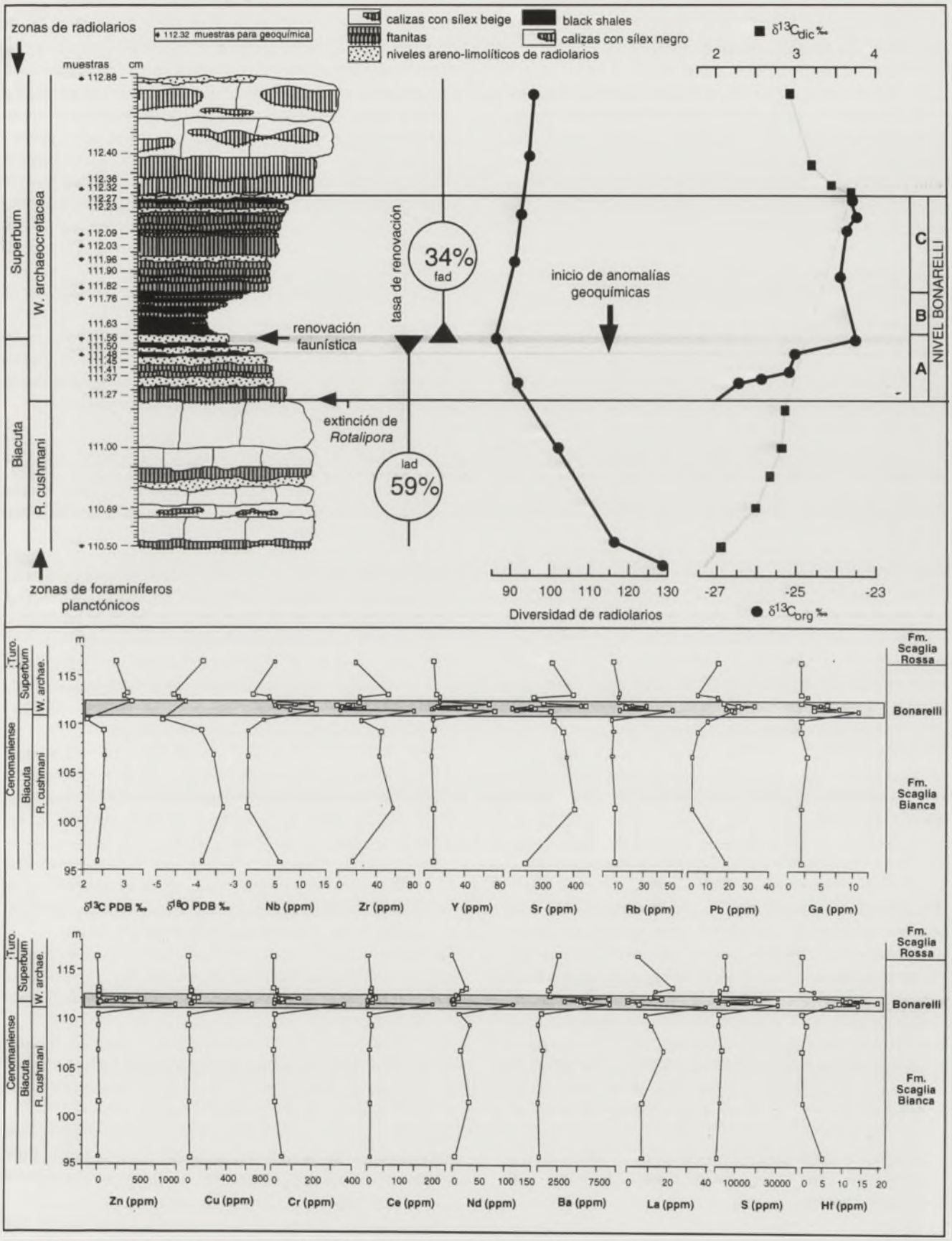


FIGURA 1: *Estratigrafía del nivel Bonarelli en la sección del Botaccione (Gubbio), con indicación de la tasa de renovación faunística de radiolarios, anomalías geoquímicas y estratigrafía isotópica.*

radiolarios durante el Cretácico, extinguiéndose más del 60% de las especies. Aunque la mayor parte de las extinciones durante el Cenomaniense se contabilizan antes del intervalo anóxico OAE-2, la renovación faunística tiene lugar dentro del mismo intervalo anóxico (O'Dogherty, 1994). El inicio del depósito del nivel Bonarelli en el Apenino septentrional y en los Alpes meridionales viene marcado por la desaparición del genero *Rotalipora* (Cresta *et al.*, 1989), si bien en otras áreas este género desaparece dentro del intervalo anóxico (Jarvis *et al.*, 1988). Por lo tanto, el episodio anóxico en el Apenino septentrional y en los Alpes meridionales se desarrolla dentro de la zona de *Whiteinella archaeocretacea* de foraminíferos planctónicos. Un total de 23 especies y 12 géneros de radiolarios desaparecen en la parte inferior del nivel Bonarelli (*Godia, Becus, Spongostichomitra, Torculum, Obeliscoites, Xitus, Dactyliodiscus, Dactyliosphaera, Dispongotripus, Crolanium, Tubilustrium*, y *Rotaforma*), coincidiendo con un fuerte aumento del $d^{13}C$ y un fuerte incremento en las anomalías geoquímicas (Fig. 1). Algunas especies aparecen en el último nivel areno-limolítico del tramo inferior del nivel Bonarelli (*Crucella cachenis, Ultranapora cretacea, Pseudoacantosphaera spinosissima* y *Alievium helenae*), si bien, la mayor parte de los nuevos taxones aparecen dentro de la parte superior de dicho intervalo (31 nuevas especies y 5 nuevos géneros), junto con la extinción del género *Thanarla*. Por consiguiente, la renovación de la fauna de radiolarios podríamos situarla en la transición hacia el tramo intermedio del nivel Bonarelli (constituido principalmente por *black shales*), donde la preservación y la escasez de especímenes dificulta la identificación de los radiolarios. Es importante señalar que de las 65 especies de radiolarios que cruzan el intervalo anóxico, más del 75% de las mismas pertenecen al orden de los Spumellaridos, debido a su mayor tolerancia a condiciones de alto estrés ecológico. Aunque las extinciones más severas ocurren antes o durante el intervalo anóxico del Cenomaniense terminal, a unos pocos metros inmediatamente por encima del nivel Bonarelli, donde el color del sílex en algunas de las secciones estudiadas sigue siendo negro, se observa una nueva extinción que afecta al 20% de la fauna de radiolarios que atravesó el intervalo anóxico. Entre estas extinciones se contabiliza la desaparición de 4 géneros (*Pogonias, Dicroa, Hexapyramis* y *Pseudoeucyrtis*). El cambio de color negro a rojo en el sílex en las secciones estudiadas en el Apenino coincide aproximadamente con la aparición de la especie de foraminífero planctónico *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, que marcaría según Robaszynski y Caron (1995) los niveles basales del Turoniense. Esta última disminución de diversidad se correlaciona con una disminución relativa de temperaturas que tuvo lugar como respuesta al depósito de gran cantidad de materia orgánica, tal como han indicado para este periodo diversos autores (Arthur *et al.*, 1988; Jenkyns *et al.*, 1994).

CONCLUSIONES

El análisis integrado de los resultados obtenidos permite precisar que: (1) la extinción observada en la fauna de radiolarios dentro del evento anóxico oceánico del Cenomaniense terminal representa el final del episodio de extinción escalonada que comenzó en el Albiense terminal y que estuvo controlado por el inicio de condiciones anóxicas en la cuenca; (2) la diversidad a lo largo del Cenomaniense disminuye, mientras que se registra un aumento progresivo en la relación isotópica del Carbono, coincidiendo simultáneamente, dentro del nivel Bonarelli, el mínimo de diversidad y la excursión positiva del $\delta^{13}C$ en el carbonato y en la materia orgánica; (3) la renovación faunística se sitúa, por lo tanto, dentro del evento anóxico oceánico del Cenomaniense terminal (OAE-2), donde la materia orgánica, de origen marino, y algunas de las anomalías geoquímicas detectadas indican que las condiciones en la columna de agua fueron euxínicas. Estas condiciones euxínicas fueron el resultado del pobre reciclado de la abundante materia orgánica que se originó durante episodios de elevada productividad planctónica.

REFERENCIAS

Arthur, M.A., Dean, W.E. y Schlanger, S.O. (1988): Geochemical and climate effects of increase marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature*, 335: 714-717.

Cresta, S., Monechi, S., Parisi, G., Baldanza, A. y Reale, V. (1989): Mesozoic-Cenozoic stratigraphy in the Umbria-Marche area. Geological field trips in the Umbria-Marche Apennines (Italy). *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 39: 1-185.

Erbacher, J. y Thurow, J. (1997): Influence of Oceanic Anoxic Events on the evolution of mid-Cretaceous Radiolaria in the North Atlantic and Western Tethys. *Marine Micropaleontology*, 30: 139-158.

Jarvis, I., Carson, G.A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, B.A., Horne, D. y Rosenfeld, A. (1988): Microfossil Assemblage and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretaceous Research*, 9: 3-103.

Jenkyns, H.C., Gale, A.S. y Corfield, R.M. (1994): Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131(1): 1-34.

Kauffman, E.G. y Hart, M.B. (1996): Cretaceous Bio-Events. En: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic* (O.H. Walliser, Ed.). Springer Verlag, Berlin, 285-312.

O'Dogherty, L. (1994): Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoire Géologique (Lausanne)*, 21: 1-415.

Robaszynski, F. y Caron, M. (1995): Foraminiféres planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditarranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(6): 681-692.

Schlanger, S.O. y Jenkyns, H.C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events - causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179-184.

Distribución de facies en un sistema volcánico submarino: Formación Errigoiti, Albiense-Santoniense (Bizkaia, Cuenca Vascocantábrica)

L.M. Castañares[1], S. Robles[1] y D. Gimeno[2]

1 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao. gpbcatel@lg.ehu.es, gpproors@lg.ehu.es.
2 Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona. domingo@natura.geo.ub.es.

ABSTRACT

The Errigoiti Fm. is an Albian to Santonian bathyal submarine volcanic system of alkali basaltic character. These volcanics were developed on thin continental crust during extensional tectonics linked to the spreading of the nearby Bay of Biscay. The volcanic products were mainly of effusive character and were grouped in four facies: sheet lavas, pillow lavas, pillow breccias and stratified volcaniclastites. Analysis of lateral and vertical facies evolution enabled us to propose a depositional model consisting of three volcanic environments, these are: amalgamated pillow volcanoes, scattered pillow volcanoes and volcanic fringe, which reflect a proximal-to-distal evolution from a pillow lavas/pillow breccias/stratified volcaniclastites facies association to a sheet lavas/pillow lavas/stratified volcaniclastites facies association and, finally, to a sheet lavas/stratified volcaniclastites facies association. The facies distribution of the Errigoiti Fm. is a stratigraphic model than can improve the study of the most common of the volcanism, the submarine basic volcanic system, whose analysis from a stratigraphic-sedimentological point of view is still poorly developed.

Key words: *submarine volcanism, volcanic facies model, volcanic depositional environments, Basque-Cantabrian Basin, Bay of Biscay.*

INTRODUCCIÓN

Los modelos de distribución lateral y vertical de facies en sistemas volcánicos submarinos están escasamente desarrollados en la literatura científica, debido principalmente a que raramente son estudiados desde un punto de vista sedimentológico (Dimroth *et al.*, 1978; Schmincke y Sunkel, 1987; Allen, 1992). En este trabajo mostramos los distintos ambientes deposicionales desarrollados en el sistema volcánico de Errigoiti, cuyo contexto estratigráfico, tectonoestratigráfico, edad, facies y organización secuencial han sido recientemente establecidos por los autores (Castañares *et al.*, 2001).

La Fm. Errigoiti se sitúa en la parte central de la Cuenca Vascocantábrica (Fig. 1) y está formada por materiales alcalinos de rango de composición variable entre basaltos y traquitas, formados discontínuamente entre el Albiense superior y el Santoniense (Fig. 2). Este vulcanismo tuvo lugar sobre corteza continental adelgazada, en un contexto de tectónica distensiva asociada a la apertura del Golfo de Bizkaia.

El sistema volcánico de Errigoiti se formó a favor de un sistema de fracturas relacionadas con la Falla de Bizkaigane y se sitúa esencialmente en el bloque hundido de dicha falla (Bloque de Gernika, Fig. 2). Sus afloramientos muestran una transversal de unos 5 km desde las zonas proximales a distales del sistema. Las zonas más proximales se encuentran adyacentes a la falla de Bizkaigane y se caracterizan por un mayor acúmulo volcánico y mayor densidad de diques de alimentación, mientras que las zonas distales se caracterizan por escasos diques de alimentación, menores acúmulos volcánicos e intercalación con depósitos turbidíticos y hemipelágicos. El contenido micropaleontológico de los materiales turbidíticos y hemipelágicos intercalados permite asignar una paleobatimetría media de 900 m en áreas proximales y de 1.100 m en áreas distales (Castañares *et al.*, 2001).

FACIES

Se distinguen cuatro grupos de facies principales: coladas planares, *pillow*-lavas, *pillow*-brechas y vulcanoclastitas estratificadas.

1) Las coladas planares constituyen depósitos tabulares de 1 a 42 m de espesor, formados de base a techo por lava vesicular, lava masiva o con disyunción columnar y

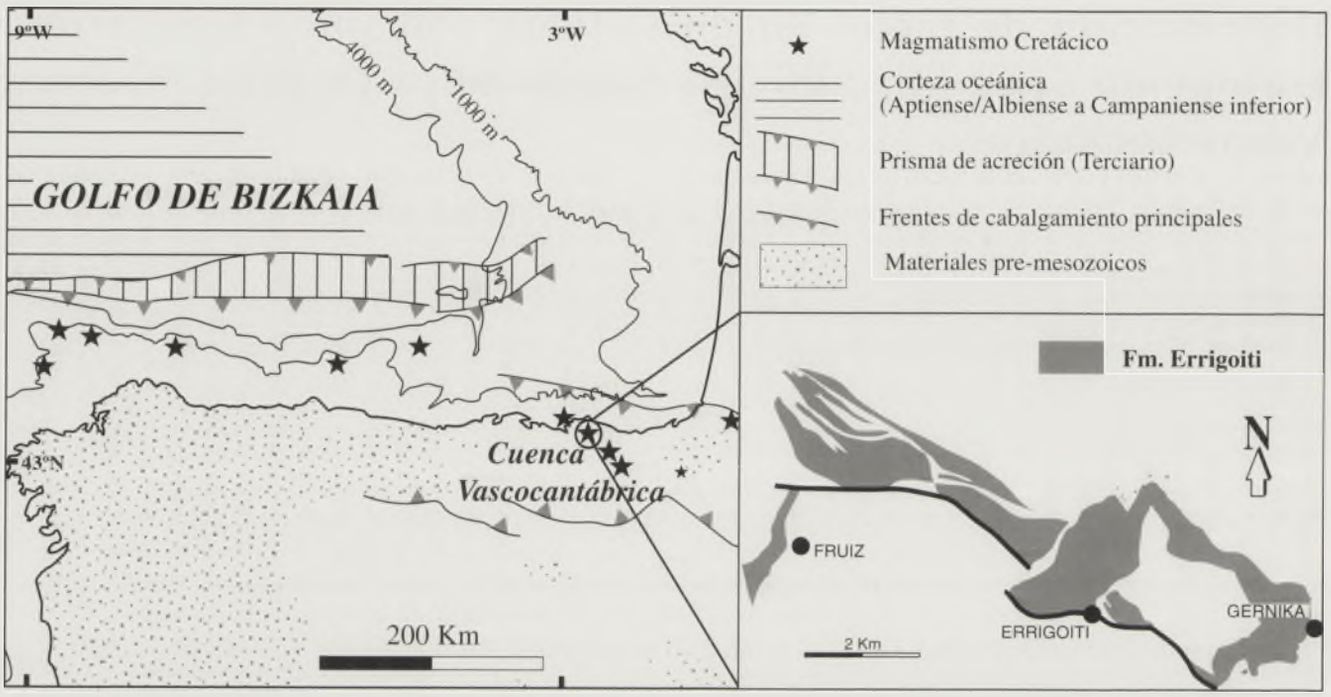


FIGURA 1: *Mapa de localización de la Fm. Errigoiti.*

lava muy vesicular, desarrollándose ocasionalmente acúmulos de lavas escoriaceas y/o finos niveles hialoclásticos en el techo de la colada. El depósito de estas lavas está favorecido por elevadas tasas de efusión y relieves de tendencia planar.

2) Las *pillow*-lavas están constituidas internamente por lavas con morfología almohadillada y un porcentaje muy bajo de material hialoclástico. Las almohadillas presentan diámetros medios de 40 cm y la potencia de los paquetes individuales oscila entre 1 y 90 m, pudiendo acuñarse en decenas o centenares de metros. El depósito de estas lavas se relaciona con moderadas a bajas tasas de efusión y altos relieves, pudiendo también desarrollarse localmente a partir de la evolución lateral de coladas planares (*sensu* Hargreaves y Ayres, 1979).

3) Las *pillow*-brechas constituyen depósitos masivos formados por acumulaciones caóticas de clastos volcánicos e hialoclastos, de los que hemos distinguido 2 tipos principales: PB-1 y PB-2. Los depósitos PB-1 se caracterizan por un alto contenido en matriz vulcanoclástica y presentan escasa continuidad lateral, aunque pueden alcanzar hasta 125 m de espesor. Estos materiales se relacionan con procesos de fragmentación magmática *in situ* cuando la tasa de efusión es muy baja. Los depósitos PB-2 forman niveles masivos de hasta 35 m de espesor, constituidos por clastos lávicos con bajo contenido en matriz vulcanoclástica. Se interpretan como brechas de pie de taludes deposicionales de *pillow*-lavas.

4) Las vulcanoclastitas estratificadas están formadas por niveles de hasta 25 m de materiales vulcanoclásticos desde tamaño limo hasta clastos lávicos de 40 cm cuya estructuración interna indica deposición a partir de flujos gravitacionales. En función de las características petrológicas de los vulcanoclastos distinguimos depósitos tempranos o sinvolcánicos y depósitos tardíos o postvolcánicos. La mayor parte de los depósitos sinvolcánicos se relacionan con removilización temprana de depósitos PB-1, mientras que una parte menor podría proceder directamente de erupciones explosivas (Castañares *et al.*, 2001). Por otro lado, los depósitos tardíos incorporan vulcanoclastos con mayor madurez textural y, en ocasiones, componentes no vulcanogénicos.

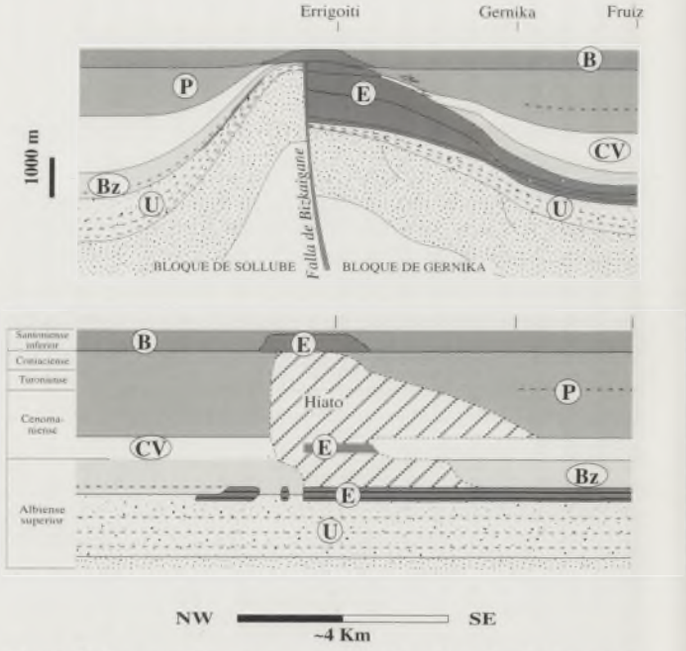


FIGURA 2: *Contexto lito- y cronoestratigráfico de la Fm. Errigoiti. E: Fm. Errigoiti; U: Margas de Utxurrinaga, Fm. Deva; Bz: Margas de Baztegieta, Fm. Deva; CV: Areniscas de Cabo Villano, Fm. Deva; P: Fm. Plencia; B: Unidad de Barrika, Fm. Eibar. Las líneas de cruces representan eventos cineríticos.*

MODELO DEPOSICIONAL

La distribución de las facies del sistema volcánico de Errigoiti tiene un importante control tectonosedimentario, actuando pricipalmente sobre la distribución del aporte magmático y la topografía del sistema. El aporte magmático se restringe al bloque hundido de la falla de Bizkaigane (Bloque de Gernika) y decrece hacia el SE, a medida que nos alejamos de la falla. Dentro de este bloque se desarrollan fallas menores que progresivamente hunden sub-bloques hacia el SE. El mayor aporte magmático y el hundimiento progresivo hacia el SE condicionan la paleopendiente del sistema y el sentido principal de los paleoflujos volcánicos (Fig. 2).

En este contexto tectonosedimentario y para cada erupción volcánica, la distribución de facies a lo largo del sistema volcánico tiene lugar en tres etapas principales, diferenciadas por una reducción en la tasa de efusión (Fig. 3).

Etapa 1. Caracterizada por una alta tasa de efusión de magma de elevada temperatura y baja viscosidad, cuya extrusión tiene lugar a través de una abundante red de puntos de efusión (quizá es más abundante la extrusión a través de las fracturas que alcanzan el fondo oceánico a mayores batimetrías). Durante esta etapa la extrusión desarrolla coladas planares, cuya gran capacidad de desplazamiento y las pendientes del entorno favorecen su depósito preferencial en las zonas más bajas del sistema. Du-

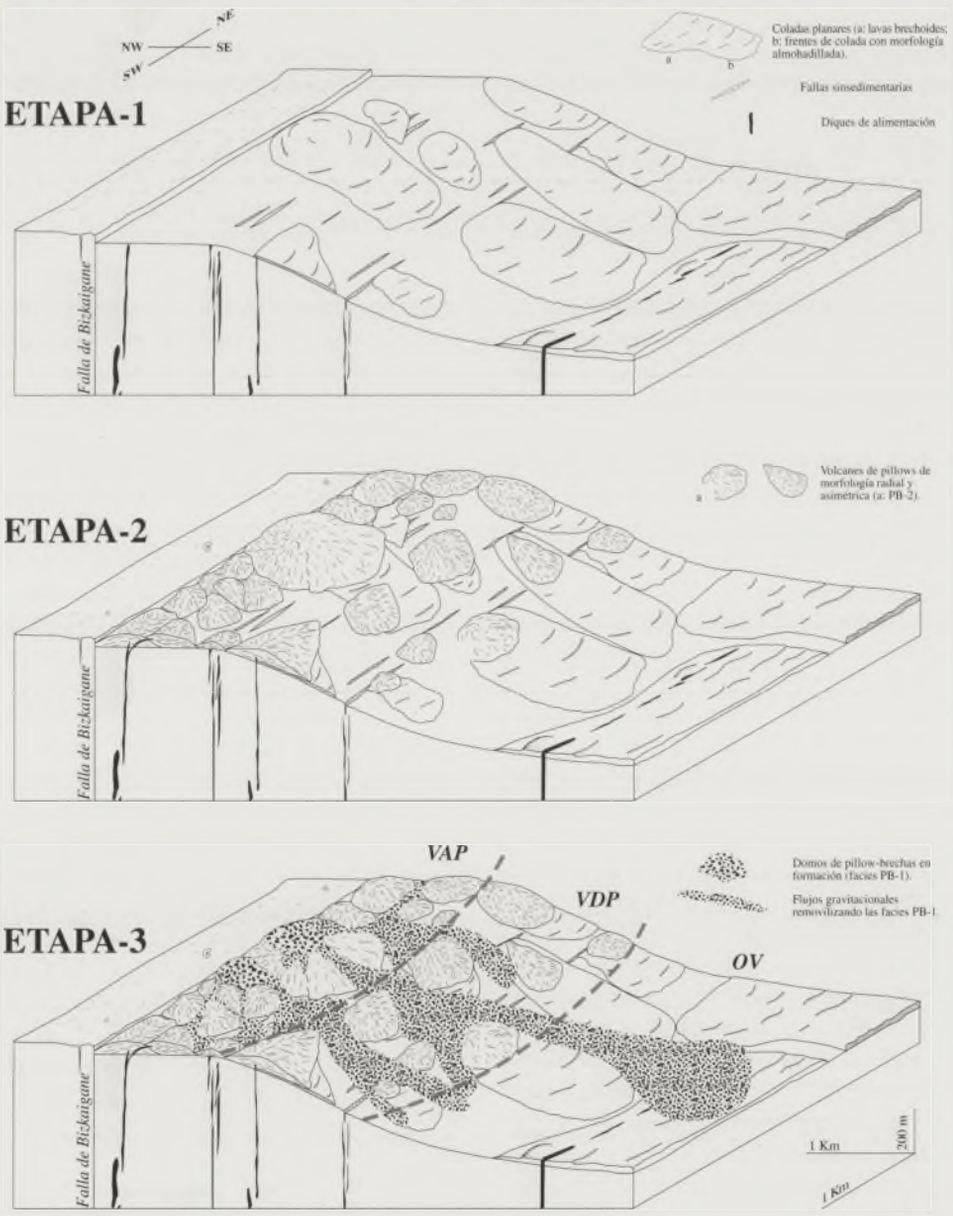


FIGURA 3: *Bloques diagrama mostrando la distribución de facies a lo largo de las tres etapas que caracterizan una erupción típica del sistema volcánico de Errigoiti. En el bloque diagrama de la Etapa-3 se señalan los tres ambientes deposicionales diferenciados en este sistema, VAP: volcanes amalgamados de pillow-lavas, VDP: volcanes dispersos de pillow-lavas y OV: orla volcánica. Nota: en la última etapa no se ha cubierto todo de depósitos vulcanoclásticos para que se pueda observar el conjunto de facies del sistema.*

rante su desplazamiento se van enfriando progresivamente y ganando en viscosidad, por lo que en ocasiones evolucionan directamente a coladas de *pillow*-lavas.

Etapa 2. Esta etapa se caracteriza por una tasa de efusión moderada, en la que el magma extruido es de menor temperatura y mayor viscosidad que el precedente, dando lugar al desarrollo de volcanes de *pillow*-lavas (*pillow volcanoes*). En las zonas proximales, los volcanes de *pillows* son más abundantes y están amalgamados, mientras que las zonas intermedias del sistema son menos abundantes y están aislados (las fracturas más distales han podido cerrarse para esta fase). Depósitos de PB-2 pueden formarse en los márgenes de estos volcanes de *pillows*.

Etapa 3. Durante esta etapa el magma extruye con una tasa muy baja de efusión y sólo a través de unos pocos puntos localizados en las áreas proximales. Las lavas tienen ya una alta viscosidad e interaccionan rápidamente con el agua de mar, generando montículos de brechas vulcanoclásticas (*pillow*-brechas de tipo 1) de gran inestabilidad, que van desmoronándose a medida que se desarrollan. El desmoronamiento de las facies PB-1 genera flujos gravitacionales hacia los márgenes de los montículos que finalmente depositan las vulcanoclastitas estratificadas, cuya mayor acumulación tiene lugar en las áreas proximales e intermedias del sistema.

De acuerdo con esta evolución temporal y distribución de las facies, el sistema volcánico de Errigoiti se puede dividir en tres ambientes deposicionales o cinturones de facies.

1) Volcanes amalgamados de *pillow*-lavas (VAP). Forma el sector más proximal del sistema y se caracteriza por la amalgamación de volcanes de *pillows*. En función de la presencia o no de facies PB-1, diferenciamos dos subambientes: VAP-1 y VAP-2. El subambiente VAP-1 muestra una alta amalgamación de volcanes de *pillows* asociada a un gran desarrollo de *pillow*-brechas, mientras que el subambiente VAP-2 presenta una moderada amalgamación de volcanes de *pillows* asociada a una acumulación importante de vulcanoclastitas estratificadas primarias.

2) Volcanes dispersos de *pillow*-lavas. Este cinturón constituye el sector intermedio del sistema volcánico, donde se dan las pendientes más acusadas y se caracteriza por el desarrollo de volcanes de *pillows* aislados que pueden encontrarse asociados a coladas planares, PB-2 y/o vulcanoclastitas estratificadas.

3) Orla volcánica. Comprende las zonas más distales del sistema volcánico y se caracteriza por una suave pendiente y depósito de acumulaciones importantes de coladas planares asociadas a vulcanoclastitas estratificadas. Las *pillow*-lavas que se desarrollan en este sector tienen escasa potencia y se deben a evoluciones laterales de coladas planares.

CONCLUSIONES

Se han caracterizado las tres etapas de depósito que componen cada erupción del sistema volcánico de Errigoiti, diferenciadas por una reducción progresiva de la tasa de efusión, la temperatura del magma extruido y los focos de extrusión, así como por el aumento de la viscosidad de las lavas. La secuencia de depósitos durante estas etapas es la siguiente: (1) coladas planares y *pillow*-lavas (formando coladas); (2) *pillow*-lavas (formando volcanes de *pillows*) y *pillow*-brechas (PB-2); y (3) *pillow*-brechas (PB-1) y vulcanoclastitas estratificadas. Esta evolución temporal da lugar a su vez a tres cinturones de facies: volcanes amalgamados de *pillow*-lavas, volcanes dispersos de *pillow*-lavas y orla volcánica, representados respectivamente por sendas asociaciones de facies de *pillow*-lavas, *pillow*-brechas y vulcanoclastitas estratificadas (zonas proximales), coladas planares, *pillow*-lavas y vulcanoclastitas estratificadas (zonas intermedias) y coladas planares y vulcanoclastitas estratificadas (zonas distales).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al Proyecto de Investigación del Gobierno Vasco EU 1999/8, el cual está cofinanciado por la Sociedad de Hidrocarburos de Euskadi, S.A. (SHESA).

REFERENCIAS

Allen, R.L. (1992): Reconstruction of the tectonic, volcanic, and sedimentary setting of strongly deformed Zn-Cu massive sulfide deposits at Benambra, Victoria. *Economic Geology*, 87: 825-854.

Castañares, L.M., Robles, S., Gimeno, D. y Vicente Bravo, J.C. (2001): The submarine volcanic system of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain): stratigraphic framework, facies, and sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 318-333.

Dimroth, E., Couisneau, P., Leduc, M. y Sanschagrin, Y. (1978): Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15: 902-918.

Hargreaves, R. y Ayres, L.D. (1979): Morphology of Archean metabasalt flows, Utik Lake, Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16: 1452-1466.

Schmincke, H.-U. y Sunkel, G. (1987): Carboniferous submarine volcanism at Herbornseelbach (Lahn-Dill area, Germany). *Geologische Rundschau*, 76: 709-734.

Facies, asociaciones y secuencias en la Formación Seguilí. Aptiense superior. Prebético de Alicante

J.M. Castro

Departamento de Geología. Universidad de Jaén. 23071 Jaén. jmcastro@ujaen.es.

ABSTRACT

The Seguilí Fm. outcrops in the Prebetic Zone in the Alicante province (SE of Spain). It is middle Aptian to earliest Albian in age, and it was deposited on a broad shallow carbonate platform. The analysis of facies, associations and cycles has led to the differentiation of five depositional environments: (1) the internal platform domain, in which three sub-environments have been distinguished: (1a) subaerial exposure, (1b) restricted and (1c) open domains, with deposition of limestones with vadose overprints, miliolids-bearing mudstones and micritic limestones with rudists and orbitolines, respectively; (2) the barrier domain, with deposition of high-energy calcarenites and coral limestones, and (3) the external platform where calcarenites and marly levels alternated. The main feature of the Seguilí Fm. is the cyclic vertical arrangement in shallowing upwards metre-scale sequences, best developed in the internal platform domain. These cycles have been interpreted as related mainly to repeated variations in different parameters, as depth, input of fine siliciclastics, nutrients content, energy, and restriction of waters. The interpretation of the origin of the cycles considers both autocyclic and allocyclic factors.

Key words: *carbonate platform, cycles, Cretaceous, Prebetic.*

INTRODUCCIÓN

Durante el Cretácico Inferior se desarrolló una amplia plataforma en el margen meridional de la placa Ibérica. Los materiales depositados, principalmente carbonatos marinos someros con facies "urgonianas", pertenecen a la Zona Prebética (Azéma *et al.*, 1979). La litoestratigrafía del Cretácico Inferior de la Zona Prebética fue definida formalmente por García-Hernández *et al.* (1982), esencialmente a partir de datos procedentes de sectores centrales de la cordillera. En el sector más oriental de la Zona Prebética (Prebético de Alicante) afloran potentes sucesiones de edad Cretácico Inferior, depositadas en la parte más distal de la plataforma, con características bien diferenciadas respecto de los sectores centrales (Company *et al.*, 1982). Estas diferencias han llevado más recientemente a la definición de nuevas formaciones en el Cretácico Inferior (Castro, 1998). Entre las unidades mejor desarrolladas y expuestas en la región estudiada se encuentra la Fm. Seguilí (Aptiense medio-Albiense basal), que presenta una gran riqueza de facies, asociadas en diversos tipos de secuencias elementales de somerización, que han servido para caracterizar diversos ambientes dentro de una plataforma carbonatada somera.

En este trabajo se presenta un análisis sedimentológico de la Fm. Seguilí. Los dos objetivos del estudio han sido, en primer lugar, una clasificación exhaustiva de las facies y en segundo lugar un análisis de la ciclicidad. Este análisis se ha centrado en la tipificación de los ciclos elementales presentes en la formación, y su interpretación en términos sedimentarios.

ESTRATIGRAFÍA

Esta formación, definida a partir de los afloramientos situados en la Sierra de Seguilí, en las proximidades de la localidad de Denia (Fig. 1), está constituida por un miembro inferior calcarenítico, y otro superior de calizas micríticas con rudistas y corales (Castro, 1998). La edad de la formación varía de unas localidades a otras, con un máximo de extensión temporal comprendido entre el Aptiense medio y el Albiense basal. En la región estudiada, la Fm. Seguilí fosiliza y pasa lateralmente hacia el sur a la Fm. Almadich (Castro, 1998), depositada en ambientes de plataforma externa con influencia hemipelágica, y es fosilizada por la Fm. Sácaras, depositada en una plataforma somera mixta carbonatada-terrígena (Fig. 2). La bioestratigrafía ha sido detallada en Castro (1996) y Castro *et al.* (2001), y la estratigrafía secuencial se analizó en Ruiz–Ortiz y Castro (1998).

FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES

La Fm. Seguilí presenta una gran riqueza de facies, con predominio de calizas grises muy ricas en fauna, entre la que destacan foraminíferos (orbitolinas y miliólidos), algas calcáreas, rudistas, corales y condrodontos. El análisis detallado de las facies ha dado lugar a la diferen-

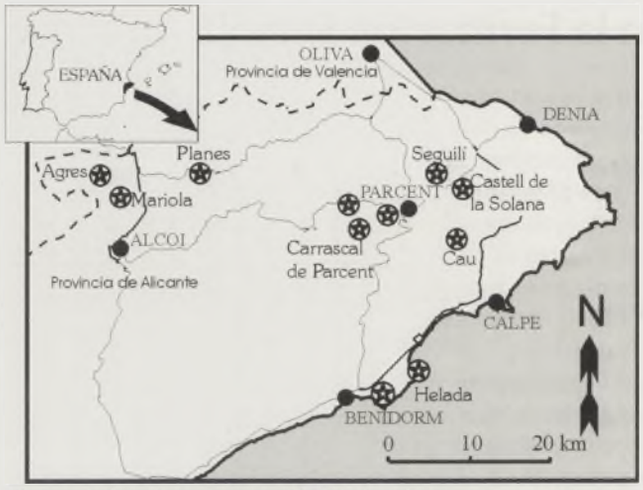


FIGURA 1: *Localización geográfica de los afloramientos estudiados.*

ciación de 23 tipos de facies, que se agrupan en cinco asociaciones que caracterizan tres ambientes de plataforma interna (dominio de exposición subaérea, marino restringido, y marino bien comunicado), un ambiente denominado "de barrera", y un quinto dominio de plataforma externa. La clasificación de facies, así como su atribución a cada uno de los cinco ambientes indicados se muestra en la tabla 1.

CICLOS DE FACIES

De los distintos ambientes sedimentarios, es el de plataforma carbonatada interna el que está mejor representado en la Fm. Seguilí, y su principal característica es una bien definida ordenación secuencial, en bancos bien marcados de potencias muy variables, que en muchos casos se corresponden con ciclos de facies que se repiten en la vertical. El análisis de los diversos tipos de ciclos en las secciones estudiadas ha permitido establecer una clasificación de los mismos, y una interpretación en términos ambientales (Fig. 3). En general, los ciclos responden a una evolución en el tiempo que implica principalmente una somerización, acompañada de un aumento en la restricción de las aguas, lo que queda reflejado muy especialmente en la fauna. Otros factores ambientales que se consideran implicados en la evolución a lo largo del depósito de los ciclos son la tasa de sedimentación, el grado de turbidez, el contenido en nutrientes y la energía del medio. A la escala de conjuntos de ciclos se observan importantes cambios de potencia de unas secciones a otras (Fig. 2), debidas a variaciones espaciales de la tasa de subsidencia. Estas variaciones no se traducen en cambios ambientales significativos, ya que la subsidencia es compensada al final del depósito de cada ciclo por una alta tasa de sedimentación, debida a las condiciones ambientales muy favorables para la producción de carbonatos.

En los ambientes de barrera y plataforma externa la ciclicidad es menos patente; en la asociación de facies de barrera se reconocen ciclos compuestos por una parte inferior calcarenítica y otra superior bioconstruida, mientras que en la plataforma externa la ciclicidad consiste esencialmente en la alternancia de facies margosas y calcareníticas.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Las diferentes asociaciones de facies y los ciclos observados permiten proponer un modelo general para el depósito de la Fm. Seguilí en los afloramientos estudiados. Se trataría de una amplia plataforma carbonatada somera de tipo rampa, en la que se diferenciarían tres cinturones de facies con límites poco definidos. Los ambientes más desarrollados serían los denominados de plataforma interna, con escasa energía, aguas someras y una importante colonización por fauna bentónica, productora de sedimento. En este ambiente las oscilaciones relativas del nivel del mar generarían cambios ambientales que darían lugar a los ciclos de facies descritos.

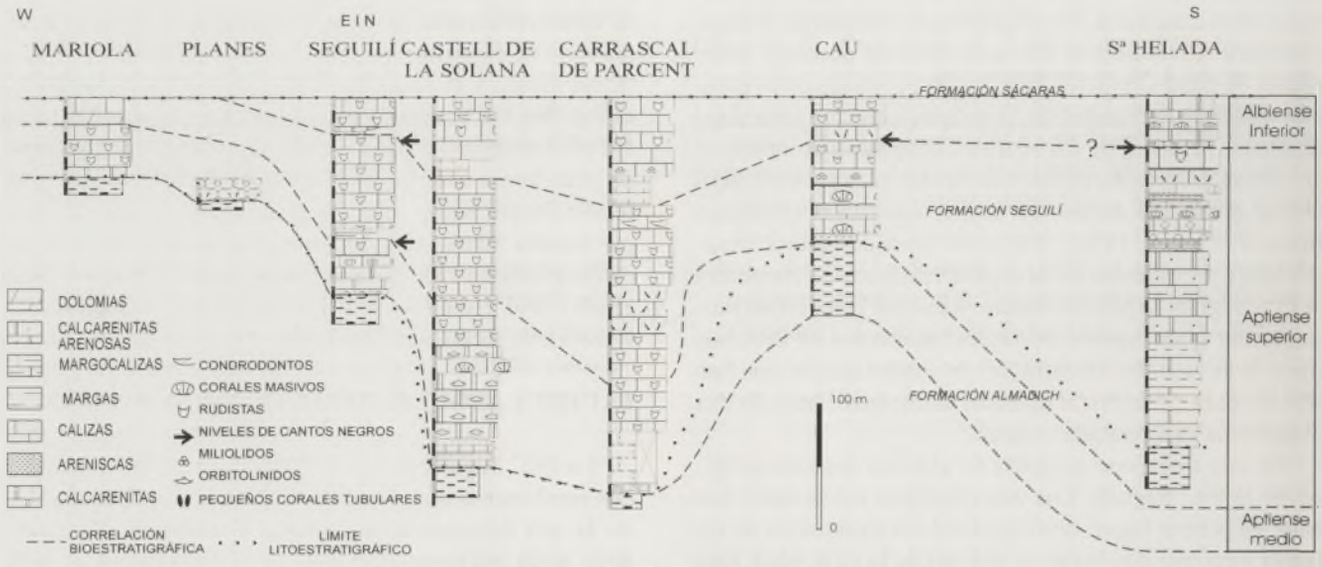


FIGURA 2: *Correlación de las principales secciones estudiadas*

AMBIENTE SEDIMENTARIO y asociación de facies que lo caracteriza		P.I. a	P.I. b	P.I. c	B.	P.E.
Facies margosas	1.- Margas con erizos y ammonites					*
	2.- Margas y margocalizas con erizos			*		
	3.- Margas con orbitolinas			*		*
	4.- Margas y margocalizas bioturbadas azules-verdes-ocres			*		
	5.- Margas y margocalizas grises			*		
Calcarenitas	6.- Calcarenitas ocres bioclásticas				*	*
	7.- Calcarenitas arenosas con estratificación cruzada y superficies de reactivación.				*	
Calcarenitas grises	8.- *Grainstone* oolítico				*	
	9.- *Packstone* de orbitolinas			*		
	10.- *Grainstone* gris bioclástico				*	
	11.- *Packstone-wackestone* peletoidal con algas dasycladáceas y orbitolinas puntiagudas			*		
Calizas y margas con macrofósiles	12.- *Boundstone de coral*			*	*	
	13.- *Floatstone* de corales tubulares			*		
	14.- *Floatstone/rudstone* de macrofósiles			*		
	15.- *Floatstone/rudstone* de condrodontos			*		
	16.- *Floatstone* de rudistas			*		
Calizas micríticas	17.- *Wackestone-mudstone* con miliólidos		*			
	18.- *Floatstone/framestone* de *Bacinella*		*			
	19.- Calizas micríticas con reemplazamientos geopetales	*				
	20.- Calizas con *burrows*			*		
Otras	21.- Calizas de cantos negros	*				
	22.- Margas con concreciones calcáreas	*				
	23.- Calcirruditas			*		

TABLA 1: *Facies de la Fm. Seguilí. P.I.: Plataforma interna (a: p.i. con exposición subaérea; b: p.i. restringida; c: p.i. abierta); B.: Barrera; P.E.: Plataforma externa.*

Se interpreta que la génesis de un ciclo de plataforma se inicia tras una interrupción sedimentaria con emersiones locales. El primer depósito sería un *lag* transgresivo, que daría como resultado el depósito de ruditas en los sectores de topografía más baja. La invasión marina subsiguiente conllevaría la entrada de terrígenos finos, generando unas condiciones de aguas turbias, con colonización del fondo por orbitolinas planas junto con otros organismos bentónicos, en condiciones de baja tasa de sedimentación. La disminución de la turbidez daría lugar al

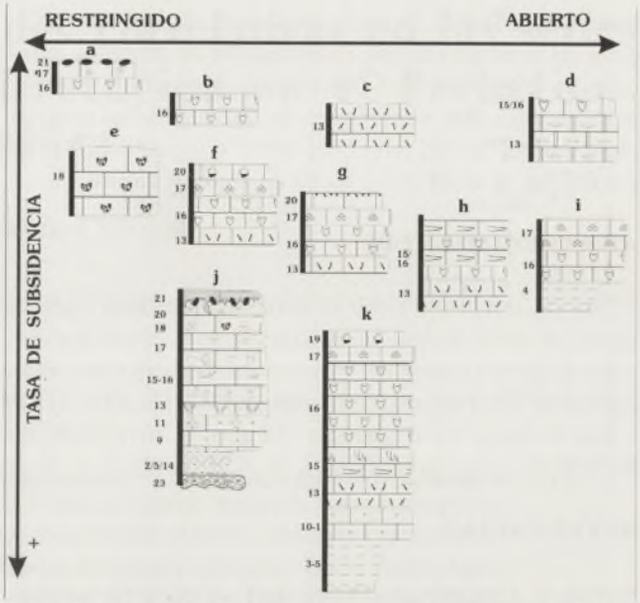


FIGURA 3: *Ciclos de facies de plataforma interna de la Fm. Seguilí. Los números hacen referencia a los tipos de facies de la tabla 1.*

desarrollo de la fauna bentónica, con una sucesión ecológica de corales, rudistas (monopléuridos, requiénidos y radiolítidos), en la que el aumento progresivo de la restricción de las aguas llevaría finalmente a la disminución en el tamaño de los rudistas, y su desaparición. Las facies de grandes lamelibranquios planos (condrodontos), que se suelen encontrar en la parte superior de los ciclos de mayor escala que los elementales, indicarían momentos de elevada restricción en las aguas, en ambientes relativamente profundos y subsidentes de la plataforma, que permitieran una acumulación rápida de sedimento. Los ciclos terminarían por un proceso de colmatación acompañada de estrés ambiental por restricción de las aguas, con depósito de calizas micríticas en sectores más subsidentes, mientras que en áreas más elevadas finalizarían con una emersión con procesos de exposición subaérea más o menos pronunciados.

La sedimentación en los ambientes de barrera y plataforma externa estarían menos afectados por pequeñas oscilaciones del nivel del mar, especialmente los últimos, por su mayor profundidad. Estas oscilaciones quedarían reflejadas en el desarrollo de corales y calcarenitas en momentos de nivel relativo bajo, y calcarenitas y margas con nivel más alto (en la barrera y plataforma externa respectivamente).

Los materiales estudiados se depositarían en un sector de la amplia plataforma prebética, enclavado a una cierta distancia de la costa, con escasa influencia terrígena, sólo patente durante episodios transgresivos. En conjunto, el depósito de la formación refleja una evolución general desde ambientes de plataforma externa hacia otros de barrera y finalmente de plataforma interna, si bien la marcada ciclicidad implica importantes cambios a pequeña escala temporal. En definitiva, en un contexto general de clima cálido y húmedo, con aguas claras e importante desarrollo de fauna bentónica muy diversificada, la ciclicidad se considera como uno de los principales rasgos del

depósito de la Fm. Seguilí. Esta ciclicidad se interpreta como el resultado de una combinación de procesos autocíclicos (esencialmente ligados a colmatación), aunque parecen evidentes también los de tipo alocíclico (oscilaciones relativas del nivel del mar), que explicarían las evidencias de emersión a techo de algunos ciclos.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. P.A. Ruiz-Ortiz (Universidad de Jaén), por el apoyo recibido durante la realización de la investigación, y por la lectura crítica del manuscrito. Trabajo financiado por la CICYT (Proyecto de Investigación BTE-2000-1151) y por la Junta de Andalucía (Grupo de Investigación RNM200).

REFERENCIAS

Azéma, J., Foucault, A., Foucarde, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J. M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A. C. y Vera, J. A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Servicio de Publicaciones, Univ. de Granada, 83 p.

Castro, J. M. (1996): Aportaciones al conocimiento de la bioestratigrafía del tránsito Aptiense-Albiense en las Cordilleras Béticas. Prebético de Alicante. *Geogaceta*, 20: 43-45.

Castro, J. M. (1998). *Las plataformas del Valanginiense Superior-Albiense Superior en el Prebético de Alicante*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 464 p.

Castro, J.M., Company, M., de Gea, G.A. y Aguado, R. (2001): Biostratigraphy of the Aptian-Middle Cenomanian platform to basin domain in the Prebetic of Alicante, SE Spain: calibration between shallow water benthonic and pelagic scales. *Cretaceous Research*, 22: 145-156.

Company, M., García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Vera, J. A. y Wilke, H. (1982): Análisis y distribución de facies del Cretácico Inferior del Prebético en la provincia de Alicante. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 563-578.

García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Martín-Algarra, A. y Vera, J. A. (1982): El Cretácico de la Zona Prebética. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.). Universidad Complutense de Madrid, 526-570.

Ruiz-Ortiz, P. A. y Castro, J. M. 1998. Carbonate depositional sequences in shallow to hemipelagic platform deposits. Aptian. Prebetic of Alicante (SE spain). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169: 21-33.

Discontinuidades y conformidades correlativas en las series hemipelágicas del final del Cretácico en el Prebético. Caracterización biocronoestratigráfica

B. Chacón y J. Martín-Chivelet

Departamento de Estratigrafía. Instituto de Geología Económica CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. bchacon@eucmax.sim.ucm.es, martinch@eucmax.sim.ucm.es.

ABSTRACT

In the upper Santonian to Danian hemipelagic to pelagic series in the eastern part of the Prebetic Jumilla-Callosa-Aspe area, detailed stratigraphic and biostratigraphic analyses have allowed the recognition and age-dating of three major regional unconformities and their correlative conformities. These represent major changes in sedimentation, synsedimentary tectonic, bathymetry, basin configuration and/or faunal assemblages that abruptly took place in the ancient Betic continental margin. These surfaces, based on the stratigraphic distribution of globotruncanids, can be dated (at their minimum hiatus) as latest Santonian-earliest Campanian, middle Maastrichtian and Maastrichtian-Danian boundary in age. From base to top, the following biozones have been identified: Dicarinella asymetrica, Globotruncanita elevata, Globotruncana ventricosa, Globotruncanita calcarata, Globotruncana falsostuarti, Gansserina gansseri, Contusotruncana contusa - Racemiguembelina fructicosa, and Abathomphalus mayaroensis. The described unconformities bound and outline two major genetic stratigraphic units, with distinctive stratigraphic and sedimentalogical features. These units configure the first subdivision of those Upper Cretaceous hemipelagic/pelagic successions of the Prebetic in terms of genetic stratigraphy.

Key words: *unconformities, hemipelagic, Campanian, Maastrichtian, Betics.*

INTRODUCCIÓN

Las series pelágicas y hemipelágicas del Cretácico Superior de la Cordillera Bética presentan una notable homogeneidad en cuanto a facies, tanto espacial como temporalmente, hecho que ha conducido a la definición de grandes conjuntos litológicos para enmarcarlas. Este es el caso de las Fms. Quipar-Jorquera y Capas Rojas (Vera *et al.*, 1982), unidades de cientos de metros de espesor que abarcan todo el Cretácico Superior (y parte del Paleogeno) y que, además, son consideradas como esencialmente equivalentes en todos sus rasgos a excepción de su color (Vera y Molina, 1999). Sin embargo, el análisis bioestratigráfico y sedimentológico detallado de estas vastas y *a priori* homogéneas unidades permite reconocer discontinuidades de carácter regional dentro de las mismas, las cuales permiten dividir el registro en unidades estratigráficas de tipo genético, que suponen un gran avance para la comprensión de la evolución sedimentaria de la cuenca.

Este trabajo pretende contribuir a esa subdivisión estratigráfica fundamental y se centra en los materiales de edad Campaniense-Maastrichtiense de la parte oriental del Prebético (sector de Jumilla-Callosa-Aspe) (Fig. 1). Esta franja corresponde, desde un punto de vista paleogeográfico, al área proximal dentro de los ambientes marinos profundos de la margen continental bética (o sudibérica). El estudio de dichos materiales permite reconocer tres discontinuidades estratigráficas de carácter regional (y sus conformidades correlativas) que representan cambios sustanciales en las condiciones de depósito, en el tipo de sedimento dominante, en la actividad tectónica sinsedimentaria, en la batimetría y/o en las asociaciones paleontológicas.

Las discontinuidades, datadas en los puntos de mínima laguna o de conformidad correlativa, tienen las siguientes edades: Santoniense terminal-Campaniense basal, Maastrichtiense "medio" y límite Maastrichtiense-Daniense. En este trabajo se caracterizan dichas discontinuidades desde un punto de vista sedimentológico y bioestratigráfico, y se describen someramente las unidades estratigráficas genéticas que limitan.

LA DISCONTINUIDAD SANTONIENSE-CAMPANIENSE

La primera de las discontinuidades separa dentro del área estudiada los materiales del Campaniense inferior-

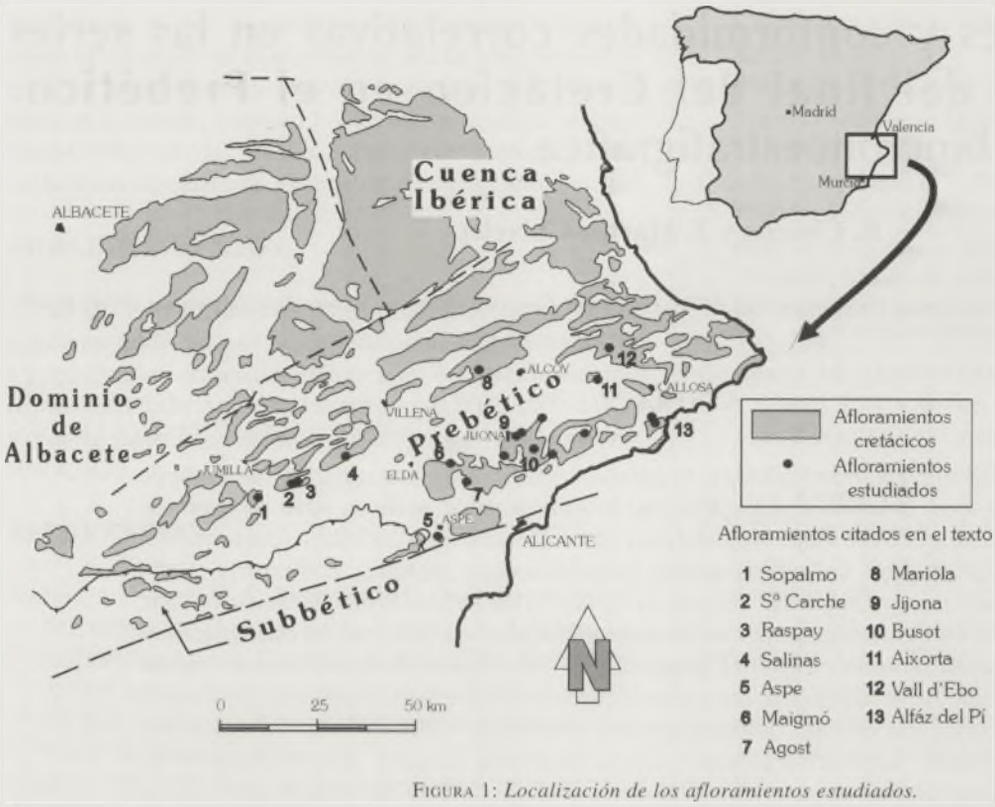


FIGURA 1: *Localización de los afloramientos estudiados.*

medio de otros más antiguos, cuyas edades en las secciones de mínimo hiato se sitúan en el Santoniense superior. En la parte más septentrional, los primeros llegan a descansar sobre facies de plataforma interna de edad Cenomaniense medio (p.ej., Martín-Chivelet, 1992).

La discontinuidad puede estar marcada por una costra ferruginosa y, en ocasiones, por el desarrollo de un *hardground* con finas laminaciones estromatolíticas ricas en fosfatos y con abundante glauconita. En la zona más septentrional, donde la laguna abarca desde el Cenomaniense hasta el Santoniense, la discontinuidad está marcada por una superficie de tipo caliche, que indicaría condiciones de exposición subaérea (Martín-Chivelet, 1992).

Los materiales que descansan sobre la discontinuidad son, en toda la zona estudiada, de tipo hemipelágico a pelágico, y tienen una composición carbonática, con proporciones variables de terrígenos finos. Con respecto a los materiales infrayacentes de edad Santoniense, también de tipo pelágico, los materiales campanienses presentan un mayor contenido en terrígenos. Estos materiales se enmarcan dentro de la Fm. Carche y de los tramos equivalentes en esta edad de las Fms. Quipar-Jorquera y Capas Rojas (Fig. 2).

La Fm. Carche (Martín-Chivelet, 1994) aflora en los sectores más septentrionales y paleogeográficamente más someros (p.ej., Sierra del Carche, Sopalmo, Salinas, Mariola, Vall d'Ebo). Se trata de una unidad bastante homogénea de calizas y margocalizas mal estratificadas y con abundante bioturbación, en las que se encuentran abundantes restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos, calciesferas, equínidos e inocerámidos. Las microfacies dominantes son los *packstone* bioclásticos de grano fino. El ambiente de formación corresponde a un medio marino abierto de plataforma externa carbonatada.

La Fm. Quipar-Jorquera *p.p.* y la Fm. Capas Rojas *p.p.* afloran extensamente en la parte meridional del área estudiada (p.ej., Aspe, Jijona, Aixorta, Busot), presentando cambios laterales entre sí, que están reflejados en la variación del color de las facies (blanco y rojo respectivamente). Engloban materiales de carácter hemipelágico a pelágico más profundos que los de la Fm. Carche. Forman series homogéneas de calizas y margas de marcado carácter rítmico (alternancia decimétrica de calizas y margocalizas o margas), que no se observa en la Fm. Carche, y que están afectadas por una bioturbación menos intensa que la de esta unidad. Incluyen numerosos restos de foraminíferos, esencialmente de tipo planctónico, inocerámidos y algunos restos de equinodermos y escasos corales solitarios.

A partir del estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos se ha obtenido la datación de la discontinuidad. En los puntos de menor laguna estratigráfica, se ha reconocido la siguiente asociación en los materiales infrayacentes: *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931), *Dicarinella asymetrica* (SIGAL, 1952), *D. concavata* (BROTZEN, 1934), *D. primitiva* (DALBIEZ, 1955), *Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926), *G. bulloides* (VOGLER, 1941), *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1839), *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934), *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *Marginotruncana coronata* (BOLLI, 1945), *M. pseudolinneina* (PESSAGNO, 1967), *M. sinuosa* (PORTHAULT, 1970) y *M. tarfayaensis* (LEHMANN, 1963). De acuerdo con Ro-

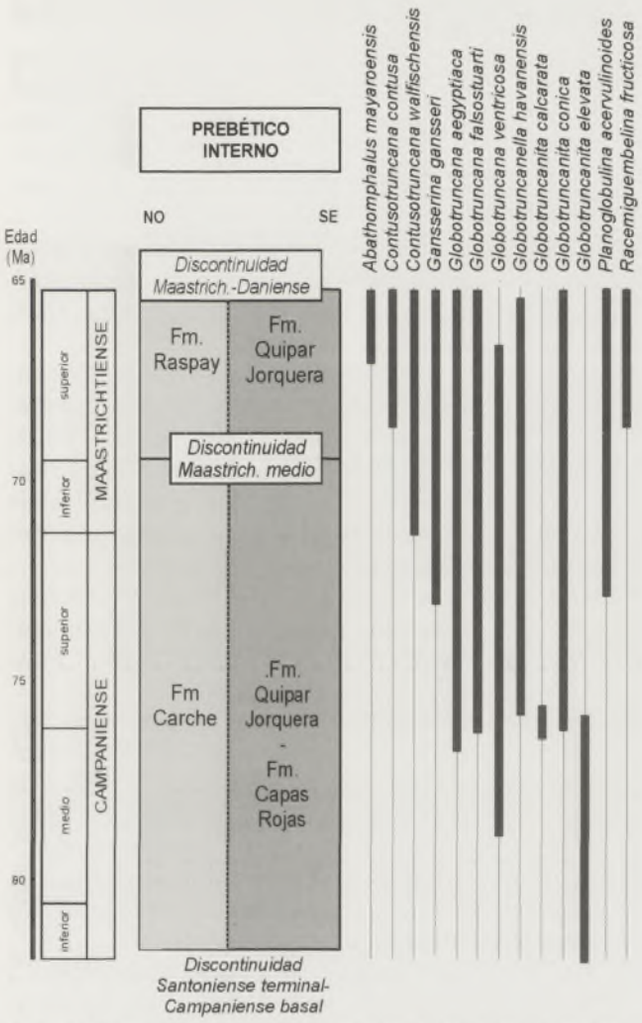


FIGURA 2: *Esquema cronoestratigráfico para el intervalo temporal considerado en el que se muestran las principales discontinuidades, las unidades litoestratigráficas y la distribución vertical de los foraminíferos planctónicos más representativos.*

baszynski *et al.* (2000) la edad de estos materiales es Santoniense superior. La asociación de foraminíferos planctónicos contrasta con la que existe encima de la discontinuidad, de modo que en los primeros metros de la unidad suprayacente no se encuentran ya ejemplares del género *Dicarinella* y las especies *Globotruncanita elevata* y *G. stuartiformis* pasan a dominar la asociación, junto con *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. linneiana* y algunos ejemplares de *Marginotruncana coronata*, *M. pseudolinneiana* y *M. schneegansi*. Esta asociación de los niveles que tapizan la discontinuidad permite caracterizar la biozona de *G. elevata*, de edad Campaniense inferior, sin poder afirmar si la base del Campaniense está o no representada en estos niveles inferiores de la unidad. De este modo, en estos puntos de menor laguna sedimentaria, la discontinuidad tendría probablemente una edad Santoniense terminal-Campaniense basal.

La sedimentación de la Fm. Carche y de los litosomas correlativos de las Fms. Quipar-Jorquera y Capas Rojas se prolonga hasta el Maastrichtiense inferior. La bioestratigrafía de esas series permite reconocer, de base a techo, las biozonas de *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934), *Globotruncana ventricosa* (WHITE, 1928), *Globotruncanita calcarata* (CUSHMAN, 1927), *Globotruncana falsostuarti* (SIGAL, 1952) y gran parte de la biozona de *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951). Dentro de esta última, la presencia de *Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970) pero no de *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926) indicaría, según Robaszynski *et al.* (2000), que nos encontramos en la parte alta de la biozona de *G. gansseri*, sin llegar a la parte más alta de la misma. Por tanto, el techo de la unidad se enmarcaría en la parte alta del Maastrichtiense inferior.

LA DISCONTINUIDAD MAASTRICHTIENSE "MEDIO"

La discontinuidad del Maastrichtiense "medio" puede estar representada por una ligera superficie ferruginizada y llevar asociadas importantes evidencias de tectónica sinsedimentaria, tales como fallas inversas, *slumps* y olistolitos (Chacón y Martín Chivelet, 2001). Supone un importante cambio en el ambiente de depósito, marcado, por un lado, por fuertes variaciones litológicas, debido a la llegada masiva de terrígenos de tamaño fino, diferenciándose claramente de los depósitos infrayacentes, esencialmente carbonatados y, por otro lado, por un aumento drástico en la inestabilidad tectónica del medio.

Separa los materiales descritos en el apartado anterior de los materiales del Maastrichtiense superior. Estos últimos corresponden a la Fm. Raspay y al litosoma correlativo de la Fm. Quipar-Jorquera. Los materiales de esta edad, en la zona de estudio, no aparecen representados nunca por la Fm. Capas Rojas.

La Fm. Raspay (Martín-Chivelet, 1994) aflora en las áreas septentrionales del sector estudiado (p.ej., Sierra del Carche, Raspay, Maigmó). Está constituida esencialmente por margas verdes a grises que pueden incluir pequeñas intercalaciones algo más carbonáticas que se hacen más importantes a techo. Son ricas en foraminíferos, planctónicos y bentónicos, en calciesferas y ostrácodos. El ambiente de sedimentación correspondería a un medio marino de plataforma externa mixta, carbonatado – siliciclástica.

El tramo de la Fm. Quipar–Jorquera equivalente en edad a la Fm. Raspay aflora en diferentes puntos de la provincia de Alicante (p.ej., Agost, Aspe, Alfaz del Pí). Presenta también un carácter dominantemente margoso, pero a diferencia de la anterior, su depósito tuvo lugar en ambientes marinos más profundos y alejados del continente. Está formado por margas y margocalizas, que frecuentemente presentan un carácter rítmico. Este carácter, sin embargo, está a menudo enmascarado por estructuras de deformación sinsedimentaria (*slumps*), que pueden llegar a ser muy abundantes, otorgando a la unidad un aspecto bastante caótico. Además, aparecen intercalados algunos niveles arenosos o calcareníticos de naturaleza turbidítica en los que es frecuente reconocer abundantes restos de fauna procedente de la plataforma interna (Chacón y Martín-Chivelet, 2001).

Con respecto a la bioestratigrafía, los depósitos que descansan sobre la discontinuidad muestran ya una asociación caracterizada por la presencia de *Contusotruncana contusa* y *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER, 1899) en su parte basal. Dicha asociación correspondería con la parte más alta de la biozona de *G. gansseri*, según Robaszynski *et al.* (2000) o a la biozona de *C. contusa - R. fructicosa* en el sentido de Premoli Silva y Sliter (1995). En cualquier caso, ambas biozonaciones coinciden en asignar una edad Maastrichtiense superior al intervalo. El resto de la unidad está caracterizada por la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951) de edad Maastrichtiense superior-terminal.

LA DISCONTINUIDAD K-T

Separa los depósitos de edad Maastrichtiense superior–terminal de los del Daniense. Está marcada por *hardgrounds* intensamente ferruginizados y bioturbados, ricos en fosfatos y glauconita, colonizados por abundantes corales solitarios y algunos braquiópodos, y a menudo tapizados por laminaciones estromatolíticas pelágicas (Vera y Martín-Algarra, 1994), o bien por un nivel de sedimentación de tipo catastrófico, representado por depósitos de tipo flujos viscosos de gravedad (*debris flow*, *grain flow*, *slumps*). En la zona más meridional, la discontinuidad deja paso a una conformidad correlativa, que permite analizar el tránsito gradual entre el Cretácico y el Paleoceno, muy bien definido en el corte clásico de Agost.

Sobre la discontinuidad se encuentran depósitos del Daniense, formados por margas (Maigmó, Alfaz del Pí) y calizas bien estratificadas (Carche, Raspay), o materiales más modernos, que no son el objeto de este trabajo. En la zona de continuidad sedimentaria (Agost), la discontinuidad coincide con el límite Maastrichtiense-Paleoceno (p.ej., Molina *et al.*, 1996; Chacón, Tesis en curso).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto PB 97-0330 de la DGES.

REFERENCIAS

Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2001): Implicaciones tectosedimentarias de la discontinuidad estratigráfica del Maastrichtiense medio en Aspe (Prebético de Alicante). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14: 123-134.

Martín-Chivelet, J. (1992): *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla - Yecla, Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 899 p.

Martín-Chivelet, J. (1994): Litoestratigrafía del Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla (Zona Prebética). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 117-173.

Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J.A. (1996): The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost (Spain). *Revue de Micropaleontology*, 39: 225-243.

Premoli Silva, I. y Sliter, W. V. (1995): Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacioni section, Gubbio, Italy. *Palaeontographica Italica*, 82: 1-89.

Robaszynski, F., González Donoso, J. M., Linares, D., Amédro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhont, A. V. y Gartner, S. (2000): Le crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-Biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bulletin du Centre de Recherches, Elf Exploration Production*, 22: 359-490.

Vera, J. A., García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Comas, M. C., Ruiz-Ortiz, P. A. y Martín-Algarra, A. (1982): El Cretácico de la Cordillera Bética. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.). Universidad Complutense, Madrid, 515-632.

Vera, J. A. y Martín-Algarra, A. (1994): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain. En: *Phanerozoic Stromatolites II* (J. Bertrand-Sarfati y C. Monty, Eds), Kluwer Academic Publishers, 319-344.

Vera, J. A. y Molina, J. M. (1999): La formación Capas Rojas: caracterización y génesis. *Estudios Geológicos*, 55: 45-66.

Mud-mound typology in carbonate platforms of the Lower Cretaceous (Basque-Cantabrian Region, N Iberia)

P. A. Fernández-Mendiola

Universidad del País Vasco. Facultad de Ciencias. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. 48080 Bilbao. gppfemek@lg.ehu.es.

ABSTRACT

Different typologies of carbonate mud-mounds from the Lower Cretaceous of the central Basque-Cantabrian Basin (Duranguesado, Gorbea, Aitzgorri) are proposed. Eighteen mounds were investigated ranging in size from metric to hectometric. Compositionally they range from organism-supported fabrics (Chondrodonta) to mud-supported with scattered metazoans (sponges, corals, rudists or Bacinella) floating in the matrix. We recognize various mound paleoenvironments: platform interior, margin, slope or growing isolated offshore. The largest mud-mounds correspond to those growing in the margins of the platforms.

***Key words**: mud-mound, buildup, carbonate platform, Basque-Cantabrian Basin, Aptian-Albian*

INTRODUCTION

In the Lower Cretaceous (Aptian-Albian) of the northern margin of Iberia thick sequences of carbonate and siliciclastic units pile up to form the "Urgonian Complex". This complex consists of facies deposited within or around carbonate platform systems characterized by the widespread occurrence of rudists. The rudists include several groups: caprotinids, caprinids, radiolitids and specially the black-shelled requieniids including the genuses: *Toucasia*, *Requienia* and *Pseudotoucasia*. The platforms usually develop on paleotopographic-tectonic highs. They grow on areas of slightly slowed-down subsidence and never reach basin-wide dimensions but limit to extents typically 10 km wide. The shallow carbonate producing areas stand within the photic zone and contain diverse calcareous biota. The depositional architecture of the platforms consists of two types of settings: a) platforms with shallow surrounding basins (10-20 m). In this case, the marginal zones display low angle clinoforms (< 5°); b) platforms with adjacent deeper-water intraplatform basins (50-250 m) where the marginal areas have steep clinoforms (20-55°) and mass-gravity resedimented deposits (megabreccias) are present (Fernández-Mendiola, 1987).

Both platform types consist of well-bedded laterally extensive tabular limestone strata, separated by intervening bedding surfaces. Nevertheless, sometimes massive limestones represent distinct architectural elements. The massive limestones may form indeterminate geometries or more commonly be lensoid-shaped: a) concave up (lower boundary) and b) concave down (upper boundary) or flat-bottomed and concave-down top.

These massive structures usually consist of micrite with various organisms floating in the matrix. They are interpreted as mud-mounds *sensu* Bosence and Bridges (1995), Tucker and Wright (1990) or reef-mounds *sensu* James (1983). Bosence and Bridges (1995) take a broad definition of mud-mounds as carbonate buildups having depositional relief and being composed of carbonate mud, peloidal mud or micrite. Mud-mound accumulations have been defined as outstanding benthic carbonate producing systems dominated by abiotic and biotically induced precipitates (Schlager, 2000). They are systems that rival the aggradation rates of classic tropical carbonate platform systems, but have a lower export potential.

MUD-MOUNDS: CHARACTERISTICS

We have analyzed the size, morphology, internal composition and depositional environments of 18 different mounds in the central part of the Basque-Cantabrian Basin (Fig. 1) (Duranguesado, Gorbea and Aitzgorri areas): 1) Gorosteta, 2) Aitzgorrigain, 3) Aldabide, 4) Atxular, 5) Divaley, 6) Ondarriko-atxa, 7) Belatxikieta, 8) Aitx-txiki, 9) Axpe, 10) Fraile, 11) Anboto, 12) Andasto, 13) Izpizte, 14) Marieta, 15) Kurutze-berri, 16) Orkatzategi, 17) Zabalaitz, and 18) Aratz. We summarize the results and propose a predictive model for future comparisons. The size of the mounds varies from small scale (a few metres high) to large mounds reaching 50-200 m in height. Morphologically the mounds are lense-shaped and the lense may be flat-like (low-relief) or pinacular (high-depositional relief). The location of the mounds within the framework of depositional systems includes: a) the platform interior realm, b) the platform margin, c) the foreslope and d) isolated buildups growing in the basin (Fig. 2).

Usually the largest mounds are those formed near the margins of the platforms. According to composition, there

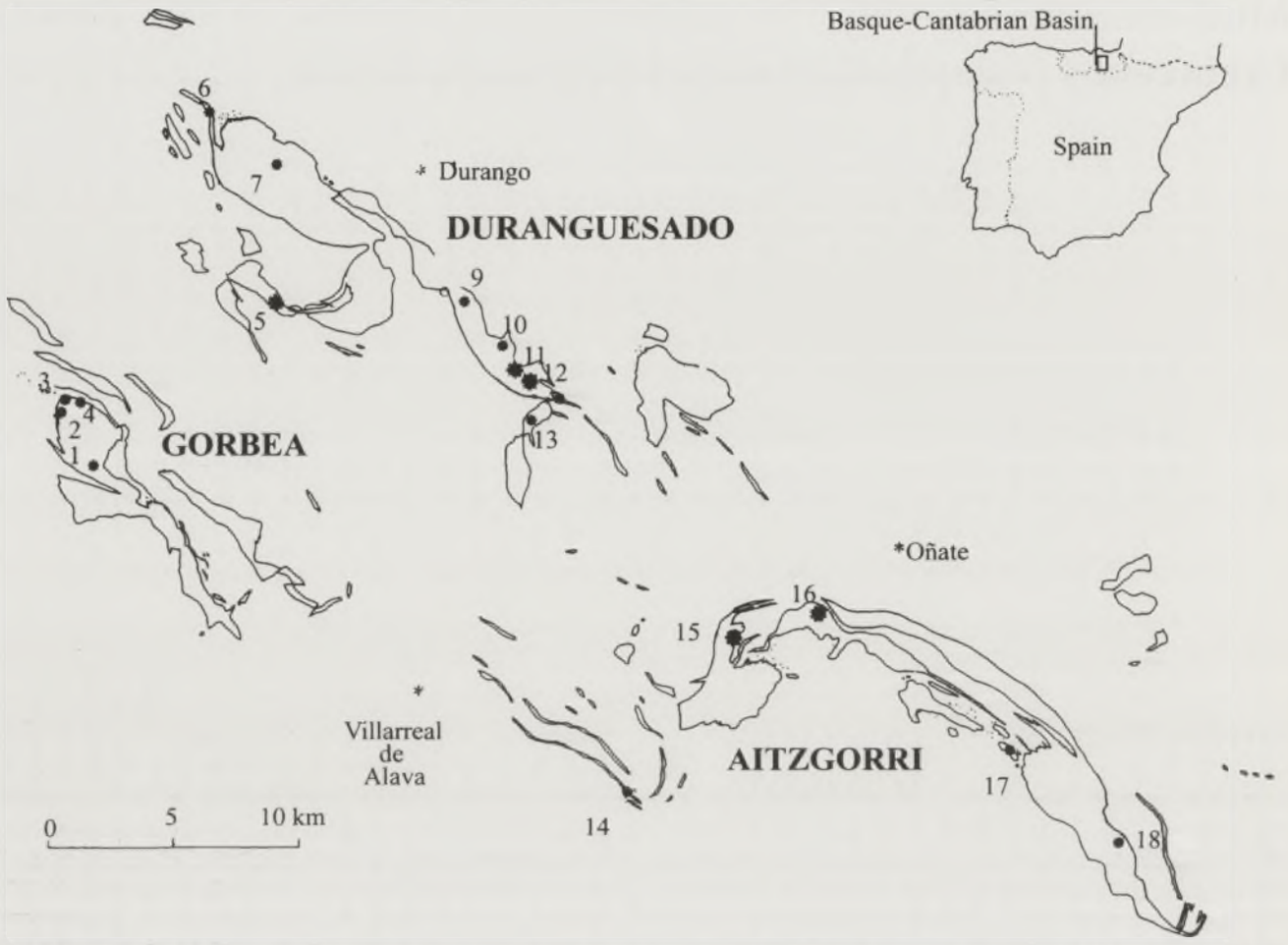


FIGURE 1: *Location of the studied mud-mounds in the central part of the Basque-Cantabrian Basin. 1- Gorosteta, 2- Aitzgorrigain, 3- Aldabide, 4- Atxular, 5- Divaley, 6- Ondarriko-atxa, 7- Belatxikieta, 8- Aitx-txiki, 9- Axpe, 10- Fraile, 11- Anboto, 12- Andasto, 13- Izpizte, 14- Marieta, 15- Kurutze-berri, 16- Orkatzategi, 17- Zabalaitz, and 18- Aratz.*

are two end-member groups of mounds: 1) Mounds containing abundant metazoans forming the bulk of the core. Metazoan-supported fabrics usually correspond to *Chondrodonta* aggregations of hundreds of specimens, early bounded to each other and standing in vertical living position, partially embedded in lime-mud. 2) Mounds dominated by a mud-matrix and containing variable amounts of biota. The biota forms no framework and floats within the matrix. Several organisms may occur together and the most common biotic element defines the type of mound. Four different types are considered: rudist, coral, sponge and *Bacinella*-dominated (Fig. 3). Figure 4 relates the various mound types and their biotic constituents, according to their relative abundance.

From the analysis of the above data we infer that the most common location for mud-mound development was the platform margin. There, the mound types are sponge-dominated with abundant peloids and associated fauna composed of rudists and or corals. Rudists, *Bacinella* or *Chondrodonta* may displace to sponges as the dominant element within the smaller mounds in the platform interior and more occasionally in the platform margin

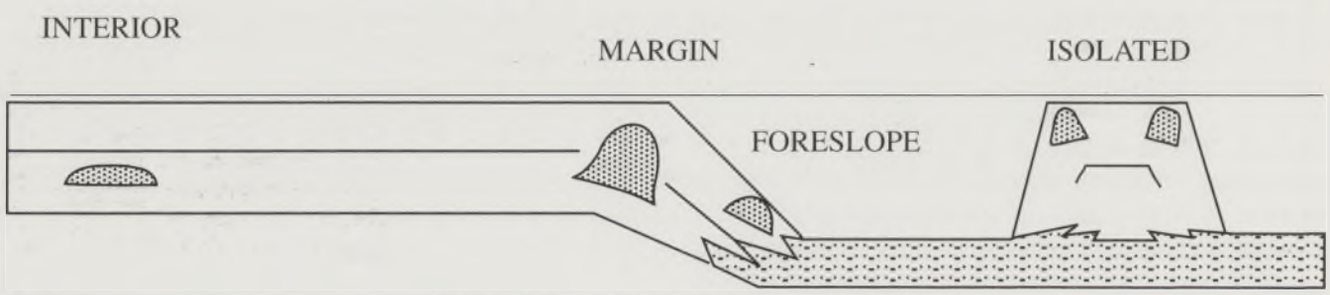


FIGURE 2: *Mud mounds paleoenvironmental settings.*

Mound Type / Environment	Sponges	Corals	*Chondrodonta*	Rudists	*Bacinella*
interior			Marieta	Divaley	Atxular Aratz Ondarriko-atxa
margin	Orkatzategi Kurutzeberri Izpizte Belatxikieta Axpe Gorosteta Fraile Aitx-txiki			Aitzgorrigain	
foreslope		Andasto Aldabide	Anboto		
isolated	Zabalaitz				

FIGURE 3: *Mound type versus environmental setting*

MUD MOUND / BIOTIC CONSTITUENTS	Ondarriko-atxa	Aratz	Atxular	Aitzgorrigain	Divaley	Marieta	Anboto	Aldabide	Andasto	Zabalaitz	Aitx-txiki	Fraile	Gorosteta	Axpe	Belatxikieta	Izpizte	Orkatzategi	Kurutzeberri
Sponges								P	P	V	V	V	V	V		V	V	V
Sponge spicules	P			V				P	V	V		V	V	V	V	P	V	V
Corals			P	P				V	V	V	V	M	P				P	P
Rudists	P	P		V	V	M	M	P		V	P	P	P	P			P	P
Bacinella	V	V	V				M					M				P	V	M
Chondrodonta						V	V											
Planktonic forams								P	P	P	P			V				
Orbitolinids	P		P	P	V									P		P	V	
Miliolids	V		V	M	V	M	M			P			P			V	V	P
Echinoid fragments	M		M	M	M			P	M	P	P	M	P	M	P		M	
Red algae					P			P		P	P	P						P
Green algae (dasyclads)	P		P					P	V			V			P			M
Gastropods			M									M			P		M	M
Benthic forams				P	P	M	M	P		P		P		P	P	P		M
Bryozoans										M	M	M						
Pelecipods			M									M						
Peloids	V		V		P					P					V	V		V
Intraclasts												M						
Serpulids											M							
Calpionellids								M									M	
AGE	EAP	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	EAB	LAP	EAB

EAP = Early Aptian
LAP = Late Aptian
EAB = Early Albian

M = Minor
P = Present
V = Very common

FIGURE 4: *Relationship between mound types and biotic constituents*

(Aitzgorrigain). *Chondrodonta* mounds are typically small-scale and predominate in the platform interior or in the foreslope.

ORIGIN

Mounds comparable in size composition and setting to those located in the platform margin have been described elsewhere in the Basque-Cantabrian Basin. This is the case of La Gandara mound (Rat, 1959; Pascal, 1985; García-Mondéjar and Fernández-Mendiola, 1995; Neuweiler, *et al.*, 1999). According to recent developments these marginal mounds appear to be generated largely by organomineralization, or mineralization related to non-living organic substrates. The formation of organomineralic mud mounds largely depends on surplus reactive organic matter, mostly produced from benthic metazoan sources via degradation, related to nutrient excess. These mounds are interpreted as microbialites (*sensu* Burne and Moore, 1987) and the mud precipitates "*in situ*" as automicrite as a consequence of calcification of microbes, or mineralization upon non-living organic substrates (bacteria and fungi mats, decaying sponges). Other sources of allomud (detrital) also contribute to the polymud fabric. The micrite is early lithified and this provides a rigid framework, capable of withstanding wave action in shallow platforms. Various generations of microbialites bodies may stack vertically forming composite mounds. Positive shifts in alkalinity and [Ca^{++}] are the main driving forces for the generation of microbialites (Neuweiler *et al.*, 1999). Automicrites have a uniform high-Mg calcite precursor mineralogy. The excess in alkalis and calcium could be linked to continental drainage, diapir-derived brines or paleokarst developments.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research has benefited from the following funding: UPV Research Groups 121.310-G39/98 and Ministerio de Educación y Ciencia PB-98-0237.

REFERENCES

Bosence, D.W.J. and Bridges, P.H. (1995): A review of the origin and evolution of carbonate mud-mounds. In: *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution* (C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges & B.R. Ratt, Eds.), International Association of Sedimentologists Special Publication, 23: 3-9.

Burne, R.V. and Moore, L.S. (1987): Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, 2: 241-254.

Fernández-Mendiola, P.A. (1987): El Complejo Urgoniano en el SE del Anticlinorio de Bilbao. *Kobie*, 16: 7-184.

García-Mondéjar, J. and Fernández-Mendiola, P.A. (1995): Albian carbonate mounds: comparative study in the context of sea-level variations (Soba, northern Spain). In: *Carbonate mud-mounds: their origin and evolution* (C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges and B.R. Ratt, Eds.), International Association of Sedimentologists Special Publication, 23: 359-384.

James, N.P. (1983): Reefs. In: *Carbonate Depositional Environments* (P.A. Scholle, D.G. Bebout & C.H. Moore, Eds.), American Association of Petroleum Geologist, Memoir 33: 345-462.

Neuweiler, F., Gautret, P., Thiel, V., Lange, R., Michaelis, W. and Reitner, J. (1999): Petrology of Lower Cretaceous carbonate mud-mounds (Albian, N Spain): insights into organomineralic deposits of the geological record. *Sedimentology*, 46: 837-859.

Pascal, A. (1985): *Les systèmes biosédimentaires urgoniens sur la marge nord-ibérique*. Memoires geologiques de l'Université de Dijon, 10, 569 p.

Rat, P. (1959): *Les Pays crétacés basco-cantabriques*. Publications de l'Université de Dijon, XVIII, 525 p.

Schlager, W. (2000): Sedimentation rates and growth potential of tropical, cool-water and mud-mound carbonate systems. In: *Carbonate platform systems: components and interactions* (E. Insalaco, P.W. Skelton and T.J. Palmer, Eds.), Geological Society of London Special Publication, 178: 217-227.

Tucker, M.E. and Wright, V.P. (1990): *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.

Unidades estratigráficas genéticas en el registro continental de la Cubeta de Las Hoyas (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca)

M.A. Fregenal Martínez y N. Meléndez

Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas U.C.M. Instituto de Geología Económica (CSIC). 28040 Madrid. mariana@eucmax.sim.ucm.es, nievesml@eucmos.sim.ucm.es.

ABSTRACT

The Las Hoyas Subbasin contains the thickest record of continental deposits of the La Huérguina Limestone Fm. in the Serranía de Cuenca Basin (400 m of alluvial and lacustrine upper Barremian deposits) which developed during the Early Cretaceous intracontinental rifting. This record is the result of a complex paleogeographical evolution tectonically-driven. After several attempts to classify and divide the Las Hoyas record, genetic stratigraphy and division in unconformity bounded units are proven to be a powerful tool to clearly understand the main events involved in the paleogeographical evolution observed. Four stratigraphic units bounded by local unconformities and paraconformities are proposed. Such unconformities reflect strong changes in the geometry of the basin, the available accomodation space, the sedimentation rates and the location and composition of the source areas. The units proposed might be useful beyond its local definition as some of them show the same tendencies observed at a regional scale for the La Huérguina Fm.

Key words: *Genetic stratigraphy, Lower Cretaceous, continental sedimentation, Southwestern Iberian Ranges.*

INTRODUCCIÓN

La Cubeta de Las Hoyas se encuentra en la Serranía de Cuenca en la zona suroccidental de la Cordillera Ibérica y actualmente aflora en un sinclinorio situado unos 30 km al este de la ciudad de Cuenca. La cubeta es uno de los bloques subsidentes asimétricos que resultaron del *rifting* Cretácico Inferior que afectó a la cuenca Ibérica y que compartimentó ésta en bloques con subsidencia diferencial (Salas y Casas, 1993). De reducidas dimensiones, unos 50 km^2, y rellena por unos 400 m de materiales aluviales y, fundamentalmente, lacustres de edad Barremiense superior pertenecientes a la Fm. Calizas de La Huérguina, la cubeta es conocida por contener uno de los más populares yacimientos españoles de tipo *Konservat-lagerstätte*, el yacimiento de Las Hoyas. El yacimiento es mundialmente conocido por contener una asociación de fauna y flora de un ecosistema continental excepcionalmente diversa y bien conservada y por haber aportado numerosas evidencias del origen dinosaurio de las aves y de las características de los estadios más tempranos de la evolución del vuelo aviano (Sanz *et al.*, 1988), entre muchas otras aportaciones paleontológicas y paleobiológicas.

Además de por la presencia del yacimiento, Las Hoyas es un punto singular desde el punto de vista estratigráfico por presentar la sucesión más potente y compleja de la Fm. La Huérguina en la Serranía de Cuenca, como respuesta a una evolución paleogeográfica compleja controlada por factores tectónicos y climáticos (Fregenal Martínez y Meléndez, 2000). Desde 1988 se han venido realizando sucesivas propuestas de división del registro de Las Hoyas (Sanz *et al.*, 1988; Gómez Fernández y Meléndez, 1991; Fregenal Martínez, 1991; Fregenal Martínez y Meléndez, 1993) progresivamente más refinadas, y en general basadas en criterios litológicos y de variación de los conjuntos de asociaciones y secuencias de facies y, por tanto, de sucesión y reemplazamiento en el tiempo de sucesivos sistemas deposicionales. Cada una de estas propuestas ha permitido caracterizar progresivamente la evolución paleogeográfica de la cubeta. Sin embargo, la adopción de criterios estratigráficos genéticos (establecimiento de unidades limitadas por discontinuidades y análisis detallado de sus límites), ha permitido individualizar y caracterizar con mayor precisión los acontecimientos que controlan la evolución paleogeográfica, en especial los acontecimientos de creación y destrucción del espacio de acomodación y las modificaciones que afectan a la geometría de la cubeta (Fregenal Martínez, 1998; Fregenal Martínez y Meléndez, 2000).

La identificación de las unidades y de sus límites ha requerido la utilización de una cartografía a escala 1:25000 ya que los límites de las unidades son en algún caso paraconformidades y en otros discordancias cartográficas que no se reconocen adecuadamente a escala de afloramiento.

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEFINIDAS

La Cubeta de Las Hoyas está rellena por cuatro unidades o secuencias de depósito separadas por discontinuidades (Fig. 1) que acumulan un espesor total de 400 m y cuyas principales características se describen a continuación de forma sucinta.

Secuencia de la Rambla de las Cruces I

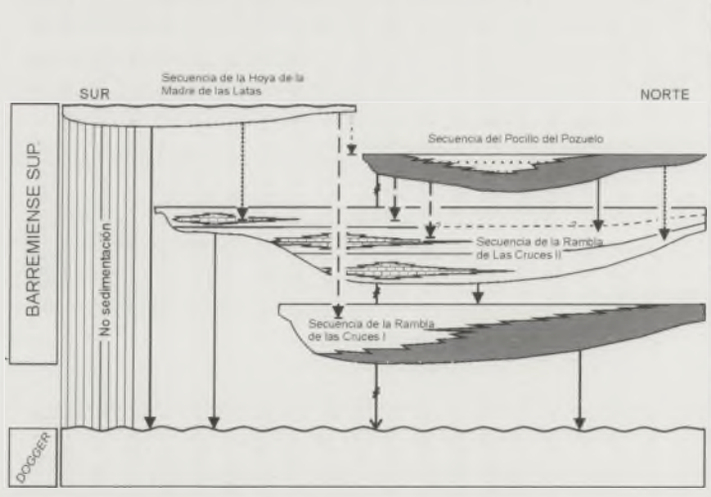
Se apoya mediante una discordancia erosiva sobre dolomías y calizas karstificadas del Jurásico Medio, presenta un espesor máximo de 150 m en las áreas centrales de la cuenca, adelgazándose hacia los bordes de la cubeta donde llega a tener tan sólo 25 m, observándose en estos extremos una geometría y relación de *onlap* muy tendido con el sustrato jurásico. Está compuesta por depósitos mixtos, siliciclásticos y carbonáticos, que representan la sedimentación en llanuras aluviales distales y palustres, surcadas por canales con funcionamiento estacional, con abundantes charcas dominadas por la sedimentación de carbonatos y áreas pobremente drenadas en las que se desarrollan suelos hidromorfos. En conjunto la unidad presenta una fuerte tendencia a la agradación vertical y a un progresivo predominio de las facies lacustres sobre las facies canalizadas hacia el techo.

Secuencia de la Rambla de las Cruces II

Se apoya concordantemente sobre la unidad anterior en la mayor parte de la cubeta y directamente sobre el sustrato jurásico en los bordes. Su espesor máximo es de 170 m adelgazándose hacia los bordes donde llega a estar representada por 30 m de sedimentos. Está íntegramente compuesta por calizas lacustres organizadas a su vez en tres secuencias o unidades menores cada una de las cuales representa el relleno y somerización de un sistema lacustre somero, sometido a fuertes oscilaciones de la lámina de agua y estructurado en varios cinturones ambientales que abarcan desde la zona abierta o de cuenca caracterizada por el depósito de calizas finamente laminadas en las que se encuentra el yacimiento de Las Hoyas a las zonas litorales caracterizadas por el depósito de calizas con carófitas y ostrácodos con rasgos edáficos sobreimpuestos.

Secuencia del Pocillo del Pozuelo

Esta secuencia se apoya en la anterior mediante una discordancia. Su depósito se produjo exclusivamente en el tercio oriental del área total de la cubeta y llega a apoyarse directamente sobre el sustrato jurásico. Llega a alcanzar un espesor máximo de 100 m adelgazándose hacia los bordes de la cubeta. Está compuestas por sedimentos



LÍMITES DE SECUENCIA	PRINCIPALES EVENTOS Y CONTROLES PALEOGEOGRÁFICOS	
DISCORDANCIA LOCAL	Basculamiento de la cuenca hacia el NE Mínima subsidencia	
DISCORDANCIA LOCAL	Basculamiento de la cuenca hacia el E-SE	Levantamiento de las áreas fuente situadas al E-NE
PARACONFORMIDAD	Expansión del área de sedimentación Depocentos situados en el centro de la cuenca y migración progresiva hacia el S.	Máxima subsidencia y mantenimiento de la relación tasa de sedimentación / tasa de subsidencia
DISCORDANCIA REGIONAL	Alta tasa de subsidencia: tendencia a la agradación vertical de las llanuras aluviales Depocentro situado en la zona centro-occidental de la cuenca	

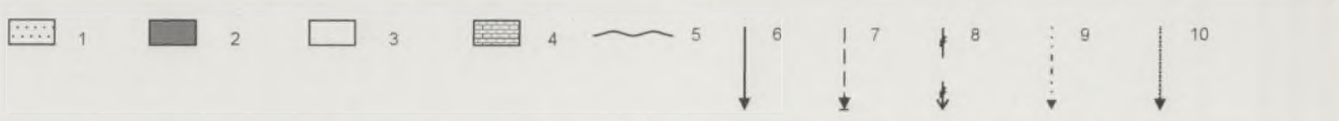


FIGURA 1: *Unidades estratigráficas identificadas en el Sinclinorio de Las Hoyas y relaciones de yacencia entre ellas y con el sustrato jurásico, dispuestas en corte ideal realizado en dirección N-S. La geometría externa del extremo norte de la Secuencia de la Rambla de las Cruces I no es observable en campo por lo que ésta ha sido inferida y es, por tanto, interpretativa. En el cuadro se ha representado también la disposición y geometría de los principales sistemas deposicionales identificados dentro de cada secuencia. En la tabla situada a la derecha se indican el tipo de límites entre las unidades, así como los principales controles y eventos paleogeográficos asociados a cada unidad. 1. Sistemas de llanura aluvial distal mixta con desarrollo de zonas lacustres marginales, y con predominio de los materiales siliciclásticos frente a los carbonáticos en las facies canalizadas. 2. Sistemas de llanura aluvial distal mixta con desarrollo de zonas lacustres marginales, y con predominio de los materiales carbonáticos frente a los siliciclásticos en las facies canalizadas. 3. Sistemas lacustres marginales y someros, carbonáticos. 4. Sistemas lacustres permanentes, carbonáticos, de envergadura media. 5. Discordancia erosiva y angular de carácter regional. 6. Relación de yacencia más común. 7. Relación de yacencia en aquellos casos en los que una unidad se apoya sobre sucesivos y múltiples niveles de la/s unidad/es infrayacentes. 8. Relación de yacencia de la Secuencia del Pocillo del Pozuelo directa sobre el sustrato jurásico, por ausencia local, debida a no sedimentación, de las unidades precedentes en la zona sur y sureste del sinclinorio. 9. Relación de yacencia supuesta, previa a la erosión parcial de la unidad suprayacente. 10. Relación de yacencia observada puntualmente.*

carbonáticos y siliciclásticos producto de la sedimentación en un sistema de depósito muy similar al que caracteriza la Secuencia de la Rambla de las Cruces I, llanuras aluviales y palustres surcadas por canales con desarrollo de charcas carbonáticas, siendo destacable la mayor proporción de facies canalizadas y cuerpos lacustres frente a facies de llanura de inundación, así como la mayor proporción de sedimentos siliciclásticos.

Secuencia de la Hoya de la Madre de las Latas

Esta secuencia se apoya mediante una discordancia sobre las dos primeras secuencias y sobre el sustrato jurásico, sin llegar a apoyarse sobre la secuencia inmediatamente anterior. Se reconoce en la mitad occidental de la cubeta y su espesor raramente excede los 20 m, encontrándose por encima la superficie actual de erosión. Está exclusivamente compuesta por depósitos carbonáticos formados en áreas palustres muy mal drenadas y charcas de reducidas dimensiones, siendo los depósitos palustres dominantes hacia el techo frente a los lacustres.

SIGNIFICADO PALEOGEOGRÁFICO DE LAS UNIDADES DEFINIDAS Y DE SUS LÍMITES

La base de la primera secuencia representa el comienzo de la sedimentación y la expansión del área de sedimentación sobre un paleorelieve degradado en el que se había desarrollado un sistema kárstico, que en el momento del comienzo de la sedimentación cretácica se encontraba muy maduro. La tendencia a la agradación de la llanura aluvial y la tendencia general hacia el aumento de facies lacustres y, por tanto, hacia el encharcamiento son indicadores de una alta tasa de subsidencia durante la sedimentación de esta secuencia.

El paso de la primera a la segunda secuencia implica un evento de aumento del espacio de acomodación disponible ligado a un pulso subsidente que además supuso un aumento del área de sedimentación, sin modificación sustancial de la geometría de la cuenca y su disposición, dada la relación de concordancia que se observa entre las dos unidades. Esta secuencia también se caracteriza por una alta tasa de subsidencia (probablemente la máxima de toda la historia de la cubeta) que se mantendría en equilibrio con la tasa de sedimentación y siempre ligeramente por encima de ésta, permitiendo así el encharcamiento permanente y mantenimiento del sistema lacustre y la formación y conservación de las facies laminadas a pesar de las fuertes oscilaciones de la lámina de agua debidas a la marcada estacionalidad climática.

El paso a la tercera secuencia se debe a un fuerte basculamiento de la cubeta hacia el sureste que deja la mitad occidental de la misma sometida a erosión. La llegada de siliciclásticos abundantes sugiere una reactivación del área fuente o un cambio en su composición debido al desmantelamiento del jurásico carbonatado con lo que las unidades triásicas habrían comenzado a ser la principal fuente de sedimentos. La cantidad de espacio de acomodación generado y la tasa de subsidencia serían menores que en las secuencias anteriores.

El paso a la cuarta secuencia supone un nuevo basculamiento de la cubeta hacia el oeste-noroeste, la reanudación de la sedimentación en la zona occidental y el relleno final o residual de la cubeta en unas condiciones de muy baja tasa de subsidencia.

UTILIDAD DE LAS UNIDADES EN LA CORRELACIÓN REGIONAL

Los resultados del análisis estratigráfico realizado mediante técnicas aloestratigráficas, ha resultado indudablemente muy útil en el estudio de la Cubeta de Las Hoyas y en la reconstrucción de su evolución paleogeográfica, aunque la cuestión que surge inmediatamente es cuál puede ser la utilidad de estas unidades fuera de los límites de la cubeta. Aunque no se han realizado intentos de correlación de estas unidades más allá de las cubetas inmediatamente adyacentes a la de Las Hoyas (con las cuales ésta debió permanecer intermitente conectada) (Fregenal Martínez, 1998) cabe esperar que siempre y cuando los controles y acontecimientos paleogeográficos involucrados en los límites de las secuencia tengan un origen en factores de escala regional y no local (movimientos tectónicos de gran envergadura, variaciones de los niveles de base regionales o modificaciones del contexto climático) las secuencias deberían estar registradas a escala regional, aunque su reconocimiento puede verse dificultado por un desarrollo menor del registro (tasas de subsidencia y sedimentación locales más bajas que en Las Hoyas). En este sentido, la tendencia general que suponen el paso de la primera a la segunda secuencia hacia el encharcamiento y el aumento de la subsidencia corresponden a una tendencia observada en la evolución de las Calizas de La Huérguina a escala regional (Meléndez, 1983; Gierlowski-Kordesch *et al.*, 1991; Alonso *et al.*, 1991).

REFERENCIAS

Alonso, A., Meléndez, N. y Mas, J.R. (1991): Sedimentación lacustre durante el Cretácico en la Cordillera Ibérica, España. *Acta Geológica Hispánica*, 21: 35-54.

Fregenal Martínez, M.A. (1991): *El sistema lacustre de Las Hoyas (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca): Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense, Madrid, 226 p.

Fregenal Martínez, M.A. (1998): *Análisis de la cubeta sedimentaria de Las Hoyas y su entorno paleogeográfico (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca). Sedimentología y aspectos tafonómicos del yacimiento de Las Hoyas*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 354 p.

Fregenal Martínez, M.A. y Meléndez, N. (1993): Sedimentología y evolución paleogeográfica de la cubeta de Las Hoyas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 231-256.

Fregenal Martínez, M.A. y Meléndez, N. (2000): The lacustrine fossiliferous deposits of the Las Hoyas Subbasin (Lower Cretaceous, Serranía de Cuenca, Iberian Ranges, Spain). En: *Lake basins through space and time* (E.H. Girlowski-Kordesch y K. Kelts, Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 46: 303-314.

Gierlowski-Kordesch, E., Gómez-Fernández, J.C. y Meléndez, N. (1991): Carbonate and coal deposition in an alluvial lacustrine setting: Lower Cretaceous (Weald) in the Iberian Range (East-Central Spain). En: *Lacustrine Facies Analysis.* (P. Anadón, L. Cabrera y K. Kelts, Eds). International Association of Sedimentologists Special Publications, 13: 111-127.

Gómez Fernández, J.C. y Meléndez Hevia, N. (1991): Rhythmically laminated lacustrine deposits in the lower Cretaceous of la Serranía de Cuenca basin (Iberian Ranges, Spain). En: *Lacustrine Facies Analysis.* (P. Anadón, LL. Cabrera y K. Kelts, Eds). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 13: 247-258.

Meléndez, N. (1983): El Cretácico de la región de Cañete-Rincón de Ademuz (provincia de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía*, 9. Editorial de la Universidad Complutense, Madrid, 242 p.

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.

Sanz, J.L., Wenz, S., Yébenes, A., Estes, R., Martínez Delclòs, X., Jiménez fuentes, E., Diéguez, C., Buscalioni, A.D., Barbadillo, J. y Vía, L. (1988): An Early Cretaceous faunal and floral continental assemblage: Las Hoyas fossil site (Cuenca, Spain). *Geobios*, 21: 611-635.

El Ciclo Valanginiense superior-Hauteriviense inferior en la Sierra de Segura: registro de una etapa de extension cortical en el Cretacico Inferior de la Zona Prebetica

M. García-Hernández

Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada.

ABSTRACT

In the western Prebetic (Sierra de Segura, Betic Cordillera) the upper Valaginian-lower Hauterivian deposits mark the beginnig of the Cretaceous sedimentation in this region of Southern Iberia. This event occurred after the death of the uppermost Jurassic shallow platforms, in the lower Valanginian. The stratigraphic succession studied corresponds to a sedimentary cycle which includes two shallowing-upwards depositional sequences limited by supra-regional unconformities. Marine sediments predominate during the Upper Valanginian, these being deposited on a mixed homoclinal ramp. Lower Hauterivian onlapping sediments were deposited in a platform dominated by bioconstructions of corals and stromaporids, with abundant carbonate mud. The study of stratigraphic architecture lead to the conclusion that sedimentation was coetaneous to a crustal extension phase. The equivalent evolution found in other sections of Iberia supports that this synsedimentary tectonics was associated with the opening of the Nothern Atlantic. As a consequence, along the Southern Iberian paleomargin, a synrift stage in transtensional regime occurred between the Upper Jurassic and the upper Aptian.

***Key words**: Prebetic, lower Cretaceous, depositional sequences, tectonics and sedimentation.*

INTRODUCCIÓN

En la Sierra de Segura (Prebético occidental), los materiales del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior afloran ampliamente, aunque tradicionalmente su caracterización ha resultado difícil dada la escasa calidad de sus afloramientos. En Vera *et al.* (1982) se definen formalmente estos materiales bajo la denominación de Fm. Cerro Lobo. En el Prebético de Murcia y Albacete, Masse *et al.* (1993) y Arias *et al.* (1995), han trabajado con detalle los materiales en cuestión y aportan datos e interpretaciones de gran interés para el conocimiento de este intervalo de sedimentación cretácica.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL: ANÁLISIS DE LOS DATOS

La sucesión estratigráfica que nos ocupa ha sido recientemente estudiada por Martínez Milán (1998) y García-Hernández y Martínez Milán (1999), quienes han realizado en la Sierra de Segura y sus estribaciones meridionales (Sierras del Pozo, Castril y Seca, Fig. 1) once secciones estratigráficas de detalle.

El registro estratigráfico del Valanginiese superior-Hauteriviense en esta región, de espesor muy variable, muestra la existencia de dos secuencias deposicionales de somerización limitadas por discontinuidades supraregionales (Fig. 2). La primera secuencia está constituida por margas arenosas amarillentas con moluscos y equinodermos que intercalan calcilimolitas y calcarenitas bioclásticas de color pardo más abundantes hacia techo, junto con escasos y delgados niveles siliciclásticos de carácter turbidítico. Esta secuencia deposicional (Fm. Nava del Espino; Martínez Milán 1998), de edad Valanginiense superior, tiene unos 40 m de espesor medio y está dividida en dos miembros; en el inferior dominan las margas arenosas y en el superior lo hacen las calcilimolitas y calcarenitas bioclásticas. Lateralmente hacia el sureste (Sierras de Castril y Seca) cambia progresivamente de facies a una alternancia rítmico margosa, limoso-micácea hacia techo, con abundantes ammonites, de unos 150 m de espesor (Fm. Canalejas; Martínez Milán, 1998). La Fm. Nava del Espino corresponde a los depósitos de una plataforma abierta de tipo rampa homoclinal (Figs. 2 y 3A), en la que el miembro inferior representa las áreas más distales de la misma, por debajo del nivel de base del oleaje, mientras que el superior corresponde a las proximales, por encima de dicho nivel. No se han reconocido depósitos de pendiente, siendo gradual el paso, hacia el SE, a la plataforma hemipelágica (Fm. Canalejas). La distribución espacio-temporal de las facies permite constatar un mecanismo de progradación, a lo largo del Valanginiense superior, que pone fin a esta etapa sedimentaria.

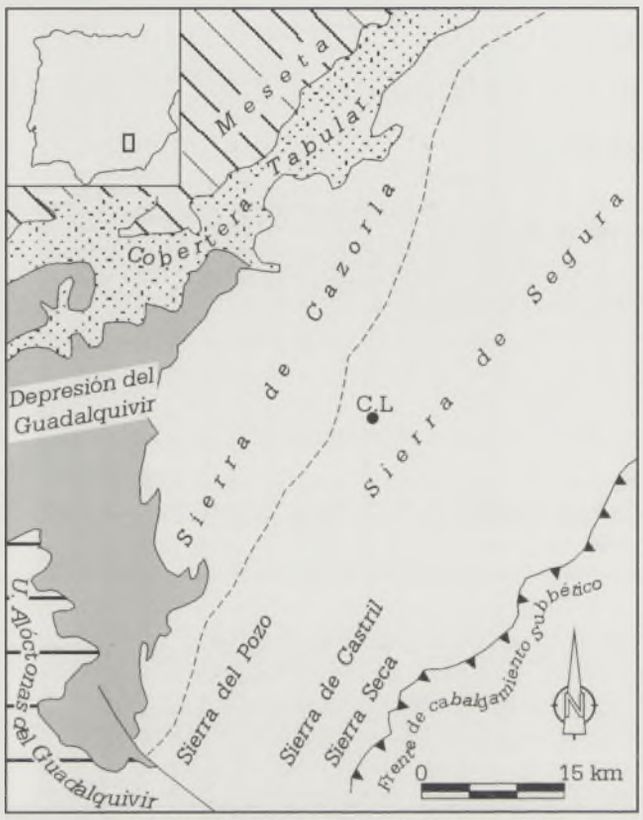


FIGURA 1: *Localización geográfica. (C.L: Cerro Lobo)*

La segunda secuencia deposicional, de edad Hauteriviense inferior fundamentalmente, (Fm. Archites; Martínez Milán, 1998) está integrada por diversos miembros que en la localidad de Cerro Lobo (Fig. 2), donde se ha encontrado la sucesión más completa, potente y mejor conservada, son los siguientes, de inferior a superior: arenas siliciclásticas y areniscas con cantos de cuarcita, margas con calcilimolitas y calcarenitas, bioconstrucciones principalmente formadas por corales y estromatopóridos y, por último, calcarenitas oolítico bioclásticas separadas a menudo del miembro infrayacente por arenas cuarzosas. Estos dos miembros, con frecuencia totalmente dolomitizados, biselan a los inferiores en algunos sectores de la Sierra de Segura, ya que se disponen mediante un solapamiento expansivo hacia el borde de la cuenca y en los altos estructurales de la misma (Figs. 3B y 4).

La dinámica sedimentaria que afecta a la secuencia Hauteriviense es muy activa y variada (Figs. 2 y 3B). Tras la instalación de una plataforma abierta, parecida a la del Valanginiense superior, que viene precedida por depósitos fluvio-litorales, tiene lugar la implantación de las bioconstrucciones de corales y estromatopóridos, que desarrollan un dispositivo retrogradante hacia el borde de la cuenca y progradante hacia el interior de la misma. Se han reconocido, de noroeste a sureste tres tipos de morfologías bioconstruidas que siempre incluyen abundante lodo carbonatado (Fig. 3B): a) montículos prominentes

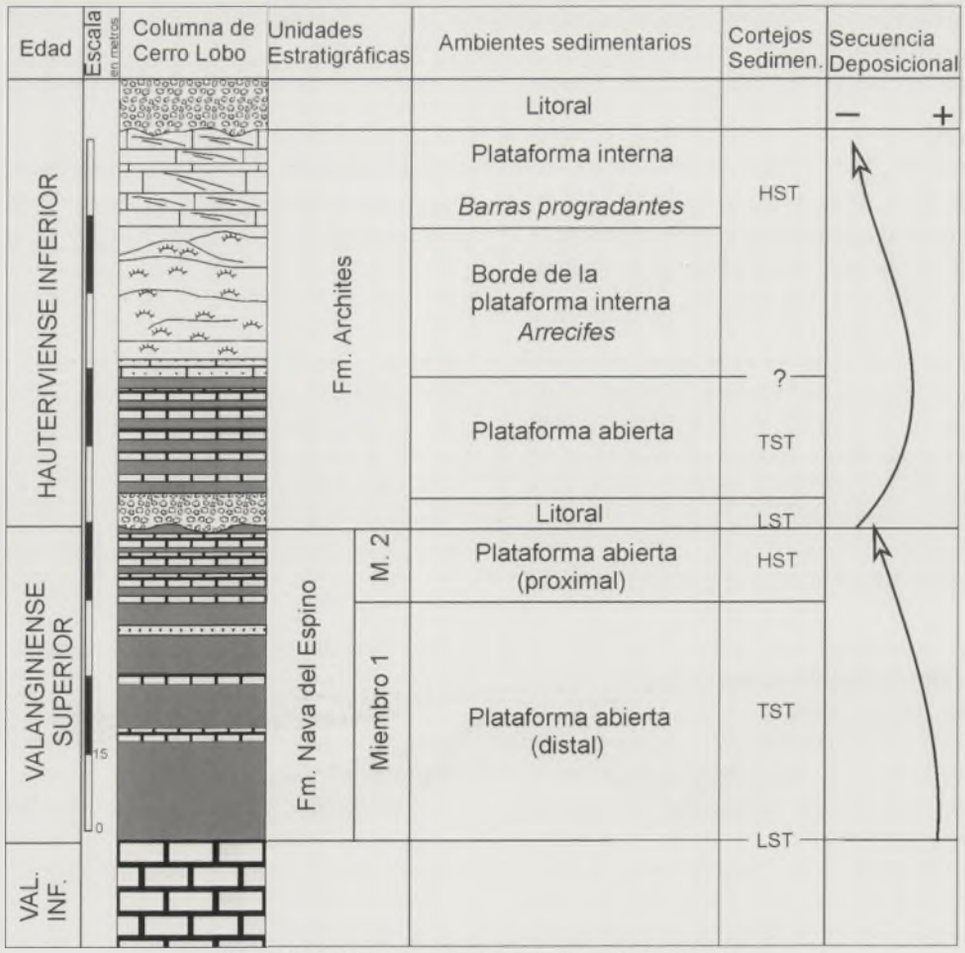


FIGURA 2: *Columna estratigráfica sintética de Cerro Lobo*

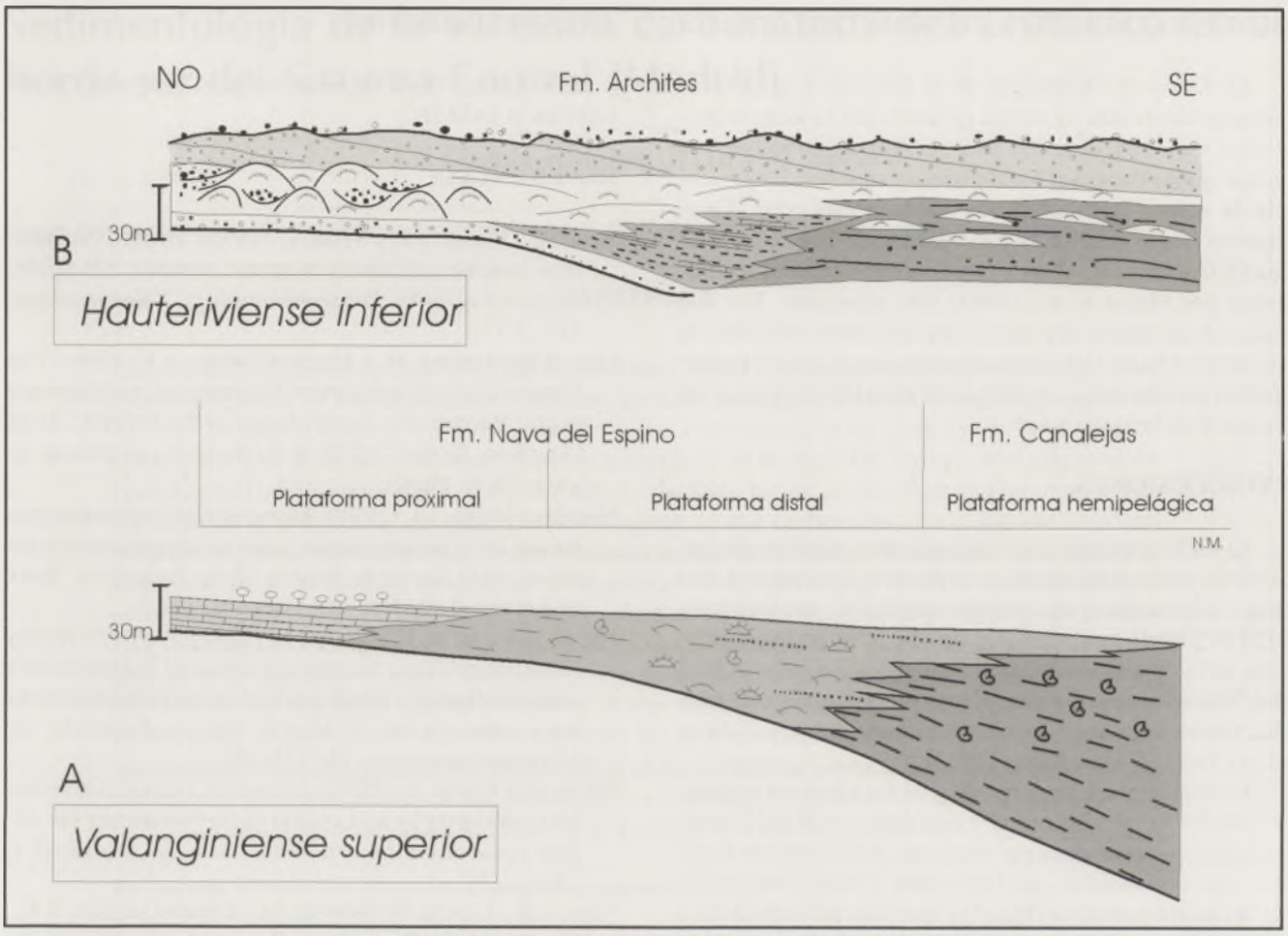


FIGURA 3: *Evolución de los ambientes sedimentarios y facies (explicación en el texto)*

con canales (N de la Sierra de Segura), b) bioconstrucciones estratiformes y masivas (Cerro Lobo) y c) lentes muy aplanadas, incluso tabulares, de cuerpos bioconstruidos en intercalaciones rítmico-margosas (Sierra Seca). El ciclo sedimentario finaliza con la progradación de barras calcareníticas (estrato y grano crecientes) de la plataforma interna.

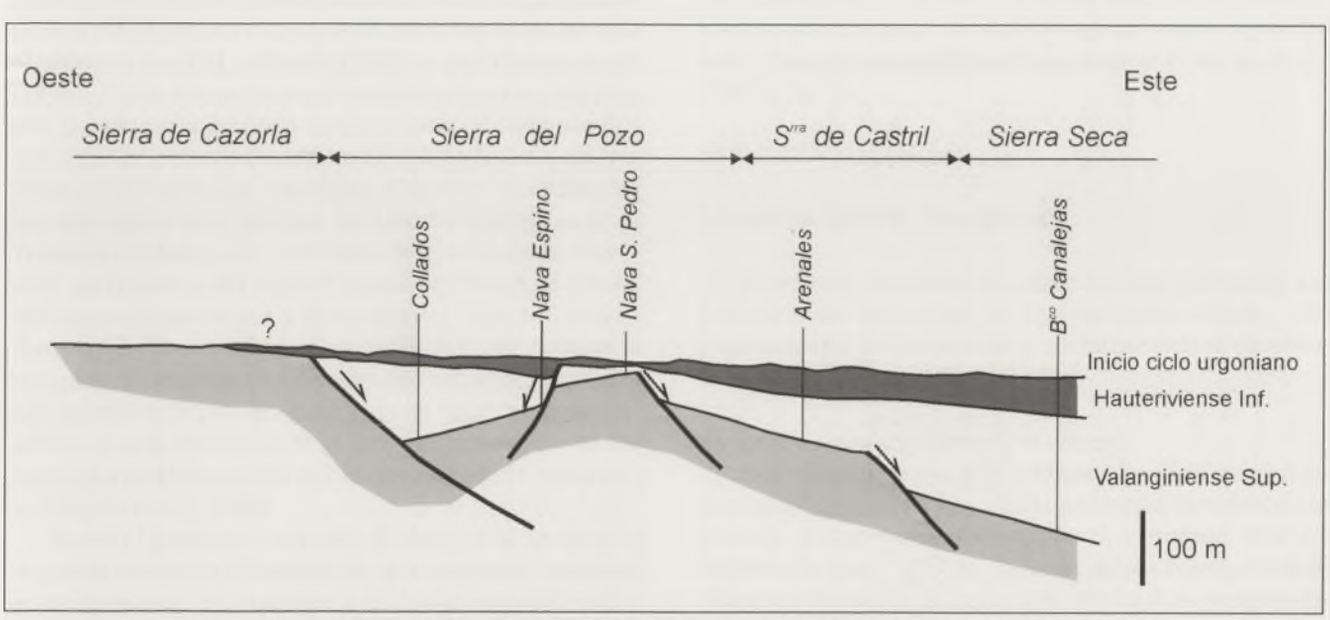


FIGURA 4: *Esquema paleogeográfico en la transversal meridional de la región estudiada*

BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA

La fauna de ammonites de la Fm. Nava del Espino permite identificar de forma generalizada la Zona Verrocosum y además, en Sierra Seca, la Zona Trinodosum, con lo que queda datado el Valanginiense superior. La presencia de nannofósiles confirma también esta edad. En el Hauteriviense inferior se han reconocido buena parte de las asociaciones de algas y foraminíferos bentónicos descritos por Masse *et al.,* (1993) más al noreste. Por otra parte la secuencia urgoniana suprayacente contiene, en su extrema base, *Orbitolinopsis capuensis*, que en los dominios mediterráneos se encuentra en el Hauteriviense superior-Barremiense basal.

CONCLUSIONES

El ciclo sedimentario Valanginiense superior-Hauteriviense inferior inaugura, en el Prebético occidental, una etapa sedimentaria típicamente cretácica, con implantación de plataformas mixtas y abiertas, tras la desarticulación de las plataformas carbonatadas finijurásicas al final del Valanginiense inferior. Estos hechos están constatados también en otros dominios en torno a Iberia (Masse *et al.*, 1993; Salas y Casas, 1993).

La arquitectura estratigráfica de las secuencias deposicionales estudiadas permite concluir que la sedimentación estuvo controlada por fracturas, posiblemente lístricas, que ocasionaron una importante compartimentación de la cuenca prebética (Fig. 4) y una marcada subsidencia diferencial, especialmente importante a lo largo del Valanginiense superior e inicio del Hauteriviense. Esta etapa de fracturación sinsedimentaria se inscribe en el contexto del *rifting* atlántico que tiene lugar en los dominios en torno a Iberia entre el Oxfordiense y el Aptiense superior.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado con el Proyecto PB 96-1430 de la DGESIC.

REFERENCIAS

Arias, C., Masse, J.P. y Vilas, L. (1995): Hauterivian shallow marine calcareous biogenic mounds: SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 3-17.

García-Hernández, M. y Martínez Milán, J.J. (1999): The Upper Valanginian-Lower Hauterivian sedimentary cycle: Record of a sinrift stage in the Prebetic Zone (Southern Spain). *2ème. Congrès française de Stratigraphie, París*. Poster.

Martínez Milán, J.J. (1998): *Estratigrafía y paleogeografía del ciclo Valanginiense superior-Hauteriviense inferior en la Sierra de Segura (Zona Prebética)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada, 121 p.

Masse, J.P., Arias, C. y Vilas, L. (1993): Caracterización litoestratigráfica y bioestratigráfica del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior en el Prebético de la zona septentrional de Murcia. *Revista Española de Micropaleontología*, 25: 123-126.

Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberia basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.

Vera, J.A., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Comas, M.C., Ruiz Ortiz, P.A. y Martín Algarra, A. (1982): El Cretácico de las Cordilleras Béticas. En: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense, Madrid, 512-632.

Sedimentología de la sucesión carbonatada del Cretácico en el borde sur del Sistema Central (Madrid)

J.F. García-Hidalgo, J. Gil y M. Segura

Área de Estratigrafía. Departamento de Geología. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares (Madrid). jose.garciahidalgo@uah.es.

ABSTRACT

Carbonate Cretaceous succession at the south of the Central System form a transgressive-regressive cycle composed of five depositional sequences with an upper Turonian–Campanian age. The Alcorlo-Tranquera Sequence is formed by two facies associations, at the base a shoreface - coastal association and an inner carbonate platform association at the top. The Hortezuelos sequence is composed of an alternation of carbonates and marls; three facies associations can be recognised, an external platform and an inner platform-lagoon in the carbonates and a lagoon - coastal association in the marls. The base of the Hontoria sequence is strongly erosive on the underlying sequence; it can be divided into a lower, terrigenous – rich, high energy member with three facies associations (foreshore–coastal, high energy subtidal and platform bars) and a upper, carbonate–rich, low energy member with other three facies associations (inner platform, external platform and an inner platform–coastal). The base of the Burgo de Osma sequence is a disconformity on the underlying sequence, partially eroding in the study area the marly units at the top of the Hortezuelos sequence; it is formed exclusively by an inner platform facies association. Finally, the Valle de Tabladillo sequence is the local top of the carbonate Cretaceous succession cropping out in very concrete points of the region; it is composed of two facies associations an inner platform-coastal association (at the base) and a sebkha association (at the top).

***Key words**: Carbonate platform, Cretaceous, central Spain.*

INTRODUCCIÓN

Los materiales cretácicos del borde sur del Sistema Central (Fig. 1) están formados por dos conjuntos claramente diferenciables: uno inferior eminentemente terrígeno y otro superior principalmente calcáreo. La arquitectura estratigráfica detallada de estos depósitos ha sido establecida por Gil y García (1996) y por García *et al.*, (1996). Estos autores, para el conjunto superior, reconocen la existencia de litosomas margosos y carbonatados que correlacionan con unidades similares de la Cordillera Ibérica y de la región Demanda–Cameros; las unidades que distinguen son: Margas de Alcorlo, Dolomías de la Tranquera (Muñecas), Dolomías de Hortezuelos, Dolomías de Hontoria del Pinar, Calizas del Burgo de Osma, Dolomías de Somolinos y Dolomías del Valle de Tabladillo. Aunque la sucesión es poco fosilífera, es frecuente la presencia de rudistas en este conjunto superior, los cuales han permitido la primera datación con valor cronoestratigráfico por la presencia de *Bournonia gardonica* en las Dolomías de Hortezuelos que indica una edad Coniaciense (Segura *et al.*, 2000).

Desde el punto de vista de la Estratigrafía Secuencial se puede definir la existencia de dos conjuntos transgresivo-regresivos, equivalentes a ciclos de segundo orden (Segura *et al.*, 2001). El límite entre ambos se situaría en la base de las Margas de Alcorlo, en una delgada unidad arenosa que consideramos equivalente lateral de las Arenas de Somolinos (Segura *et al.*, 1999). En este trabajo se pretende realizar una interpretación sedimentológica de este conjunto superior que comprende mayoritariamente las unidades carbonatadas descritas anteriormente; éstas corresponden a cinco secuencias deposicionales cuya edad sería Turoniense superior-Campaniense (García *et al.*, 1996) (Fig. 2).

SEDIMENTOLOGÍA

Secuencia Alcorlo-Tranquera

Se pueden reconocer dos asociaciones de facies: una predominante en la base de tipo *foreshore*-litoral y otra predominante hacia techo de plataforma interna carbonatada.

Asociación de facies foreshore-litoral

Está compuesta por arenas blancas caoliníferas y margas (arcillas) verdes. Las arenas presentan estratificación cruzada planar y de surco, *ripples* de corriente, oleaje y laminación *wavy*, pueden contener cantos blandos redondeados o alargados de las arcillas verdes. Las margas verdes son margas arcillosas o arcillas margosas ricas en

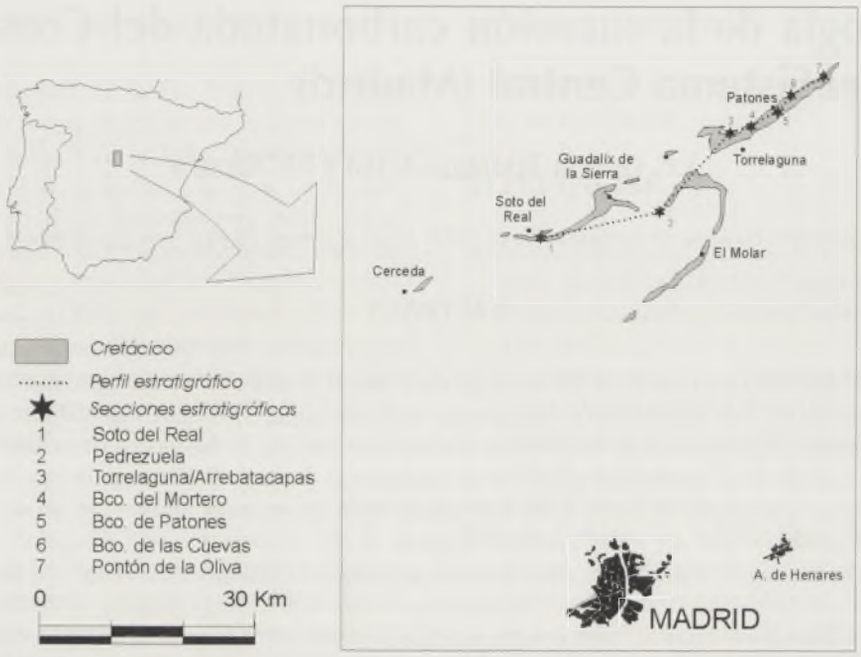


FIGURA 1: *Situación del área estudiada mostrando la disposición de los afloramientos cretácicos en el borde sur del Sistema Central, la localización de las columnas estratigráficas estudiadas y la situación del panel estratigráfico de la Fig. 2.*

materia orgánica en ocasiones con algún nivel centimétrico carbonoso, normalmente son masivas o pueden presentar pasadas mili a centimétricas de las arenas blancas (estratificación lenticular). Los depósitos arenosos se interpretan como depósitos de alta energía, posiblemente marinos y, en este sentido, se pueden interpretar como depósitos de *foreshore*. Por otro lado, las margas corresponden a depósitos litorales de baja energía en el que la presencia de niveles carbonosos sugiere su asociación con ambientes pantanosos costeros en los que se puede acumular materia orgánica suficiente para generar esos niveles.

Asociación de facies de plataforma interna (lagoon)

Formada por alternancias de dolomías tabulares centi a deci-métricas, que dan al cuerpo principal de la secuencia un aspecto tableado. Pueden identificarse calcarenitas bioclásticas (*packstone-grainstone*) muy dolomitizadas con estratificación paralela, cruzada u ondulada (*hummocky*), en bancos tabulares; dolomías, dolomías margosas y, en raras ocasiones, dolomías brechoides (*wackestone-packstone*), masivas o bioturbadas, con porosidad móldica y, ocasionalmente, techo ondulado por ripples; finalmente, como niveles centimétricos subordinados o más comúnmente como *joints* aparecen también margas y arcillas margosas de tonos verdes, ocres o grises, ocasionalmente con fragmentos vegetales. Se interpretan como depósitos de plataforma interna (submareal) abierta, con condiciones energéticas alternantes, alta energía con depósitos calcareníticos y baja energía (*lagoon*) con cuerpos carbonatados masivos y bioturbados.

Secuencia Hortezuelos

Está formada por una alternancia de cuerpos carbonatados y margosos, se pueden reconocer tres tipos de asociaciones de facies, dos en los cuerpos carbonatados (asociación de plataforma externa y asociación de plataforma interna-*lagoon*) y otra en los margosos (asociación *lagoon*-litoral).

Asociación de facies de plataforma externa

Son alternancias decimétricas de calizas bioclásticas con rudistas y calizas micríticas con foraminíferos, localmente aparecen también calizas oolíticas y arcillas o margas arcillosas lajosas (principalmente como *joints*). Las calizas bioclásticas son calizas constituidas esencialmente por fragmentos de rudistas retrabajados con texturas granosoportadas (*packstone-grainstone*), en ocasiones con aspectos lumaquélicos, las bases de los bancos presentan intraclastos micríticos, irregulares, procedentes de la erosión del estrato infrayacente; normalmente dispuestos en bancos de hasta 1,2 m de espesor, masivos o con estratificación cruzada planar; muchos bancos presentan superficies ferruginosas a techo. Las calizas micríticas son calizas tabulares (hasta 20 cm de espesor) con miliólidos, ostrácodos y otros foraminíferos de pequeño tamaño (posiblemente planctónicos, con concha fina, aporcelanada) su base es plana y su techo puede ser fuertemente irregular, sometido a procesos de bioturbación y bioerosión (perforado por elementos litófagos). Se interpreta como depositada en ambientes de plataforma marina carbonatada, representando posiblemente una zona de plataforma externa con desarrollo y migración de barras calcareníticas de plataforma (calizas bioclásticas), por encima del nivel de base del oleaje, y zonas de sombra de las barras (calizas micríticas y arcillas).

Asociación de facies de plataforma interna (lagoon)

Se desarrolla exclusivamente en el SW de la zona estudiada estando más dolomitizada que las descritas ante-

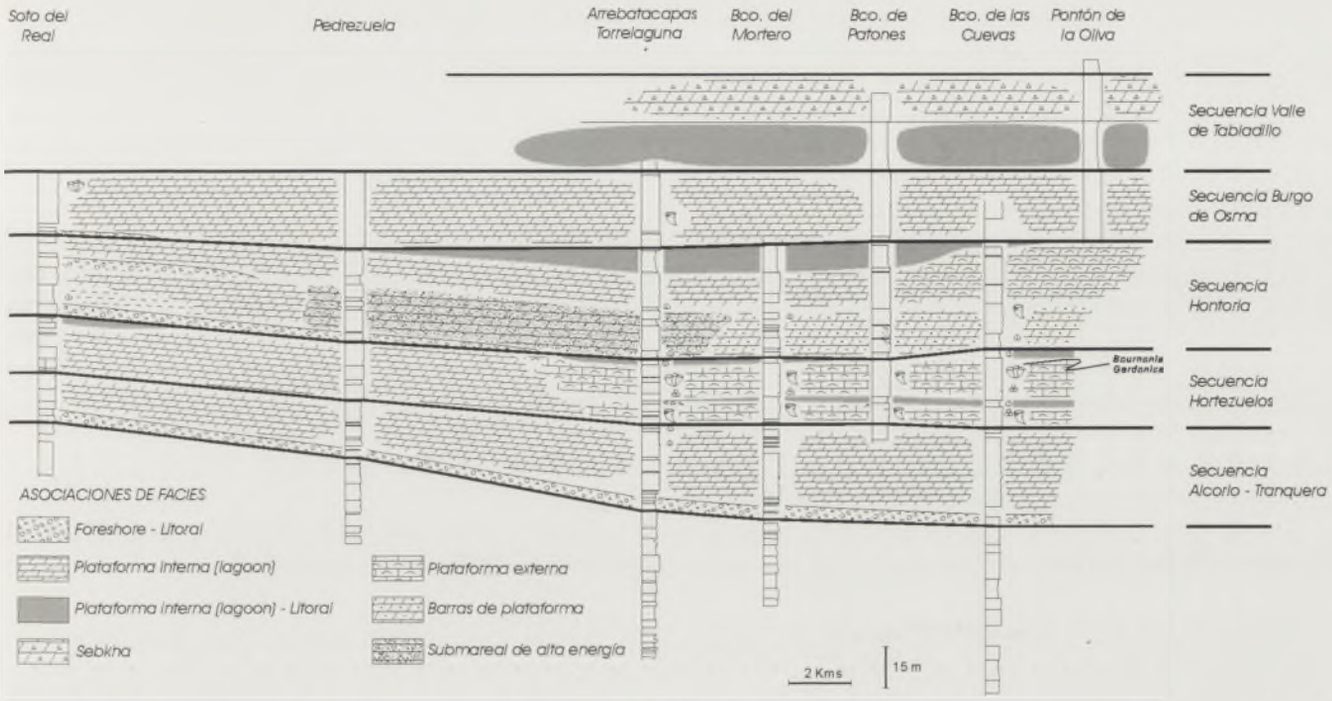


FIGURA 2: *Panel estratigráfico con la disposicón de las asociaciones de facies descritas en el texto.*

riormente. Se puede reconocer la presencia de dolomías con trazas de estratificación cruzada y dolomías nodulares con bioturbación, esporádicamente aparecen también niveles de margas de poco espesor o como *joints*. Por sus facies y su posición con respecto a la asociación anterior se interpretan como depósitos de plataforma interna (*lagoon*).

Asociación de facies de plataforma interna (lagoon)-litoral

Está formada por margas y margas calcáreas de tonos verdes, ocres y grises con abundantes fragmentos vegetales. Es frecuente que se encuentran intercaladas calizas margosas nodulares intensamente bioturbadas, con fragmentos de bioclastos (pelecípodos y rudistas) o nodulizadas con aspectos edáficos. Corresponden a depósitos de muy baja energía, posiblemente litorales (por la abundancia de fragmentos vegetales) o depósitos de *lagoon* restringido.

Secuencia Hontoria

La base de esta secuencia es fuertemente erosiva sobre la secuencia infrayacente. Se puede dividir en dos tramos uno inferior, con un alto contenido en sedimentos terrígenos (arenas cuarcíticas), con facies principalmente de energía alta o muy alta; y otro superior más carbonatado y con facies de menor energía. En el tramo inferior se pueden reconocer una asociación de *foreshore*-litoral, una asociación submareal de alta energía y una asociación de barras de plataforma. En el tramo superior se distinguen una asociación de plataforma interna (*lagoon*), una asociación de plataforma externa y una asociación de plataforma interna (*lagoon*)-litoral.

Asociación de foreshore-litoral

Aunque las facies de esta asociación están más cementadas por carbonatos, sus características sedimentológicas son similares a la misma asociación en la secuencia Alcorlo-Tranquera.

Asociación submareal de alta energía

Son secuencias con granoclasificación positiva que comienzan por dolomías arenosas y areniscas dolomíticas de grano grueso, con granos de cuarzo subangulosos y abundante presencia de cantos blandos, que presentan estratificación cruzada *hummocky* y *swaley*, que pasa a dolomías arenosas y areniscas dolomíticas de grano fino, y a limos arenosos, ambos con estratificación ondulada (tipo *hummocky*) y finalmente (aunque este tramo suele faltar por erosión) a dolomías margosas y margas dolomíticas con aspecto noduloso y frecuente bioturbación. Se interpretan como depósitos submareales, por encima del nivel de base del oleaje, de muy alta energía formados por tormentas intensas que removilizan todo el fondo. Los niveles superiores corresponden a episodios de decantación del material puesto en suspensión, tras lo cual los organismos penetran en el sustrato bioturbándolo.

Asociación de barras de plataforma

Compuesta por dolomías y calizas dolomíticas, bioclásticas, en grandes bancos que se acuñan lateralmente, presentan estratificación cruzada planar y de surco; en ocasiones alternan con dolomías lajosas, más micríticas y con abundantes fragmentos vegetales o bien con delgados niveles de margas con abundantes fragmentos vegetales y que pueden llegar a ser *joints* entre niveles calcareníticos. Los depósitos calcareníticos se interpretan como sedimentos de barras de plataforma abierta que migran

debido a corrientes o tormentas, mientras que los tramos más micríticos y margosos corresponden a zonas de sombra de las barras, o bien a depósitos de *lagoon* protegido.

Las asociaciones de plataforma interna (*lagoon*) y de plataforma interna (*lagoon*)-litoral presentan las mismas características que en la secuencia Hortezuelos (infrayacente), por lo que no se reincide en su descripción e interpretación. La segunda de estas asociaciones forma el techo de la secuencia y ha sido localmente erosionada por la base de la secuencia suprayacente (Burgo de Osma).

Asociación de plataforma externa

Presenta unas características faciales ligeramente diferentes a las de la secuencia Hortezuelos. Esta compuesta por dolomías tableadas muy recristalizadas y calizas *grainstone* tableadas con techos ondulados por *ripples*.

Secuencia Burgo de Osma

Su base es una disconformidad sobre la secuencia infrayacente, llegando a faltar en amplias zonas las unidades margosas de techo de la secuencia Hortezuelos. Se reconoce exclusivamente una única asociación de facies.

Asociación de plataforma interna (lagoon)

Está compuesta por dolomías y calizas dolomíticas muy recristalizadas, que afloran bien en gruesos bancos de aspecto bioclástico con porosidad móldica, en los que se reconocen frecuentes fragmentos de rudistas más o menos enteros, o bien en bancos más tableados con techos ligeramente ferruginizados; esporádicamente se reconoce algún banco de aspecto noduloso con estructuras verticales que parecen originadas por procesos pedogenéticos. En menor proporción aparecen margas y calizas margosas masivas que, en ocasiones forman *joints* entre bancos dolomíticos. Se interpretan como depósitos de plataforma interna (*lagoon*) con desarrollo de barras bioclásticas a lo largo de toda la región, en el que localmente se pueden producir fenómenos de somerización con el desarrollo inicial de procesos edáficos.

Secuencia Valle de Tabladillo

Es el techo local de la sucesión cretácica carbonatada, se pueden reconocer dos asociaciones de facies: una en la base (asociación de plataforma interna (*lagoon*)-litoral) y otra a techo (asociación de *sebkha*).

Asociación de plataforma interna (lagoon)-litoral

Está compuesta principalmente por margas amarillas u ocres en las que se reconocen intercalaciones de dolomías y dolomías margosas. Su aspecto e interpretación son similares a las mismas asociaciones de las secuencias infrayacentes.

Asociación de sebkha

Compuesta esencialmente por brechas dolomíticas originadas por la disolución de evaporitas. Se interpreta como depósitos de *sebkhas* litorales con sedimentación calizas y evaporitas alternantes, cuya disolución da lugar a la formación de brechas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con cargo al Proyecto PB96-0676 de la CAICYT.

REFERENCIAS

García, A., Gil, J. y Segura, M. (1996): La terminación sobre el Macizo Hespérico de las plataformas sedimentarias cretácicas del Surco Ibérico, a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Carpetana (Guadalajara y Madrid). En*: Itinerarios Geológicos desde Alcalá* (M. Segura, I. de Bustamante y T. Bardají, Eds.) Servicio de Publicaciones, Univ. de Alcalá, 247-269.

Gil, J. y García, A. (1996): El Cretácico del borde meridional del Sistema Central. Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, 52: 37-49

Segura, M., Gil, J. y Pons, J.M. (2000): Identificación de *Bournonia gardonica* (Toucas, 1907) en el Cretácico superior del Barranco de las Cuevas (Patones, Madrid). *Geotemas*, 1 (2): 321-324.

Segura, M., Carenas, B., Gil, J., García-Hidalgo, J.F. y García, A. (2001): Anatomy of the carbonate bodies in relation to their position with respect to the maximun transgressive in the 2nd order cycles of the upper Cretaceous from the Iberian Range. *Geològie Mediterranee* (in press).

Segura, M., García-Hidalgo, J.F., García, A., Ruiz, G. y Carenas, B. (1999): El Cretácico de la zona de intersección del Sistema Central con la Cordillera Ibérica: Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, 129-139.

Sedimentología de la sucesión cretácica basal en el borde sur del Sistema Central (Madrid)

J.F. García-Hidalgo, J. Gil y M. Segura

Área de Estratigrafía. Departamento de Geología. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares (Madrid). jose.garciahidalgo@uah.es.

ABSTRACT

Terrigenous sediments forming the base of the Cretaceous succession at the south of the Central System (central Spain) form a transgressive-regressive cycle, that can be divided into three depositional sequences. The base of the Atienza sequence is composed of fluvial?-coastal deposits, an erosion surface separates these sediments from the overlying low-energy coastal association bearing root traces (rhizolites), which probably reflect the presence of emersion processes at the sequence boundary. Patones sequence is composed of 5 shallowing-upwards parasequences, formed mainly by shoreface-offshore facies associations in which alternate low-energy (offshore grey to black, glauconite-rich, muds) and high-energy deposits (cross-bedded sands with hummocky cross stratification). Finally, the Molar sequence is composed of three parasequences; the main facies associations are a shoreface association where cross-bedded and massive sands of beach aspect, prevails, a shoreface-offshore association, and a tidal association with stromatolitic dolostones and burrowed clays bearing rhizoliths suggesting the presence of emersion events related to the top of the T-R cycle.

***Key words**: Cretaceous, coastal, tidal, shoreface, central Spain.*

INTRODUCCIÓN

El Cretácico Superior del borde sur del Sistema Central está formado por un conjunto terrígeno basal (arenas, areniscas, arcillas y dolomías) y un conjunto carbonatado superior (dolomías, calizas y margas). El espesor de las unidades aumenta hacia el NE, desde 30 m en Valdemorillo a 300 m en Alcorlo, debido principalmente al aumento de espesor de la mitad inferior de la serie. Estos materiales yacen discordantes bien sobre diferentes unidades del zócalo hercínico (granitos, gneises, pizarras y cuarcitas) o sobre las areniscas, arcillas y dolomías del Pérmico y del Triásico.

La arquitectura estratigráfica y secuencial del Cretácico en esta región ha sido establecida por Gil y García (1996) y García *et al.*, (1996), quienes reconocen 5 unidades dentro del conjunto terrígeno basal (Arenas o Areniscas de: Atienza, Patones, Tortuero, El Molar y Valdemorillo, con categoría de Mbs. de la Fm. Utrillas). Desde un punto de vista secuencial la discontinuidad más importante se sitúa a techo de las arenas de El Molar – areniscas de Tortuero (en relación con la base de las Margas de Alcorlo, García *et al.*, 1996), siendo este un límite de ciclo de segundo orden entre dos conjuntos transgresivo-regresivos. El conjunto terrígeno basal está compuesto por tres secuencias deposicionales cuya edad es Cenomaniense superior-Turoniense medio (García *et al.*, 1996).

El presente trabajo pretende realizar la interpretación sedimentológica de estas tres secuencias deposicionales en un sector del borde sur del Sistema Central (Fig. 1); en el trabajo, por simplicidad, nos referiremos a ellas como secuencias Atienza (equivalente de las Arenas de Atienza), Patones (equivalente de las areniscas de Patones), y Molar (equivalente de las arenas de El Molar y las areniscas de Tortuero).

SEDIMENTOLOGÍA

Secuencia Atienza

Se pueden reconocer dos conjuntos de parasecuencias (*parasequence sets*) o secuencias deposicionales de 4º orden, cada uno compuesto por una asociación de facies (Fig. 2).

Asociación de facies fluvio?-costera (Fig. 2)

Son arenas caoliníferas de grano medio a grueso con estratificaciones cruzadas planares y de surco, con *lags* de cantos en las bases y niveles ferruginosos; aunque normalmente han sido interpretadas como depósitos fluviales, con predominio de los sistemas de baja sinuosidad (Portero *et al.*, 1990), trabajos más recientes las han interpretado como sedimentos de llanura aluvial costera y de llanuras mareales (Ruiz, 1996).

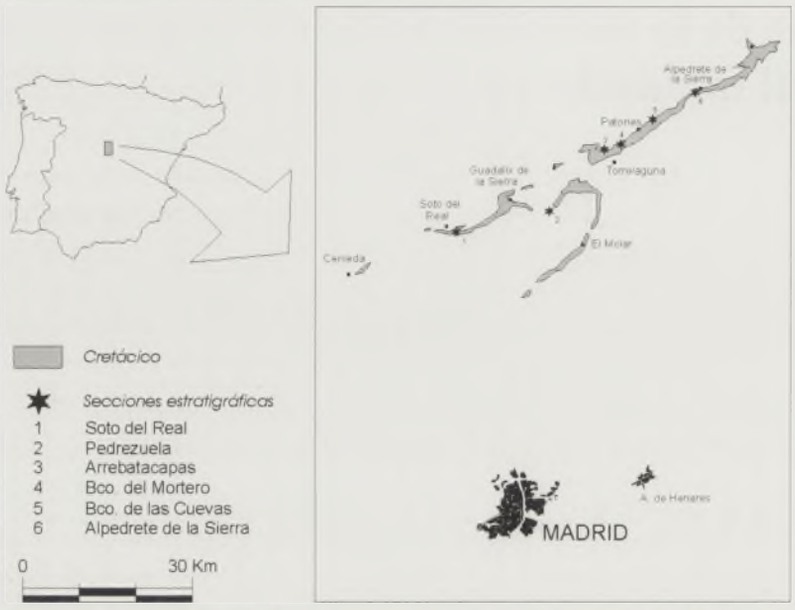


FIGURA 1: *Situación del área estudiada y disposición de los afloramientos cretácicos en el borde sur del Sistema Central, con la localización de las columnas estratigráficas estudiadas.*

Asociación de facies costera de baja energía (Fig. 2)

Consta de secuencias granodecrecientes de arenas gruesas con base suavemente erosiva y estratificación cruzada planar que pasan a arenas de grano medio a fino con foraminíferos bentónicos y rizolitos, y finalmente arcillas limosas y arcillas con pasadas arenosas, a veces discontinuas (estratificación lenticular) con rizotúbulos verticales y horizontales, rellenos de arenas medias y gruesas. Se interpretan como depósitos costeros de baja energía con canales efímeros; las rizocreciones evidencian la instalación de una comunidad vegetal costera subaérea a techo de la secuencia deposicional que refleja la presencia de una interrupción sedimentaria.

Secuencia Patones

Formado por cinco conjuntos de parasecuencias (*parasequence sets*). Sedimentológicamente presentan dos asociaciones de facies (Fig. 2).

Asociación de shoreface-offshore (Fig. 2)

Compuesta de base a techo por: 1) arcillas oscuras, localmente ricas en materia orgánica (con abundantes fragmentos vegetales) y glauconita, lajosas o masivas; 2) limos arenosos y arenas de grano fino con niveles arenosos de grano más grueso, presentan fragmentos vegetales y laminación cruzada, a veces algo ondulada; y 3) areniscas, areniscas dolomíticas o dolomías arenosas de grano medio a grueso; presentan base suavemente erosiva, bioturbación frecuente (en ocasiones de tipo *Rhizocorallium*) que llega sólo hasta la base de los niveles arenosos y apenas penetra uno o dos cm en los términos infrayacentes, abundantes fragmentos vegetales y estratificación cruzada planar, de surco y *hummocky*, que en ocasiones está deformada por escapes de fluidos y frecuentemente obliterada por la bioturbación. Sólo en la parasecuencia basal han aparecido, en este último término, restos de bivalvos, tanto de concha lisa como estriada. Se interpreta como depósitos de plataforma marina abierta en la que los términos basales corresponden a las facies más profundas, por debajo del nivel de base del oleaje (*offshore*). Los términos superiores corresponden a facies de alta energía, por encima del nivel de base del oleaje (*shoreface*), corresponden a depósitos sedimentados por oleaje o tormentas en los que la estratificación cruzada de tipo *hummocky* suele ser común.

Asociación de shoreface (Fig. 2)

Compuesta principalmente por facies arenosas de tonos amarillentos que alternan entre sí: 1) arenas de grano medio a grueso con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, que viene marcada por alternancias de tamaños de grano y, en ocasiones, por la presencia de algún canto blando de arcillas verdes; son niveles tabulares, algo cementados; 2) arenas de grano fino, en ocasiones limos arenosos, con laminación paralela o masivas; 3) arenas dolomíticas de grano fino a medio cementadas y bioturbadas; se interpretan como depósitos de *shoreface* de alta energía.

Secuencia Molar

Se pueden reconocer en ella hasta 3 conjuntos de parasecuencias (*parasequence sets*) y tres asociaciones de facies (Fig. 2).

Asociación de shoreface (¿foreshore?) (Fig. 2)

Compuesta por: 1) arenas de grano medio a grueso con estratificación cruzada planar de bajo ángulo que, en ocasiones, parecen presentar morfologías de barras; 2) arenas de grano fino, en ocasiones limos arenosos, con laminación paralela o masivas; 3) arenas dolomíticas de gra-

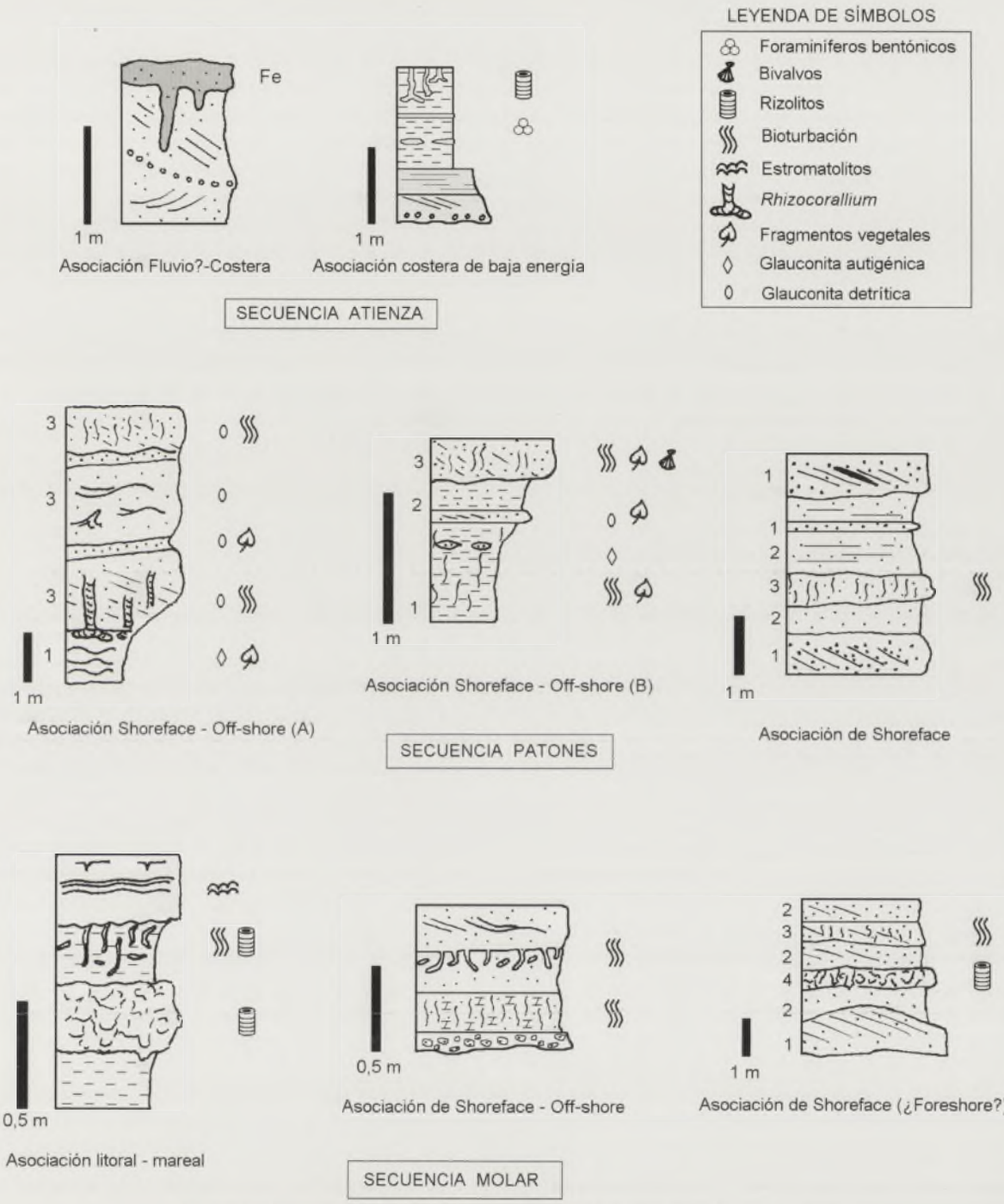


FIGURA 2: *Asociaciones de facies características de las secuencias deposicionales.*

no fino a medio bioturbadas; y 4) dolomías rojizas brechoides y nodulares, que presentan a veces morfologías algo columnares. Las arenas de grano medio a grueso por su mayor granulometría y sus estructuras sedimentarias se interpretan como depósitos de *shoreface* superior, o quizás *foreshore*, que en ocasiones presentan claras morfologías de barras submareales playeras; las arenas de grano fino que presentan laminación paralela y las arenas dolomíticas con bioturbación deben representar depósitos de shoreface inferior, con menor energía y más profundos que los primeros; finalmente las dolomías se interpretan como depósitos litorales que tienen sobreimpuestos procesos edáficos.

Asociación de shoreface-offshore (Fig. 2)

Está formada por limos dolomíticos con laminación paralela y bioturbación que pasan hacia techo a arenas amarillentas masivas o con bioturbación y finalmente, mediante una superficie ligeramente erosiva pasan a areniscas algo más cementadas, blancas, masivas o con estratificación cruzada planar o de tipo *hummocky*; estas arenas blancas están rellenando los tubos de bioturbación

en las arenas amarillentas. En ocasiones la base de la secuencia contiene cantos redondeados a elipsoidales de las arenas amarillentas. Se interpretan como depósitos de *offshore* de baja energía (limos con bioturbación), que pasan a depósitos de *shoreface*, de alta energía, (arenas con bioturbación, *shoreface* inferior? y areniscas con estratificación cruzada, *shoreface* superior?); los niveles basales de cantos de las arenas amarillentas representan momentos de mayor energía con retrabajamiento de las facies arenosas más someras hacia zonas profundas (*offshore*).

Asociación litoral-mareal (Fig. 2)

Está compuesta por una alternancia de arcillas verdes o rojas y dolomías rojizas; las arcillas son masivas o presentan laminación paralela, bioturbación y rizocreciones, las dolomías son masivas o con estructuras estromatolíticas, en ocasiones presentan grietas de retracción y brechas de cantos planos en el techo de algún banco; estos niveles dolomíticos pueden estar también totalmente brechificados con formas nodulares y columnares. Las arcillas se interpretan como facies litorales de muy baja energía, la presencia de rizocreciones supone la existencia de vegetación subaérea; las dolomías estromatolíticas reflejan condiciones inter a submareales con la presencia de estructuras que indican emersión (grietas de desecación, brechas de cantos planos, etc.) y, localmente, edafización (brechificación).

CONCLUSIONES

Los sedimentos terrígenos que forman la base de la sucesión cretácica al sur del Sistema Central conforman un ciclo transgresivo-regresivo, que se puede dividir en tres secuencia deposicionales (Atienza, Patones y Molar). La secuencia Atienza presenta en su base depósitos fluvio?–costeros que pasan a techo a sedimentos costeros de baja energía que presenta episodios muy someros, relacionados con procesos de emersión (rizolitos), que marcan el límite de la secuencia. En la secuencia Patones predominan las asociaciones *shoreface-offshore* en las que alternan depósitos de baja energía, de mar abierto (*offshore*) y depósitos de alta energía (arenas con estratificaciones cruzadas). Por último, la secuencia Molar presenta tres parasecuencias y una distribución de las asociaciones de facies algo más compleja que en las secuencias inferiores. En las parasecuencias basales y hacia el oeste predomina una asociación de tipo *shoreface* en las que dominan las arenas con aspecto playero, que pasa hacia el este a una asociación de tipo *shoreface-offshore*, relativamente parecida a las de la secuencia infrayacente, aunque en este caso la frecuente presencia de bioturbación y menor cantidad de glauconita son elementos característicos. Finalmente, en la parasecuencia superior y hacia el este predomina una asociación de tipo litoral-mareal con dolomías estromatolíticas y arcillas con bioturbación y rizolitos que indican una zona claramente más somera con procesos de emersión asociados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con cargo al Proyecto PB96-0676 de la CAICYT.

REFERENCIAS

García, A., Gil, J. y Segura, M. (1996): La terminación sobre el Macizo Hespérico de las plataformas sedimentarias cretácicas del Surco Ibérico, a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Carpetana (Guadalajara y Madrid). En: *Itinerarios Geológicos desde Alcalá* (M. Segura, I. de Bustamante y T. Bardají, Eds.). Servicio de Publicaciones, Univ. de Alcalá, 247-269.

Gil, J. y García, A. (1996): El Cretácico del borde meridional del Sistema Central. Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, 52: 37-49.

Portero, J.M., Díaz Molina, M., González Lodeiro, F., Pérez González, A., Gallardo, J., Aguilar, M.J. y Leal, M.C. (1990): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 485 (Valdepeñas de la Sierra)*. I.T.G.E., Madrid.

Ruiz, G. (1996): *Arquitectura deposicional de las Facies Utrillas en la zona central de la Cordillera Ibérica*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 187 p.

Restos fósiles de un cocodrilo marino en el Berriasiense inferior de la Unidad Intermedia del Cárceles–Carluco. Cordilleras Béticas. Sur de Bedmar (Jaén).

G.A. de Gea[1], A. D. Buscalioni[2], R. Aguado[1] y P.A. Ruiz-Ortiz[1]

1 Departamento de Geología. Universidad de Jaén. gadegea@ujaen.es.
2 Departamento de Biología. Unidad de Paleontología. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

ABSTRACT

Here we report the discovery of an unarticulated skeleton of a marine crocodile from the lower Berriasian of the Cárceles-Carluco Intermediate unit of the Betic External-Zones. The skeleton is enclosed into a nodular limestone, which shows oxides and lithofagous burrows in the bedding plane. The two families of marine crocodiles (Teleosauridae and Metriorhynchidae) have been found in littoral environments, reinforcing the palaeogeographic hypothesis of a stage of uplifted landmasses in this area during the Eearly Berriasian.

Key words: *Crocodylomorpha, Thalattosuchia, early Berriasan, nodular limestones, Betic Ranges.*

INTRODUCCIÓN

La investigación que se lleva a cabo sobre el Cretácico de diversas áreas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, ha permitido descubrir los restos de un vertebrado, relativamente bien conservado, en un estrato calizo del tránsito Jurásico-Cretácico al sur de Bedmar (Jaén). Se trata de los primeros restos óseos de este nivel orgánico de los que se tiene conocimiento en el ámbito del Mesozoico de las Zonas Externas Béticas. En esta contribución damos a conocer el descubrimiento, se acomete la atribución preliminar de los restos encontrados y el análisis de su posible significación paleogeográfica.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Los restos encontrados se sitúan en el Berriasiense inferior de la Unidad Intermedia del Cárceles-Carluco, al sur de Bedmar (Jaén) y de la ermita de Cuadros (Fig. 1A), concretamente en el techo de las calizas nodulosas descritas por Gea *et al.*, (2000) en la sección del Valle. Se trata de unas calizas ligeramente nodulosas con una potencia máxima de 6 m (Fig. 1B), que se acuñan lateralmente, y con algunas pátinas de óxidos y perforaciones de litófagos en su techo. A su vez, estas calizas se disponen sobre una superficie que tiene también perforaciones de litófagos y óxidos de hierro, interpretada como una paleofalla (Fig. 1C). Las calizas nodulosas se apoyan sobre el plano de falla y muestran morfologías en abanico que se abren a medida que nos alejamos de dicho accidente tectónico. Sobre las calizas nodulosas se detecta un hiato que abarca el Berriasiense medio y parte del superior. Los siguientes depósitos encontrados son ya del Berriasiense superior-Valanginiense inferior y consisten en bloques decamétricos procedentes de la erosión de las formaciones infrayacentes intercalados en margas (Fig. 1B). Estos depósitos forman, aparentemente, en lo que permite la observación de los afloramientos, un abanico de capas que abren hacia la paleofalla.

DESCRIPCIÓN Y DETERMINACIÓN DE LOS RESTOS FÓSILES

El material que se describe está formado por una fragmento craneal y por una serie de centros vertebrales que, aunque no se encuentran articulados entre sí, se disponen en sucesión. Estimando la serie completa expuesta, el ejemplar podría haber medido más de 1 m de longitud. El cráneo se encuentra incluido en parte en la matriz. Se expone en vista muy posiblemente ventral, tratándose de un fragmento posterior de tabla craneal en donde se puede apreciar el parietal, el frontal así como el contorno de las ventanas o fenestras supratemporales (Fig. 2A). Anterior al frontal se ha preservado parte de los huesos que conforman un rostro alargado, y se tienen vestigios de fragmentos aislados probablemente craneales. La serie de vértebras se dispone mostrando diferentes vistas, anterior y/o posterior y al menos las posteriores muestran una vista lateral.

La condición diápsida del cráneo, el desarrollo relativo de sus fenestras supratemporales, y la configuración de un rostro alargado junto con la morfología de los centros vertebrales nos ha permitido la atribución del ejemplar a los cocodrilos marinos (*Archosauria: Crocodylomorpha, Neosuchia, Thalattosuchia*). La longitud de los centros vertebrales, relativamente más largos que altos,

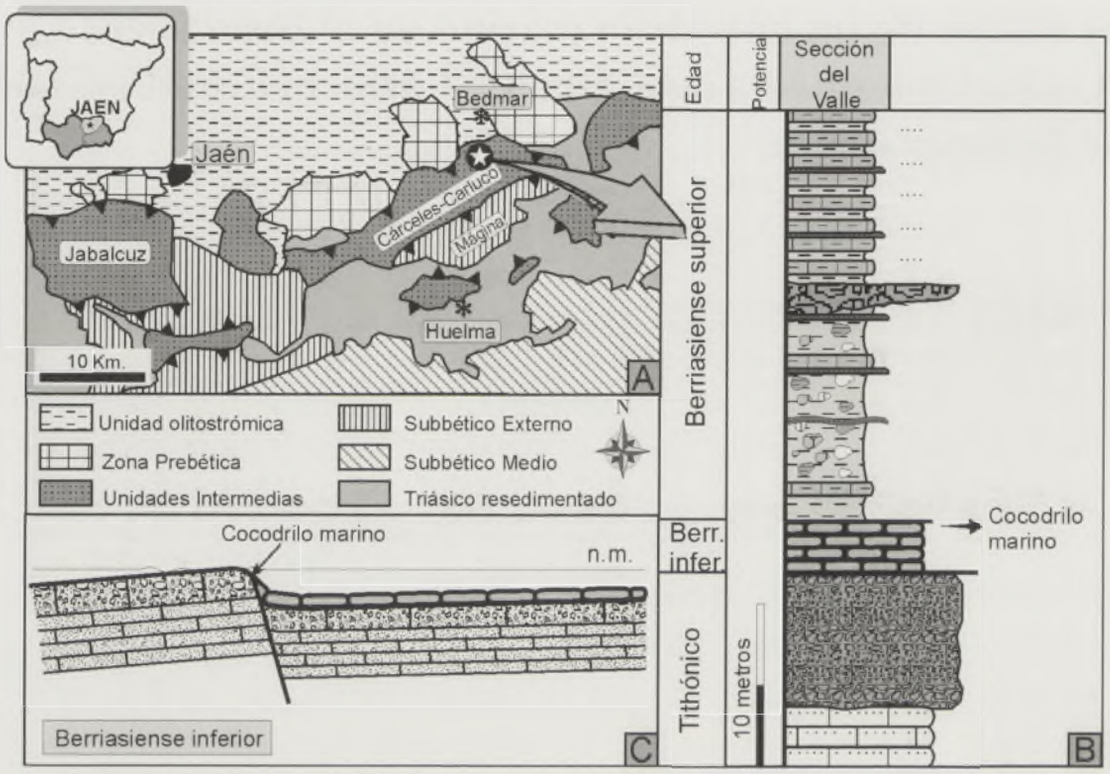


FIGURA 1: A.- *Localización de los afloramientos donde se han encontrado los restos óseos. B.- Sección estratigráfica parcial del tránsito Jurásico-Cretácico en la que se indica la posición estratigráfica del cocodrilo marino. C.- Esquema paleogeográfico en él que se recoge las relaciones de facies y la posición en que habría fosilizado los restos del cocodrilo.*

la posible existencia de un área de sutura entre el centro vertebral y el arco neural, la anficélia de las carillas articulares junto con la apariencia de centros relativamente gráciles (procesos transversos delgados, espinas neurales delgadas y altas) justifica la exclusión de algunos otros grupos reptilianos con cráneos y/o morfologías vertebrales semejantes, por ejemplo, determinados sauropterigios (Sanz, 1983) o los propios placodontos (Nosotti y Pinna, 1989), o ictiosaurios. La evidencia morfológica y la datación del yacimiento refuerzan la atribución propuesta.

La relevancia de este hallazgo radica en que se trata del primer registro de un cocodrilo en las cordilleras Béticas. Los restos de cocodrilos marinos en España son de edad Jurásica (Obón y Griegos en Teruel, Buscalioni, 1986; un cráneo completo de Metriorhynchus procedente del Calloviense de Ricla, Zaragoza, Canudo *et al.*, 1997; un fragmento de rostro de Buñol, Valencia y, un ejemplar casi completo de Ribadesella, Asturias). El ejemplar presentado en este trabajo se haya prácticamente incluido en la caliza, de modo que, la consideración de una excavación para extraer el material y prepararlo, no debe ser totalmente excluida, especialmente considerando la existencia de restos craneales.

Una determinación más detallada del ejemplar pasa por la preparación de algunas partes esenciales de su anatomía, especialmente del cráneo. La información que se tiene, por el momento, es superficial, la robustez del cráneo y la aparente ausencia de osteodermos, apuntan hacia los Metriorínquidos, que son un grupo de cocodrilos con adaptaciones a un modo de vida más pelágico. En cambio, el ejemplar presenta, en la serie vertebral anterior, unas peculiares espinas neurales gráciles y de gran longitud (Fig. 2B). En este sentido el ejemplar se asemejaría más a los morfotipos vertebrales que muestra *Steneosaurus* (*Teleosauridae*), en mayor medida que a los de *Metriorhynchus* (*Metriorhynchidae*) cuyos centros son, en general, más robustos, al menos en los ejemplares adultos.

CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

Los fósiles de las especies de las familias de talatosuquios (*Teleosauridae* y *Metriorhynchidae*) se han hallado en depósitos marinos. Los teleosáuridos han sido frecuentemente hallados en ambientes descritos bien como litorales, bien como plataformas externas. Los metriorínquidos, por su parte, se han hallado con más frecuencia asociados a depósitos marinos de mar abierto, en medios de plataformas abiertas (Buffetaut, 1982). Se han descrito algunos géneros comunes de metriorínquidos en las faunas del Tethys occidental y el Pacífico oriental, planteándose eventos migratorios de estos cocodrilos marinos a través del Corredor Hispánico entre Europa y Sur América (Gasparini, 1992). La presencia de restos de un vertebrado marino de vida ligada a medios litorales, refuerza el argumento a favor de la emersión de esta área durante el tránsito Jurásico–Cretácico. La presencia de perforaciones de organismos litófagos en el plano de la paleofalla relacionada con estos depósitos, y en la propia superficie techo de las calizas nodulosas donde se han encon-

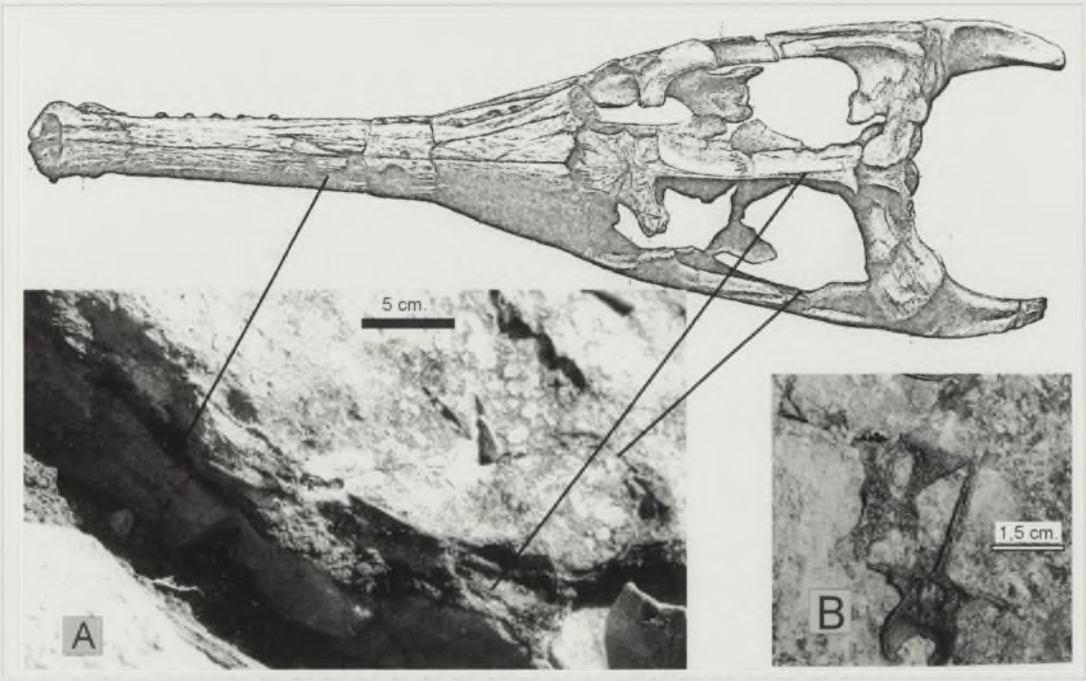


FIGURA 2: *Comparación entre los restos craneales hallados en Bedmar (Berriasiense inferior, sur de Jaén) y un cráneo de Steneosaurus procedente de los yacimientos de las Oxford Clay (Jurásico medio-superior, de Inglaterra). Se ha señalado la correspondencia entre las partes que pueden reconocerse en el material de Bedmar. A.- Vista del cráneo incluido en las calizas nodulosas. B.- Vértebras de la serie anterior.*

trado los restos óseos, no hace sino confirmar la interpretación que se suele hacer de este tipo de rasgos en lo que respecta a su carácter litoral y somero. Por otra parte, en este caso, la emersión se produce tras el depósito de brechas y calcarenitas de la Fm. Toril y la posterior actuación de una paleofalla. La Fm. Toril, constituida por turbiditas carbonatadas que se intercalan entre calizas pelágicas (Ruiz-Ortiz, 1980; 1983), siempre se ha mirado como un depósito en relación con surcos tectónicos relativamente profundos. Por el contrario, al menos en el presente caso, la profundidad de depósito de las calizas pelágicas, brechas y calcarenitas de la Fm. Toril, debió ser inferior a la suma del salto de falla, alguna decena de metros, más el posible descenso (tectonoeustático?) del nivel del mar que coincidiera con el episodio de emersión mencionado.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el Proyecto de Investigación BTE-2000-1151 y por la Junta de Andalucía (Grupo de Investigación RNM 200).

REFERENCIAS

Buffetaut, E. (1982): Radiation évolutive, paléoécologie et biogéographie des crocodiliens mésosuchiens. *Mémoires de la Société Géologique de France*, LX: 1-88.

Buscalioni, A. D. (1986): *Cocodrilos fósiles del registro Español*. Tesis doctoral, Univ. Autónoma, Madrid, 363 p.

Canudo, J. I., Cuenca-Bescós, G., Laplana, C. y Ruis Omeñaca, J. I. (1997): El cocodrilo de Ricla: el cráneo de metriorrínquido más completo del Jurásico de España. *Cuadernos de Paleontología Aragonesa*, 1: 14-24.

Gasparini, Z. (1992): Marine reptiles of the Circum Pacific region. En: *The Jurassic of the Circum Pacific World and regional geology* (E. G. Westermann, Ed.). Cambridge University Press, 361-364.

Gea, G. A. de, Aguado, R. y Ruiz-Ortiz, P. A. (2000): Diferencias de facies y espesores en secciones vecinas del Cretácico inferior del Dominio Intermedio Subbético. (Ermita de Cuadros, provincia de Jaén). *Geotemas*, 1(2): 177-181.

Nosotti, S. y Pinna, G. (1989): Storia delle ricerche e degli studi sui repttili placodonti. *Memorie della società Italiana di Scienze Naturali, Museo civico di Storia Naturale di Milano,* XXIV (II): 1-86 p.

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, 272 p.

Ruiz-Ortiz, P. A. (1983): A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentology*, 30: 33-48.

Sanz, J. L. (1983): Consideraciones sobre el género Pistosauridae. El Suborden Pistosauria (Reptilia, Sauropterygia). *Estudios geológicos*, 39: 451-458.

La secuencia deposicional del Turoniense superior en el borde meridional de la Sierra de la Demanda (Cordillera Ibérica septentrional, provincias de Burgos y Soria)

J. Gil, M. Segura y J.F. García-Hidalgo

Área de Estratigrafía. Departamento de Geología. Universidad de Alcalá. 28870 Alcalá de Henares (Madrid). javier.gil@uah.es.

ABSTRACT

In the Northern Iberian Range, the upper Turonian is formed by the Muñecas Fm., a unit composed mainly of bioclastic limestones and characterised by a great stratigraphic homogeneity and a high regional continuity. These sediments are genetically related as a depositional sequence bounded by regional discontinuities. This sequence was originated by a cycle of relative sea level rise and fall located in the base of an important 2nd order transgressive-regressive cycle. Internally, the sequence is arranged in several 4th order parasequences bounded by minor discontinuities, defining a model of organisation of the record in which there are a superimposition of several orders of sedimentary cycles. A detailed sequential analysis of the third order sequence has been carried out, describing sequence and parasequence boundaries, which show that sequence boundaries are not exactly coincident with those of the lithostratigraphic unit. On the other hand, the depositional architecture has been reconstructed in the study area, showing the organisation of 3rd and 4th order System Tracts and the location of maximum flooding surfaces (MFS). The MFS for each parasequence is located in the lower part, delimiting a thin TST composed of bioclastic remobilized sediments, and a thick HST with an aggradational tendency.

Key words: *Northern Iberian Range, upper Turonian, Muñecas Fm., depositional sequence.*

INTRODUCCIÓN

Para realizar un análisis de estratigrafía secuencial en un contexto de plataforma carbonatada es conveniente utilizar secciones estratigráficas que presenten un registro lo más completo posible, sin grandes hiatos ni lagunas estratigráficas. Por esta razón, son muy útiles secciones marinas en las que quedan registrados un mayor número de ciclos sedimentarios. Su posterior correlación con secciones de margen de cuenca, que son zonas más sensibles a las variaciones del nivel del mar y de mayor heterogeneidad litológica (cuñas terrígenas costeras), nos permiten reconocer con mayor facilidad las discontinuidades estratigráficas que limitan las secuencias deposicionales, correlacionándolas hacia el interior de la cuenca, donde su reconocimiento suele ser más complejo.

En este trabajo se han elegido varios afloramientos de la banda meridional de la Demanda-Cameros (Fig. 1), que para el Cretácico Superior representa las zonas más marinas del Surco Ibérico en un contexto paleogeográfico de plataforma abierta hacia el margen Cantábrico, situándose sus áreas costeras hacia el S (región de Segovia y Sistema Central). El Turoniense superior tiene en este sector, y en general en toda la Cordillera Ibérica, una expresión morfológica propia al estar homogéneamente estratificado y presentar un carácter tableado, uniforme y rítmico. Esta representado por la Fm. de Calizas Bioclásticas de Muñecas, situada entre dos litosomas margoso – carbonatados muy fosilíferos, Fm. Calizas y margas de Picofrentes en la base, con la que presenta un contacto transicional, y Fm. Calizas nodulares de Hortezuelos a techo, a través de un cambio litológico neto.

La Fm. Muñecas está compuesta por una alternancia de calizas bioclásticas, micríticas, lajosas, calizas margosas y margas que reflejan contextos sedimentarios de plataforma interna somera con influencia mareal (Floquet, 1991), pasando lateralmente hacia los márgenes del surco a términos terrígenos y dolomíticos (Arenas de Segovia y Dolomías de la Tranquera). Existe una distribución vertical de las facies que se mantiene inalterable en las diferentes secciones estratigráficas estudiadas, y que es reflejo de los diferentes contextos sedimentarios que a diferente escala controlan el desarrollo de la plataforma carbonatada. La sucesión presenta un espesor medio de 65 m que se mantiene sin grandes variaciones en el área de estudio. Da comienzo con calizas tidales finamente lajosas (1), con lentículas de *ripples* y laminación ondulada *wavy* entre niveles tractivos (oolíticos y bioclásticos) y de baja energía (micritas y margas), finalizando en una superficie ferruginosa o en un banco de calizas estromatolíticas (2) de formas globulares y tamaño decimétrico (Sección del Alto del Portillo). Por encima se recono-

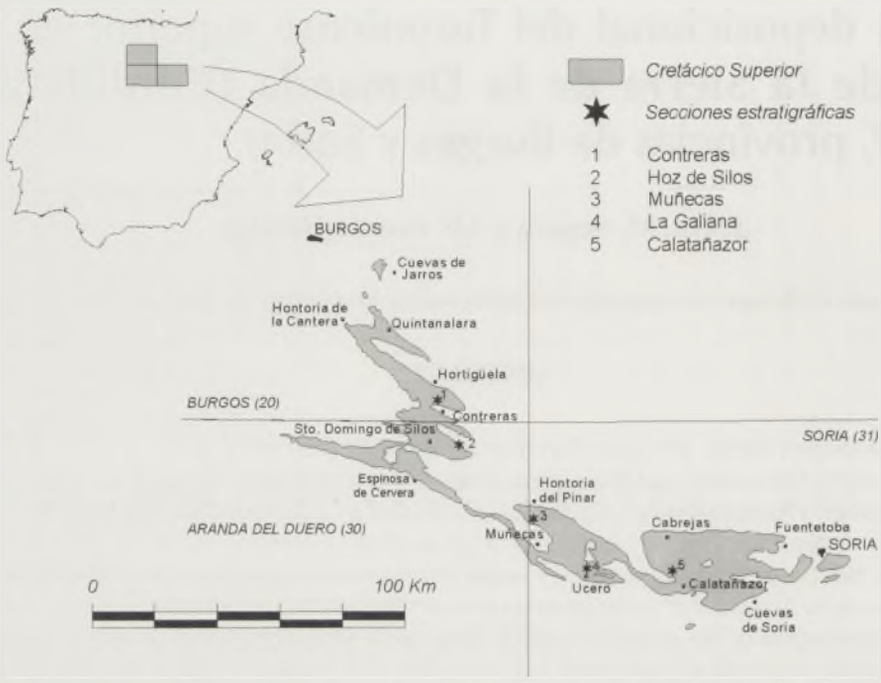


FIGURA 1: *Situación del área de estudio y disposición de los afloramientos cretácicos en el márgen meridional de la Sierra de La Demanda. Localización de las secciones estratigráficas estudiadas.*

ce un conjunto de calizas bioclásticas *packestone* (3) ricas en glauconita y extraclastos ferruginizados, reflejando un importante cambio en las condiciones hidrodinámicas del medio hacia situaciones más marinas y energéticas. Le sucede un tramo homogéneo de calizas micríticas *mudstone-wackestone* (4) dispuestas en gruesos bancos intensamente bioturbados que alternan hacia techo con niveles de margas amarillas, culminando en un nivel estromatolítico (2) de gran continuidad lateral que marca una ruptura sedimentaria. Por encima, se observa una evolución sedimentaria similar que se repite doblemente y que comienza con niveles de removilización bioclástica (3), alternando en la base con margas fosilíferas (5); sigue con calizas micríticas bioturbadas (4) y finaliza con calizas tidales (1) dolomitizadas y brechas de colapso (6). La sucesión finaliza con un monótono conjunto de calizas oolíticas tableadas (7) con estratificación cruzada de bajo ángulo que contienen una discontinuidad estratigráfica interna.

SECUENCIAS DEPOSICIONALES DE 3er Y 4º ORDEN

Desde un concepto genético o evolutivo, los materiales de la Fm. Muñecas han sido interpretados por Floquet (1991) como los términos finales de una "Unidad Tectobiosedimentaria" (2ª U.T.B.S.) asimilable a un gran ciclo de profundización y relleno de origen tectónico, reconociendo dentro del intervalo estudiado 4 mesosecuencias de rápida profundización por subsidencia tectónica y relleno biosedimentario, sin que puedan ser correlacionadas de unos afloramientos a otros.

Más tarde, Alonso *et al.*, (1993) interpretan de igual modo los materiales estudiados dentro de un contexto regresivo o de colmatación sedimentaria, incluyéndolos en la última secuencia deposicional (DS-7) de la Megasecuencia Cenomaniense-Coniaciense basal, asimilable a un ciclo de 2º orden transgresivo-regresivo.

Un interpretación secuencial diferente es la que aportan García *et al.*, (1996) y Segura *et al.*, (2001), que los consideran como los depósitos que marcan el comienzo del siguiente ciclo de 2º orden, de edad Turoniense superior-Campaniense, representando estos materiales parte de los episodios transgresivos del mismo.

Atendiendo a los criterios del análisis secuencial (Vail *et al.*, 1991), los materiales de la Fm. Muñecas comprenden una secuencia deposicional de 3er orden completa, organizada internamente en varias secuencias menores de 4º orden (Fig. 2). El límite inferior de la secuencia viene marcado por una discontinuidad sedimentaria situada a techo del conjunto de *Tidalites inferieures* (1) (Floquet, 1991), que muestran una tendencia claramente emergente que culmina en un nivel de calizas estromatolíticas (2) y/o costra ferruginosa. Por encima, se depositan facies biocalcareníticas ricas en glauconita (3) de plataforma abierta. Este límite, que en el área de estudio queda pues caracterizado por una ruptura sedimentaria importante que implica una brusca retrogradación de los cinturones de facies en un contexto claramente transgresivo, se manifiesta como una discontinuidad estratigráfica de tipo I según la terminología de Van Wagoner *et al.* (1988) en el resto de la Cordillera Ibérica (Segura *et al.*, 2001), puesto que hacia los márgenes de la plataforma (región segoviana), queda caracterizada por discordancias erosivas costeras y costras lateríticas dentro de sucesiones terrígenas, y hacia zonas de plataforma abierta (margen cantábrico) da paso a una cuña terrígena de bajo nivel del mar (LSW).

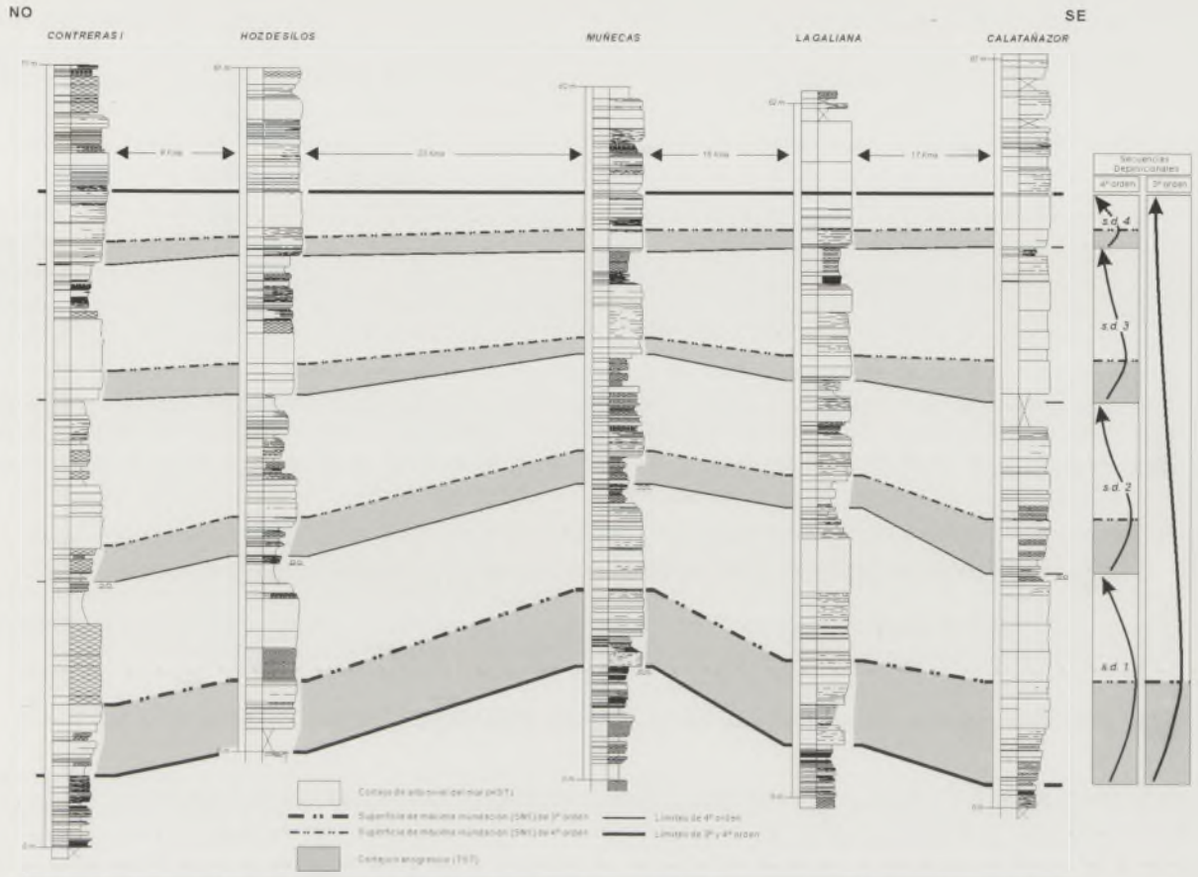


FIGURA 2: *Panel de correlación estratigráfica de la Fm. Calizas Bioclásticas de Muñecas, mostrando las secuencias deposicionales y sus cortejos sedimentarios.*

El límite superior es una discontinuidad de tipo II que se manifiesta como una superficie de exposición subaérea con procesos de carstificación y dolomitización asociados. En la sección de la Hoz de Silos, se sitúa a techo de un nivel de brechas calcáreas de colapso formadas por la disolución precoz de evaporitas. Este nivel fue reconocido previamente por Floquet (*op. cit.*), quien con los mismos criterios sedimentológicos sitúa en la misma posición el techo de su 2ª UTBS. Por encima, la sucesión continua con una serie oolítica tableada (con intercalaciones micríticas, dependiendo de las secciones), que marca el final de la unidad litoestratigráfica Fm. Muñecas, y representa secuencialmente el comienzo de la siguiente secuencia de 3er orden (Coniaciense-Santoniense inferior). Hacia los márgenes de la plataforma este límite se reconoce más fácilmente por un neto contraste litológico entre niveles de dolomías tableadas rojas muy ferruginizadas y depósitos siliciclásticos de la base de la siguiente secuencia deposicional.

Internamente, la secuencia de 3er orden está organizada en 4 *sets* de parasecuencias o secuencias de 4º orden, dentro de las cuales se reconoce aún una secuencialidad de menor orden que escapa de los objetivos de este trabajo. Los 4 *sets* de parasecuencias presentan una disminución de espesor progresiva hacia techo, variando entre los 20 y 7 m. Sus límites internos son discontinuidades estratigráficas menores de tipo II. El límite superior del primer *set* de parasecuencias es un nivel de estromatolitos globulares desarrollado sobre facies mareales, que culmina la tendencia somerizante de los últimos tramos de la parasecuencia. El límite superior de la 2ª y 3er *set* de parasecuencias son sendos niveles de brechas dolomíticas amarillas y calizas recristalizadas, desarrollados igualmente sobre términos margosos y tidales, por encima de los cuales un cambio sedimentario da paso a facies bioclásticas de la base del siguiente *set* de parasecuencias. Ambas discontinuidades representan interrupciones sedimentarias donde se favorecen los procesos de dolomitización temprana y de brechificación ya observados. Cuando la sedimentación se reanuda lo hace después de un desplazamiento de los cinturones de facies en un contexto transgresivo menor.

Los episodios de exposición subaérea reconocidos a techo del 2º, 3er y 4º *set* de parasecuencias no fueron acompañados de procesos erosivos importantes, tan solo de carstificación y dolomitización incipientes, de manera que cuando la sedimentación marina se reanuda lo hace en aparente paraconformidad, o en su caso mediante *onlap* sobre la secuencia precedente.

CORTEJOS SEDIMENTARIOS DE TERCER Y CUARTO ORDEN

Dentro de cada *set* de parasecuencias las facies gradan de términos bioclásticos y fosilíferos en la base a calizas micríticas y bioturbadas de plataforma interna de baja

energía y, finalmente a facies mareales (calizas oolíticas, tidalitas, calizas estromatolíticas). Esta evolución vertical de facies muestra un rápido incremento relativo del nivel del mar y una posterior caída que culmina con la interrupción sedimentaria de techo, de una forma similar a la secuencia deposicional de 3er orden que las contiene; se trata entonces de secuencias de 4º orden transgresivo-regresivas generadas por mecanismos cíclicos de origen eustático, en las que se pueden definir sus propios cortejos sedimentarios. La superficie de máxima inundación (SMI) se manifiesta como un superficie de ralentización sedimentaria generalmente muy bioturbada, situada dentro de cada *set* de parasecuencias, en el contacto entre los términos tractivos basales y los de baja energía, delimitando un cortejo transgresivo (TST) con facies de removilización bioclástica y fosilíferas (facies 3 y 5) y una tendencia estratocreciente; y un cortejo de alto nivel (HST) (facies 4, 6, 7, 1 y 2) que muestra un carácter somerizante y estratodecreciente.

Así mismo, la secuencia deposicional de 3er orden muestra una organización sedimentaria semejante a las de los *sets* de parasecuencias aunque a menor escala, y por tanto una tendencia transgresiva y regresiva similar, pudiéndose definir de igual modo sus cortejos transgresivos y de alto nivel del mar; asociado a la base de esta secuencia parece existir un cortejo de bajo nivel (LST o LSW) que se sitúa más al N del área de estudio. El punto de máximo ascenso eustático se alcanza rápidamente, localizándose la SMI dentro del primer *set* de parasecuencias (coincidiendo con la SMI de 4º orden), que es la que aparece más desarrollada y presenta facies más marinas. La superficie transgresiva (ST) coincide con la discontinuidad basal de la secuencia deposicional, por encima de la cual se desarrolla un TST de pequeño espesor coincidente con el TST de 4º orden, que está caracterizado por presentar altas proporciones de glauconita dentro de las facies de removilización bioclástica. El resto de la secuencia deposicional (HST del primer *set* y los tres *sets* de parasecuencias restantes) se desarrollan en el correspondiente HST de 3er orden, en el que por un lado el relleno sedimentario, que presenta una geometría agradacional, y por otro, la pérdida de espacio de acomodación provocada por el descenso eustático, determinan la progresiva pérdida de espesor de los *sets* de parasecuencias, que alcanza su valor mínimo en la última de ellas.

La existencia de cortejos sedimentarios en la secuencia deposicional de 3er orden y en los *sets* de parasecuencias genera una superposición de cortejos de diferente orden, de manera que un cortejo de 3er orden puede contener cualquier cortejo de 4º orden. Este hecho provoca que, dependiendo de la escala de observación, un mismo conjunto de estratos pueda pertenecer a dos cortejos diferentes, como ocurre con los TST de 4º orden que forman asimismo parte del HST de 3er orden.

No obstante esta superposición de cortejos presenta una evolución desigual, ya que el desarrollo de los diferentes cortejos de 4º orden está en relación con el signo del cortejo de 3er orden que los contiene. Así se explica que el TST de 3er orden esté exclusivamente formado por un TST de 4º orden (no contiene HST de 4º orden), y que dentro del HST de 3er orden sean los HST de 4º orden los que adquieran un mayor desarrollo.

Sin embargo, la persistencia de cortejos transgresivos de 4º orden dentro del HST de la secuencia mayor unido a su propio TST de 3er orden, refleja la tendencia claramente transgresiva de toda la secuencia deposicional en su conjunto, que le es propia de la posición que ocupa con respecto al ciclo de 2º orden transgresivo – regresivo en el que si inscribe (García *et al.*, 1996; Segura *et al.*, 2001), al situarse a la base del mismo, y por lo tanto dentro de su etapa de ascenso eustático de 2º orden.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de una tesis doctoral en curso y ha sido financiado por el Proyecto de Investigación de la DIGICYT nº PB96-0676.

REFERENCIAS

Alonso, A., Floquet M., Mas R. y Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous Plattorms: origin and evolution, Iberian Range, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms* (J. A. Toni Simo, R.W. Scott y J.P. Masse, Eds.). American Association of Petroleum Geologists Memoir, 56: 297-313.

Floquet, M. (1991): *La plate-forme Nord-Castellane au Crétace supérieur (Espagne)*. These. Mémoires Geólogiques de l´Université de Dijon, 14, 925 p.

García, A., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., Gil, J., Carenas, B. y Ruiz, G. (1996): Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turoniense superior - Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta*, 20 (1): 123-126.

Segura, M., Carenas, B., Gil, J., García-Hidalgo, J.F. y García, A. (2001): Anatomy of the carbonate bodies in relation to their position with respect to the maximun transgressive in the 2nd order cycles of the upper Cretaceous from the Iberian Range. *Geològie Mediterranee* (in press).

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. y Pérez-Cruz, C. (1991): The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology – an overwiew. En*: Cycles and events in stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.). Springer-Berlag, Berlín, 617-659.

Van Wagonner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P. Pr., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of the sequence stratigraphy and key definitions. En*: Sea Level Changes: An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagonner, Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 39-45.

Revisión de la litoestratigrafía del flanco norte de Sant Corneli (Pirineos centro-meridionales, Cretácico Superior)

E. Gili[1], P.W. Skelton[2], E. Vicens[1], A. Obrador[1] y G. López[1]

1 Departament de Geologia. Edifici C. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra (Barcelona). igpaa@blues.uab.es, Vicens@uab.es, Antoni.Obrador@uab.es, Gregori.Lopez@blues.uab.es.
2 Department of Earth Sciences. The Open University. Walton Hall. Milton Keynes, MK 76AA. Gran Bretaña. P.W.Skelton@open.ac.uk.

ABSTRACT

We present a revised formal lithostratigraphy for the Sant Corneli Fm. (Santonian) on the northern flank of the Sant Corneli Anticline, ENE of Tremp, southern Central Pyrenees. It overlies the Montagut limestones and is overlain by the Herba-Savina marls and marly limestones. Five members are recognized, three of which are included in a newly defined type section in the western part of the outcrop. This section (196 m) exposes a lower and an upper tongue of the Aramunt Vell Mb., separated by an eastward-thickening wedge consisting of the Sant Pere de Vilanoveta Mb. (new name) and overlying l'Aubagueta Mb. (new name). The Aramunt Vell Mb. comprises numerous coarsening-up cycles, each a few metres thick, of nodular silty marls and yellow-brown weathering, miliolid-rich bioclastic calcarenites. Its two tongues unite westwards to encompass the entire thickness of the formation. The Sant Pere de Vilanoveta Mb. contains coarsening-up cycles of coral-rich marls and marly limestones, rudist lithosomes and bioclastic floatstones and grainstones. The l'Aubagueta Mb. contains marly limestones and silty clays. Eastwards, two further members represent slope deposits that originally adjoined the platform, though now separated from it by a NW-SE trending normal fault. The Llau de Castellet Mb. (new name) comprises orange-brown marls and marly limestones laterally equivalent to the lower Aramunt Vell tongue. The overlying Llau de Joncarlat Mb. (new name) consists of white marls and marly limestones.

***Key words**: Cretaceous, Pyrenees, lithostratigraphy.*

INTRODUCCIÓN

Los extensos afloramientos de la formación de rudistas y corales del Santoniense en el flanco norte del anticlinal de Sant Corneli, cerca de Tremp en los Pirineos centro-meridionales, nos han permitido llevar a cabo estudios detallados de los litosomas constituyentes durante estos últimos años (Gili *et al.*, 1995a, b, 1996; Gili and Skelton, 2000; Skelton *et al.*, 1995, 1997; Vicens *et al.*, 1998). Nuestros objetivos iniciales estaban principalmente relacionados con el análisis sedimentológico y paleoecológico de los litosomas y su situación en la plataforma. Nuestras investigaciones actuales pretenden comprender el desarrollo dinámico de la plataforma en un contexto más amplio. Con este propósito, hemos revisado formalmente la litoestratigrafía, ya que la nomenclatura disponible actualmente es insatisfactoria. Hace tiempo que el primer esquema litoestratigráfico elaborado por Gallemi *et al.* (1982) necesitaba una revisión formal, de resultas de la reinterpretación de la correlación de las unidades a ambos lados de la falla del Montagut al este de la zona de estudio (Fig. 2; Gili *et al.*, 1994). Gili *et al.* (1995a) y Vicens *et al.* (1998) presentaron revisiones informales, y en el último trabajo incluyen también un análisis bioestratigráfico de todo el Santoniense de la Fm. Sant Corneli. El propósito de este artículo es formalizar estas revisiones, designando una serie tipo para la formación (que no existía) y definiendo sus miembros constituyentes, con referencia a la serie tipo, juntamente con una serie tipo suplementario en el este. Donde ha sido posible, hemos conservado los nombres antiguos, para no complicar la nomenclatura. Proponemos aquí algunos miembros con definiciones y nombres nuevos.

LITOESTRATIGRAFÍA

Las coordenadas UTM y los nombres de las localidades corresponden al mapa topográfico de Cataluña (MTC), escala 1: 5000, mapa topográfico nacional (MTN) nº. 252, hojas 5-7 (Aramunt; 1995) y 6-7 (Sant Martí de Vilanoveta; 1994) (Institut Cartogràfic de Catalunya).

Formación Sant Corneli

Autores

Gallemí et al. (1982, p. 939-940).

Derivación del nombre

La sierra de Sant Corneli es una formación montañosa alargada que se extiende hacia el este desde unos 10 km, al NNE de la ciudad de Tremp (Pallars Jussà) (vértice geodésico de segundo orden, x=335.162, y=4.672.207, z=1.354) (Fig. 1). Las unidades que se describen en este trabajo afloran en su flanco norte y se extienden hacia el este.

Serie tipo

Gallemí *et al.*, (1982) no designaron una serie tipo para esta unidad litoestratigráfica, y tampoco lo hicieron los autores posteriores. Por este motivo hemos escogido una serie estratigráfica que abarca tres de los cinco miembros que constituyen la formación como su serie tipo (Fig. 2a). La serie asciende por la vertiente norte de la garganta del río Carreu desde el punto de coordenadas UTM 31TCG368736 (con una aproximación de 100 m) hasta el techo de la formación en la cima de la colina denominada l'Aubagueta (368738). Esta serie corresponde a la Serie 4 en Gili *et al.* (1995a, Fig. 1; 1996, Fig. 1) y Serie 5 en Vicens *et al.* (1998, Fig. 4).

Potencia

La serie tipo tiene una potencia de 196 m, aunque aquí no se observa la base de la formación.

Descripción de la serie tipo (Fig. 2) y de los miembros constituyentes

En la serie tipo hay representados tres miembros: (a) Mb. Aramunt Vell, (b) Mb. Sant Pere de Vilanoveta, y (c) Mb. l'Aubagueta.

(a) El Mb. Aramunt Vell fue descrito por primera vez por Gallemí *et al.*, (1982, p. 940) aunque estos autores tampoco designaron una serie tipo para este miembro. Su nombre deriva del pueblo abandonado de Aramunt Vell (347741), situado en un altozano cerca del río Carreu, en la zona oeste del área de estudio. Es equivalente a la "Facies A" de Ross (1989), y al "Mb. Calcarenitas de Aramunt Vell" de Gili *et al.*, (1995a). Al este del pueblo de Aramunt Vell, este miembro constituye por si solo toda la formación tal como se define aquí, pero en la serie tipo, más hacia el este, está dividida en dos partes por una cuña formada por los otros dos miembros. En la sección tipo, la parte inferior tiene una potencia de por lo menos 66 m (65,8 a 0 m en la Fig. 2a) y la parte superior alcanza un espesor de 44 m (195,8 a 151,8 m en la Fig. 2a). Ambas partes están formadas por numerosos ciclos granocrecientes, de algunos a varios metros de potencia cada uno, con estratificación oblicua unidireccional. Los ciclos empiezan con calizas margo-arenosas nodulosas que contienen fauna marina bentónica dispersa y restos vegetales muy pequeños, y pasan hacia techo a calcarenitas bioclásticas, ocres, con abundantes foraminíferos (miliólidos pequeños) y algunos granos de cuarzo, dispuestas en estratos gruesos.

(b) Mb. Sant Pere de Vilanoveta es el nombre formal que se le da aquí a la "unidad de rudistas y corales" informal de Gili *et al.*, (1995a). Es también equivalente a la "Facies B" de Ross (1989). Su nombre deriva de la pequeña iglesia en ruinas cercana al pequeño castillo (del cual no hemos encontrado referencia escrita) situado encima del risco formado por este miembro en el margen norte del río Carreu (373736). En la sección tipo de la Fm. Sant Corneli, este miembro tiene un potencia de 33,5 m (99,3 a 65,8 m en la Fig. 2a). Sin embargo, aumenta de potencia hacia el este hasta alcanzar más de 70 m en la vecindad de las ruinas de la iglesia y del castillo, donde se extiende tanto hacia el nivel superior como inferior de la formación, interdigitandose con los miembros que lo limitan. Está constituido por margas nodulosas y calizas grises, dispuestas en ciclos granocrecientes de diversos metros de potencia cada uno. Los ciclos completos comienzan con un tramo de margas con abundantes corales y calizas margosas, sobre el que yacen calizas de rudistas cubiertas por calcarenitas bioclásticas (*floatstone*) que pasan hacia arriba a *packstone/grainstone* (Gili *et al.*, 1995b; Skelton *et al.*, 1995). En la sección tipo pueden observarse cuatro de estos ciclos (Fig. 2a), aunque se desarrollan más ciclos en el este, mientras que sólo uno se extiende, en dirección oeste, hasta el pueblo de Aramunt Vell.

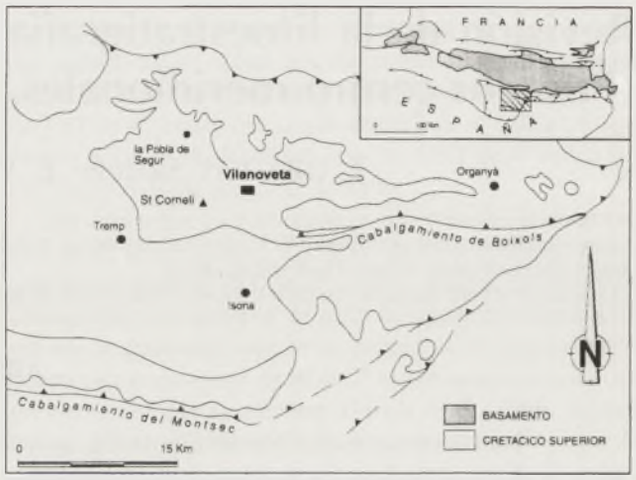


FIGURA 1: *Situación de la sierra de Sant Corneli en un esquema estructural simplificado de los Pirineos.*

(c) El Mb. l'Aubagueta también se define aquí formalmente, en substitución de la "unidad de margas y arcillas" informal de Gili *et al.* (1995a). Lleva el nombre de un pequeño cerro, cuya cara sur contiene la parte superior de la serie tipo de la Fm. Sant Corneli. Allí, el miembro tiene 52,5 m de potencia (151,8 a 99,3 m en la Fig. 2a). Es una unidad relativamente recesiva de margas, calizas margosas y arcillas arenosas, con algunos ciclos tenuemente definidos (especialmente en la parte inferior) cada uno cubierto por una caliza nodulosa ligeramente más resistente. Hacia el este, la parte inferior es reemplazada lateralmente por una extensión hacia arriba del Mb. Sant Pere de Vilanoveta, mientras que la parte superior se encuentra truncada erosionalmente, aunque reaparece inmediatamente al este de la falla del Montagut en la cara

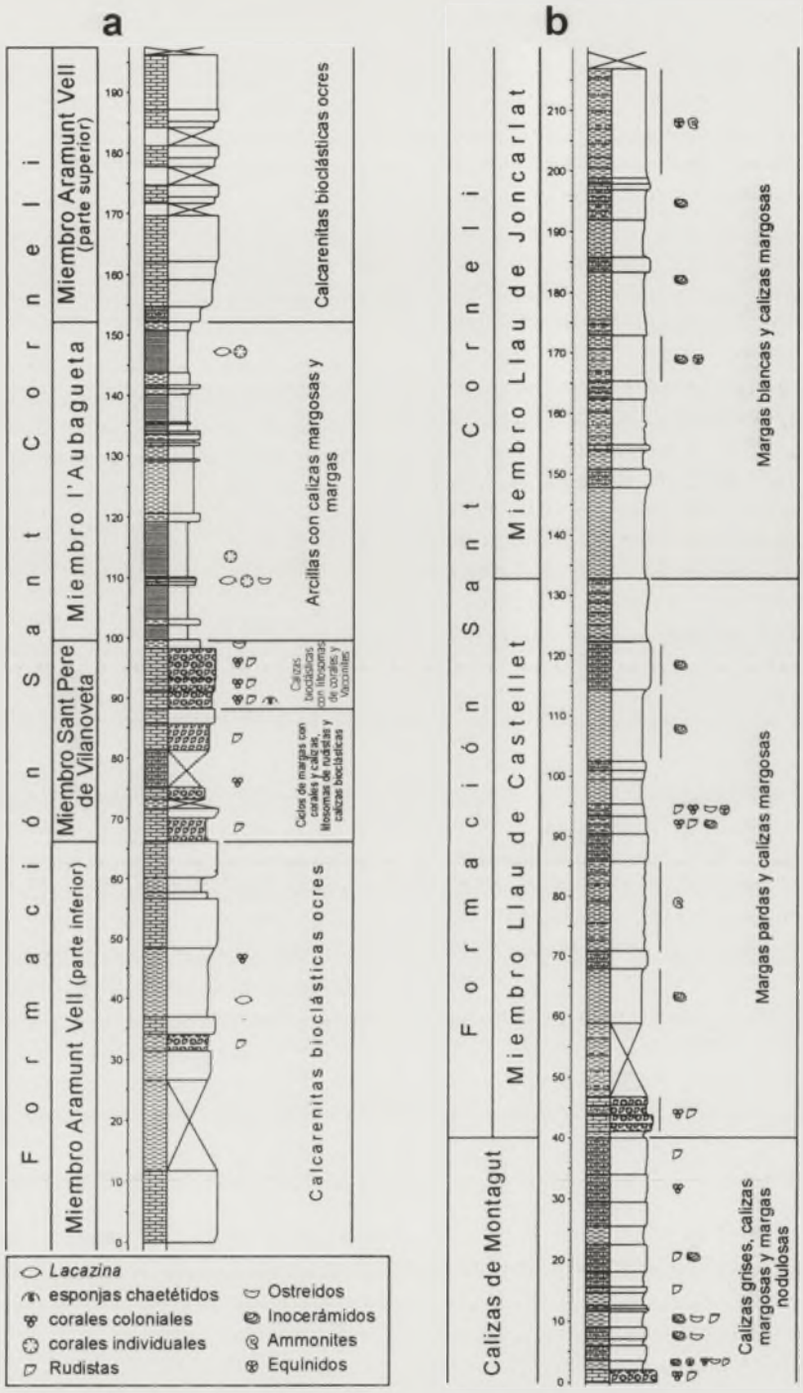


FIGURA 2: *a) Serie tipo de la Fm. Sant Corneli. b) Serie tipo de los Mbs. Llau de Castellet y Llau de Joncarlat de la Fm. Sant Corneli.*

norte del Serrat de la Guàrdia. Hacia el oeste, se interdigita con la parte superior progradante del Mb. Aramunt Vell.

Juntos, los Mbs. l'Aubagueta y Sant Pere de Vilanoveta forman la cuña que se adelgaza hacia el oeste y que divide el Mb. Aramunt Vell en una parte inferior y una superior.

Además de los tres miembros citados más arriba, se han reconocido más hacia el este dos miembros más de la Fm. Sant Corneli: (d) Mb. Llau de Castellet y (e) Mb. Llau de Joncarlat. Para la definición de estos dos miembros, hemos establecido como serie tipo una serie estratigráfica que va desde el este del valle del torrente (*llau*) de Castellet en la cara norte de la sierra del Montagut (404736), atravesando el río Carreu, y ladera arriba hacia el norte en la vecindad del torrente (*llau*) de Joncarlat (398742) (Fig. 2b). Esta es equivalente a la Serie 12 en Vicens *et al.*, (1998, Fig. 4).

(d) Mb. Llau de Castellet es el nombre formal que se da aquí a la "unidad margas pardas y calizas margosas" informal descrita por Vicens et al. (1998, p. 406). En su sección tipo tiene una potencia de 85,2 m (124,8 a 38 m

en la Fig 2b) pero adelgaza hacia el este, donde posiblemente se interdigita con el Mb. Llau de Joncarlat suprayacente. Hacia el oeste pasa lateralmente a la parte inferior del Mb. Aramunt Vell. Está formado por margas pardo-anaranjadas y calizas margosas, haciéndose noduloso hacia el este.

(e) Mb. Llau de Joncarlat es el nombre formal que se da aquí a la "unidad margas blancas y calizas margosas" informal descrita por Vicens *et al.* (1998, p. 406). En su sección tipo, tiene una potencia de por lo menos 76,5 m (201,3 a 124,8 m en la Fig. 2b), aunque su techo está cubierto por derrubios de pendiente y una cobertera vegetal. Es visible sólo en la zona este del área de estudio, al este de la falla del Montagut. Cerca de la falla, pasa hacia el oeste y hacia arriba, mediante un contacto interdigitado al Mb. l'Aubagueta (Serrat de la Guàrdia), y localmente también yace sobre una pequeña extensión del Mb. Sant Pere de Vilanoveta que aquí cubre la parte distal de la parte inferior del Mb. Aramunt Vell (en el Serrat de Comelletes). Más hacia el este, yace sobre el Mb. Llau de Castellet, aunque se está investigando la posibilidad que se interdigite con este último. Está formado por margas blanquecinas, fáciles de diferenciar de las unidades yacentes en el afloramiento por su color blanco.

Límites

El límite inferior de la Fm. Sant Corneli aflora sólo al este de la falla del Montagut, todas las series al oeste (incluyendo la sección tipo; Fig. 2a) empiezan en la parte inferior del Mb. Aramunt Vell. En el Serrat de Comelletes, a unos centenares de metros al este de la falla del Montagut, puede verse la Fm. Sant Corneli yaciendo sobre las Calizas de Montagut con aparente conformidad. Aquí, el límite está marcado por un cambio brusco de facies de calizas azules estratificadas, abajo, a las capas ocres de la parte inferior de Aramunt Vell, arriba.

El techo de la Fm. Sant Corneli es visible en la serie tipo (Fig. 2a), donde la parte superior del Mb. Aramunt Vell se encuentra cubierta por un fondo endurecido, a su vez cubierto por las margas azules y calizas margo-nodulosas de Herva-Savina.

Edad

De acuerdo con las correlaciones presentadas por Vicens *et al.* (1998), la Fm. Sant Corneli, tal como se define aquí, está contenida enteramente dentro del Santoniense.

La datación del límite inferior se basa en inocerámidos y ammonites encontrados al este de la falla del Montagut. En particular, la presencia del inocerámido *Platyceramus undulatoplicatus michaeli* (Heinz) tanto en el techo de las Calizas del Montagut como en el Mb. Llau de Castellet de la Fm. Sant Corneli restringe la base de esta última dentro del Santoniense Inferior.

Al oeste de la falla del Montagut, los foraminíferos sugieren que el Mb. l'Aubagueta se extiende hasta el Santoniense Superior (biozona de *Dicarinella asymmetrica*; Gili *et al.* 1996). Sin embargo, la presencia de ammonites santonienses (*Nowakites* sp.) en la parte inferior de Herva-Savina (Vicens *et al.*, 1998) indica que el techo de la Fm. Sant Corneli sigue, también, dentro del Santoniense.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto de la DGICYT PB94-0683 y de la DGES PB97-0135-C02-02.

REFERENCIAS

Gallemí, J., Martínez, R. y Pons, J. M. (1982): Unidades del Cretácico superior en los alrededores de Sant Corneli (Provincia de Lleida). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 935-948.

Gili, E., López, G., Obrador, A., Skelton, P. W. y Vicens, E. (1994): Observaciones sobre la posicion estratigráfica de las formaciones de rudistas de Sant Corneli (Cuenca Cretácica Surpirenaica Central). *Geogaceta*, 15: 34-36.

Gili, E., Vicens, E., Obrador, A., Skelton, P.W. y López, G. (1995 a): Sequence stratigraphy of the upper Sant Corneli platform (Santonian), southern Central Pyrenees. *Géologie Méditerranéenne*, XXI (1994): 73-76.

Gili, E., Skelton, P.W., Vicens, E. y Obrador, A. (1995 b): Corals to rudists - an environmentally induced assemblage sequence. En: *Palaeoenvironmental models for the benthic associations of Tethyan Cretaceous carbonate platforms* (J. Philip y P. W. Skelton, Eds.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 127-136.

Gili, E., Vicens, E., Obrador, A., Skelton, P.W. y López, G. (1996): Las formaciones de rudistas de la plataforma de Sant Corneli (Cretácico Superior, unidad central surpirenaica). *Revista Española de Paleontología*, Número extraordinario:172-181.

Gili, E. y Skelton, P.W. (2000): Factors regulating the development of elevator rudist congregations. En: *Carbonate Platform Systems: components and interactions* (E. Insalaco, P.W. Skelton y T.J. Palmer, Eds.). *Geological Society, London*, Special Publication, 178: 109-116.

Ross, D. J. (1989): *Facies analysis and diagenesis of Tethyan rudist reefs complexes*. Ph. D. Thesis, Univ. of Wales, Cardiff, 206 p.

Skelton, P. W., Gili, E., Vicens, E. y Obrador, A. (1995): The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in the Santonian carbonate platforms of the Tremp area, Central southern Pyrenees. En: *Palaeoenvironmental models for the benthic associations of Tethyan Cretaceous carbonate platforms* (J. Philip y P.W. Skelton, Eds.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 107-126.

Skelton, P.W., Gili, E., Rosen, B.R. y Valldeperas, F.X. (1997): Corals and rudists in the late Cretaceous: a critique of the hypothesis of competitive displacement. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (sección Geología)*, 92: 225-239.

Vicens, V., López, G. y Obrador, A. (1998): Facies succession, biostratigraphy and rudist faunas of Coniacian to Santonian platform deposits in the Sant Corneli Anticline (Southern central Pyrenees). *Geobios*, 22: 403-427.

Discontinuidades del Cretácico medio en el margen septentrional de la Depresión Intermedia (Zubieta, Navarra).

E. Iriarte, L.M. Agirrezabala y J. García-Mondéjar

Universidad del País Vasco. Facultad de Ciencias. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. 48080 Bilbao. gpbirave@lg.ehu.es.

ABSTRACT

The "Central Depression" was a narrow deep-marine basin located on the northern Navarre (western Pyrenees), mainly filled with Upper Cretaceous calcareous flysch and inverted during Alpine Orogeny. The detailed study of an outcrop near the village of Zubieta, in the northern margin of the basin, shows three unconformity surfaces dated Albian-Turonian. They successively separate a) underlaying Jurassic limestones from lower/middle Albian limestones (S_1), b) the latter limestones from Upper Albian siliciclastic flysch (S_2), and c) this flysch from Turonian marls and calcareous turbidites (S_3). Synsedimentary tectonic pulses, that they creating a horst in the north of the section and a composed graben in the south of this, are invoked to explain the stratigraphic succesion described. These pulses were probably related to the major Leitza fault, interpreted as the southern margin of the Early Cretaceous "Central Depression" subjected to sinistral strike-slip movements.

Key words: *unconformities, synsedimentary tectonism, Albian-Turonian, Central Depression, Navarre.*

INTRODUCCIÓN

Situada en los Pirineos Vascos, en el norte de Navarra, la Depresión Intermedia (Lamare, 1936), es un sinclinal de directriz E-W que afecta a materiales predominantemente del Cretácico Superior. Esta estructura, de origen alpino, está limitada al norte por el Macizo Paleozoico de Cinco Villas/Bortziri, y al sur por la Falla de Leitza y el Manto de Mármoles (Lamare, 1936) (Fig. 1). Estudios de varios autores han ido estableciendo la estratigrafía general del área, atribuida al relleno de un surco profundo de edad Cretácico Superior, y su tectónica posterior de inversión de edad Terciario (Lamare, 1936; Feuillée, 1967; Martínez-Torres, 1989; Mathey *et al.*, 1999). Recientemente, Iriarte *et al.* (2000 y 2001) han descrito materiales de la base de la Depresión Intermedia que demuestran: a) su formación desde el Jurásico Superior; y b) la superposición de megabrechas jurásicas y urgonianas, flysch siliciclástico albiense, y megabrechas y flysch carbonatado del Cretácico Superior.

El presente trabajo describe un corte estratigráfico (Fig. 2) que abarca materiales de la base de la Depresión Intermedia en el área de Zubieta (flanco norte del sinclinal, valle del río Ezkurra). El estudio de los materiales aflorantes pone de manifiesto la existencia de tres discontinuidades estratigráficas formadas durante el Albiense-Turoniense, que delimitan tres unidades cretácicas por encima del Triásico y Jurásico del área. Estas discontinuidades son responsables del marcado carácter residual que presenta la serie mesozoica a lo largo del flanco norte del sinclinal.

SERIE ESTRATIGRÁFICA DEL CORTE DE ZUBIETA

Este corte, de orientación NNE-SSW y 350 m de longitud, se ha estudiado efectuando una minuciosa cartografía y un detallado estudio sedimentológico y seguimiento lateral de las unidades. Se han diferenciado cinco unidades estratigráficas (U_1-U_5; Fig. 2) de desarrollo irregular y separadas -las unidades cretácicas- por importantes superficies de erosión (S_1, S_2 y S_3; Fig. 2).

Unidad 1

Consta de materiales triásicos, concretamente lutitas rojas del Keuper de potencia muy variable recubriendo una masa ofítica de extensión kilométrica. Esta unidad tiene una amplia extensión lateral (E-W), si bien es afectada por varias fallas de dirección NNE-SSW.

Unidad 2

Se apoya en aparente continuidad estratigráfica sobre las lutitas del Keuper, y está compuesta por calizas jurásicas (subunidades 2.1-2.3) y margas suprayacentes (subunidad 2.4).

Subunidad 2.1. Consiste en brechas monomícticas de calizas laminadas, sacaroideas, probablemente autoclásticas. Los clastos calizos son de tamaño hasta decimétrico. Su potencia es variable, si bien en el corte se han medido 5 m. Tanto la base como el techo son irregulares, quizás superficies erosivas.

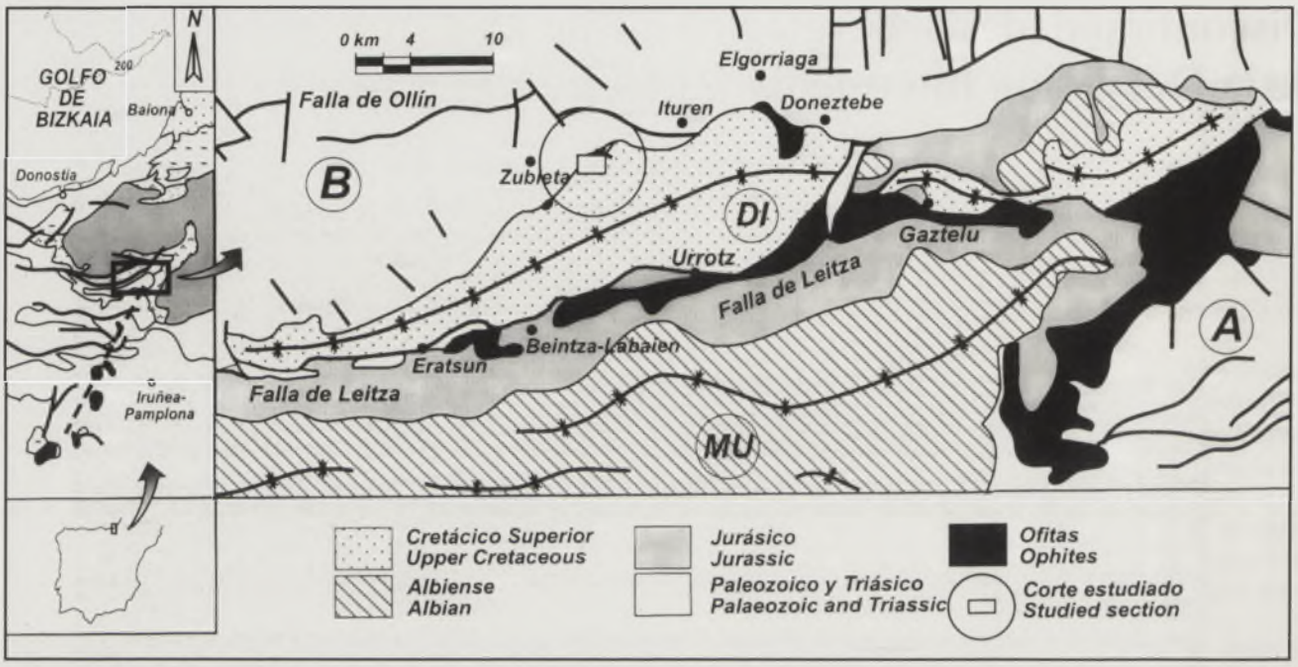


FIGURA 1: *Localización geográfica y contexto geológico del corte estudiado. A: Macizo paleozoico de Alduides. B: Macizo paleozoico de Bortziri/ Cinco Villas. DI: Depresión Intermedia. MU: Manto de los Mármoles.*

Subunidad 2.2. Está constituida por una alternancia de margas y margocalizas azules y grises, de 10 m de potencia. Presenta belemnites, ammonites, bivalvos y braquiópodos. A techo está limitada por una superficie neta, probablemente también erosiva.

Subunidad 2.3. Está formada por 10 m de calizas micríticas negras de aspecto masivo, sin apenas intercalaciones margosas. Muestra abundante contenido en esponjas, braquiópodos, belemnites y ammonites.

Subunidad 2.4. Compuesta por materiales margolimolíticos arenosos. Es de potencia muy variable, debido a que a techo presenta una superficie muy irregular y erosiva (S_1), sobre la que aparecen materiales de la unidad 3.

Apoyándonos en criterios regionales y por comparación con materiales de similares características y disposición en áreas adyacentes bien estudiadas (Villalobos, 1975) atribuimos una edad de Infralias-Lias inferior a las subunidades 2.1 y 2.2 y Dogger a la subunidad 2.3. La subunidad 2.4, de más difícil asignación, puede ser correlacionada con materiales de facies *Purbeck-Weald*, del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

Unidad 3

Está constituida por 4 m de caliza urgoniana. Presenta facies micríticas ricas en rudistas, corales y orbitolínidos, así como facies bioclásticas de aspecto calcarenítico. Todas las muestras estudiadas presentan la misma asociación de orbitolínidos: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER), *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava* LEYMERIE, *Simplorbitolina manasi* CIRY & RAT, *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, *Coskinolinella santanderensis* RAMÍREZ DEL POZO, *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Cuneolina* gr. *pavonia* d´ORBIGNY y *Sabaudia minuta* (HOFKER), típica del Albiense inferior y de la parte más baja del Albiense medio. A techo de las calizas se observan niveles de parabrechas calizas con clastos hasta decimétricos y matriz margo-arenosa, que se disponen sobre una superficie irregular erosiva (S_2). Estos materiales son interpretados como depósitos de plataforma marina somera formados durante el Albiense inferior-medio.

Unidad 4

Limitada en su base por una superficie irregular erosiva (S_2), presenta una potencia muy variable (de 1,5 a varias decenas de metros). Se compone de una alternancia de turbiditas arenosas de grano fino y lutitas negras (razón 3:1 con Ta y Tb de 1 a 12 cm de espesor), conteniendo abundantes restos vegetales. La unidad ha sido correlacionada por Iriarte *et al.* 2000 con el Flysch Negro de los dominios pirenaico y vasco-cantábrico. Su edad, establecida indirectamente, es Albiense superior-Cenomanense medio. A techo de la unidad encontramos una superficie neta (S_3) sobre la que se disponen los materiales de la unidad 5.

Unidad 5

Los materiales que constituyen la base de esta unidad son margas y margocalizas gris-azuladas, ricas en los siguientes foraminíferos planctónicos: *Falsotruncana* spp., *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ), *Dicarinella* cf. *concavata* (BROTZEN), *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *Marginotruncana sigali* (REICHEL) y *Rosita fornicata*. Esta asociación corresponde al Turoniense superior-Coniaciense. Verticalmente estas margas hemi-

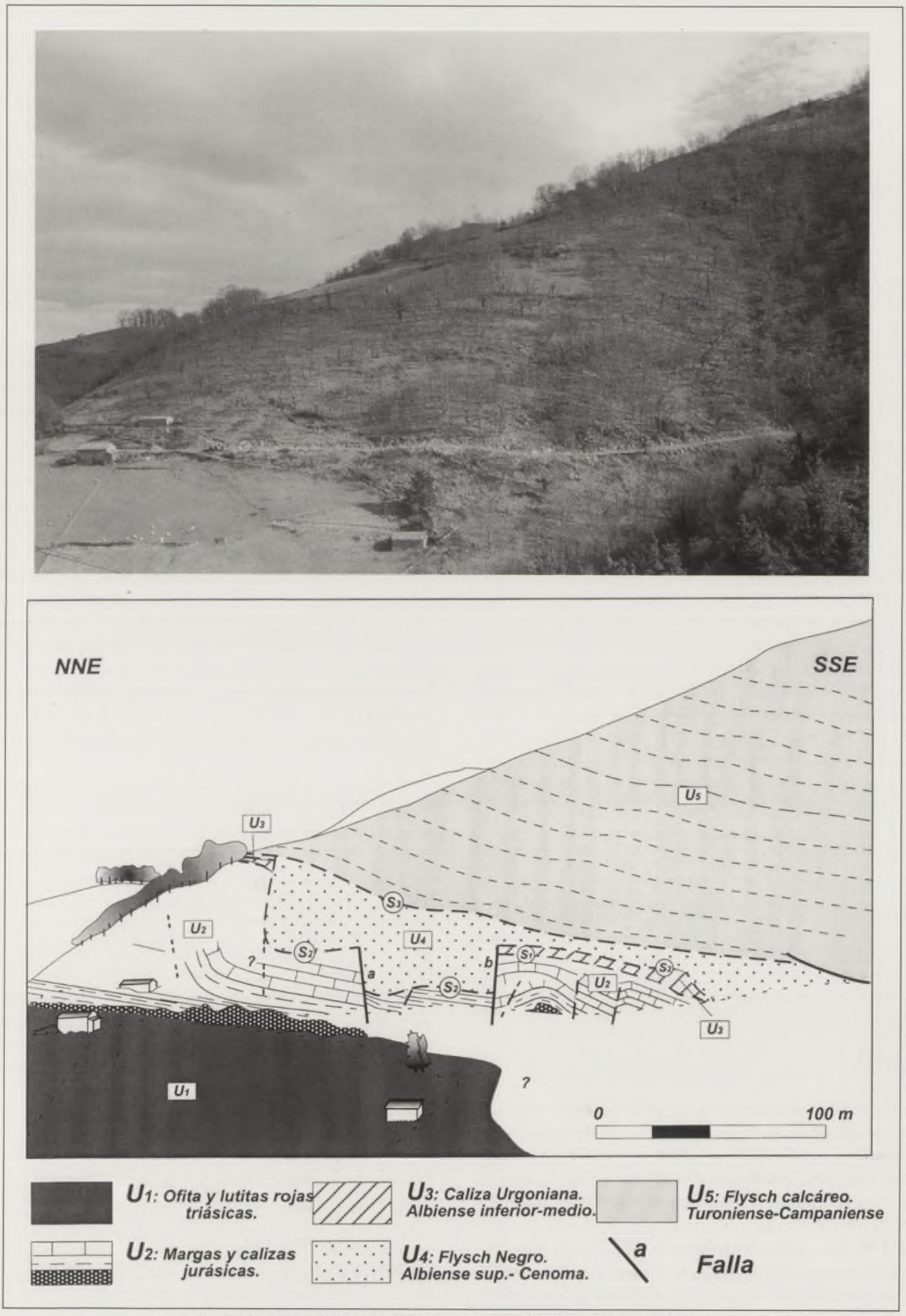


FIGURA 2: *Fotografía panorámica y corte estratigráfico de la zona estudiada.*

pelágicas pasan a materiales turbidíticos calcáreos correspondientes al flysch calcáreo del Cretácico superior, ampliamente desarrollado en toda la Depresión Intermedia. La unidad en su conjunto tiene una potencia mínima de 500 m (Villalobos, 1975) y los materiales más jóvenes conservados corresponden al Campaniense.

El seguimiento lateral hacia el NE de las unidades descritas pone de manifiesto el desigual desarrollo de las unidades de edad Albiense (3 y 4) y el amalgamamiento de las superficies o discontinuidades limitantes (S_1, S_2 y S_3) en ciertas áreas del corte estratigráfico (Fig. 2). Los materiales correspondientes al flysch Negro (unidad 4) presentan variaciones importantes de potencia, asociadas a fallas normales (a y b, Fig. 2) constituyentes de *horsts* y *graben*. En los *graben* existe una mayor acumulación de materiales que en los *horst* adyacentes. Además, en ellos se encuentran las facies de granulometría más gruesa del flysch (microconglomerados).

La discontinuidad S_2, en la base de los materiales turbidíticos de la unidad 4, es erosiva. A veces se encuentra tapizada por parabrechas de calizas urgonianas, y en algunos bloques llega a separar el flysch de edad Albiense de los materiales del Jurásico (no final), con ausencia de las calizas urgonianas y de parte de la serie jurásica (subunidades 2.3 y 2.4).

Sobre los materiales del flysch arenoso, una superficie neta, rectilínea y probablemente erosiva (S_3), da paso a los materiales margosos de la unidad 5, que fosilizan toda la serie y las estructuras tectónicas sinsedimentarias asociadas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las características sedimentológicas de los materiales estudiados y sus relaciones laterales y verticales, sugieren una sucesión de eventos tectónicos de distinta naturaleza durante el intervalo Albiense-Turoniense.

Así, la superficie de discontinuidad erosiva S_1 bajo materiales del Albiense inferior-medio, representa una laguna estratigráfica que abarca desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior. Datos regionales sugieren, por otra parte, varias etapas de exposición subaérea y erosión ligadas a esa discontinuidad. Concretamente se han citado pulsos tectónicos finijurásicos y/o del Cretácico Inferior, en áreas adyacentes más subsidentes y con mayor registro estratigráfico para el mismo intervalo de tiempo (Soler y José, 1971; Floquet y Rat, 1975). En todo el dominio vasco-cantábrico, además, la discontinuidad refleja un contexto claramente regresivo.

Sobre la discontinuidad S_1 observamos calizas del Albiense inferior-medio formadas en un ambiente de plataforma somera. La compartimentación de todos los materiales hasta ahora mencionados (actuación de las fallas a y b, Fig. 2) sugiere actuación sinsedimentaria de fallas normales, inmediatamente después y/o durante el depósito de la unidad 3, que creó bloques elevados y hundidos (*horsts* y *graben*). En el área estudiada un bloque hundido registró las mayores potencias de materiales flysch de la unidad 4. Esta etapa denota la implantación de un régimen tectónico de extensión cuyo primer resultado fue la creación de plataformas urgonianas en condiciones marinas transgresivas, y al que siguió un fuerte hundimiento con instauración de sedimentación marina profunda.

La sedimentación de la unidad 4, Flysch Negro, representa la acentuación y generalización de la subsidencia en el área de trabajo y en áreas vecinas actualmente en estudio. Los ambientes de sedimentación se hacen súbitamente más profundos durante el Albiense superior, como lo demuestra el desarrollo de facies turbidíticas asociadas a abanicos turbidíticos. Esta acentuación de la subsidencia fue brusca, y llevó asociada el rejuvenecimiento de áreas fuente, por una parte, y el desarrollo de corrientes gravitatorias submarinas con superficies de erosión asociadas (p.ej. la discontinuidad S_2), por otra.

La superficie de discontinuidad erosiva S_3, a techo del Flysch Negro pudo ser causada por una o varias etapas erosivas mayores. Sobre ella se depositaron materiales carbonatados de ambientes hemipelágicos y turbidíticos. Estos materiales del Cretácico Superior, si bien contienen importantes depósitos de resedimentación y manifiestan una actividad tectónica sinsedimentaria durante el Cenomaniense-Turoniense en áreas vecinas, suponen en general un cambio de estilo en la subsidencia. Esta se hizo expansiva, generalizada, desbordando ampliamente los límites de este trabajo. Hubo compensación de relieves y fosilización de accidentes y superficies de discontinuidad desarrolladas hasta entonces tal y como sucede con la discontinuidad S_3 (Iriarte *et al.*, 2000 y 2001). Todo ello estuvo, además, favorecido por el carácter marcadamente transgresivo de dicho periodo.

Esta dinámica de tectónica y sedimentación en los materiales del flanco norte de la Depresión Intermedia estuvo condicionada por accidentes mayores muy próximos al corte estudiado. Los más importantes fueron la falla de Leitza al sur y la falla de Ollín al norte (Fig. 1). La falla de Leitza en particular, considerada como límite entre las placas Europea e Ibérica (Martínez Torres, 1989), debió canalizar gran parte de los movimientos de deriva de la placa Ibérica hacia el SE, correspondientes a la apertura del Golfo de Bizkaia. Sus diferentes pulsos y etapas tectónicas se habrían reflejado en series sedimentarias próximas a ella, como la de Zubieta aquí descrita.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Beca de Investigación AP98-44159606 del MEC, el Proyecto de Investigación PB98-0237 de la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación Científica del MEC, y el Proyecto de Investigación UPV 121.310-G39/98 de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea.

REFERENCIAS

Feuillée, P. (1967): Le Cenomanien des Pyrénées basques aux Asturies. *Mémoire de la Societé géologique de France*, 108, 343 p.

Floquet, M. y Rat, P. (1975): Un example d´interrelation entre socles, paléogéographie et structure dans l´arc pyrénéenne basque: la Sierra d´Aralar. *Revue de Géologie Physique et de Géologie Dynamique*, XVII: 497-512.

Iriarte, E., Agirrezabala, L.M., Aranburu, A., Fernández-Mendiola, P.A., Quintanar-Soto, A.B. y García-Mondéjar, J. (2000): Formation of the "Central Depression" deep marine trough (Navarre, western Pyrenees) during the Jurassic and the Early Cretaceous. *Geotemas*, 1: 191-195.

Iriarte, E., Aramburu, A. y García-Mondéjar, J. (2001): Cuarzo idiomorfo detrítico en la base del Cretácico superior de la Depresión Intermedia: implicaciones paleogeográficas. *Geogaceta*, 28: 75-78.

Lamare, P. (1936): Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d´Espagne. *Mémoire de la Societé géologique de France*, XII, 462 p.

Martínez-Torres, L.M. (1989): *El Manto de los Mármoles (Pirineo occidental): Geología estructural y evolución geodinámica*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 294 p.

Mathey, B., Floquet, M. y Martínez Torres, L.M. (1999): The Leitza palaeo-fault: role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain). *Comptes Rendus de l´Academie de Paris*, 328: 393-399.

Soler y José, R. (1971): Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental). *Boletín Geológico y Minero*, 82: 406-428.

Villalobos, L. (1975): *Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja nº 90 (Sumbilla)*. IGME, Madrid.

Asociaciones de quistes de dinoflagelados en Arobes (Asturias): el evento del paso Cenomaniense-Turoniense.

M. A. Lamolda[1], S. Mao[2], E. Bernárdez[3] y Y. Dong[2]

1 Facultad de Ciencias-UPV. Apartado 644. 48080 Bilbao. gpplapam@lg.ehu.es.
2 Departament of Geology. China University of Geosciences. 29 Xueyuan Lu. Beijing 100083.
3 Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo.

ABSTRACT

The Arobes section is located in eastern Asturias (northern Spain) not far away from Arriondas. Its Cenomanian-Turonian transition marl and limestone alternation are the deepest facies of the area, and record an anoxic/disoxic bed of late Cenomanian age. Ammonites, inoceramids and planktonic foraminifera allow a good biostratigraphic control, which let us to correlate this section with the Ganuza section, westward Estella (Navarra). Palynomorphs from 21 samples are studied; these samples are located in the lower half part (24 m) of the whole section. Main assemblage components are Cyclonephelium and Trichodinium castanea groups in the lower part of section studied; whereas in the upper part, assemblages are dominated by Trichodinium castanea, Palaeohystrochophora infusorioides, and Spiniferites ramosus groups; with high percentages of sporomorphs, until 72 % of palynomorphs. There are similar trend in palynomorph assemblages in both Arobes and Ganuza sections, but the response to the late Cenomanian-early Turonian event is stronger in the former and shallower section. It makes a relevant difference, with the record of an anoxic level in the Arobes section, which presents a good fit to Marshall and Batten's (1988) model of palynomorph production and preservation.

***Key words**: Dinocysts, CTBE, anoxic/disoxic record, palaeogeography.*

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos de materiales cretácicos ocupan en la Depresión Central Asturiana (DCA) una estrecha franja alargada en dirección E-O de unos 85 km entre Oviedo y Robellada. El intervalo Cenomaniense superior-Turoniense inferior se corresponde con las Fms. la Cabaña y Las Tercias (Bernárdez 1993), situándose el límite Cenomaniense/Turoniense (C/T) próximo a la base de la Fm. Las Tercias. Los afloramientos de estas formaciones están limitados a los 60 km occidentales de la cuenca, entre Oviedo y Arriondas. Ambas formaciones presentan facies que van desde plataforma interna muy somera, en el extremo occidental, a la parte menos profunda de la plataforma externa en los afloramientos mas orientales, y pasándose de una plataforma de fangos en el Cenomaniense superior a una plataforma mixta lutítico-carbonatada con predominio de calizas nodulosas y fangos glauconíticos en el Turoniense inferior. Se han identificado dos secuencias deposicionales en el lapso temporal estudiado Ce-6 y Ce-7/Tu-1. La discontinuidad entre estas secuencias se sitúa dentro del Cenomaniense superior coincidiendo con el límite entre las zonas de *Rotalipora cushmani* y *Whiteinella archaeocretacea*. No se han conservado en el área de estudio materiales pertenecientes al cortejo sedimentario de bajo nivel de mar (LST) de la secuencia Ce-7/Tu.1 cuya zona de máxima inundación (mfz) coincide con el límite Turoniense inferior/medio identificado por la primera aparición de *Kamerunoceras turoniense* (Martínez; en Bernárdez *et al.*, 1994).

La sección de Arobes se sitúa cerca del extremo oriental del área de afloramiento estando en ella representadas las facies más profundas que se alcanzan dentro de la Depresión Central Asturiana. Esta sección es la que cuenta con un mayor control bioestratigráfico dentro de la DCA habiendo suministrado una fauna abundante y variada, que entre otros incluye ammonites, inocerámidos, equínidos y braquiópodos, de los que se ha realizado un estudio preliminar en Bernárdez *et al.* (1994). Por medio de los ammonites se han identificado, en la sección estudiada, las zonas de *Metoicoceras geslinianum*, *Mammites nodosoides* y *Kamerunoceras turoniense*, existiendo una laguna de muestreo y/o registro que comprendería el Cenomaniense terminal (Zona de *Neocardioceras juddi*) y el Turoniense basal (Zona de *Watinoceras devonense*). Los foraminíferos planctonicos han permitido identificar las zonas de *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea* y *Helvetoglobotruncana helvetica*; aunque el primer registro de esta última especie es más moderno que en la sección de Ganuza, de hecho está próximo, por encima, al registro de *K. turoniense*, base del Turoniense medio. Los inocerámidos son también frecuentes en la

sección, habiendo permitido el hallazgo de *Inoceramus pictus sackensis* identificar (de modo aproximado) el límite Cenomaniense/ Turoniense. Bivalvos y equínidos son muy abundantes en toda la sección, destacando la alta diversidad de los equínidos en el Cenomaniense superior. Otros grupos, como braquiópodos, poliquetos, corales solitarios y gasterópodos, son frecuentes en algunos de sus niveles. La distribución de los seláceos en este corte y otros de la DCA a lo largo del evento C/T ha sido objeto de un estudio preliminar en Bernárdez (1993).

DINOQUISTES Y LA TRANSICIÓN CENOMANIENSE-TURONIENSE

En la sección de Arobes hay un nivel anóxico de arcillas negras, de 2 cm de potencia, sólo con microfósiles planctónicos y sin bioturbación. Esta última característica se mantiene hasta 40 cm por encima de dicho nivel. Sobre las arcillas negras se encuentra un nivel de 10 cm de margas verdeoscuras, con laminación paralela poco definida y algunos nódulos de fosfato y de glauconita difusos. Los materiales suprayacentes se tornan grisáceos con el aumento de arcillas y mica. Estas circunstancias hacen interesante la sección de Arobes al presentar características similares a otras europeas más septentrionales y pudiéndose comparar y correlacionar con la sección de Ganuza (situada en los alrededores de Estella, Navarra; Lamolda y Mao, 1999), aun cuando las características paleogeográficas de una y otra sean distintas: una posición interna para la sección de Arobes y otra más externa para la navarra, ambas sobre la plataforma continental.

Se estudian los contenidos palinológicos de 21 muestras de la sección de Arobes, distribuidas en los primeros 24 m desde su base. Las muestras se tomaron de niveles margosos y en las partes más arcillosas de las alternancias de margas y calizas. El método de separación de los palinomorfos siguió una rutina regular, sin uso de reactivos oxidantes para evitar la pérdida de microfósiles delicados de teca orgánica, en todo similar a la seguida por Lamolda y Mao (1999). Las asociaciones recuperadas de palinomorfos tienen una buena representación de quistes de dinoflagelados, pero también de pólenes y en menor medida de cutículas orgánicas de foraminíferos (Tabla 1).

Las asociaciones de dinoquistes presentan registros importantes del grupo de *Cyclonephelium*, constituido en nuestras muestras por los géneros *Circulodinium*, *Canningia*, *Sentusidinium* y *Cleistosphaeridium*, y del grupo de *Palaeohystrichophora*, junto con el grupo de *Spiniferites ramosus*, en particular la subespecie *S. ramosus multibrevis*, y los grupos de *Trichodinium castanea* y *Exochosphaeridium phragmites*. Los registros de *Litosphaeridium siphoniphorum* en la muestra A-4 y de *Epelidosphaeridia spinosa* en la muestra A-15T pueden utilizarse para correlacionar con la sección de Ganuza, datando como Cenomaniense esta parte inferior de la sección de Arobes, estimación conforme con lo referido arriba acerca de la fauna de invertebrados. La abundancia de quistes de los grupos de *Cyclonephelium* y de *Palaeohystrichophora*, en contraposición a la sección de Ganuza donde eran dominantes los del grupo de *Spiniferites ramosus*, permite inducir que el ambiente de depósito en la parte inferior de la sección estudiada (hasta la muestra A-16B) era más nerítico (según Li y Habib, 1996) que el de la sección navarra.

RESPUESTAS DE LOS DINOFLAGELADOS A LA CRISIS ANÓXICA DEL LÍMITE C/T

En las muestras tomadas en el nivel anóxico y capas próximas encontramos caídas en la riqueza específica, se pasa de una media entre 37 a 40 especies, en las muestras A-15T y sus infrayacentes, a valores de 27 a 20 en las muestras suprayacentes, A-16 y A-16B (Tabla 1). Igualmente los porcentajes de dinoquistes disminuyen desde medias de 34 a 66,5 % en la muestra A-15T e infrayacentes, a valores de 24,5 y 17,5 % en las muestras A-16 y A-16B, respectivamente. También estos valores corroboran la menor profundidad de depósito de la Sección de Arobes respecto a la de Ganuza. Los estratos suprayacentes al nivel anóxico, desde la muestra A-21 hacia techo, vuelven a tener un registro más diversificado, pero en las asociaciones los dinoquistes principales suelen ser de los gru-

Muestra	Riqueza	% de dinoquistes/ % de esporomorfos	nº de cutícula de foraminíferos
A-35	41 (25)	37,0 / 63,0	8
A-31	36 (23)	40,0 / 60,0	11
A-25	39 (25)	28,0 / 72,0	75
A-21	38 (19)	75,0 / 25,0	96
A-16B	20 (15)	17,5 / 84,5	4
A-16	27 (19)	24,5 / 75,5	4
A-15T	37 (27)	34,0 / 66,0	4
A-14B	37 (25)	71,0 / 29,0	3
A-10	38 (23)	80,0 / 20,0	3
A-4	45 (27)	81,0 / 19,0	22

Tabla 1: *Riqueza específica (y genérica; número de especies y géneros), porcentajes de dinoquistes y esporomorfos, y número de cutículas orgánicas de foraminíferos encontradas en las muestras referidas dispuestas de más antiguas a más modernas desde abajo.*

pos de *Trichodinium castanea* y de *Palaeohystrichophora infusorioides*, ocasionalmente el grupo de *Spiniferites ramosus*, que normalmente tiene una abundancia común. Coincidentemente con la disminución del grupo de *S. ramosus*, hacia techo, aumentan los porcentajes de esporomorfos y el número de quistes atribuidos a *Palaeohystrichophora infusorioides*. Esta situación no tiene una réplica completa en la sección de Ganuza, pues allá el grupo de *S. ramosus* es el dominante. No obstante, tanto la tendencia general al aumento de *P. infusorioides* como de esporomorfos hacia techo, se registran en ambas secciones, aunque las proporciones de esporomorfos en Arobes sean considerablemente más altas, hasta el 72 % en la muestra A-25, frente a valores máximos entre el 20 al 30 % en algunas muestras turonienses de Ganuza. La recuperación tras la anoxia y disoxia registrada en el lecho de las muestras A-16 y A-16B es rápida, con aumentos de la riqueza específica bruscos, 38 especies en la muestra A-21, con un 75 % de dinoquistes del total de palinomorfos, y más intensa que en Ganuza. El conjunto de la sección de Arobes se ajusta bien al modelo postulado por Marshall y Batten (1988), con asociaciones ricas en *Cyclonephelium* ligadas en la parte inferior de la sección al desarrollo de facies anóxicas/disóxicas y una parte superior postcrisis con aguas más oxigenadas caracterizadas por la presencia del grupo de *S. ramosus*, aunque no sea el componente dominante.

Los altos porcentajes de esporomorfos y la presencia importante regular de *Palaeohystrichophora infusorioides* que pudieran indicar una menor profundidad de depósito hacia techo, en relación con los niveles inferiores precrisis, están en contradicción con los datos conocidos de la estratigrafía secuencial, que sitúa el nivel de máxima inundación (msf) por encima de los niveles estudiados y dentro de la misma secuencia. El primer registro de *Helvetoglobotruncana helvetica*, foraminífero plantónico profundo, es más moderno en Arobes que en Ganuza (se encuentra por encima de la parte estudiada, en estratos datados como Turoniense medio), lo que avala el análisis secuencial. Una posible solución a esta contradicción estaría en considerar las mayores abundancias de esporomorfos y de *P. infusorioides* como producto de transporte desde el continente y de zonas más internas de la plataforma, respectivamente, a zonas algo más profundas como la situación de Arobes en aquel momento, más que ligados a una disminución de la profundidad del depósito.

REFERENCIAS

Bernárdez, E. (1993): Neoselachian biostratigraphy across the C/T Extinction Event in Asturias (Northern Spain): Preliminary results. En: *Mesozoic Fishes: Systematics and Paleoecology* (J.Viol, Ed.), Abstracts, 9. Eichtät.

Bernárdez, E., Gallemí, J., López, G., Martínez, R., Muñoz, J., Pons, J.M. y Santamaría, R. (1994): Macrofauna de invertebrados del Cretácico superior de la Depresión Central Asturiana. *Treballs Museu Geologia*, 3: 41-60.

Lamolda, M.A. y Mao, S. (1999): The Cenomanian-Turonian boundary event and dinocyst record at Ganuza (northern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150: 65-82.

Li, H. y Habib, D. (1996): Dinoflagellate stratigraphy and its response to sea level change in Cenomanian-Turonian sections of the Western Interior of the United States. *Palaios*, 11: 15-30.

Marshall, K.L. y Batten, D.J. (1988): Dinoflagellate cyst associations in Cenomanian-Turonian 'black shale' sequences of Northern Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 54: 85-103.

Biofacies del sistema de rampa carbonatada de Venta Laperra (Albiense inferior basal, Región Vasco-Cantábrica occidental)

M. A. López-Horgue[1,2], A. Aranburu[3], P. A. Fernández-Mendiola[2] y J. García-Mondéjar[2]

1 Departamento de Ingeniería Minera y Metalúrgica y Ciencia de los materiales. Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Minera. UPV/EHU. Colina de Beurko s/n. 48901 Barakaldo (Bizkaia). iiplohom@lg.ehu.es.
2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. UPV/EHU. Apartado 644. 48080 Bilbao.
3 Departamento de Mineralogía y Petrología. UPV/EHU. Apartado 644. 48080 Bilbao. gpparara@lg.ehu.es.

ABSTRACT

In the western area of the Basque-Cantabrian Region of northern Spain, the first Albian deposits form extensive carbonate homoclinal ramps, with facies rich in both metazoans and foraminifera. One of these deposits, the Venta Laperra ramp system, shows an internal facies architecture with four main biofacies: 1) proximal restricted micrites with Chondrodonta and miliolids; 2) micritic-requienid mud-mound belt facing to open sea and protecting the lagoon from currents (barrier); 3) forebarrier bioclastics with orbitolinids, sponges and corals; and 4) open-sea bioclastics dominated by textulariids, echinoids and sponges. Photic zone base-level is considered to be a main controlling factor on the development of the biofacies. The barrier-effect of the mound zone protected proximal areas from open-sea occasional currents rich in suspended material (silt) and nutrients.

***Key words**: carbonate ramp, biofacies, Albian, Basque-Cantabrian Region.*

INTRODUCCIÓN

En la zona de Karrantza-Ramales (Bizkaia y Cantabria), las primeras calizas albienses forman la unidad de Venta Laperra, la cual presenta un dispositivo sedimentario de tipo rampa homoclinal (López-Horgue, 2000).

Los afloramientos se localizan a favor de estructuras perianticlinales de ejes NO-SE y N-S localizadas en los desfiladeros de los ríos Calera y Karrantza. Dichas estructuras se relacionan con dos fallas de importancia regional que controlaron la sedimentación durante el intervalo Aptiense-Albiense.

La base del sistema de rampa de Venta Laperra es una superficie de discordancia y su conformidad correlativa sobre sistemas terrígenos y carbonatados del Aptiense. Su techo es una superficie erosiva sobre la que se disponen de manera solapante hacia arriba (*onlap*) los materiales basales de otro sistema de rampa carbonatada superior.

El sistema deposicional de Venta Laperra se interpreta mediante cuatro dominios de sedimentación, representados por ambientes de rampa interna en tránsito a medios más externos comparativamente más profundos; este tránsito se produce de manera progradacional en sentido S-SE. Variaciones de espesor desde 60-100 m en partes internas hasta 300 m en partes externas se interpretan como efecto de subsidencia diferencial.

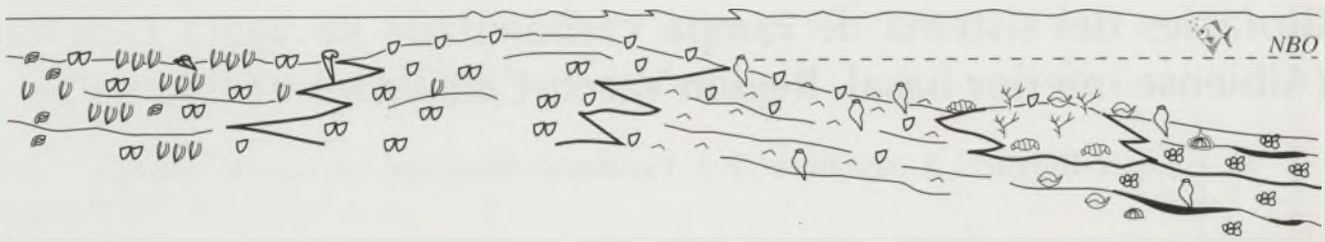
La presencia de *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* ROEMER, *O. (M.) subconcava* LEYMERIE, *Coskinolinella daguini* DELMAS y DELOFFRE y *Sabaudia minuta* (HOFKER), así como su posición estratigráfica sugieren una edad Albiense inferior basal.

MODELO DE BIOFACIES

El tránsito de facies desde zonas internas a externas es paulatino, no observándose rasgos que sugieran un cambio brusco en la pendiente deposicional del sistema. El análisis sedimentológico permite la diferenciación de un modelo de facies basado principalmente en la distribución del contenido paleontológico (Fig. 1). Este modelo no cambia durante el desarrollo del sistema, constituyendo su unidad básica de sedimentación. Los cinturones distinguidos son los siguientes:

Calizas con *Chondrodonta* (*Lagoon*)

Consta principalmente de calizas micríticas en facies *wackestone*, de 1 a 3 m de espesor, dominadas por ostreidos del género *Chondrodonta* (Fig. 2b), formando biostromos o suaves estructuras monticulares. Rudistas requiénidos y escasos monopléuridos forman pequeñas colonias. Asimismo, se encuentran fragmentos de equínidos, miliólidos, foraminíferos aglutinantes textuláridos, algas verdes, briozoos, monopléuridos dispersos y escasos corales, en una matriz micrítica de aspecto irregular y peloidal. Algunos caprotínidos dispersos aparecen en los



Colonias de *Chondrodonta* Colonias de requiénidos Miliólidos Codiáceas Monopléuridos dispersos Caprotínidos escasos	Colonias de requiénidos Requiénidos dispersos *Chondrodonta* escasos	Orbitolínidos Miliólidos Textuláridos Requiénidos dispersos Esponjas (espículas) Caprínidos escasos	Corales masivos Corales ramosos Requiénidos dispersos Braquiópodos Esponjas (espículas)	Textuláridos Esponjas (espículas) Erizos Crinoides Braquiópodos Belemnites Peces
-Wackestone-packstone-	*-Wackestone-*	*-Packstone-grainstone-*	*-Packstone-*	*-Packstone-grainstone limoso-*
LAGOON *(Rampa interna)*	BARRERA ARRECIFAL *(tránsito a Rampa media)*	ANTEARRECIFE *(Rampa media)*	ANTEARRECIFE *(parche coralino)*	MAR ABIERTO *(Rampa med.-dist.)*

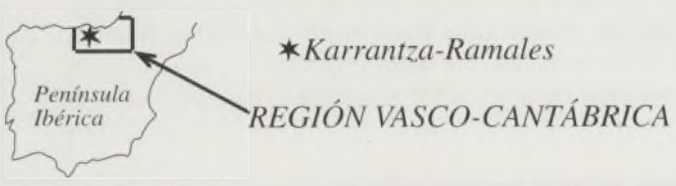


FIGURA 1: *Modelo de biofacies del sistema de rampa carbonatada de Venta Laperra e indicación de su situación geográfica. NBO: Nivel de base de oleaje de buen tiempo.*

estadios finales. En tránsito a facies externas se disponen calizas bioclásticas en facies *packstone* con requiénidos, orbitolínidos y algunos *Chondrodonta*.

La asociación de rudistas y *Chondrodonta* es interpretada como de ambientes de lagoon o plataforma interna restringida en el Albiense del Golfo de Méjico (Scott, 1990). Los requiénidos se suponen habituados a los cambios de salinidad, temperatura y oxigenación característicos de medios de *lagoon* (Ross y Skelton, 1993). Según Minero (1988), las calizas con miliólidos y peloides son características de ambientes submareales someros y *lagoons* restringidos de baja energía.

Las facies bioclásticas sugieren acumulación de fragmentos resultantes de bioerosión y acción de suaves corrientes. La presencia de rudistas de paredes gruesas (caprotínidos) en los estadios finales sugiere un incremento relativo en la energía del medio.

Calizas con rudistas requiénidos (barrera bioconstruida)

Constituido principalmente por calizas micríticas en facies *floatstone* con *clusters* de rudistas requiénidos y escasos *Chondrodonta* (Fig. 2c). Las calizas son masivas y dispuestas en tramos decamétricos de aspecto monticular. Contienen fragmentos de equínidos y escasas espículas de esponja, siendo la matriz micrítica generalmente homogénea y a veces peloidal, ocasionalmente con estructuras de tipo *stromatactis*. Entre ellas se intercalan tramos micríticos bioclásticos (*packstone*) con rudistas dispersos, más frecuentes en las zonas de flanco.

La presencia de micrita sugiere un medio de baja energía; no obstante, corrientes esporádicas pudieron causar acumulación de bioclastos, así como lavado parcial de micrita. Las facies monticulares dominantes sugieren que el fango carbonatado no era mayoritariamente lavado y extraído del sistema por corrientes. Esto pudo ser debido a procesos de cementación temprana de la micrita, muy característicos en bioconstrucciones de diversas edades (James y Bourque, 1992). Asimismo, este hecho habría permitido la creación de un resalte amortiguador del oleaje, el cual debió proteger la zona de *lagoon*. Las espículas de esponja se localizan en las partes frontales, comparativamente algo más profundas.

Calizas bioclásticas y parches coralinos (antearrecife)

Se compone de calcarenitas *packstone-grainstone*, de grano medio-grueso, en capas de 20-50 cm de espesor. Muestran una disminución de la proporción de micrita hacia partes externas. El material detrítico carbonatado proviene, en parte, de la zona de arrecife, como consecuencia de la acción erosiva del oleaje (rudistas, equínidos, peloides, intraclastos micríticos). Por otra parte, también se compone de organismos que se desarrollaron *in situ*: espículas de esponja, abundantes orbitolínidos, briozoos, foraminíferos porcelanáceos miliólidos y aglutinantes textuláridos (Fig. 2d). También se observan requiénidos y caprínidos dispersos. No presentan estructuras tractivas claras. Su posición paleogeográfica, la presencia de fauna autóctona, la existencia de micrita y la falta de es-

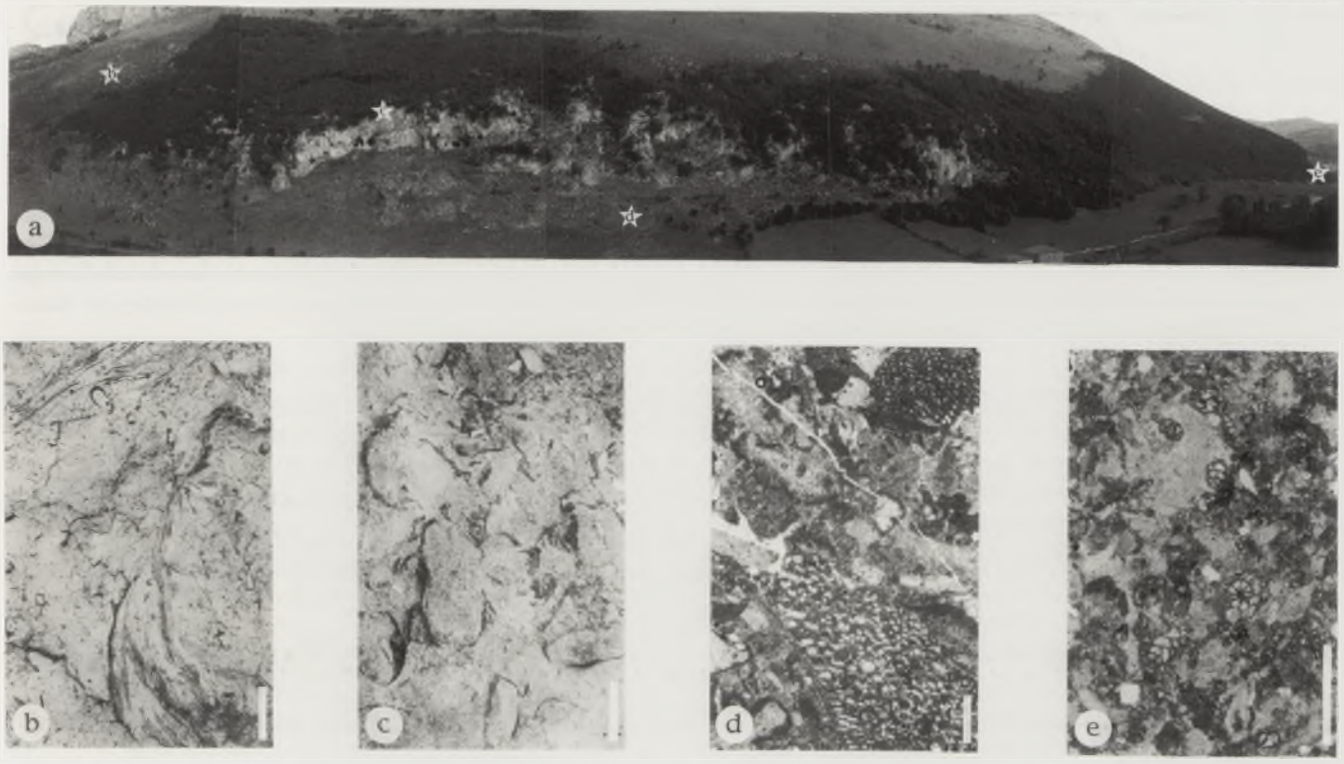


FIGURA 2: *a. Panorámica de los afloramientos en el desfiladero del río Karrantza, donde destaca la zona correspondiente al arrecife, menos cubierta por vegetación; se indica el origen de las biofacies detalladas a continuación. b. Detalle de campo de la biofacies de lagoon. c. Calizas con rudistas típicas de la zona de arrecife. d. Packstone bioclástico rico en orbitolínidos, característico de antearrecife. e. Microfacies micrítica limosa rica en textuláridos, de la zona de antearrecife y mar abierto. (Barra de escala = 50 mm en b y c; 0,5 mm en c y d).*

tructuras tractivas apoyan un ambiente por debajo del nivel de base de oleaje, quizás afectado por oleaje ocasional de mayor intensidad.

En partes externas se desarrollaron parches coralinos en facies *packstone* de hasta 10 m de espesor y cercanos a 100 m de extensión lateral; contienen corales irregulares de tendencia planar y ramosos, algas verdes codiáceas (*Boueina sp.*), rudistas requiénidos pequeños (hasta 3 cm) enteros y fragmentarios, braquiópodos y espículas de esponja; es frecuente la presencia de trama bioclástica. En uno de estos parches se observa una sucesión vertical de metazoos: corales planares a muro y corales ramosos con rudistas a techo. Parches coralinos similares son atribuidos por Wilson (1975) a medios de rampa media de algunas decenas de metros de profundidad.

Calizas bioclásticas con textuláridos (mar abierto)

Consta de calcarenitas de grano medio-fino a muy fino (*packstone*), limosas, en capas de 10-70 cm de espesor, con contactos de tipo *wavy*. Contienen abundantes foraminíferos bentónicos aglutinantes textuláridos, algunos miliólidos, espículas de esponja y fragmentos de equínidos (Fig. 2e). También presentan braquiópodos, rostros de belemnites, dientes de seláceos y erizos detritívoros; el contenido de metazoos disminuye hacia partes distales, donde dominan las espículas de esponja. Las margas forman tapices de escasos milímetros entre bancos de calizas, aumentando su proporción paulatinamente hacia áreas distales. El espesor de las capas calizas y su tamaño de grano disminuyen en el mismo sentido. La matriz presenta un aspecto irregular, peloidal con partes recristalizadas.

Se sugiere un origen *in situ* en un medio marino de salinidad normal, estable, por debajo del nivel de base de oleaje de tormenta, apto para la proliferación de foraminíferos bentónicos y, en menor medida, esponjas y equínidos (erizos y crinoides). La fauna nectónica es indicativa de un medio abierto. La ausencia de estructuras tractivas y la decantación de material fino (margas) sugiere un régimen energético débil, así como una profundidad relativa mayor respecto a las otras áreas proximales de la rampa.

En definitiva, en este dominio de sedimentación se localizaría el tránsito gradual de rampa media a rampa distal propiamente dicha (Wilson, 1975). La presencia de material terrígeno (limo) sugiere influencia de sistemas siliciclásticos coetáneos en partes distales, no aflorante actualmente.

CONTROLES

Dada la ausencia generalizada de estructuras tractivas, la falta de fracción terrígena en las partes proximales y la presencia constante de organismos en todos los ambientes, la energía del medio pudo ser un factor determinante menor. Sólo en ciertos momentos influiría, sobre todo, en la redistribución de material bioclástico. La intensidad de

luz, mayor en las zonas de *lagoon* y arrecife, pudo posibilitar un mejor desarrollo de metazoos constructores, ayudando a la creación de la barrera micrítica bioconstruida con requiénidos. Esta barrera individualizó dos partes ecológicamente diferentes en la rampa: 1) Rampa interna, de carácter restringido (*protected ramp*; Burchette y Wright, 1992) con corrientes suaves y aguas limpias, estando dominada por organismos adaptados a cambios de salinidad y temperatura (*Chondrodonta*, rudistas requiénidos). 2) Rampa media a externa, de carácter abierto, con contaminación terrígena. El cambio faunístico es neto: fauna nectónica, escasas bioconstrucciones y organismos bentónicos con escasa o nula representación en la rampa interna (esponjas, erizos, orbitolínidos, crinoides). Debido a la influencia terrígena (limo en suspensión), la intensidad de luz habría sido menor y la proporción de nutrientes mayor que en la rampa interna, factores ambos inhibidores del desarrollo de organismos bioconstructores.

Durante el Aptiense y el Albiense, los rudistas constituyeron hasta el 60 % del armazón de parches arrecifales que bordeaban cuencas intraplataforma (Scott, 1988). Ejemplos de este tipo de construcciones en cuencas con cierta restricción en las aguas han sido citados en el Barremiense-Aptiense del Golfo de Méjico, con diferencias de batimetría de sólo 30 m entre el parche y áreas distales (*e.g.* Scott, 1988). Buxton y Pedley (1989) aportan ejemplos de rampas donde el nivel de base de la zona fótica es el principal control de distribución de facies.

AGRADECIMIENTOS

Investigación sufragada por la ayuda a grupos de investigación de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea 121.310-G39/98 y el proyecto del Ministerio de Educación y Ciencia PB98-0237.

REFERENCIAS

Burchette, T.P. y Wright, V.P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.

Buxton, W.M.N. y Pedley, H.M. (1989): A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society of London*, 146: 746-748.

James, N. P. y Bourque, P. A. (1992): Reefs and mounds. En: *Facies Models: Response to Sea-level Change* (R.G. Walker y N.P. James, Eds.). Geological Association of Canada, 323-347.

López-Horgue, M. A. (2000): *El Aptiense-Albiense de Karrantza-Lanestosa (Bizkaia y Cantabria)*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, 264 p.

Minero, C. J. (1988): Sedimentation and diagenesis along in island-sheltered platform margin, El Abra Formation, Cretaceous of Mexico. En: *Paleokarst.* (N. P: James y P. W. Choquette, Eds.). Springer-Verlag, New York. 385-405.

Ross, D.J. y Skelton, P.W. (1993): Rudist formations of the Cretaceous: a palaeoecological, sedimentological and stratigraphical review. En: *Sedimentology Review*, (V.P. Wright, Ed.), 1: 73-91.

Scott, R. W. (1988): Evolution of late Jurassic and early Cretaceous reef biotas. *Palaios*, 3: 184-193.

Scott, R.W. (1990): Models and Stratigraphy of Mid-Cretaceous reef Communities, Gulf of Mexico. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy. Concepts of Sedimentology and Paleontology*, 2: 1-102.

Wilson, J.L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, New York, 375 p.

Contornitas calcáreas en el Cretácico terminal de Caravaca (Dominio Subbético). Implicaciones paleogeográficas

J. Martín-Chivelet, B. Chacón y M.A. Fregenal

Departamento de Estratigrafía. Instituto de Geología Económica. CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. martinch@eucmax.sim.ucm.es, bchacon@eucmax.sim.ucm.es, mariana@eucmax.sim.ucm.es.

ABSTRACT

This paper focuses on the deep marine carbonates of late Campanian to lower Maastrichtian age that crop out in the Subbetic Zone near Caravaca (Murcia province). Their sedimentological analysis allows to recognize a thick succession of dm-scale levels of calcareous "grainy" contourites alternating with fine-grained pelagites/hemipelagites. Those contourites, characterized by the abundance and variety of traction structures (horizontal and low angle bedding, cross-bedding, mud offshots, flaser bedding) together with other diagnostic features as internal erosive surfaces, inverse and normal grading at various scales, erosive bases, sharp top contacts), are interpreted as produced by bottom currents that were particularly intense during that time in the Betic basin, probably as a consequence of the onset of the contraction in the Mesozoic basins of Iberia. The Alpine convergence caused the closure in the latest Cretaceous of most former seaways (Pyrenean and Iberian basins) between the Atlantic and the Tethys oceans, and induced the progressive narrowing of the remaining seaway between Africa and Iberia.

Key words: *contourites, carbonates, Upper Cretaceous, Betics.*

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es analizar, desde un punto de vista sedimentológico, los materiales del Campaniense superior-Maastrichtiense inferior en el Subbético de Caravaca de la Cruz (Murcia) y discutir las implicaciones paleogeográficas y evolutivas que los resultados de este análisis tienen en el marco de la margen continental bética (o sudibérica). Dichos materiales, que componen una serie de 100 m (van Veen, 1969), están formados por calizas y margocalizas hemipelágicas que presentan abundantes intercalaciones decimétricas de calcarenitas laminadas, de grano medio a fino, las cuales, de acuerdo con los datos que aquí se presentan, son interpretadas como contornitas (depósitos producidos por corrientes oceánicas de fondo o de contorno). Este trabajo tiene, además de sus implicaciones regionales, relevancia desde un punto de vista puramente sedimentológico, ya que viene a completar el escaso inventario de este tipo de sedimentos en series pre-Cenozoicas, particularmente en sistemas carbonáticos. Dentro de los sedimentos marinos de ambientes profundos, las contornitas se encuentran entre los peor comprendidos, y su identificación en series antiguas es aún hoy, después de varias décadas de estudio, problemática y controvertida. Su interés, por otro lado, ha ido aumentando en los últimos años, por el potencial de estas facies para constituir reservorios de hidrocarburos.

ESTRATIGRAFÍA Y EDAD DE LOS MATERIALES

Los afloramientos estudiados se encuentran en la Loma de la Solana, localizada unos 3 km al sur de la localidad de Caravaca de la Cruz, en la provincia de Murcia. Los materiales corresponden al Mb. A de la Fm. Jorquera en el sentido original de van Veen (1969) y se enmarcan por tanto en la parte media alta de la Formación Quipar-Jorquera propuesta por Vera *et al.* (1982). Se trata de una unidad cartográfica bien individualizada en el paisaje. Descansa sobre los carbonatos hemipelágicos de la Fm. Quipar (en el sentido de van Veen, 1969) y a su vez es cubierta por los sedimentos margosos del Maastrichtiense superior y del Paleoceno (Mb. B de la Fm. Jorquera). El tránsito con la unidad infrayacente es gradual (marcado por un incremento paulatino de las intercalaciones calcareníticas frente a los depósitos hemipelágicos). Con la unidad suprayacente el tránsito también es gradual, aunque mucho más rápido y marcado además por un cambio litológico sustancial: los carbonatos hemipelágicos (de característico color blanco) son reemplazados por facies margosas (de tonos verdosos).

Se ha realizado un estudio bioestratigráfico basado esencialmente en globotruncánicos, que permite afinar las dataciones propuestas por van Veen en 1969. Para la parte superior del Mb. A de la Fm. Jorquera se ha reconocido la asociación representada, entre otros, por los siguientes

taxones: *Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970), *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951), *Globotruncana aegyptiaca* (NAKKADY, 1950), *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER, 1899), *Plummerita reicheli* (BRÖNNIMANN, 1952) y *Rugoglobigerina hexacamerata* (BRÖNNIMANN, 1952). Esta asociación se incluye en la parte media-alta de la biozona de *G. gansseri*, con una edad Maastrichtiense inferior. En los tramos basales del Mb. A de la Fm. Jorquera se ha identificado una asociación de globotruncánidos bastante pobre que no permite asignar estos materiales a una biozona concreta. Sin embargo, la edad de la base de este Mb. A queda limitada por la del techo de los materiales infrayacentes, que, a pesar de presentar también una asociación fósil bastante pobre, permiten reconocer la biozona de *Globotruncanita calcarata*, de edad Campaniense medio (parte alta) a superior (parte baja). De este modo, el Mb. A de la Fm. Jorquera en su conjunto tendría una edad Campaniense superior-Maastrichtiense inferior.

En el conjunto de la unidad se han diferenciado dos asociaciones de facies, que aparecen de forma alternante. La primera de ellas está formada por margocalizas, calizas y margas de color blanco que caracterizan una sedimentación hemipelágica, mientras que la segunda está constituida por calizas calcareníticas, laminadas, que corresponden a contornitas. Se analizará cada asociación por separado:

FACIES HEMIPELÁGICAS

Son micritas fosilíferas *mudstone* y biomicritas *wackestone* que presentan proporciones variables de material arcilloso, de tal manera que pueden reconocerse términos intermedios entre margas bastante calcáreas y calizas poco arcillosas. Aparecen estratificadas en bancos decimétricos en general mal definidos en los que no se aprecia claramente ningún tipo de ordenamiento interno. Presentan moderada bioturbación, con frecuentes icnitas de tipo *Chondrites* y *Zoophycos* que llega a ser muy intensa en algunos niveles, aunque no se ha encontrado tampoco una variación sistemática de los distintos tipos. Entre el contenido paleontológico destaca la presencia de abundantes globotruncánidos y calciesferas, así como de equínidos irregulares e inocerámidos.

Cabe reseñar que esta asociación forma además la unidad infrayacente a la aquí descrita, donde se aprecia un ordenamiento cíclico de las facies, en forma de pequeños ritmos definidos por la alternancia de niveles más y menos margosos.

CONTORNITAS

Están representadas por calcarenitas de grano muy fino a medio, que ocasionalmente puede llegar a ser grueso. Estas calcarenitas, con textura *grainstone- packstone*, están formadas esencialmente por fragmentos de foraminíferos planctónicos, calciesferas y prismas procedentes de la disgregación de conchas de inocerámidos. Son frecuentes los intraclastos de naturaleza micrítica, subredondeados y se encuentran escasos granos de cuarzo de tamaño limo o arena fina.

Se presentan en bancos tabulares, con espesores que oscilan entre 0,1 y 1,6 m, que aparecen intercalados entre las facies hemipelágicas, aunque en ocasiones varios bancos calcareníticos pueden superponerse entre sí y amalgamarse. La base de cada nivel es neta, en ocasiones erosiva, y con frecuencia presenta estructuras de tipo *flute cast* y *gutter cast*, que indican el desarrollo de procesos erosivos de cierta intensidad. El techo es también neto, pero no erosivo y marca el cambio a las facies hemipelágicas de la primera asociación. Internamente, los bancos presentan frecuentes cicatrices internas de erosión y abundantes estructuras de corrientes tractivas, que incluyen laminación paralela de alta energía y estratificación cruzada de pequeña y media escala. Los *riples* son abundantes y presentan revestimientos lutítico-margosos (*mud offshots*). El tamaño de grano, aunque en general es bastante homogéneo, puede variar en la vertical. La tendencia general de cada banco puede ser ligeramente granodecreciente, aunque internamente se reconocen intervalos tanto con granoselección positiva como negativa a varias escalas.

Las estructuras de tracción antes expuestas son consideradas diagnósticas de sedimentos generados o retrabajados por corrientes de fondo (Shanmugam, 2000). Para explicar dicho tipo de depósitos no se ha desarrollado ningún modelo sedimentario general comparable a los que puedan existir para otros sistemas sedimentarios. Otros ejemplos del registro fósil, como los recogidos en Stow y Faugères (1998) y Stow y Mayall (2000), muestran la fuerte casuística y variabilidad de las facies de estos sistemas.

INTERPRETACIÓN GENÉTICA E IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

Los materiales estudiados se depositaron sobre las zonas profundas de la margen continental mesozoica, la cual se caracteriza, para el Cretácico Superior, por el neto predominio de la sedimentación hemipelágica carbonatada, con escaso desarrollo de sedimentación turbidítica, comparable a la de otros dominios profundos alpinos, como los Alpes y los Apeninos (p.ej., Vera *et al.*, 1982).

En esas zonas hemipelágicas, los cambios que operan en la cuenca, ya sean tectónicos o eustáticos, quedan generalmente registrados de forma mucho más sutil y gradual que en las zonas más someras de la cuenca, correspondientes a la plataforma prebética. La unidad que contiene las contornitas es coetánea con la sedimentación hemipelágica y de plataforma externa analizadas por Chacón y Martín-Chivelet (2001 b) en el Prebético Interno, y con el desarrollo de plataformas mixtas carbonático-siliciclásticas en el Prebético Externo (Martín-Chivelet, 1995). Dichos materiales constituyen una unidad estratigráfica limitada por discontinuidades (y conformidades correlativas) que tienen su origen en eventos tectónicos,

los cuales se han interpretado como la respuesta al inicio de la convergencia entre África y Europa en la margen bética (p.ej., Martín-Chivelet, 1996; Chacón y Martín-Chivelet, 2001 a).

El desarrollo de las contornitas en la unidad aquí estudiada precisa de la existencia de corrientes oceánicas de fondo, que debieron de funcionar con variable intensidad y dirección paralela a la margen continental, y que afectaron al fondo marino a profundidades superiores a los 200 m (batimetría mínima estimada para la unidad). Estas corrientes pudieron ser debidas, suponiendo un comportamiento no muy diferente al de los océanos actuales, a corrientes profundas de tipo termohalino o a corrientes superficiales especialmente intensas desarrolladas en áreas donde los vientos dominantes y la configuración geográfica condicionaron un desarrollo vertical importante, siendo entonces capaces de afectar a los fondos marinos a profundidades de varias centenas de metros.

En la situación geodinámica convergente iniciada al final del Cretácico Superior, los patrones de circulación oceánica en el entorno de Iberia debieron de modificarse notablemente. En este proceso debió de ser fundamental el hecho de que se limitase notablemente la comunicación marina entre el Atlántico y el Tethys a través de la cuenca pirenaica (p.ej., Muñoz, 1992) y totalmente a través de la cuenca intracontinental ibérica (p.ej., Alonso *et al.*, 1993), quedando el paso entre Iberia y África como vía fundamental de comunicación marina, a favor de la cual debió de canalizarse la corriente ecuatorial, especialmente caudalosa e intensa en esta época.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto PB 97-0330 de la DGES.

REFERENCIAS

Alonso, A., Floquet, M., Mas, R. y Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous carbonate platforms: origin and evolution, Iberian Range, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms* (J.A.T. Simó, R.W. Scott y J.P. Masse, Eds.). *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 56: 297-313.

Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2001 a): Implicaciones tectosedimentarias de la discontinuidad estratigráfica del Maastrichtiense medio en Aspe (Prebético de Alicante). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14: 123-134.

Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2001 b): Discontinuidades y conformidades correlativas en las series hemipelágicas del final del Cretácico en el Prebético. Caracterización biocronoestratigráfica. *Geotemas*, 3: 177-180.

Martín-Chivelet, J. (1995): Sequence stratigraphy of mixed carbonate siliciclastic platforms developed in a tectonically active setting: the Upper Cretaceous of the Betic continental margin (Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 65 B: 235-254.

Martín-Chivelet, J. (1996): Late Cretaceous stratigraphic patterns and subsidence history of the Betic continental margin (Jumilla-Yecla region, SE Spain). *Tectonophysics*, 265: 191-211.

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust Tectonics* (K. McClay, Ed.). Chapman & Hall, London, 235-246.

Shanmugam, G. (2000): 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 285-342.

Stow, D.A.V. y Faugères, J.C. (Eds.) (1998): Contourites, Turbidites and Process Interaction. *Sedimentary Geology*, 115 (special issue).

Stow, D.A.V. y Mayall, M. (Eds.) (2000): Contourites, Turbidites and Process Interaction. *Marine and Petroleum Geology*, 17 (special issue).

van Veen, G.W. (1969): *Geological investigations in the region west of Caravaca, southeastern Spain*. Thesis, Univ. Amsterdam, 143 p.

Vera, J.A., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Comas, M.C., Ruiz-Ortiz, P.A. y Martín-Algarra, A. (1982). El Cretácico de la Cordillera Bética. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.). Univ. Complutense, Madrid, 515-632.

La plataforma cretácica del Prebético

W. Martínez del Olmo

REPSOL-YPF. Paseo de la Castellana 280, 4º Piso. 28046 Madrid. wmartinezo@repsol-ypf.com.

ABSTRACT

Outcrop and well data allows the reconstruction of the Cretaceous platform across its margin, slope and basinal facies over the Prebetic and Intermediate paleogeographic domains. The main sedimentary features recorded on this 70 miles long cross traverse are: a) Shallow and mixed platform with a clastic internal margin and a carbonatic shelf. b) Absence of widespread sedimentary hiatus except the late Campanian, Sb_1 discontinuity on the platform rim. c) Thermal subsidence balanced with sediment supply and sea level changes. d) Anomalous carbonatic euphotic growth, non reefal possible rimmed platform type, during Barremian, Aptian, late Albian and Cenomanian–Turonian

Key words: *Cretaceous marine platform, platform rim.*

INTRODUCCIÓN

Desde el Paleozoico de la Meseta, hasta el frente Subbético, donde desaparecen bajo sedimentos del Paleógeno y del Mioceno en el Corredor de Nerpio-Moratalla-Cieza, la plataforma cretácica del Prebético ofrece afloramientos casi continuos (Fig. 1) que permiten caracterizar la totalidad de su contenido litoestratigráfico. La progresiva diferenciación que hacia el sur muestran los sedimentos del Cretácico, Jurásico y Paleógeno, ha sido utilizada para definir tanto dominios paleogeográficos regionales: Prebético, Subbético y Unidades Intermedias; como otros de rango menor: Cobertera Tabular de la Meseta, Prebético Externo, Interno, Meridional y de Alicante (López Garrido, 1971; Jerez, 1981 y Azema *et al.*, 1979) que tratan de individualizar subzonas en la plataforma y Zona Prebética *s.l.* Las notas bibliográficas, las cartografías de la serie MAGNA y algunos pozos profundos, permiten una visión e interpretación regional de esta plataforma cretácica, cuya descripción es el propósito de esta comunicación.

LA TRANSVERSAL DE LA PLATAFORMA

La interpretación estratigráfica secuencial permite individualizar un mínimo de 21 secuencias de depósito en el intervalo comprendido entre el Tithónico y el Paleoceno y, aunque la información litológica y sedimentológica permitirían un mayor detalle (Martínez del Olmo, 1996), las necesidades de edición de este congreso obligan a una simplificación, cuya nomenclatura y correlación con las formaciones del Prebético y del Dominio Intermedio, extraídas de Vera *et al.*, (1982), se recogen en la figura 2.

Los afloramientos y los datos de seis pozos profundos seleccionados pueden relacionarse y proyectarse a una transversal, de más de 120 km de longitud que corta la totalidad de la plataforma prebética. Esta transversal, que respeta, primero espesores (Fig. 3) y después formaciones y facies (Fig. 4), se ha construido representando los 9 intervalos que, por su expresividad, mejor se adaptan al objeto de esta nota. La transversal se completó con la integración de las formaciones del Dominio Intermedio, con edades, facies y espesores, que también han sido respetados.

$J_9 C_0$.- Neocomiense-1 / Tithónico-Valanginiense inferior

Hacia el S-SE, la Fm. Sierra del Pozo muestra un brutal cambio de espesores y facies. Se diferencia así un talud de alta velocidad de sedimentación y consecuente progradación, que es responsable de la creación del espacio y la topografía sobre la que se instalará el resto de la plataforma cretácica. En la vertical del pozo Río Segura-G1 se establece el paso de la somera Fm. Sierra del Pozo al talud y turbiditas de la Fm. Los Villares.

C_1.- Neocomiense-2 / Valanginiense-Hauterivense

Caracteriza el depósito de las primeras arenas de facies *Weald*. Es una secuencia más extensiva que la anterior, y contiene facies marinas, oolíticas y detríticas (Mb. Cerro Lobo) en la plataforma externa y sobre las Fms. Sierra del Pozo y Los Villares. El cambio de facies del Mb. Cerro Lobo a sus equivalentes turbidíticos de la base de la Fm. Cerrajón (Ruiz Ortiz, 1980), debe realizarse sobre el talud de la Fm. Los Villares.

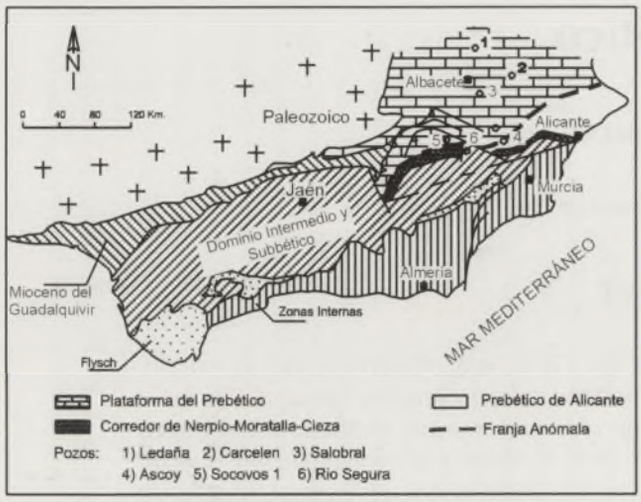


FIGURA 1: *Esquema geológico regional.*

C_2.- Weald / Hauteriviense superior - Barremiense inferior

Constituye un episodio extensivo, delgado y constante (50-60 m), de facies fluviales que pasan a calizas lacustres y arenas sobre el área de depósito del Mb. Cerro Lobo. Caracteriza así un tiempo de bajo ritmo de sedimentación y de gran estabilidad de la plataforma. Sus sedimentos continentales alcanzan hasta el extremo borde externo de la secuencia anterior, hecho irrepetible en todo el Cretácico. Al sur de la vertical del pozo Río Segura G-1 debe cambiar a las turbiditas que de esta edad incluye la Fm. Cerrajón.

C_3.- Urgoniano-1 / Barremiense inferior - Aptiense inferior

Identifica la primera gran inundación marina, ocurrida en el Barremiense inferior (Fm. Arroyo de los Anchos). El margen de esta secuencia, menos extensiva que la anterior, contiene detríticos y arcillas fluvio-lacustres de facies convergentes con las precedentes. Esta plataforma *urgoniana* es en detalle muy compleja, pues alberga un mínimo de tres episodios de nivel bajo que introducen delgadas cuñas detríticas que alcanzan hasta el borde externo reconocido por el pozo Río Segura G-1. La vertical de este pozo muestra un espesor anómalo (600 m) de calizas micríticas que interpretamos relacionado con un borde externo, no arrecifal, pero si acrecido, que daría paso a las facies profundas de la Fm. Cerrajón.

C_4.- Urgoniano-2/ Aptiense - Albiense inferior

Diferencia un complejo litológico muy semejante al anterior, con cuatro cuñas de nivel bajo, pero este *Urgoniano-2* es más extensivo hacia el margen y su borde externo, también acrecido (410 m), se localiza próximo al pozo Ascoy-1, en una posición más interna que el precedente. La segunda gran inundación marina de la Fm. Arroyo de los Anchos del Prebético Externo e Interno cambia a facies profundas incluidas en la Fm. Cerrajón.

C_5.- Escucha / Albiense medio

Representa un episodio delgado (50-70 m) de tipo fluvio-deltaico que, a diferencia de la que hemos llamado *Weald*, contiene un borde externo con carbonatos y detríticos marinos de alta energía. La secuencia que llamamos Escucha puede ser diferenciada de la siguiente Utrillas, y ello permite interpretar que los depósitos con ella correlativos son menos extensivos hacia el margen que los relativos al Urgoniano 2 y Utrillas que la enmarcan. Sus depósitos de talud y cuenca profunda, se integran en la Fm. Cerrajón.

C_6.- Utrillas / Albiense medio – Vraconiense

Las facies Utrillas caracterizan la extensión máxima hacia el margen de los sedimentos fluviales y fluvio-deltaicos del ciclo sedimentario Cretácico. Su registro sedimentario es muy constante (50-70 m) hasta la proximidad del pozo Ascoy-1, en cuya vertical diferencia carbo-

<table>
<tr><td>Daniense</td><td rowspan="2">C9 P</td><td rowspan="2">Senonen-2</td><td rowspan="2">Mariasnal</td><td rowspan="6">Quipar - Jorquera</td></tr>
<tr><td>Maastrich</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Campan.</td><td rowspan="3">C8</td><td>C8.2</td><td rowspan="3">Senonen-1</td><td rowspan="3">Sª de la Solana</td></tr>
<tr><td>Saton.</td><td rowspan="2">C8.1</td></tr>
<tr><td>Coniacen.</td></tr>
<tr><td>Turonien.</td><td rowspan="3">C7</td><td>C7.3</td><td colspan="2" rowspan="3">Dolomitica</td></tr>
<tr><td>Cenoman.</td><td>C7.2</td></tr>
<tr><td></td><td>C7.1</td><td rowspan="11">Cerrajón</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Albiense</td><td>C6</td><td>C6</td><td>Utrillas</td><td rowspan="2">Utrillas</td></tr>
<tr><td>C5</td><td>C5</td><td>Escucha</td></tr>
<tr><td rowspan="3">C4</td><td>C4.4</td><td rowspan="3">Urgon-2</td><td rowspan="6">Arroyo Anchos</td></tr>
<tr><td>C4.3</td></tr>
<tr><td>Aptiense</td><td>C4.2</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Barrem.</td><td rowspan="3">C3</td><td>C4.1</td></tr>
<tr><td>C3.3</td><td rowspan="2">Urgon-1</td></tr>
<tr><td>C3.2</td></tr>
<tr><td></td><td>C2</td><td>C3.1</td><td>Weald.</td><td>Weald.</td></tr>
<tr><td>Hauter.</td><td rowspan="3">C1</td><td>C1.3</td><td rowspan="3">Neocom-2</td><td rowspan="4">Sª del Pozo Cerro Lobo</td></tr>
<tr><td>Valang.</td><td>C1.2</td></tr>
<tr><td></td><td>C1.1</td></tr>
<tr><td>Berrias.</td><td rowspan="2">J9C0</td><td>J9C02</td><td rowspan="2">Neocom-1</td><td rowspan="2">Los Villares</td></tr>
<tr><td>Tithon.</td><td>J9C01</td></tr>
</table>

FIGURA 2: *Equivalencias entre las nomenclaturas usadas en el texto y las referidas en el Cretácico de España (Vera et al., 1982): Prebético-Dominio Intermedio.*

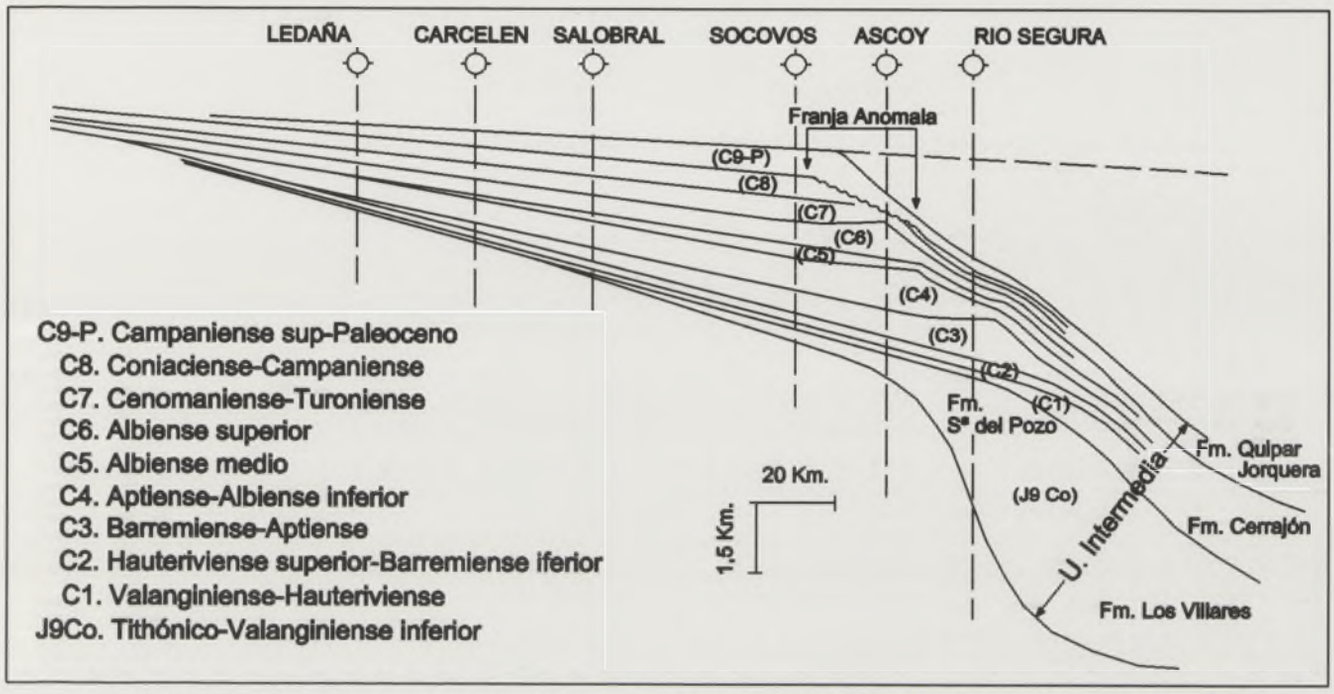


FIGURA 3: *Transversal de la plataforma cretácica: espesores y modo de apilamiento de los conjuntos estratigráficos referenciados.*

natos marinos de espesor notable (360 m), que de nuevo volvemos a interpretar como un borde de plataforma semejante a los de los Urgonianos 1 y 2. La observación de los espesores sedimentarios y las facies de estas tres secuencias, Urgonianos 1-2 y Utrillas, revela que sus respectivos bordes externos son sucesivamente más internos (Fig. 4), configuración en retrogradación semejante a la mostrada por sus límites sedimentarios del margen N-NO. La Fm. Cerrajón vuelve a incluir los depósitos de talud y turbidíticos más meridionales.

C_7.- Dolomítica / Vraconiense – Turoniense

La Fm. Dolomítica, caracteriza la inundación marina más eficaz del ciclo sedimentario del Cretácico, mantiene espesores muy constantes y facies muy someras desde el margen hasta la vertical del pozo Ascoy-1, localización en la que los tres términos litológicos que caracterizan el Prebético Externo (Dolomías de Base, Arcillosa y Negra), cambian lateralmente a un único paquete dolomítico de alta energía de depósito. En la vertical del pozo Río Segura G-1, el Cenomaniense-Turoniense se corta en facies calizo-arcillosas con radiolarios, clásicas del Prebético Interno. A partir de este último punto de control, cambiará al tránsito entre las Fms. Cerrajón y Quípar Jorquera del Dominio Intermedio.

C_8.- Senoniense-1 / Coniaciense-Campaniense superior

Las calizas de la Fm. Sierra de la Solana constituyen un monótono episodio sedimentario de facies muy someras, del que solo cabe destacar su ausencia en una estrecha banda paleogeográfica, llamada Franja Anómala (Martínez del Olmo *et al.*, 1982) que, visible en afloramiento desde el Río Guadiana Menor hasta la costa mediterránea (Fig.1), es coincidente con el Borde Externo de la plataforma cretácica del Prebético. La Fm. Sierra de la Solana está ausente por erosión en la vertical del pozo Ascoy-1, y en facies tipo Quipar Jorquera en la posición, más meridional, del pozo Río Segura G-1.

C_9.- Senoniense-2 / Campaniense superior-Paleoceno

Hasta alcanzar la Franja Anómala, donde se produce el cambio de la somera Fm. Mariasnal a las margocalizas profundas de la Fm. Quípar Jorquera, la última secuencia cretácica culmina con la progradación de facies continentales rojas de tipo Garumniense. La Franja Anómala o de ausencia de Senoniense-1, separa dos dominios: uno al norte, donde pueden reconocerse valles incisos rellenos por conglomerados y arenas, y otro al sur, de talud y turbidítico. La caracterización, correlación y modo de superposición de los *system tracts* de nivel bajo, transgresivo y alto de este Senoniense-2, que fosiliza la zona de ausencia del Senoniense-1, permite atribuir este hiato al efecto erosivo (discontinuidad de tipo Sb_1) producido en el borde de la plataforma por un descenso eustático ocurrido en el Campaniense superior.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La transversal de la plataforma cretácica y las observaciones de campo relacionadas con el Corredor de Nerpio-Moratalla-Cieza, y de la Franja Anómala, coincidente con su borde externo, permiten interpretar que: 1) La plataforma se instala a partir del enorme espacio de acomodación que propició la progradación del Tithónico-Valanginiense. 2) Desde el Valanginiense al Barremiense

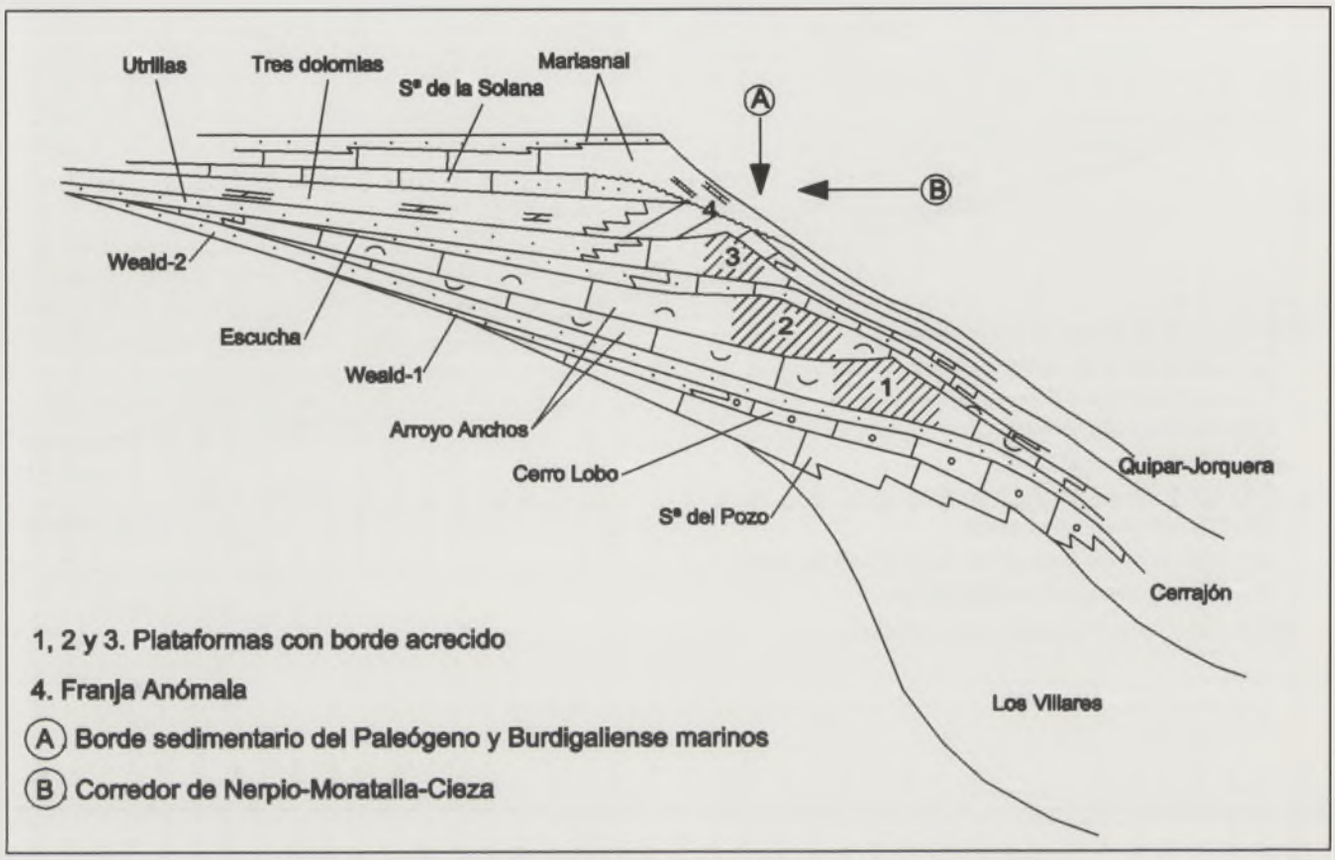


FIGURA 4: *Esquema litoestratigráfico relacionando el Prebético y la Zona Intermedia.*

inferior se asiste a un margen desabastecido en aportes. La progradación de su delgado registro sedimentario hasta el talud previo, caracteriza un periodo de bajo ritmo de subsidencia. 3) Las inundaciones marinas del Barremiense y Aptiense, realizadas sobre una topografía plana, resultan muy eficaces y abren paso a las dos primeras plataformas carbonatadas que generan un borde externo acrecido, eufótico, pero no arrecifal. 4) En el Albiense se instala una extensa plataforma detrítica que, aún así, es capaz de crear un nuevo borde externo carbonático y acrecido. 5) Por un motivo idéntico al ocurrido en el Barremiense, y por un ascenso global de mayor magnitud, la inundación marina del Cenomaniense (Vraconiense) es muy eficaz y la cuenca marina alcanza su extensión máxima. 6) La extensa y somera plataforma se mantiene así durante todo el Senoniense, y en ella tan solo cabe destacar la erosión, ya comentada, de su extremo borde externo. Si se exceptúa esta erosión intra-Campaniense, las restantes, o fueron poco penetrativas y aún no han sido detectadas, o se produjeron solo en el margen interno. Este último y probable caso viene a indicar que la plataforma no sufrió ni descensos marinos importantes, tipo Sb1 y Sb2, ni ascensos que fuesen capaces de diferenciar facies profundas a distancias considerables (80-100 km) de las líneas de costa; circunstancias que traducen un equilibrio entre aportes, nivel marino y ritmo de subsidencia.

La constancia y organización de facies, espesores, gradientes de pendiente y la persistencia de un borde externo acrecido, que no sufre grandes variaciones en la vertical, caracterizan una plataforma de tipo margen pasivo en fase de subsidencia térmica, en la que es difícil encontrar motivos que justifiquen una, a veces aludida, actividad tectónica sin-sedimentaria de efectos regionales.

El borde externo o Franja Anómala (Sierra Seca, del Segura, Taibilla, La Muela, Benis, El Carche, Salinas, Mariola, Mustalla y Oliva) que caracteriza un persistente cambio de facies, da paso al Dominio Intermedio en el segmento Nerpio-Moratalla-Cieza y al Prebético de Alicante en el segmento Cieza-Gandia (Fig. 1). En ambos segmentos este borde externo controló las líneas de costa del Paleógeno, y en el primero de ellos, también impidió la progresión hacia el norte de los olistostromas de materiales del Subbético.

Las diferencias de facies entre el Dominio Intermedio y el Prebético de Alicante, ambos al sur del borde externo, vienen a indicar que, o el segundo está oculto por el frente Subbético-Unidad Intermedia en el Corredor de Nerpio-Moratalla-Cieza, o que ambos representan la continuidad hacia el sur de la Plataforma Prebética. Esta última y más probable interpretación, indicaría que la geometría del borde externo fue de talud en el tránsito al Dominio Intermedio (Nerpio-Moratalla-Cieza) y de talud suave o rampa distalmente acentuada en el segmento (Cieza-La Oliva) que daba paso al Prebético de Alicante.

Al oeste del río Guadiana Menor, los datos de subsuelo, sísmica y pozo, son escasos, pero aún así, plantean el problema de la continuidad de esta plataforma somera del Cretácico Prebético en un enorme sector comprendido

entre dicho río y el Golfo de Cádiz. No-depósito, erosión u ocultación bajo las unidades del Guadalquivir siguen siendo preguntas sin respuesta. La presencia de unidades del Dominio Intermedio en el segmento Jaén-Montilla, indicaría que la plataforma existe en una posición más meridional que la que hoy ocupan los afloramientos del Dominio Intermedio, o que éstas fueron transportadas desde el este y no desde el SE.

REFERENCIAS.

Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García–Hernandez, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.* Publicaciones Universidad de Granada, 83 p.

Jerez, L. (1973): *Geología de la Zona Prebética, en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincia de Albacete y Murcia).* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 750 p.

Jerez, L. (1981): *Estudio geológico, geotectónico y tectosedimentario de la Zona Prebética en relación con las demás Coordilleras Bética e Ibérica.* Informe IGME Madrid 160 p.

López Garrido, A.C. (1971): *Geología de la zona Prebética al NE de la provincia de Jaén.* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 317 p.

Martínez del Olmo, W., Leret, G. y Megías, A.G.(1982): El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la Zona Prebética. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 597-614.

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, Madrid, 439 p.

Ruiz Ortiz, P. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las unidades intermedias (entre Castril, provincia de Granada y Jaén).* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 272 p.

Vera, J.A., García-Hernández, M., López Garrido, A.C., Comas, M.C., Ruiz-Ortiz, P.A. y Martín-Algarra, A. (1982): La Cordillera Bética. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.). Univ. Complutense, Madrid, 515-632.

Los conglomerados y areniscas fluviales de La Mesa: relleno de valle inciso en el Albiense superior del Páramo de La Lora (vertiente norte, Cantabria y Palencia)

S. Martínez de Rituerto-Ibisate y J. García-Mondéjar

Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Apdo. 644, 48080 Bilbao. gpbmaibs@lg.ehu.es.

ABSTRACT

The upper Albian La Mesa conglomerates and sandstones, from the northern side of Páramo de La Lora (Cantabria and Palencia), are attributed to a braided fluvial sedimentary system filling an incised valley. Facies of conglomerates and sandstones with horizontal and cross stratification and scanty lutites, all make up the concave-plane La Mesa unit. This is 24 km long, 20 m thick, and rests onto an angular unconformity with paleorelief. The vertical succesion is interpreted as relatively distal fluvial deposits (flood basin and crevase-splay) followed by a prograding major fluvial channel belt. In terms of sequence stratigraphy it is attributed to a fluvial TST systems tract.

***Key words**: La Mesa conglomerates, upper Albian, braided fluvial, incised valley, La Lora.*

INTRODUCCION

La serie cretácica de la vertiente norte del Páramo de La Lora (Cantabria y Palencia), presenta varios cientos de metros de materiales fluviales equivalentes al Complejo Urgoniano marino de afloramientos septentrionales (García-Mondéjar, 1979). Una de las unidades de dicha serie, descrita en el mismo trabajo como conglomerados de La Mesa y atribuida al Albiense superior, constituye el objeto de esta publicación.

La unidad de La Mesa (de la cota 886, al sur de Villanueva de la Nía) aflora como crestón resaltante en una banda elongada 24 km en dirección E-O, entre Cezura y el este de Polientes (Fig. 1). Descansa sobre areniscas y lutitas fluviales mediante una clara superficie de discordancia angular (García-Mondéjar, 1979, p. 168). A techo soporta la unidad de Olleros de Paredes Rubias, a través de una superficie de discontinuidad con paleorrelieve. Su estudio se ha realizado mediante cartografía y análisis de facies en diversos cortes, que han permitido su atribución a un relleno continental de valle inciso (Figs. 1, 2, 3 y 4).

FACIES PRINCIPALES

Conglomerados y areniscas con estratificación horizontal y cruzada

Se trata de ortoconglomerados de cuarcita y minoritariamente cuarzo y *chert*, con granos redondeados de hasta 16 cm de diámetro y matriz de arenisca. Se restringen a la parte oriental de la unidad (Fig. 3). Presentan estratificación paralela, estratificación cruzada de surco en grandes *sets* de hasta 4 m de potencia y, localmente, estratificación cruzada planar de escala media. Contienen restos de troncos silicificados, y se organizan en cuerpos canalizados de hasta 6 m de potencia y 100 m de anchura, con abundante estratificación cruzada de acreción lateral. Se interpretan como depósitos de corrientes unidireccionales de alta energía, provenientes de formas de lecho de canal, barras longitudinales y barras transversales, dentro de un ambiente fluvial de ríos trenzados con abundante migración lateral de canales (por ej., Miall, 1996).

Areniscas y conglomerados con estratificación cruzada

Son areniscas conglomeráticas y escasos conglomerados segregados, cuarcíticos, redondeados, de hasta 8 cm de diámetro, con matriz areniscosa. Presentan estratificación cruzada a escala media, de surco y planar. Se agrupan en litosomos canalizados de un máximo de 2 x 20 m, y afloran predominantemente en la mitad oriental y hacia el centro de la unidad (Fig. 3). Se interpretan como depósitos de corrientes de energía también elevada, unipolares, pertenecientes a un ambiente de ríos trenzados con abundante desplazamiento lateral de canales. Las facies preservadas derivan tanto de fondo de canal como de plataformas arenosas adyacentes (Miall, 1996).

Areniscas con estratificación cruzada

Comprenden areniscas de grano medio a grueso, predominantemente de cuarzo, con estratificación cruzada de surco y planar de escala media. Presentan frecuentes *lags* conglomeráticos en la base de los surcos, así como intra-

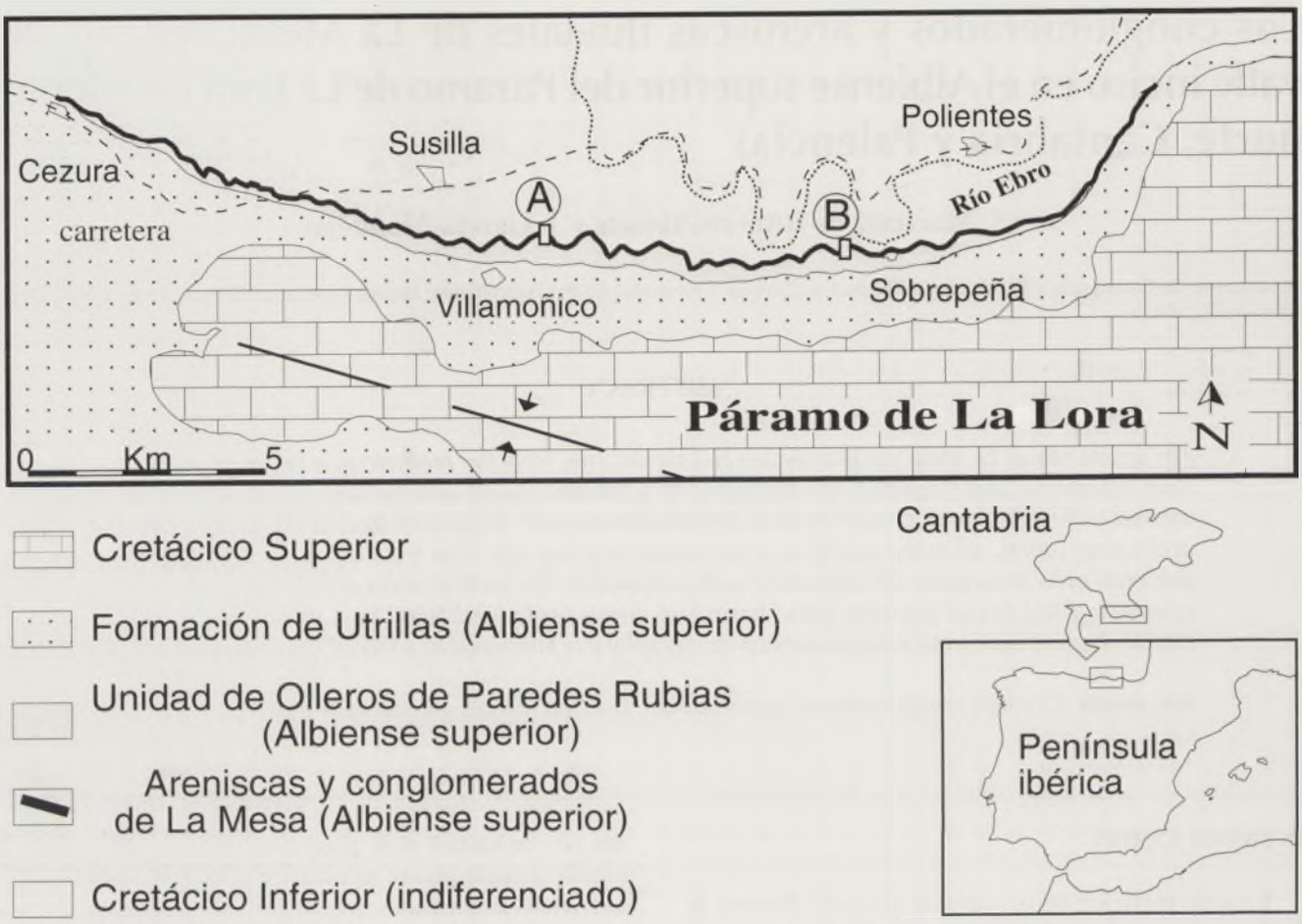


FIGURA 1: *Localización geográfica y geología del área de estudio. A y B situación de las columnas de la figura 2.*

clastos de lutitas grises. Se organizan en litosomos de hasta 2 m de espesor, con base erosiva, cicatrices erosivas internas, secuencia vertical grano y estratodecreciente y techo neto coronado por escasas lutitas grises o erosivo. Lateralmente estos litosomos cóncavo-planos no superan 20 m de longitud. Estas formas arquitecturales son típicas de ambientes fluviales de ríos trenzados, de menor energía que los de facies conglomeráticas. Se originan a partir de barras linguoides y transversales, formadas en canales insertos en llanuras arenosas (Miall, 1996).

Areniscas con estratificación horizontal

Son de grano fino y a veces grueso, con intraclastos lutíticos de tamaño centimétrico y cantos dispersos de cuarzo. Presentan estratificación horizontal, laminación cruzada de surco, ciclos de disminución progresiva vertical de tamaño de grano, potencias de hasta 1 m, base normalmente erosiva y techo neto. Abundan en los afloramientos occidentales (Fig. 3). Esta facies se atribuye al relleno final de canales de ríos trenzados o a depósitos de desbordamiento (Miall, 1996).

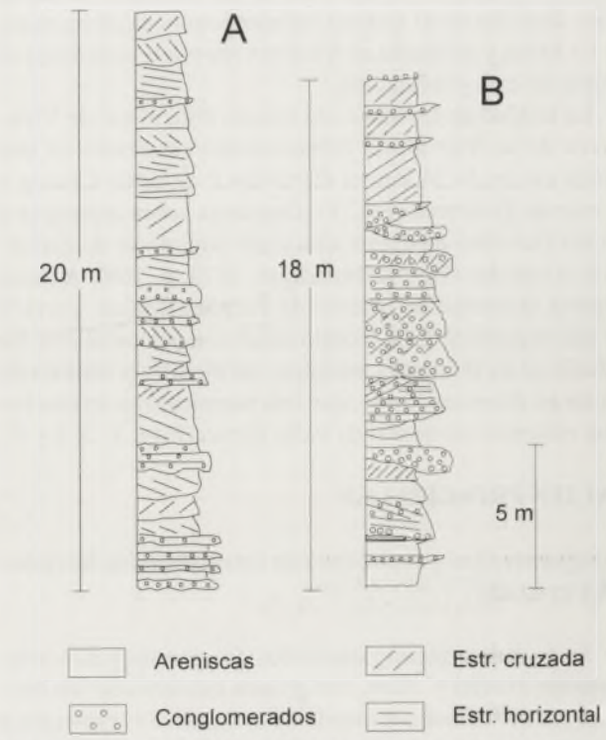


FIGURA 2: *Columnas estratigráficas de la unidad de la Mesa. A: Villamoñico. B: Montecillo.*

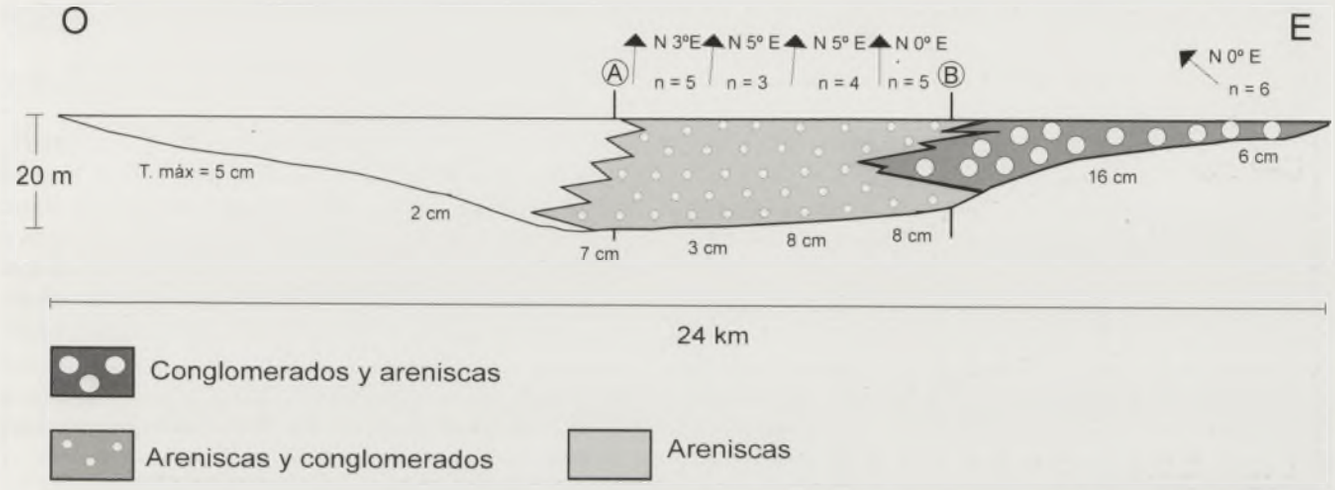


FIGURA 3: *Corte de correlación de la unidad de La Mesa mostrando sus litologías principales (escala vertical x 106). Se acompañan paleocorrientes, facies y tamaño de grano máximo en diferentes cortes (n=nº de medidas de paleocorrientes en cantos imbricados).*

Lutitas

Son fundamentalmente limolíticas, de colores grisáceos. Se encuentran a techo de areniscas y, en ocasiones, de conglomerados. Apenas se muestran en tramos mayores de 0,3 x 3 m. Representan depósitos de decantación, fundamentalmente en canales abandonados.

DISCUSIÓN

La geometría cóncavo-plana general de la unidad de La Mesa y su posición sobre una superficie de discordancia con paleorrelieve, demuestran que se trata del relleno de un valle inciso. Este valle se caracterizó por tener 24 km de anchura, 20 m de profundidad, y paleocorrientes

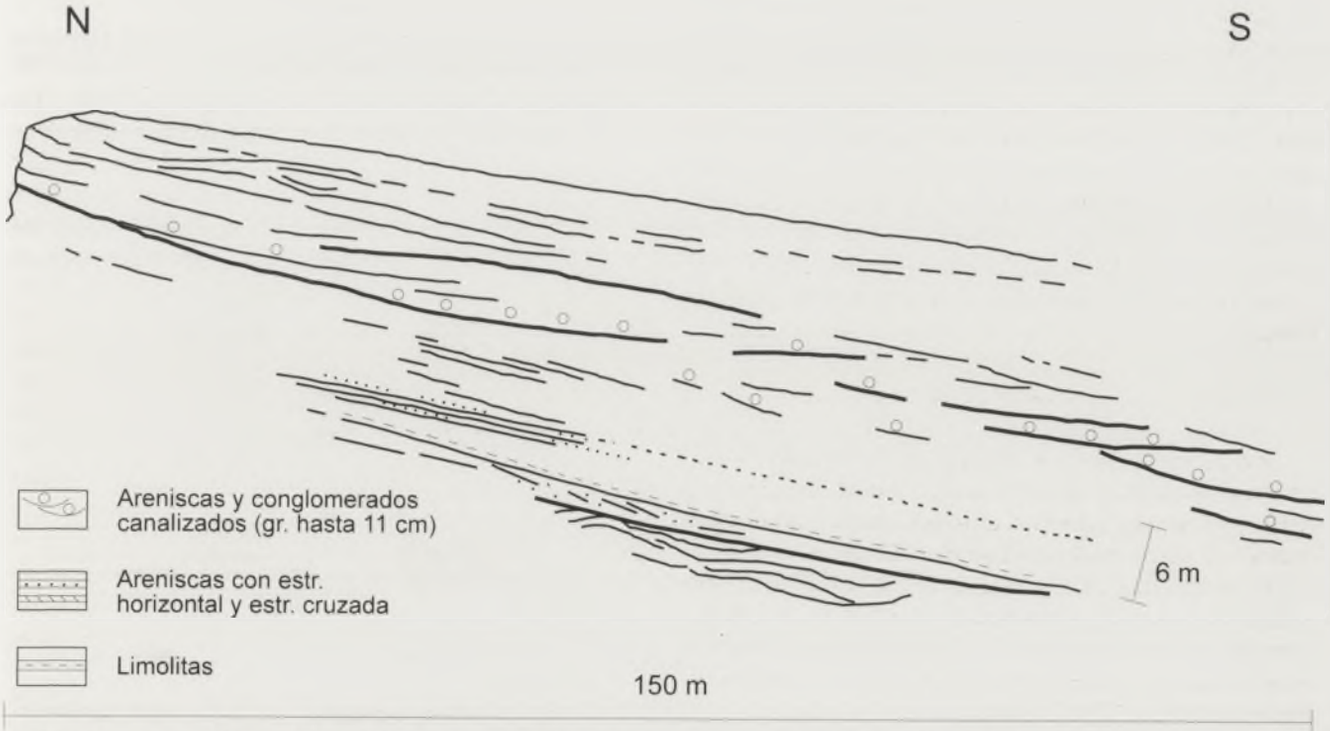


FIGURA 4: *Arquitectura de facies de la unidad de la Mesa, en Sobrepenilla. Parte centro-oriental del corte de correlación, próxima a Montecillo. Esquema obtenido a partir de foto.*

dirigidas hacia el Norte (parte central) y hacia el NO (parte oriental más conglomerática) (Fig. 3). Hasta ahora se han descrito rellenos de otros dos episodios de valle inciso en el área de La Lora: en conglomerados del Albiense inferior (García-Mondéjar y Fernández-Mendiola, 1992) y en areniscas y lutitas del Albiense superior suprayacente. El relleno del valle aquí descrito se produjo con materiales predominantemente conglomeráticos de procedencia SE, y con materiales predominantemente areniscosos de procedencia S y SO (Fig. 3). La pauta general es, pues, similar a la encontrada en el relleno del Albiense inferior citado. Según se demuestra en la columna de Montecillo (Fig. 2B) y en el esquema de organización de facies de la figura 4, ambos correspondientes a la parte central del corte de correlación (Fig. 3), el relleno vertical fue primero de secuencia negativa (estrato y grano-creciente) y después de secuencia positiva (estrato y grano-decreciente) (Fig. 2A). Las facies inferiores, situadas sobre una arenisca basal de nivelación de relieves dejados por la discordancia (Fig. 4), tienen lutitas y areniscas con estratificación horizontal atribuidas a desbordamiento. Sobre ellos progradan areniscas y conglomerados dispuestos en canales amplios y profundos, que hacia la parte superior se hacen más estrechos y someros (Fig. 4). El registro vertical permite establecer la historia sedimentaria del relleno del valle inciso. Se parte de una superficie erosiva fluvial cóncava, causada por movimientos tectónicos que levantan fundamentalmente las áreas oriental y occidental del área de estudio. Según se eleva el nivel base de ríos por ascenso relativo del nivel del mar (demostrado en las series marinas de la plataforma septentrional vecina), existe un relleno vertical de facies fluviales distales relativas, con caracteres de desbordamiento sobre llanura de inundación. Esta etapa es sucedida por progradación de canales fluviales grandes, primero, y pequeños después, hasta que una nueva superficie de valle inciso erosiona el techo del relleno del valle considerado. En terminología de estratigrafía de secuencias las etapas descritas podrían ser atribuidas a cortejos sedimentarios de TST fluvial y HST fluvial, respectivamente, y la arenisca de gránulos basal nivelando relieves (Fig. 4) a un depósito de LST fluvial (esquema conceptual similar al propuesto por Zaittlin *et al.*, 1994). Sin embargo, datos regionales sugieren que la secuencia vertical descrita debe corresponder toda ella a un cortejo de LST fluvial.

CONCLUSIONES

Se describe un valle inciso de orientación S-N en el Albiense superior de La Mesa (Páramo de La Lora) sobre una superficie de discordancia. El relleno, de areniscas y conglomerados, fue totalmente fluvial de ríos trenzados. En él se distinguen facies residuales de nivelación de relieves (LST), facies de llanura de inundación/canal abandonado y desbordamiento (TST), y facies de cinturones de canales progradantes (HST). Hubo relleno fundamentalmente conglomerático desde el SE, y fundamentalmente areniscoso desde el S y el SO.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea a través de una Beca de Investigación Predoctoral del Proyecto de Investigación UPV 121.310-G39/98. Proyecto de Investigación PB98-0237 de la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación Científica del M. E. C.

REFERENCIAS

García-Mondéjar, J. (1979): *El Complejo Urgoniano del sur de Santander*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 673 p.

García-Mondéjar, J y Fernández-Mendiola, K. (1992): Incised valley fills at a lower Albian sequence boundary (Western basque-cantabrian basin, North Spain). *Geogaceta*, 11: 105-107.

Miall, A. D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin, 582 p.

Zaittlin, B.A., Darlymple, R.W. y Boyd, R. (1994): The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes. En: *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences* (R.W. Darlymple, R. Boyd y B.A. Zaitlin, Eds.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 51: 45-60.

Sedimentación durante una etapa regresiva de corta duración en el Aptiense (Miembro Arenas y arcillas del Burgal), en la Cordillera Ibérica suroccidental

N. Meléndez y J. López-Gómez

Departamento de Estratigrafía. Instituto de Geología Económica. (UCM-CSIC). Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. nievesml@eucmos.sim.ucm.es, jopez@eucmos.sim.ucm.es.

ABSTRACT

The Aptian El Burgal Mb. up to 85 m in thickness crops out in the SE Iberian Ranges (Central Spain). It is mainly comprised of fine to coarse-grained, white and ochre sandstones (arkoses) with intercalated levels of medium-sized, rounded quartzite pebbles, fine red sediments and local coal (lignite) horizons. Detailed study of isopachs, 15 logs and 6 facies associations indicate that the El Burgal Mb. was deposited within different environments of sandy fluvial systems and fluvial-wave-tidal interaction environments, commonly truncated by tidal channels from northern to southern zones respectively. The fluvial environments are represented by bedload, deposited as bars that fill channels of mainly low but also of high sinuosity. Crevasse splays are frequent, showing long complex sheet-sandstone bodies interspersed with the channel fill in the northern area. The fluvio-marine transitional zone is located in the central area, where sandy fluvial meandering deposits cut soil horizons and coal seams in flood plain areas. Fluvial-wave-tide interaction deltas vertically alternate with shallow water marine sediments of Urgonian carbonate facies in the southern zone. Dispersion of the sediments are clearly controlled by the NW-SE tectonic alignment of Lower Cretaceous rift development that represented the Iberian Basin, with an interaction of both extrabasinal and intrabasinal tectonics resulting in a regression within a long term transgressive episode.

***Key words**: Aptian, regression, Iberian Basin, terrigenous influx, syntectonic sedimentation.*

INTRODUCCIÓN

Durante el Aptiense, en gran parte de la Cuenca Ibérica Suroccidental, se produjo la instalación generalizada de las plataformas marinas carbonatadas con el desarrollo de la facies urgoniana (Arias *et al.* 1979). Esta facies, es característica de la sedimentación durante este periodo en el que se produjo una invasión del mar en todo el ámbito paleogeográfico del Tethys. Sin embargo, hacia los bordes de la cuenca, la sedimentación terrígena siliciclástica no se interrumpió debido a la actividad tectónica que determinó, tanto el levantamiento y erosión de zonas de La Meseta situadas hacia el NO, como el control de las fallas sinsedimentarias sobre las áreas de sedimentación en el borde de la cuenca. Así, durante el Aptiense inferior se produjo un episodio de corta duración de bajada relativa del nivel del mar dentro de la tendencia marcada de larga duración que incluye desde el final del Valanginiense hasta el Turoniense (Haq *et al.*, 1988). En este contexto se produjo un episodio de sedimentación terrígena (Meléndez *et al.*, 1974), intercalado entre los depósitos marinos urgonianos. Vilas *et al.* (1982), definieron la Fm. Calizas con rudistas del Caroch para los depósitos urgonianos Aptienses de la Ibérica Suroccidental, que a su vez está compuesta por tres unidades con cambios laterales entre sí y con rango de miembro; uno inferior marino: Calizas de Malacara de edad Aptiense inferior; otro intermedio y de origen continental y de transición: Arenas y Arcillas del Burgal; y uno superior marino: Calizas del Buseo, siendo estos dos últimos de edad Aptiense superior (Fig. 1).

El Mb. Arenas y arcillas del Burgal aflora en toda la Serranía de Cuenca y en la parte NO de la provincia de Valencia (Figs. 1 y 2). En toda la zona SE, yace sobre el Mb. Calizas de Malacara en un contacto neto, con un cambio brusco litológico que generalmente va acompañado de un nivel de costra ferruginosa bien desarrollado. Hacia el NO yace sobre la Fm. Contreras, unidad también siliciclástica en facies *Weald*, de edad Barremiense superior-Aptiense inferior. Por encima, en las áreas surorientales, la unidad suprayacente es el Mb. Calizas del Buseo, mientras que hacia el NO, se apoya de forma discordante la Fm. Arenas de Utrillas. El espesor de esta unidad varía muy rápidamente alcanzando un espesor máximo de 85 m. en la Serranía de Cuenca (Fig. 2). El mapa de isopacas muestra una orientación de los depósitos NO–SE muy marcada, y a su vez se reconocen varios depocentros sucesivos. Hacia el SE pierde progresivamente

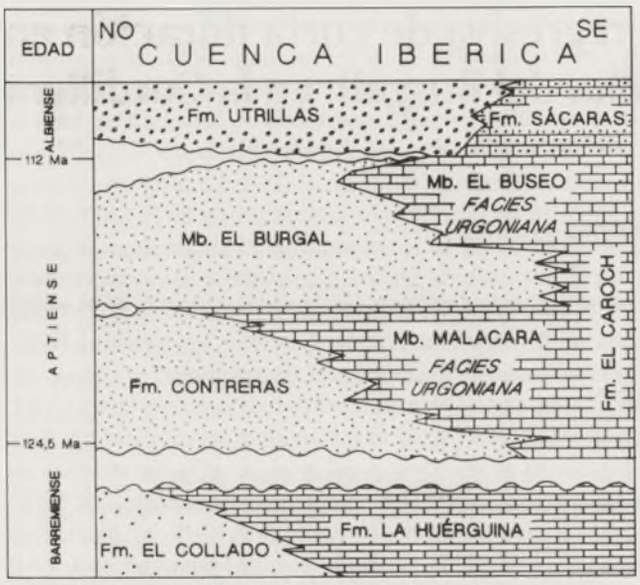


FIGURA 1: *Cronoestratigrafía de la Cuenca Ibérica Suroccidental según Vilas et al. (1982) para el intervalo Barremiense-Aptiense, modificado a partir de los datos del área estudiada.*

espesor, hasta acuñarse, por cambio lateral de facies, dentro de la Fm. Calizas con rudistas del Caroch. Estos cambios que muestra la sedimentación están claramente relacionados con manifestaciones tectónicas internas y externas a la cuenca, manifestadas en levantamientos en el NO y hundimientos, debido a la subsidencia de bloques internos.

LOS SEDIMENTOS: CARACTERÍSTICAS E INTERPRETACIÓN

Desde el punto de vista litológico el Mb. Arenas y arcillas del Burgal, está formado por arenas -arcosas y subarcosas- de colores ocres y blancos, de granulometría variable de fina a gruesa, con cantos de cuarcita redondeados de hasta 5 cm, en niveles intercalados o dispersos en las arenas; lutitas de colores rojos y morados compuestas por cuarzo (18-82%), feldespato potásico (4-6%), ilita (9-63%) y caolinita (9-40%); localmente se intercalan niveles de lignitos que contienen los macerales: colinita, esporinita, resinita y fusinita. Hacia las áreas más al SE, se encuentran niveles aislados de calizas micríticas. En conjunto muestra notables cambios de facies, siendo de naturaleza terrígena al NO y aumentando su carácter más carbonatado, cuanto más al SE, hasta desaparecer en el seno de la Fm. Calizas del Caroch.

Descripción de facies

Se han diferenciado 15 tipos de facies, 8 de ellas en areniscas y 7 en sedimentos mixtos que incluyen areniscas, limos, arcillas y calizas (Fig. 3). En el caso de las areniscas las estructuras sedimentarias dominantes son la estratificación cruzada planar y de surco; pueden acompañar a estas estructuras niveles masivos con impresiones de raíces, acumulación de óxido de hierro en niveles milimétricos. En litologías mixtas destacan laminación paralela, laminación lenticular y *flaser*, *ripples* de corriente y estratificación cruzada planar y de surco a las que puntualmente se asocian fósiles marinos en areniscas, impresiones de raíces en lutitas arenosas y acumulaciones decimétricas de carbón.

Asociaciones de facies e interpretación

Se han diferenciado 6 asociaciones distintas entre las facies descritas (Fig. 3). Las asociaciones I y II aparecen principalmente en la zona N del área de estudio. La asociación I constituye una secuencia granodecreciente de 1,5 m aproximadamente, con base erosiva y con estratificaciones cruzadas planar y de surco en areniscas que in-

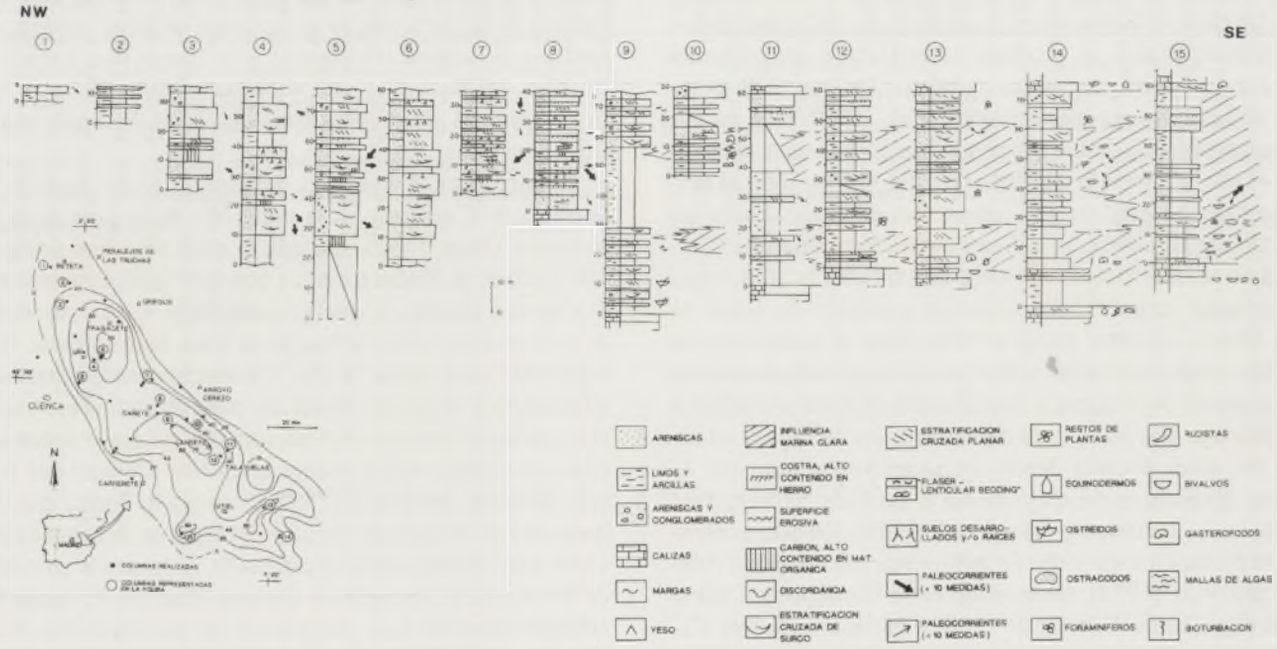


FIGURA 2: *Situación del área estudiada, mapa de isopacas del Mb. El Burgal y correlación de columnas seleccionadas.*

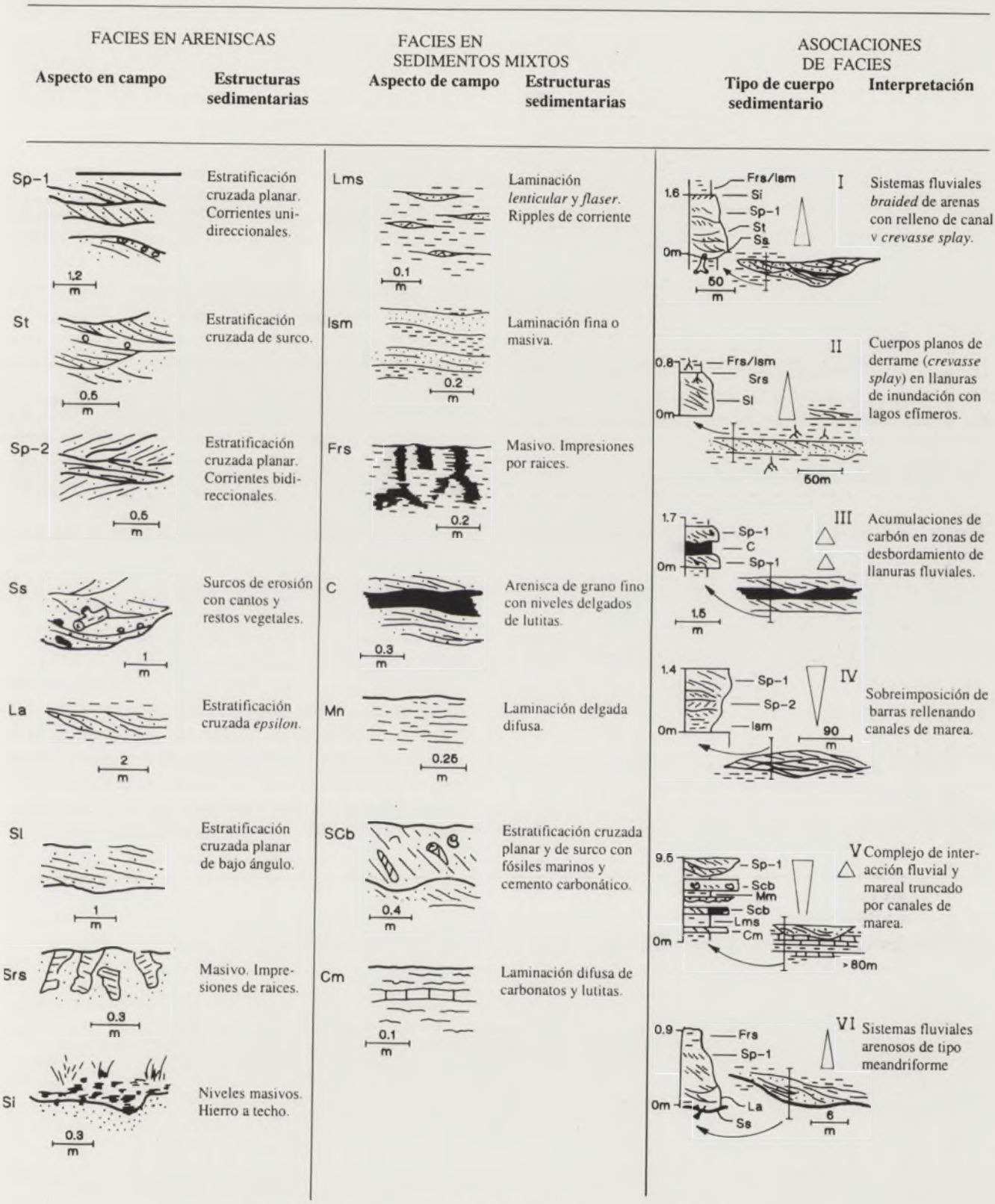


FIGURA 3: *Facies y asociaciones de facies diferenciadas en el Mb. El Burgal.*

terpretamos como depósitos de relleno de canal en sistemas fluviales *braided* de arenas. La asociación II constituye una secuencia granodecreciente de arenas entre lutitas con base y techo planos que no supera 1 m de espesor y hasta 150 m de extensión lateral, estratificación cruzada planar y suelos incipientes a techo que interpretamos como cuerpos de *crevasse splay* que surcarían llanuras de inundación.

Las asociaciones III y IV están representadas en la zona central y S del área de estudio. La asociación III consiste

en secuencias algo superiores a 1,5 m de espesor de cuerpos de arenas donde domina la estratificación cruzada planar formando *sets* de 0,5 m de potencia con base plana y entre los que se intercalan niveles centimétricos de carbón. La interpretamos como depósitos de desbordamiento en las partes más distales de sistemas fluviales o incluidos en sistemas deltaicos. La asociación IV consiste en una secuencia grano y estratocreciente de 1,5 m aproximadamente de areniscas en las que domina la estratificación cruzada planar en *sets* centimétricos separados por superficies erosivas con paleocorrientes bidireccionales. La asociación IV la interpretamos como zonas de desbordamiento en deltas constituidos por barras que se erosionan al superponerse.

Las asociaciones de facies V y VI aparecen al S del área de estudio. La asociación V es compleja pudiendo superar 9 m de espesor en una sucesión constituida por la alternancia de cuerpos de dolomías y calizas con moluscos y de areniscas de grano grueso a medio intercaladas entre lutitas arcillosas y margosas y a techo un cuerpo de base erosiva de arenas con estratificaciones cruzadas planares. Lo interpretamos como una zona de interacción con sedimentos mixtos procedentes de sistemas fluviales distales y costeros con influencia mareal, que quedaría truncada por la migración de canales de marea. La asociación VI consiste en secuencias granodecrecientes inferiores a 1 m de espesor de areniscas, con base erosiva, estratificación cruzada *epsilon* y planar que interpretamos como depósitos de sistemas fluviales de tipo meandriforme.

CONCLUSIONES

Los sedimentos siliciclásticos del Mb. El Burgal representan un episodio regresivo durante el Aptiense que se intercala entre los depósitos carbonatados aptienses del SE de la Cuenca Ibérica.

Esta sedimentación estuvo condicionada por un control tectónico de directriz ibérica NO-SE, que produjo un levantamiento en el NO y una subsidencia relativa de bloques en el interior de la cuenca.

Los ambientes de depósito incluyen sedimentos fluviales en la cabecera y en el centro de la cuenca, y ambientes de transición mixtos hacia el SE que pasan por cambio lateral de facies a los sedimentos carbonatados de la plataforma urgoniana.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el trabajo de reprografía y dibujo a Modesto Escudero y Carlos Sánchez respectivamente. Este trabajo ha estado financiado con los proyectos PB 98-1260-C02-02 y PB 98-0488 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

Arias, C., Mas, J.R., García, A., Alonso, A., Vilas, L., Rincón, R. y Meléndez, N. (1979): Les faciès urgoniens et leurs variations pendant la transgression aptienne occidentale de la Châine Ibérique (Espagne). *Geobios, Mémoire Spécial,* 3: 11-23.

Meléndez, F., Villena, J., Ramírez del Pozo, J., Portero, J.M., Olivé, A., Assens, J. y Sánchez, P. (1974): Síntesis del Cretácico de la Zona Sur de la "Rama Castellana" de la Cordillera Ibérica. En: *I^er Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica,* Cuenca, 241-249.

Haq, B., Hardenbol, J. y Vail, P. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and eustatic cycles. En: *Sea-Level changes: An integrated approach* (C. Wilgus, B. Hastings, C. Kendal, H., Posamentier, C. Ross y J. Van Wagoner, Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 71-108.

Vilas, L., Mas, J.R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): Capítulo 8: Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense Madrid, 457-509.

Fenómenos de redepósito durante el Berriasiense-Valanginiense en el sector de Alamedilla (provincia de Granada, Subbético Medio)

J.M. Molina [1] y J.A. Vera [2]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. 23071 Jaén. jmmolina@ujaen.es.
2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada. jvera@ugr.es.

ABSTRACT

Sedimentary rocks of the Lower Cretaceous in the Median Subbetic in the Alamedilla area (province of Granada) belonging to the Carretero Fm. are studied. In this area point out the importance of the redeposited sediments mainly composed by oolitic limestones and volcanic rocks of Jurassic age, and also by the own Neocomian hemipelagic sedimentary rocks (marly limestones and marls). All these redeposited sediments with a fundamentally debris flow origin were due to the significant slopes in a very irregular submarine topography linked to the vulcanism and the resultant volcanic edifices. This magmatism, although was mainly of Middle Jurassic age, locally standed in these areas until the Upper Jurassic and controlled during most of the Mesozoic the sedimentation in this area of the Subbetic basin.

***Key words**: Berriasian, Valanginian, Median Subbetic, volcanic edifices, slope deposits.*

INTRODUCCIÓN

La Fm. Carretero (Comas *et al.*, 1982) es una de las unidades litoestratigráficas más características del Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Su rasgo estratigráfico más significativo es presentar una secuencia rítmica de niveles más calizos y más margosos alternantes con ritmos de la escala del metro. Como aspecto local muy interesante destaca la presencia de ruditas, que en muchos casos corresponden a brechas intraformacionales, y de *slumps*. En el corte tipo la edad de esta formación comprende desde el Berriasiense al Albiense. Pese a la gran extensión que ocupan sus afloramientos, debido principalmente al desarrollo de suelos y cultivos, no suelen aparecer cortes completos de la misma.

Esta formación presenta rasgos similares a la Fm. Miravetes del Subbético Externo del sector oriental (Comas *et al.*, 1982). En el área objeto de estudio dentro de los Montes Orientales se la denominó anteriormente Fm. Peñón (Comas, 1978). Por encima de la Fm. Carretero se encuentra la Fm. Fardes (Comas, 1978) y por debajo aparece la Fm. Milanos (Molina y Vera, 1996) del Jurásico Superior, que en este área presenta grandes variaciones de facies y de espesor.

Desde el punto de vista geológico, el área estudiada se localiza en la Zona Subbética, dentro de las Zonas Externas Béticas, en el dominio paleogeográfico del margen continental sudibérico en el que se depositaron los materiales de dicha unidad, caracterizada principalmente por la presencia de facies pelágicas jurásicas a partir del Domeriense con notables variaciones de espesor (Vera, 2001). Dentro del Subbético se ubica en el Subbético Medio, subdominio paleogeográfico caracterizado principalmente por la presencia de rocas volcánicas submarinas jurásicas intercaladas entre los sedimentos pelágicos, así como por la presencia de facies radiolaríticas.

En el presente trabajo se estudia la Fm. Carretero en un sector donde aparece con unas características especiales ya que además de existir cortes con unas excelentes condiciones de observación, destaca la abundancia de sedimentos redepositados principalmente del Jurásico. Los afloramientos estudiados se encuentran además muy cerca del área donde las rocas volcánicas alcanzan los mayores espesores de toda la Zona Subbética. Se analizan las características de estos materiales redepositados así como sus implicaciones paleogeográficas en este sector durante el Neocomiense. En cuanto a antecedentes bibliográficos aparte del trabajo citado anteriormente (Comas, 1978), se encuentran el trabajo de Reicherter (1994) que describió la sección de El Peñón, y el Mapa y Memoria del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 del ITGE (Díaz de Neira *et al.*, 1992).

Concretamente el área y secciones estudiadas se localizan al NE de Alamedilla, cerca de la aldea de El Peñón (provincia de Granada), dentro de la Hoja 970-II (El Hacho) del mapa topográfico nacional a escala 1:25.000. Las dos principales secciones estudiadas se sitúan aproximadamente a 1,5 km al W de la aldea de El Peñón, perteneciente al término municipal de Alamedilla, en las áreas

cuyas coordenadas UTM son 804608 para la sección 1 (ME-N) y 807610 para la sección 2 (ME-Ñ) (Fig. 1). Además, son interesantes las observaciones realizadas en el corte situado en la margen meridional del río Guadahortuna, en afloramientos 200 m al SO de la aldea de El Peñón, así como en otros situados al E y NE del vértice Cerro Méndez (965) (Fig. 1).

RESULTADOS

Las secciones estratigráficas levantadas en detalle se muestran en la figura 2. En estas secciones además de las margas y margocalizas predominantes destacan la gran cantidad de sedimentos redepositados compuestos por conglomerados, calcarenitas y calcilimolitas, con cantos de composición diversa. Localmente aparecen olistolitos y formas canalizadas a veces de grandes dimensiones. En esta descripción nos centraremos sobre todo en la sección 1 (Fig. 2).

La parte inferior de la sección 1, entre los metros 1 y 5, destaca por su color rosado o violáceo, con algunos niveles calizomargosos de aspecto noduloso incipiente. Estos niveles corresponden a *mudstone* y menos abundantemente *wackestone,* con radiolarios, fragmentos de *aptychus* y pequeños bioclastos. Los radiolarios que localmente pueden ser muy abundantes aparecen rellenos por sílice microcristalina. En esta sección 1, resalta el nivel 13 hacia el metro 10, que aparece también en la sección 2, con bloques de gran tamaño de calizas oolíticas con cemento de sílice microcristalina que presentan estructuras de deformación sinsedimentaria muy características. Las calizas tienen oolitos de tipo bahamiano con envolturas concéntricas muy desarrolladas y hasta 1 mm de diámetro.

En la sección 1 aparecen cuatro intercalaciones de ruditas con sección en forma de canal con cantos redondeados principalmente de calizas oolíticas y de rocas volcánicas (Fig. 2). Destaca sobre todo la abundancia de los bloques muy redondeados, en algunos casos de gran tamaño (más de 1 m de diámetro) de calizas oolíticas generalmente silicificadas. Se ha analizado la litología de estos cuatro niveles de ruditas que presentan una matriz margoso-micrítica especialmente preponderante en la parte superior de la sección, sin embargo en la parte inferior el predominio corresponde a los cantos de calizas oolíticas. Los cantos de rocas volcánicas se mantienen entre un 25 y 40 % aproximadamente. Hay además cantos de calizas micríticas y de calcilimolitas jurásicas y de la propia Fm. Carretero (Fig. 2). Los cantos de rocas volcánicas en las ruditas suelen ser también muy redondeados con abundantes perforaciones, probablemente de organismos litófagos. A veces aparecen bloques de rocas volcánicas con lavas almohadilladas, como olistolitos de varios metros.

Las ruditas presentan una textura de tipo soporte de clastos, aunque los cantos se encuentran envueltos por una matriz margosa. El tamaño medio de los cantos varía entre 5 y 30 cm, con una tamaño máximo de hasta 3 m. Son principalmente conglomerados desorganizados, aunque en algunos canales, como entre los metros 65 y 70 en la sección 1 (Fig. 2) hay una clara granoclasificación inversa. También se han reconocido canales con una extensión observable en la horizontal de unos 10 m y un espesor máximo de 1 m, característicamente presentan un nivel conglomerático en la base con muro claramente erosivo e irregular y un nivel calcarenítico y/o calcilimolítico hacia el techo que suele presentar estratificación cruzada de tipo *hummocky.* A partir del estudio de las paleodirecciones en canales y en algunas estructuras de muro parece deducirse una dirección de los flujos procedentes aproximadamente desde el NNE (N10E a N60E) en las dos secciones estudiadas.

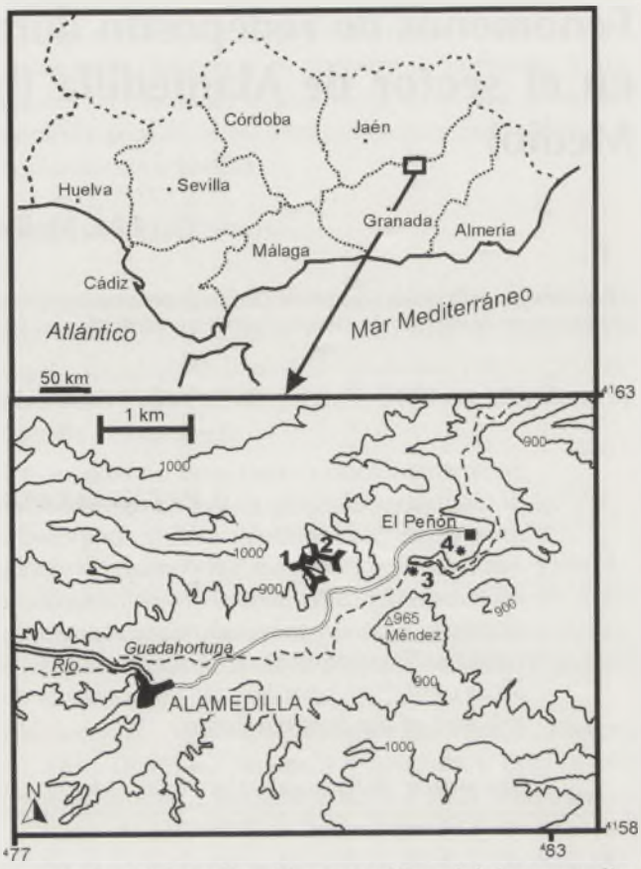


FIGURA 1: *A) Localización geográfica del área estudiada. B) Situación de las secciones y de otros afloramientos estudiados citados en el texto. 1.- Sección 1; 2.- Sección 2; 3.- Afloramiento en el río Guadahortuna; 4.- Afloramiento al SW de El Peñón.*

Son abundantes los niveles de calcilimolitas con estratificación cruzada de tipo *hummocky* y con techos ondulados. En la parte más alta de la sección hay niveles redepositados muy interesantes de calizas oolíticas y oncolíticas. Son frecuentes los *slumps*, las cicatrices de *slump*, así como pequeñas fallas sinsedimentarias.

En cuanto a dataciones bioestratigráficas destaca la abundancia de ammonites piritosos del Valanginiense superior (M. Company, comunicación oral, 1998) en la parte más alta de la sección 1 (Fig. 2). En la base de las secciones estudiadas no se han encontrado ammonites pero las primeras Calpionellas (*Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadish) aparecen en el nivel 11 (metro

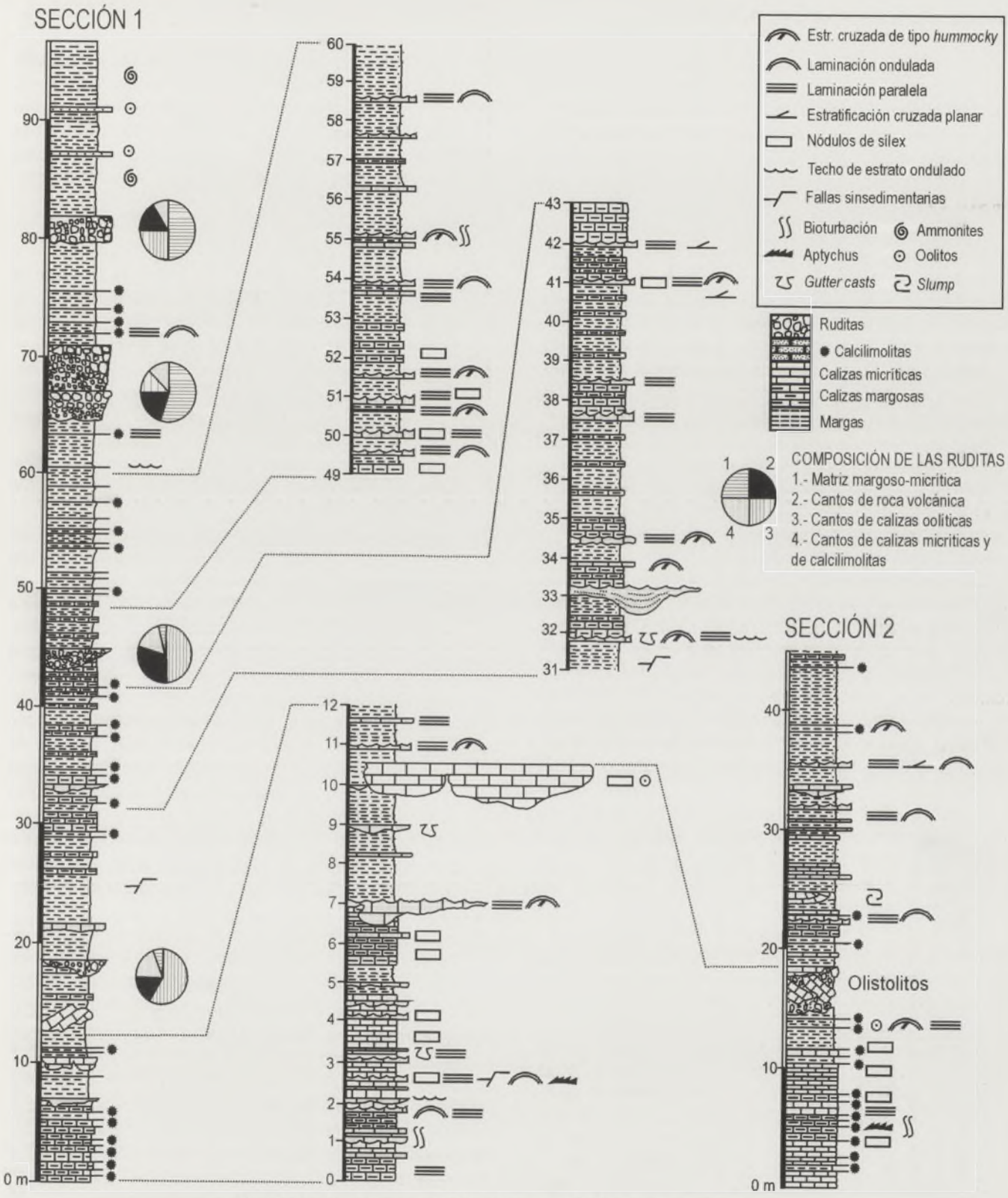


FIGURA 2: *Secciones estratigráficas analizadas en este trabajo.*

7) de la sección 1 (Fig. 2). Esta asociación corresponde a a la Zona C de Remane perteneciente a la parte más alta de la Zona Calpionella en la base del Berriasiense (Remane, 1987). Las calpionellas continúan apareciendo hasta el nivel 34 (metro 57,5) principalmente con *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu). En niveles superiores (nivel 41) en el metro 91 de la sección 1, vuelven a aparecer Calpionéllidos del Berriasiense en clastos micríticos alóctonos redepositados. La edad por tanto de los materiales estudiados sería Berriasiense-Valanginiense.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La asociación de facies con términos de calcilimolitas con estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky* indica que éstas se formaron en medios marinos afectados esporádicamente por las olas de tormentas. Todo ello induce a pensar que los sedimentos pelágicos relacionados con las facies descritas, también son depósitos de una profundidad moderada.

La variada composición de los cantos redepositados demuestra que tuvo que haber áreas fuente con exposición de afloramientos jurásicos situadas fundamentalmente al NNE. Las calizas oolíticas procederían de las partes más altas de los antiguos edificos volcánicos, constituyendo *guyots*. Estas plataformas aisladas con calizas oolíticas tendrían 3-4 km de longitud y 2-3 km de anchura. (Vera *et al.*, 1997; Molina y Vera, 1999). Las rocas volcánicas procederían de áreas próximas situadas en los alrededores donde se dan los mayores espesores, hasta 1.000 m, de rocas volcánicas de toda la Zona Subbética. La actividad ígnea tuvo su mayor importancia durante el Jurásico Medio pero pudo continuar más localmente hasta el Cretácico Superior (Molina *et al.*, 1998).

Estos sedimentos se depositaron en áreas con una paleotopografía submarina muy irregular condicionada fundamentalmente por la presencia de los edificios volcánicos submarinos con diferencias de cota muy importantes. Sobre estos edificios volcánicos submarinos se debieron producir solapamientos expansivos (*onlaps*) que produjeron la fosilización heterocrónica del paleorelieve con diferentes edades según la cota y paleopendiente. La paleotopografía y la propia actividad ígnea y tectónica relacionada, que continuó esporádicamente durante el Cretácico, pudieron también fomentar durante el Berriasiense y Valanginiense estos redepósitos y desplomes a partir de mecanismos de transporte principalmente de tipo *debris flow*, siguiendo un modelo de facies probablemente de tipo *apron* de base de pendiente. Un problema muy interesante que queda por resolver es la interpretación de la redondez de los bloques, especialmente de las calizas oolíticas jurásicas. Aunque son interpretados como depositados con una distancia de transporte muy limitada desde el área fuente, fundamentalmente como depósitos a lo largo de pendientes submarinas bruscas o escarpes de falla en zonas proximales, la distancia de caída o transporte es muy pequeña como para que la abrasión haya producido esta importante erosión y redondez de los cantos, por lo que habría que pensar en un retrabajamiento o erosión previa de los cantos anterior a su transporte y depósito definitivo. La presencia de perforaciones atribuidas a litófagos hace considerar que este retrabajamiento pudo ocurrir en un acantilado.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. M. Company la clasificación de los ammonites. También agradecen a los Dres. J.P. Calvo, A. Martín-Algarra y P.A. Ruiz-Ortiz sus consideraciones y sugerencias en el campo. Este trabajo es parte de los resultados de los proyectos de investigación PB96-0429 y PB96-1430 de la DGES.

REFERENCIAS

Comas, M.C. (1978): *Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno (Zona Subbética, Andalucía)*. Tesis doctoral, Univ. de Bilbao, 323 p.

Comas, M.C., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1982): El Cretácico de las Unidades Intermedias y la Zona Subbética. En: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense Madrid, 570-603.

Díaz de Neira, J.A., Enrile, A. y López-Olmedo, F. (1992): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 970 (Huelma)*. ITGE, Madrid.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (1996): La Formación Milanos en el Subbético Medio (Jurásico Superior): definición y descripción. *Geogaceta*, 20: 39-42.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (1999): Sedimentación marina somera sobre edificios volcánicos submarinos (Jurásico Medio-Superior, Subbético Medio, Cordilleras Béticas). En: *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*, A.G.G.E.P., Madrid, 91-106.

Molina, J.M., Vera, J.A. y Gea, G. de (1998): Vulcanismo submarino del Santoniense en el Subbético: datación con nannofósiles e interpretación (Formación Capas Rojas, Alamedilla, provincia de Granada). *Estudios Geológicos*, 54:191-197.

Reicherter, K. (1994): The Mesozoic tectono-sedimentary evolution of the central Betic seaway (External Betic Cordillera, Southern Spain). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, A, 20, 265 p.

Remane, J. (1987): Calpionellids. En: *Plankton Stratigraphy* (H.M. Bolli, J.B. Saunders y K. Perch-Nielsen, Eds.). Cambridge University Press, Cambriddge: 555-572.

Vera, J.A. (2001): Evolution of the South Iberian Continental Margin. En: *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau, Eds.). *Mémoires. Muséum nationale Histoire Naturale*, 186: 109-143.

Vera, J.A., Molina, J.M., Montero, P. y Bea, F. (1997): Jurassic guyots on the Southern Iberian Continental Margin: a model of isolated carbonate platforms on volcanic submarine edifices. *Terra Nova*, 9: 163-166.

El horizonte radiolarítico-bituminoso del límite Cenomaniense-Turoniense en la Zona Subbética

L. O'Dogherty [1], A. Martín-Algarra [2], H.-J. Gursky[3] y R. Aguado[4]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz). lodogher@uca.es.
2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada. agustin@ugr.es.
3 Institut für Geologie und Paläontologie. Technische Universitat 38678 Clausthal-Zellerfeld. Alemania. gursky@geologie.tuclausthal.de.
4 Departamento de Geología. Escuela Universitaria Politécnica, Linares. Universidad de Jaén. Alfonso X El Sabio 28. 23700 Linares (Jaén). raguado@ujaen.es.

ABSTRACT

A well defined stratigraphic interval, made of dark bituminous pelites and radiolarites, and dated as the Cenomanian-Turonian transition by calcareous nannofossils, planktonic foraminifers and radiolarians, is present in different Subbetic realms. It represents the local expresion of the OAE-2. Radiolarian faunal turnover, occurred within the anoxic event and detected in all studied successions, allow a detailed correlation. The expansion of the oxygen minimum zone during the Cenomanian-Turonian boundary affected all the Subbetic Zone, but different features are observed depending on the paleogeographic location. External Subbetic successions are thicker and more calcareous, with less radiolaritic levels, because they were located nearer to the continent. Median Subbetic succesions are more siliceous than those of the External Subbetic, but less than in the Penibetic, and intercalate frequent calcareous turbidites and breccias after erosion of jurassic-cretaceous submarine reliefs rised by local tectonic movements. The Penibetic was the most distal and starved realm, with low terrigenous input and very reduced sedimentation, and constituted an intrabasinal high inherited from previous periods that was affected by deep bottom currents that winnowed clay fraction and contributed to form thin silty-sandy radiolarian accumulations.

***Key words**: black-shales, Cretaceous, OAE-2, Subbetic.*

INTRODUCCIÓN

Los detalles de la estratigrafía del límite Cenomaniense-Turoniense son pobremente conocidos en la Zona Subbética, dada la naturaleza muy margosa de la mayoría de las sucesiones, la existencia frecuente de un despegue tectónico en estos niveles y la presencia ocasional de discontinuidades. Donde afloran sucesiones continuas de estos niveles se reconoce la presencia de arcillas laminadas oscuras, ricas en materia orgánica, con ocasionales restos de peces, que forman un intervalo bien definido asociado a radiolaritas bituminosas (ftanitas). Estos niveles se generaron en condiciones anóxicas, coincidiendo con una crisis en el plancton (foraminíferos, nanoplancton calcáreo y radiolarios) que se relaciona con una expansión contemporánea en la zona de mínimo oxígeno acaecida durante el evento anóxico oceánico OAE-2.

Hasta la fecha, los niveles oscuros del límite Cenomaniense-Turoniense sólo han sido identificados en el Penibético (Martín-Algarra, 1987) y Subbético Medio meridional (Hernández-Molina *et al.*, 1991; Reicherter *et al.*, 1996). En esta nota presentamos un nuevo corte en el Subbético Externo de Estepa y proponemos una síntesis estratigráfica de este intervalo.

LITOESTRATIGRAFÍA

En el Penibético las facies arcilloso-radiolaríticas bituminosas constituyen un horizonte lateralmente muy continuo y litológicamente uniforme, que contrasta netamente con los niveles infra y suprayacentes y se sitúa hacia la parte inferior del Mb. de Calizas con sílex del Boquerón, de la Fm. Capas Blancas (cortes del Valle de Abdalajís, Chorro, Puerto del Viento, Cueva de la Pileta, Cerro del Panderón, Arroyo de la Audaza y Canutos, entre otros). Su espesor es del orden del metro (Fig. 1) con una tendencia a la reducción hacia el NO, que también afecta al miembro que lo incluye, cuyo espesor promedio es del orden de la decena de metros. Dentro del nivel anóxico se diferencian tres partes:

1) Inferior, donde predominan radiolaritas de color negro-grisáceo (ftanitas) en lechos centi- a decimétricos que alternan con niveles arcillosos y radiolaríticos de textura arenoso-limolítica, formados por acumulación de esqueletos de radiolarios. El deposito de estos niveles parece debido a la acción de corrientes: son ligeramente porosos, de grano fino, con laminación paralela a lenticular, con lentes de concentración de radiolarios muy bien preservados y microlentes de pelitas oscuras con esqueletos

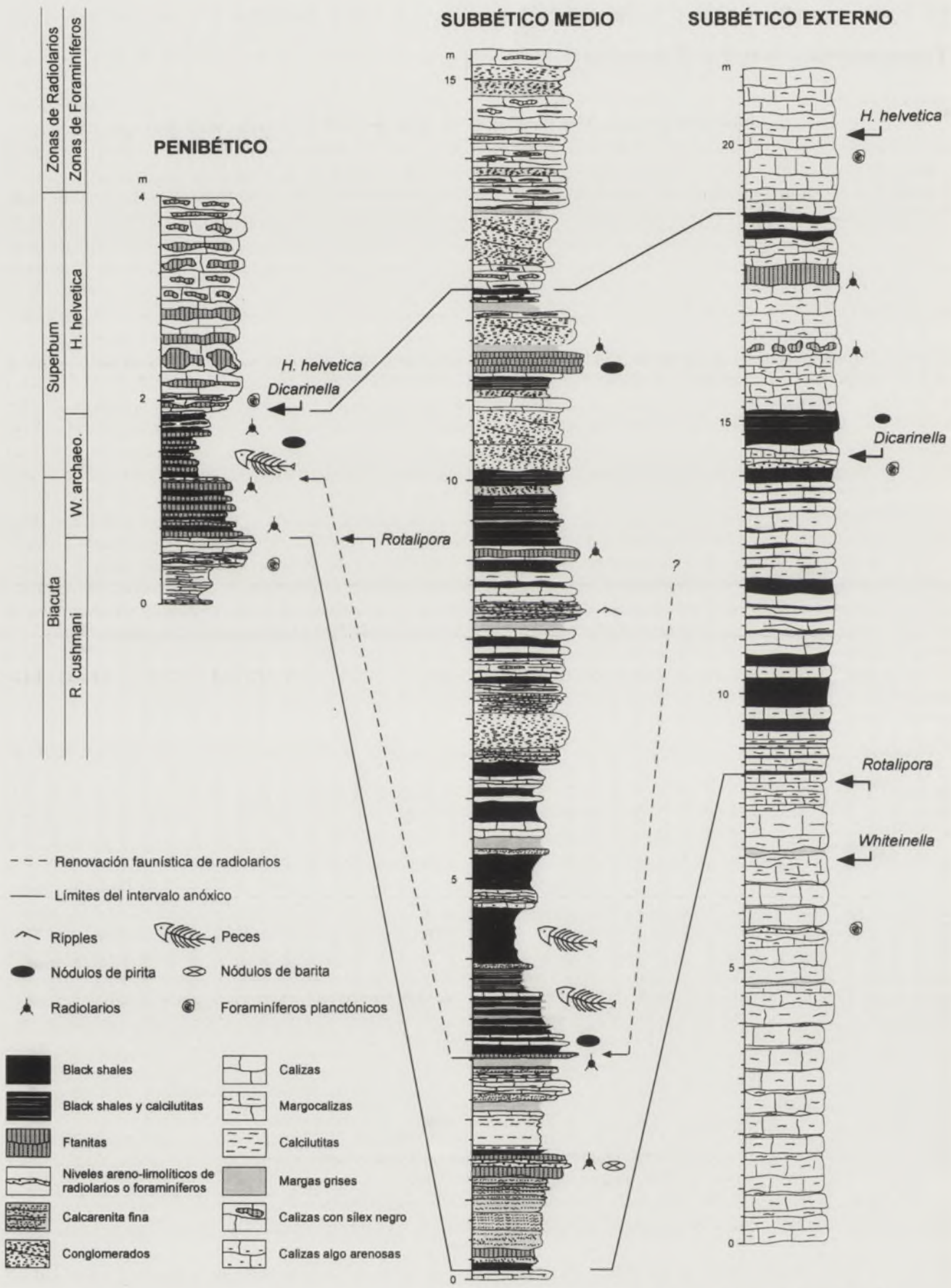


FIGURA 1: *Correlación lito y biestratigráfica de las secciones típicas para cada uno de los dominios paleogeográficos estudiados.*

más aplastados y/o rodeados por zonas de disolución a presión. La matriz es de microcuarzo y pirita muy fina, con restos vegetales, óseos y material quitinoso.

2) Media, formado predominantemente por arcillas negras laminadas muy ricas en materia orgánica con frecuentes nódulos de pirita, que alternan con finos lechos radiolaríticos compactos. Hernández-Pacheco (1936) halló restos de peces fósiles en arcillas asfálticas explotadas en pequeñas minas artesanales (Arroyo de la Audaza).

3) Superior, donde predominan los niveles silíceos frente a lechos arcillosos más delgados, ocasionalmente con algún nivel de areno-limolita de radiolarios. Bruscamente sobre este tramo se sitúa un paquete de calizas blancas con abundantes lechos y nódulos de sílex.

Por encima y por debajo del nivel anóxico el color del sílex es siempre negro, salvo en el tránsito a la Fm. Capas Rojas donde adquiere un tono marrón-anaranjado. La edad del miembro (González-Donoso *et al.*, 1982; Martín-Algarra, 1987) está comprendida entre el Cenomaniense terminal (Zona de *Rotalipora cushmani*) y el Turoniense medio (Zona de *Helvetoglobotruncana helvetica*). En los niveles calcáreos por debajo del intervalo anóxico se reconocen aún ejemplares de *R. cushmani* pero a partir de este nivel no se registran foraminíferos salvo episódicamente algunos ejemplares silicificados de pequeño tamaño (*Whiteinella* sp.) en el intervalo bituminoso. Las dataciones de nanoplancton indican que el nivel anóxico se sitúa entre las Zonas de *Corollithion kennedyi* y *Quadrum gartneri* (Aguado, 1993). Hacia la parte alta del tramo inferior, se detecta una brusca renovación en los radiolarios que marca el límite entre las Zonas de *Biacuta* y *Superbum*, coincidiendo aproximadamente con el límite Cenomaniense-Turoniense (O'Dogherty, 1994). Los valores de la velocidad de sedimentación están comprendidos entre 1-2,5 mm/ka, y son los más bajos registrados en el Cretácico Superior del Penibético (Martín-Algarra, 1987). Este nivel ocupa una posición estratigráfica idéntica a la del *Livello Bonarelli* del Apenino septentrional, que se localiza hacia la base del miembro de calizas con sílex negro de la Fm. *Scaglia Bianca* (O'Dogherty, 1994; Bill *et al.*, 2001) y en el que se reconoce una triple división litológica semejante a la arriba descrita.

En el Subbético Medio Meridional el intervalo anóxico del límite Cenomaniense-Turoniense, de una decena de metros de espesor, se sitúa dentro del Mb. IIA de la Fm. Fardes (Hernández-Molina *et al.* 1991; Hernández-Molina, 1992). En el Barranco de Olivares se diferencian tres tramos (Fig. 1): 1) Inferior, de turbiditas calcáreas con delgadas pasadas de arcillas negras y ftanitas; 2) Medio, en el que también han aparecido restos de peces fósiles similares a los descritos en el Penibético (Hernández-Molina, 1992), formado por arcillas negras laminadas con nódulos de pirita y pátinas de azufre y yeso (debidas a la meteorización), que incluyen pasadas de turbiditas calcáreas de grano fino y esporádicos niveles radiolaríticos; y 3) Superior, de brechas y turbiditas calcáreas, con pasadas arcillosas oscuras y niveles silíceos, que forman una megasecuencia grano/estratocreciente.

En este corte la renovación en los radiolarios se produce por debajo de el inicio de las arcillas del tramo intermedio, bajo las capas con restos de peces. En otros cortes (ríos Gor y Fardes) *C. kennedyi* se reconoce por última vez en los niveles infrayacentes al tramo anóxico, mientras que en los suprayacentes aparecen *Q. gartneri* y *H. helvetica* (Hernández-Molina *et al.*, 1991), lo que lo sitúa en el tránsito Cenomaniense-Turoniense.

Existen varios cortes del Subbético Externo que comprenden el límite Cenomaniense-Turoniense (sector de Quípar) en los que no se ha identificado este nivel anóxico (Aguado, 1993), aunque sí en el Subbético Externo de Estepa, en la trinchera de la autovía A-92. La sucesión es bastante monótona, pero se pueden diferenciar tres tramos: inferior, compuesto por margas y margocalizas claras alternantes; intermedio, donde predominan margas y arcillas negras muy silíceas; y superior de alternancias entre margocalizas y arcillas negras, con bancos de sílex hacia la parte superior (Fig. 1). En las margocalizas, bajo el tramo medio se reconocen los últimos ejemplares de *Rotalipora sp.* y dentro de los niveles margocalizos asociados a las facies oscuras se reconoce sistemáticamente la presencia de planctónicos (*Whiteinella* sp.). Las margocalizas con sílex del tramo superior han suministrado foraminíferos del Turoniense inferior (Zona de *Whiteinella archaeocretacea* de Robaszynski y Caron, 1995), mientras que los niveles silíceos contienen radiolarios de la Zona de *Superbum* (Turoniense; O'Dogherty, 1994).

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

En todos los cortes estudiados las facies oscuras se concentran en un intervalo bien definido e intercalado entre margas, margocalizas y calizas grises con nódulos y estratos de sílex de color negro, localmente afectadas por *slumps* y asociadas a olistostromas y turbiditas. En los niveles infrayacentes a las facies oscuras se reconoce una disminución progresiva de la fracción carbonatada de los sedimentos frente a la fracción arcillosa y silícea, que se hace predominante coincidiendo con el tránsito Cenomaniense-Turoniense. El máximo desarrollo de las facies oscuras acontece en los tramos intermedios del intervalo, coincidiendo con un relevo en la fauna de radiolarios (Fig. 1). No obstante, se constatan diferencias que claramente responden a variaciones según dominios paleogeográficos. Así, las sucesiones del Penibético son más silíceas, menos terrígenas, de espesor más reducido y carácter más pelágico y distal; por el contrario, las del Subbético Externo, son más potentes y margoso-calcáreas, y muestran un menor desarrollo de niveles radiolaríticos. En el Subbético Medio el carácter silíceo se acentúa frente a lo observado en el Subbético Externo, pero menos que en el Penibético, y aparecen además frecuentes intercalaciones de niveles redepositados a partir de terrenos jurásico-cretácicos. Estas diferencias reflejan la mayor proximidad al continente y mayor influencia terrígena en el Subbético Externo y Medio, así como la erosión puntual de zonas

elevadas a causa de movimientos tectónicos locales, mientras que el Penibético se ubicaba en una zona mucho más distal del margen.

Las facies arcilloso-radiolaríticas oscuras estudiadas constituyen una manifestación regional del evento anóxico oceánico OAE-2. La expansión de la zona de mínimo oxígeno acaecida durante el límite Cenomaniense-Turoniense afectó a todo el Margen Sudibérico, pero su expresión local varió según la posición paleogeográfica más o menos alejada de cada dominio con respecto al borde del margen. El Penibético fue el dominio más distal y subalimentado, apenas recibió aportes terrígenos y, por constituir un alto intracuencal heredado de épocas precedentes, fue afectado por corrientes de fondo que eliminaron parte de la fracción arcillosa y contribuyeron a la formación de las facies arenoso-limolíticas de acumulación de radiolarios.

REFERENCIAS

Aguado, R. (1993): *Nanofósiles del Cretacico de la Cordillera Bética (SE de España). Bioestratigrafía.* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 414 p.

Bill, M., Baumgartner, P.O. y O'Dogherty, L. (2001) Estratigrafía, anomalías geoquímicas y extinciones de radiolarios del evento anóxico oceánico del Cenomaniense terminal en el Apenino septentrional y en los Alpes meridionales. *Geotemas*, 3: 165-168.

González-Donoso, J.M., Linares, D., Rebollo, M. y Serrano, F. (1982): Bioestratigrafía del Albense medio-Turonense medio del Penibético (Cordilleras Béticas) basada en Foraminiferos planctónicos. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 739-758.

Hernández-Molina, F.J. (1992*): La sedimentación cretácica en el sector del Río Fardes (Surco meridional Subbético, paleomargen sudibérico).* Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada, 197 p.

Hernández-Molina, F.J., Sandoval, J., Aguado, R., O'Dogherty, L., Comas, M.C. y Linares, A. (1991): Olistoliths from the Middle Jurassic in Cretaceous materials of the Fardes formation. Biostratigraphy (Subbetic Zone, Betic Cordillera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4: 79-104.

Hernández-Pacheco, F. (1936): Los materiales bituminosos de la Serranía de Ronda (Málaga*). Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, 36: 245-282.

Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica Alpina del Contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética.* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 1171 p.

O'Dogherty, L. (1994): Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie*, Lausanne, 21: 1-415.

Reicherter, K., Wiedmann, J. y Herbin, J.P. (1996): Distribution of organic-rich sediments in Subbetic during the Aptian-Turonian (Betic Cordillera, Southern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 75-88.

Robaszynski, F. y Caron, M. (1995): Foraminiféres planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditarranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166: 681-692.

El Valanginiense superior y Hauteriviense inferior de la sierra de Cambrones (provincia de Murcia): bioestratigrafía y consideraciones paleogeográficas

F. Pérez Valera y M. Company

Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18002 Granada. fperezval@yahoo.com, mcompany@ugr.es.

ABSTRACT

The level by level sampling of a section located in the Sierra de Cambrones (External Subbetic Domain, province of Murcia) has furnished a rich ammonite fauna which has allowed to recognize the Verrucosum Zone (Peregrinus Subzone) and the Trinodosum Zone (Nicklesi and Furcillata Subzones), corresponding to the middle part of the Upper Valanginian, and, directly overlying the latter, the Nodosoplicatum Zone (upper part of the Lower Hauterivian). Therefore, a stratigraphic discontinuity, embracing the uppermost Valanginian (Callidiscus Zone) and the lower part of the Hauterivian (Radiatus and Loryi Zones) can be revealed. Stratigraphic breaks of similar age had been frequently referred from other paleogeographic domains (Prebetic and Penibetic), but rarely recognized in the Subbetic. This stratigraphic discontinuity would have been generated on a pelagic swell (probably connected to the adjacent Prebetic platform) during a relative low sea-level period.

***Key words**: Valanginian, Hauterivian, ammonite biostratigraphy, stratigraphic discontinuity, Betic Cordillera.*

INTRODUCCIÓN

Durante la última década se han producido notables avances en el conocimiento de la taxonomía y distribución temporal de los ammonoideos durante el Valanginiense y el Hauteriviense en el ámbito mediterráneo, que han conducido a la elaboración de esquemas bioestratigráficos muy precisos. Estos trabajos han sido llevados a cabo fundamentalmente en el sureste de Francia por autores como Bulot (1995), Bulot y Thieuloy (1995), Reboulet (1996) y Reboulet y Atrops (1999). Sus conclusiones han sido, en gran parte, incorporadas en las escalas standard actualmente en uso (Hoedemaeker y Rawson, 2000).

En la Cordillera Bética, sin embargo, debido en parte a la falta de afloramientos apropiados, generalmente constituidos por materiales muy margosos y con escasa continuidad, y a la escasez de fauna fósil en muchos casos, no se han podido reconocer hasta el momento muchas de las unidades que conforman esos esquemas detallados, por lo que hay que remitirse todavía a los más generales propuestos por Company (1987) y Hoedemaeker y Leereveld (1995).

No obstante, el descubrimiento reciente de nuevas secciones más continuas y productivas en la región de Cehegín y Calasparra hace posible un análisis mucho más minucioso de estos niveles estratigráficos. Es el caso de la sección que presentamos en este trabajo, que ha proporcionado una abundante y variada fauna de ammonites cuyo estudio ha permitido reconocer y caracterizar en detalle las zonas de Trinodosum (Valanginiense superior) y Nodosoplicatum (Hauteriviense inferior) y poner de manifiesto una importante discontinuidad estratigráfica que afecta a la parte terminal del Valanginiense (Zona de Callidiscus) y a la base del Hauteriviense (zonas de Radiatus y Loryi).

La sección estudiada (CB-1) se sitúa en la falda septentrional de la sierra de Cambrones, unos 8 km al sur de Calasparra (Murcia) (Fig. 1). Sus coordenadas geográficas son 38°09'35'' N, 1°40'31'' W. Desde el punto de vista geológico, Paquet (1969) incluyó estos afloramientos en la Unidad de los Rameles, la más septentrional del Dominio Subbético en esa transversal y que, paleogeográficamente, correspondería a la evolución meridional de las series prebéticas más internas. Por su parte, Nieto (1997) atribuye los materiales estudiados a la Fm. Carretero, dentro de la Unidad de Rameles-Oro (Subbético Externo).

LITOESTRATIGRAFÍA

La sección estudiada está compuesta por una alternancia rítmica de margas y margocalizas con una potencia total de 42 m. Los bancos margocalizos no superan generalmente los 50 cm de espesor y sus microfacies corresponden a *mudstone* con bioclastos y radiolarios, abundan-

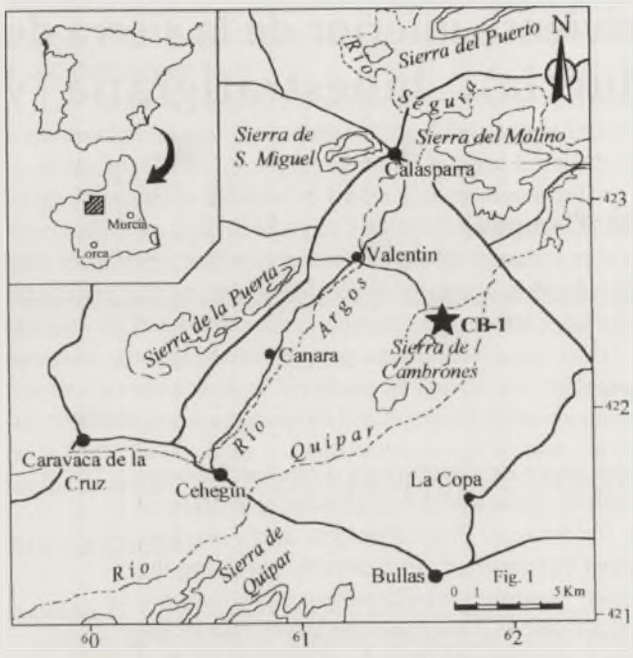


FIGURA 1: *Situación geográfica de la sección estudiada.*

tes moldes internos de ammonoideos y frecuentes trazas de *chondrites* y, sobre todo, *zoophycos*. Los niveles margosos son más potentes, llegando incluso a los 2 m de espesor, y muestran colores grises oscuros, con abundantes nódulos de limonita, ammonoideos piritizados y algunos belemnites y braquiópodos.

Dentro de la sección, hay que resaltar los niveles 26 y 27, que presentan características peculiares, ligeramente distintas al resto de los niveles. Están formados por calizas muy bioturbadas, con frecuentes nódulos de óxidos de hierro, recristalizaciones, signos de corrosión, etc., y se han interpretado como formados en condiciones de muy baja tasa de sedimentación. Estos niveles están situados inmediatamente encima de la discontinuidad antes mencionada ya que los escasos ammonites recolectados en ellos, la mayor parte inclasificables, pertenecen ya a la Zona de Nodosoplicatum.

BIOESTRATIGRAFÍA

Se han podido reconocer la parte terminal de la Zona de Verrucosum y la Zona de Trinodosum, del Valanginiense superior, y la Zona de Nodosoplicatum, del Hauteriviense inferior (Fig. 2). El esquema bioestratigráfico adoptado es el standard propuesto por Hoedemaeker y Rawson (2000).

Zona de Verrucosum

La base de la sección (niveles 1-3a) está caracterizada por la existencia de abundantes *Neocomites peregrinus*, junto con *Olcostephanus balestrai* y otras formas estratigráficamente menos significativas como *Neolissoceras grasianum* y *Bochianites neocomiensis*. Cabe citar también la presencia de algunos ejemplares de *Oosterella* aff. *begastrensis* y *Valanginites bachelardi*. Esta asociación es característica de la Subzona de Peregrinus, equivalente a la parte superior de la Zona de Verrucosum.

Zona de Trinodosum

Hemos podido diferenciar las dos subzonas habitualmente admitidas para esta unidad bioestratigráfica: la Subzona de Nicklesi (niveles 3b-14) y la Subzona de Furcillata (niveles 15-25).

La base de la Subzona de Nicklesi queda definida por la primera aparición de *Olcostephanus nickelsi*, asociada a *Rodighieroites cardulus*, *Oosterella gaudryi* e *Himantoceras trinodosum*. Estas especies coexisten, en los primeros niveles de la subzona, con los últimos representantes de taxones heredados de niveles anteriores (*N. peregrinus* y *O. balestrai*). En su parte superior se registra la aparición de nuevos taxones que anuncian la asociación característica de la subzona suprayacente (*Neocomites praediscus*, *N. subpachydicranus*, *N. subflucticulus*, *Criosarasinella mandovi*, *Oosterella cultrata* y *Crioceratites primitivus*).

El primer registro de *Criosarasinella furcillata* marca la base de la Suzbzona de Furcillata. Esta especie se encuentra asociada a las que acabamos de mencionar y a otros taxones nuevos como *Jenthieuloyites quinquestriatus*, *Oosterella ondulata*, *Olcosthepanus densicostatus* y *O. nicklesi* morfotipo *thieuloyi*. Se registran además, en esta subzona, numerosos ejemplares de *Nl. grasianum* y *Nl. desmoceratoides*.

Zona de Nodosoplicatum

A partir de los niveles 26 y 27 (que muestran claros signos de condensación), y hasta el final de la sección, las asociaciones de ammonites cambian radicalmente y pasan a estar compuestas por *Lyticoceras cryptoceras*, *Olcostephanus variegatus*, *O. sayni*, *Jeannoticeras jeannoti*, *Spitidiscus fasciger*, *Sp. incertus*, *Abrytusites thieuloyi* y *Protacrioceras* sp. Estas especies permiten asignar estos niveles a la parte inferior de la Zona de Nodosoplicatum (Biohorizonte de *O. variegatus*).

CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

Como ya hemos señalado anteriormente, se ha podido poner de manifiesto en la sección estudiada una discontinuidad estratigráfica que afecta al Valanginiense terminal (Zona de Callidiscus) y a gran parte del Hauteriviense inferior (Zonas de Radiatus y Loryi). Durante este intervalo de tiempo, en sectores adyacentes del Dominio Subbético se acumularon potentes sucesiones de margas y margocalizas que llegan a alcanzar cerca de 150 m de espesor en el río Argos. Esto lleva a concluir que el área de Cambrones se comportó durante esta edad como un umbral pelágico en el que las corrientes submarinas impedirían el depósito de sedimentos o, incluso, provocarían la erosión parcial del sustrato. El reinicio de la sedi-

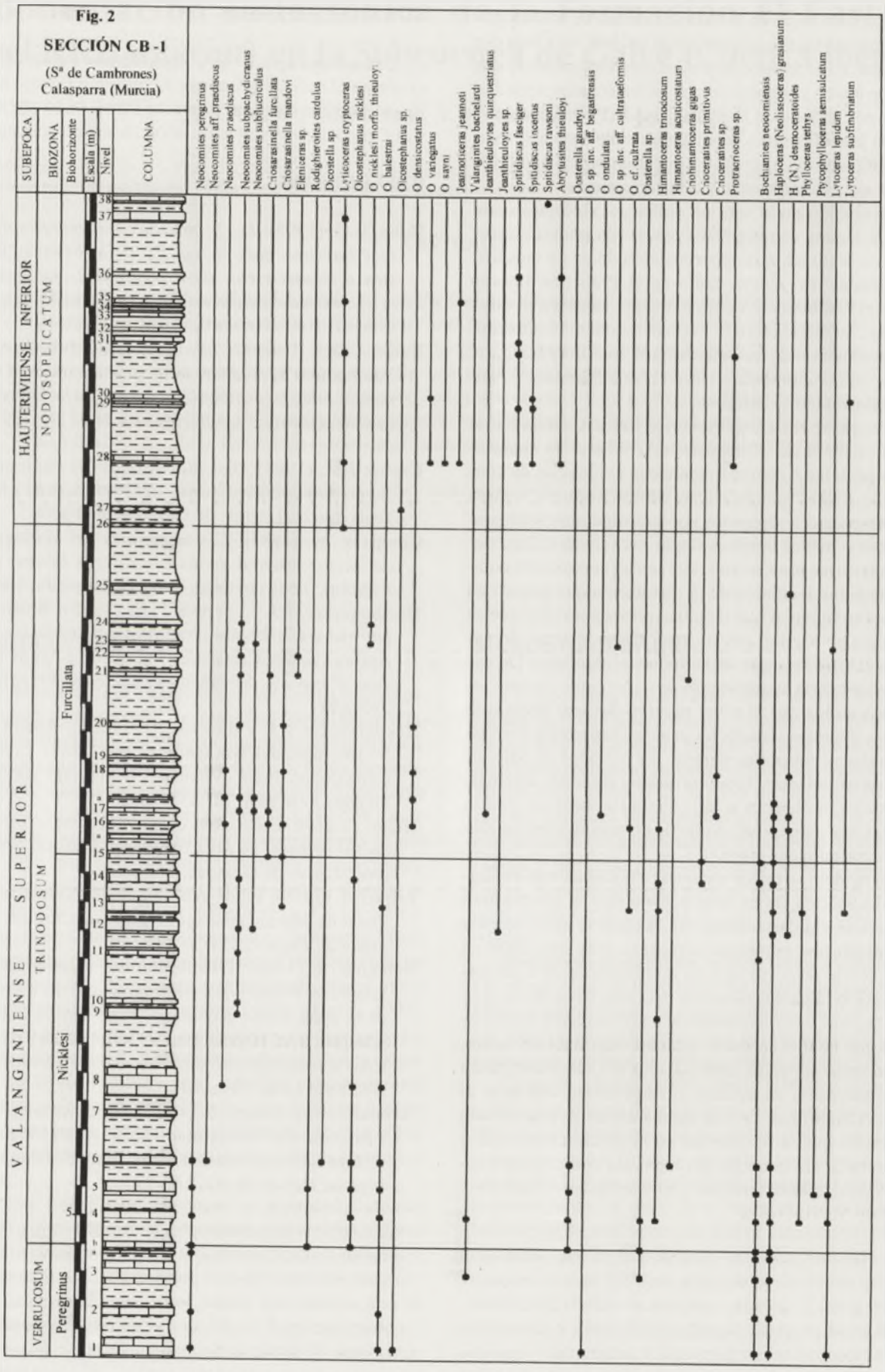


FIGURA 2: *Distribución estratigráfica de las especies de ammonites en la sección CB-1.*

mentación tuvo lugar en la base de la Zona de Nodosoplicatum, con una tasa de acumulación todavía muy baja que daría lugar a los niveles intensamente bioturbados, con óxidos de hierro y señales de corrosión situados inmediatamente por encima de la discontinuidad. Finalmente se instalaría la sedimentación pelágica característica de margas y margocalizas alternantes que continuará a lo largo del resto del Hauteriviense y del Barremiense.

La evolución pudo ser, sin embargo, algo más compleja y la laguna estratigráfica observada podría corresponder, en realidad, a la superposición de dos o más discontinuidades. En efecto, tanto en el Prebético Interno como en el Penibético y, ocasionalmente, también en otros puntos del Subbético Externo se han reconocido interrupciones sedimentarias que afectan a la totalidad o a parte del intervalo comprendido entre el Valanginiense terminal y el Barremiense inferior.

Por lo que se refiere al Prebético Interno, durante este intervalo tiene lugar el depósito discontinuo de materiales hemipelágicos, eventualmente con evidencias de condensación (facies glauconíticas, estromatolitos y oolitos ferruginosos, etc.), separados por interrupciones sedimentarias más o menos amplias según los sectores. Esto debió acontecer, según Castro (1998) en un contexto de compartimentación tectónica de la plataforma que generó un extenso alto fondo al que llegaban pocos aportes y que se veía, además, barrido por un importante sistema de corrientes submarinas que dificultaban el depósito. De ese modo, sólo habría acumulación de sedimentos durante los episodios en los que el nivel relativo del mar fuera más alto y las distintas secuencias estarían separadas por discontinuidades generadas durante los períodos de bajo nivel relativo del mar. Estos procesos estarían, además, modificados por la acción de la tectónica local que podría dar lugar a la superposición de dos o más discontinuidades en determinadas áreas.

Este modelo se puede extender a las áreas más frontales del Subbético, como la que nos ocupa, y que podrían comportarse solidariamente con las partes más externas de la plataforma prebética adyacente. Hay que tener en cuenta, a este respecto, que en la transversal de Calasparra no hay evidencias, al menos para esta edad, de la existencia del surco correspondiente a las Unidades Intermedias, como ocurre en áreas situadas más hacia el oeste. Esto se vería apoyado, además, por la detección, en un área actualmente en estudio situada inmediatamente al norte de Cambrones, de una laguna estratigráfica todavía más amplia que la reconocida en la sección analizada y que afectaría a la totalidad del intervalo comprendido entre el Valanginiense terminal y el Barremiense inferior.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Juan Alberto Pérez Valera su ayuda en el trabajo de campo. El presente trabajo ha sido financiado con cargo al Proyecto PB97-0826 (DGESIC) y al Grupo de Investigación 4064 (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

Bulot, L.G. (1995): *Les formations à ammonites du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France (Berriasien à Hauterivien): biostratigraphie, paléontologie et cycles sédimentaires*. Thése doctoral Museum National Histoire Naturelle Paris, 372 p.

Bulot, L.G. y Thieuloy J.P. (1995): Les biohorizons du Valanginien du Sud-Est de la France: un outil fondamental pour les corrélations au sein de la Téthys occidentale. *Géologie Alpine*, Mémoir H.S., 20 (1994): 15-41.

Castro, J.M. (1998): *Las plataformas del Valanginiense superior-Albiense superior del Prebético de Alicante*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 464 p.

Company, M. (1987): *Los ammonites del Valanginiense del sector oriental de las Cordilleras Béticas (SE de España)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 294 p.

Hoedemacker, P.J y Leereveld, H. (1995): Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Berriasian-lowest Aptian (Lower Cretaceous) of the Río Argos succession, Caravaca, SE Spain. *Cretaceous Research*, 16: 195-230.

Hoedemacker, P.J. y Rawson P.F. (2000): Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000). *Cretaceous Research*, 21: 857-860.

Nieto, L. (1997): *La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Univ. de Granada. 562 p.

Paquet, J. (1969): Étude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mémoire Societé Géologique de France*, 111: 1-270.

Reboulet, S. (1996): L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauterivien inférieur du bassin vocontien et de la plate-forme provençale (Sud-Est de la France): relations avec la stratigraphie sequentielle et implications biostratigraphiques. *Documents Laboratoire de Géologie Lyon*, 137: 1-371.

Reboulet, S. y Atrops, F. (1999): Comments and proposals about the Valanginian-Lower Hauterivian ammonite zonation of south-eastern France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92: 183-197.

Sedimentación sintectónica de la Formación El Castellar (Cretácico Inferior) en la Subcuenca de Galve (Cuenca Ibérica)

A.R. Soria[1], C.L. Liesa[1], A. Meléndez[1] y N. Meléndez[2]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. anasoria@posta.unizar.es.
2 Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

The sedimentary record of El Castellar Fm. in the Galve subbasin has been divided into two stages according to the presence of a mudstone and gypsum interval. This interval represents a paleogeographic and structural significative change. The geometry and facies distribution were controlled by extensional faults. However, the first stage shows a great variety of subenvironments and facies, while the second stage is characterized by an extensive hard water lake. These evidences has been interpreted as the result of the independent movement of the faults during the first stage and the movement of the whole extensional faults on a sole detachment during the second stage.

Key words: *syntectonic sedimentation, Early Cretaceous, listric normal fault system, transfer fault, Iberian Basin*

INTRODUCCIÓN

La sedimentación mesozoica en la Cuenca Ibérica estuvo ligada a una tectónica extensional intraplaca que favoreció la formación de bloques con subsidencia diferencial, accionados por fallas de tipo lístrico. Estos mecanismos, en ocasiones relacionados con antiguas lineaciones de zócalo (fallas tardihercínicas NW-SE y NE-SW), condicionan un sistema de *grabens* y *semigrabens* (Salas 1983, 1987; Soria, 1997) que determinan la individualización de cuencas sedimentarias en el margen oriental de Iberia durante el Cretácico Inferior (Fig. 1). La formación de estas cuencas cretácicas estuvo claramente ligada a la etapa de *rifting* Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Cuenca del Maestrazgo y relacionada con el inicio de la apertura del Atlántico central (Salas y Casas, 1993). El registro sedimentario en las distintas cuencas está claramente condicionado por esta actividad tectónica extensiva. Este control se hace especialmente patente durante el Cretácico Inferior, momento en que distintos medios de sedimentación, así como su evolución, reflejan la importancia relativa de las diferentes estructuras tectónicas activas.

En este trabajo, se relacionan la actividad tectónica extensiva y el registro sedimentario correlativo a partir del análisis estratigráfico, sedimentológico y tectónico, de la primera unidad cretácica (Fm. El Castellar, Hauteriviense superior-Barremiense basal) que rellena una de estas cuencas, la subcuenca de Galve. Esta cuenca de sedimentación tiene actualmente una extensión aproximada de 600 km^2.

MARCO GEOLÓGICO

La subcuenca cretácica de Galve se sitúa en el sector central de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel), donde la estructura terciaria muestra la superposición de dos directrices tectónicas subperpendiculares (Guimerà, 1988; Simón *et al.*, 1998) (Fig. 2a). Por un lado existen algunos grandes pliegues de dirección próxima a N-S, entre los que destacan los anticlinales apretados de Aguilar de Alfambra y Miravete y los sinclinales laxos de Camarillas y Galve. Por otro, un gran número de pliegues E-O, que se concentran especialmente en una banda situada al sur de Aliaga.

Paralelo a estos últimos existen algunos cabalgamientos, el principal de los cuales, el Cabalgamiento de Cobatillas, discurre al sur de esta localidad. La Fm. El Castellar aflora principalmente al sur del mencionado cabalgamiento, en los flancos de los grandes pliegues N-S.

Guimerà y Salas (1996), Soria (1997) y Simón *et al.* (1998) han puesto de manifiesto que parte de estos pliegues y cabalgamientos se formaron con la reactivación, con componente inversa, de fallas normales cretácicas. Soria (1997) y Soria *et al.* (1998) muestran asimismo que la potencia de los depósitos continentales del Cretácico Inferior de la subcuenca de Galve está controlada esencialmente por la subsidencia tectónica asociada a la actuación de dos familias principales de fallas orientadas NNO-SSE (fallas de Alpeñés, Ababuj, Cañada Vellida y Miravete) y ENE-OSO (fallas de Campos, Santa Bárbara, Aliaga, Camarillas y Remenderuelas) respectivamente (Fig. 3). Algunas de ellas constituyeron los límites de la

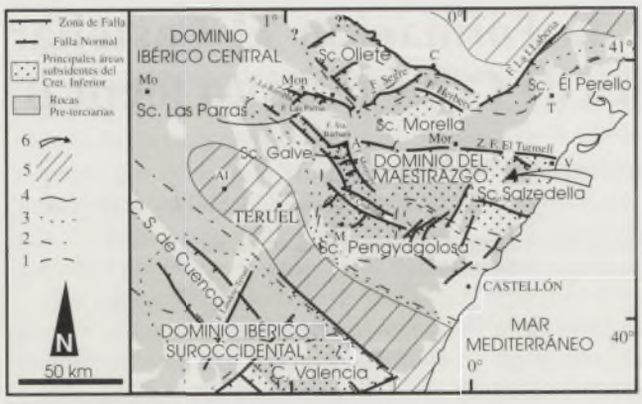


FIGURA 1: *Mapa mostrando las cuencas sedimentarias del margen oriental de Iberia durante el Cretácico Inferior (C: Cuenca; Sc: Subcuenca; F: Falla). Las líneas 1, 2, 3 y 4 limitan las áreas de extensión mínima de la sedimentación del Cretácico Inferior para el Berriasiense-Valanginiense (1), Hauteriviense-Barremiense (2), Aptiense (3) y Albiense (4). Las líneas oblicuas (5) representan áreas de no depósito durante el Cretácico Inferior. La flecha (6) indica las transgresiones marinas. A: Aliaga, Al: Albarracín, C: Calanda, M: Mora de Rubielos, Mo: Molina de Aragón, Mon: Montalbán, Mor: Morella, T: Tortosa, V: Vinaroz.*

subcuenca de Galve (Soria, 1997): la falla de Campos por el Norte, por el noroeste la falla de Cañada Vellida, por el este la de Miravete y las fallas de Alpeñés y Ababuj por el oeste.

En general, las dos familias de fallas sinsedimentarias cretácicas afectan al zócalo, a tenor de la potencia de sedimentos sintectónicos relacionados con ellas (Guimerà y Salas, 1996; Soria, 1997; Soria *et al.*, 1998), pero presentan algunas características geométricas que las hacen diferentes (Soria, 1997; Soria *et al.*, 1998): las fallas ENE tienen una acusada geometría lístrica, y producen una notoria estructuración en *semigraben*, hundiendo generalmente el bloque sur y basculando hacia el norte las series *prerift* y *sinrift*. Las fallas NNO-SSE tienen altos buzamientos y no se observa una geometría lístrica para las mismas, presentando hundido indistintamente el bloque este (fallas de Alpeñés y Ababuj) o el oeste (fallas de Miravete y Cañada Vellida). Estas fallas representan reactivaciones de fallas de zócalo.

EL REGISTRO SEDIMENTARIO DE LA FORMACIÓN EL CASTELLAR

La Fm. El Castellar (definida por Salas, 1987) está caracterizada en la subcuenca de Galve por lutitas violáceas, ocres o rojas, que intercalan canales arenosos de naturaleza silícea de grano medio a grueso en cuerpos de potencia decimétrica a métrica, y niveles tabulares de areniscas de grano fino de potencia centimétrica a decimétrica. Estos niveles muestran ocasionalmente laminación paralela y estratificación cruzada en surco. Hacia techo de la unidad se pasa a una alternancia de calizas y margas grises con abundantes carofitas y gasterópodos, siendo muy frecuentes los niveles de bioturbación por raíces.

Sin embargo, los estudios detallados realizados en los afloramientos de la Fm. El Castellar a lo largo del anticlinal de Miravete han permitido observar algunas variaciones litológicas y otras peculiaridades que se reflejan en el panel de correlación de la figura 2b. Una de las características más importantes, es la existencia de un nivel de lutitas rojas con yesos que constituyen un buen nivel guía dentro de la unidad. Este nivel de referencia ha permitido dividir el registro sedimentario de esta formación en dos estadios (Fig. 2b).

El primer estadio de la unidad es muy heterogéneo desde el punto de vista litológico y está caracterizado por lutitas ocres y rojas que intercalan niveles tabulares y lenticulares de potencia decimétrica-métrica de areniscas de grano medio a fino. Este conjunto intercala localmente (perfil 3; camino de Miravete, Fig. 2b) un paquete de conglomerados ocres, rojos y grises, de 30 m de potencia, textura variable y escasa continuidad lateral, que no excede los 100 m. Los cantos, de naturaleza calcárea, provienen del Jurásico, y varían de angulosos a subredondeados, mostrando gran heterometría, con diámetros que oscilan desde milimétricos hasta métricos. La matriz es calcárea y arcillosa. En los perfiles de Miravete, Santa Bárbara y puerto de Camarillas, el techo de este estadio está caracterizado por la alternancia de margas y lutitas ocres y grises, masivas y bioturbadas y calizas bioclásticas grises (*wackestone-packstone*), con abundantes carofitas, ostrácodos, bivalvos e intraclastos. A techo de estos cuerpos son muy frecuentes las señales de emersión, las superficies ferruginosas y la nodulización debido a la bioturbación por raíces.

El segundo estadio se inicia en todo este sector con el nivel de lutitas rojas con yesos y continúa con una alternancia de margas y calizas. Las margas, grises y masivas, contienen carofitas y con mucha frecuencia bioturbación de hábito vertical por raíces. Las calizas grises y bioclásticas (*wackestone-packstone*), se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica y contienen abundantes carofitas, ostrácodos, bivalvos y gasterópodos, y ocasionalmente intraclastos y restos vegetales. En muchos niveles son frecuentes las grietas de desecación, brechificación por emersión y nodulización y bioturbación por raíces. Algunos bancos presentan estratificación cruzada y niveles de *ripples*.

LAS ESTRUCTURAS EXTENSIVAS Y EL REGISTRO SEDIMENTARIO

Soria (1997) pone de manifiesto que el área de depósito de la Fm. El Castellar está estrechamente controlada por las grandes estructuras que limitan la subcuenca de Galve, suponiendo las fallas de borde (fallas de Miravete, Campos, Cañada-Vellida y Alpeñés-Ababuj) verdaderos límites de sedimentación (Fig. 3). Efectivamente esta subcuenca delimita, en este momento, el margen de sedimentación occidental de la Cuenca del Maestrazgo. Estas estructuras o fallas de borde marcan asimismo sus rasgos estructurales principales. De este modo el modelo de funcionamiento planteado por Soria (1997) y Soria *et al.* (1998), en el que las fallas subverticales NNO actúan como fallas transversas o de transferencia del sistema de fallas lístricas neoformadas ENE, sigue siendo válido. Las fallas lístricas ENE, que se sitúan internamente en la sub-

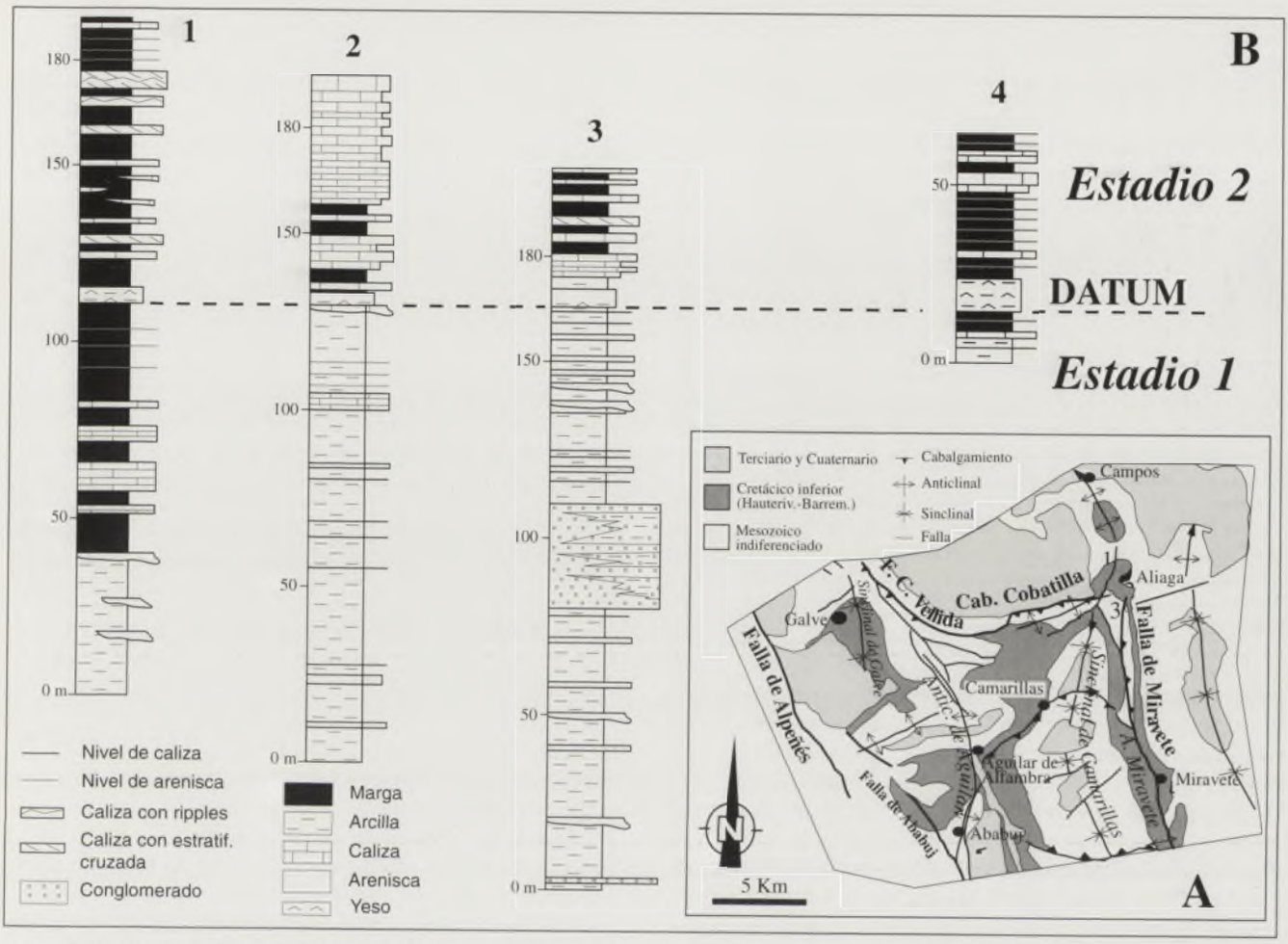


FIGURA 2: *A.- Mapa geológico simplificado en el que se identifican las principales estructuras tectónicas de la mitad septentrional de la subcuenca de Galve, y la situación de los perfiles realizados. B.- Panel de correlación en el que se observa la división de la Fm. El Castellar en dos estadios. Perfiles: 1.- Sta. Bárbara; 2.- Puerto de Camarillas; 3.- Camino de Miravete y 4.- Miravete.*

cuenca (por ejemplo, fallas de Camarillas y Remenderuelas, Fig. 3), producen la compartimentación del área de depósito y tienen asociadas variaciones significativas en la potencia de la Fm. El Castellar. El hecho de que gran parte de estas fallas hundan el bloque sur, confiere un basculamiento general al NNO de las secuencias *prerift* y *sinrift*, y la típica geometría en abanico abierto en el mismo sentido de la secuencia *sinrift*. A lo largo del eje Aliaga-Miravete, existen buenos ejemplos de cambios de potencia de la Fm. El Castellar en relación con fallas de muy diferente escala. En algunas de ellas, como en la falla de Camarillas, el levantamiento relativo del bloque inferior ha dado lugar a exposición y erosión local de la serie *prerift* (ver Fig. 3).

El movimiento de las fallas principales, y de aquellas que compartimentan la subcuenca, ha controlado las facies y los medios sedimentarios de la Fm. El Castellar, además de aspectos geométricos del relleno sedimentario (variaciones de potencia y control de las áreas de sedimentación y de no depósito y erosión). Dado que en este sector el área fuente es esencialmente calcárea, el nivel de lutitas y yesos utilizado para dividir en dos estadios el registro sedimentario de esta unidad ha de ser explicado como el resultado de aportes de aguas subterráneas sulfatadas a favor de la discontinuidad que suponen dichas fallas (Soria, 1997). Esto viene apoyado por el hecho de que este nivel de lutitas y yesos aparece en las proximidades de las fallas de Miravete y de Aliaga.

Por otra parte, este nivel de yesos supone un momento en el que la configuración de la subcuenca sufre un profundo cambio desde un estadio 1 con gran heterogeneidad y variabilidad espacial de facies y medios sedimentarios (aluviales, palustres, lacustres...) hasta un estadio 2 en el que las facies se homogeneizan, implantándose un lago carbonatado que abarca gran parte de la subcuenca. Explicar la aparición y posición estratigráfica del nivel de yesos y lo que ello supone no es una tarea fácil. Probablemente el cambio que supone la unión de todas las fallas en profundidad para pasar de un comportamiento individual de ellas a un movimiento más o menos general de todo el sistema de *semigrabens*, explicaría la homogeneización en la subcuenca. En este sentido, el movimiento del sistema de *semigrabens* una vez unido en un nivel de despegue basal, que se hace más profundo hacia el sureste (Soria, 1997; Soria *et al.*, 1998), y restringido lateralmente por las fallas de transferencia NNO-SSE, sería responsable del hundimiento generalizado de la cuenca y de la implantación de extensos lagos carbonatados. Además, la relación entre el salto de las fallas y la profundidad a la que se encontraban los materiales fuente de los

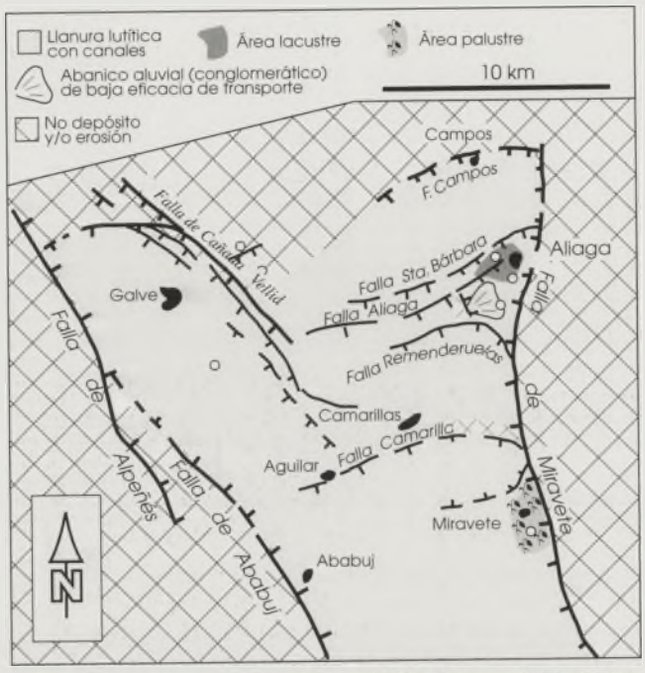


FIGURA 3: *Esquema paleogeográfico simplificado para el primer estadio de la Fm. El Castellar, en donde se muestran las principales estructuras tectónicas que han actuado durante el depósito de esta unidad.*

sulfatos (facies Keuper) puede explicar la aparición de éstos en las proximidades de las fallas de Aliaga y Miravete, pues allí, la potencia de la serie jurásica es más reducida (aproximadamente unos 300 m) que en los sectores más occidentales de la subcuenca.

La actividad de las fallas también se reconoce a una escala menor en el registro sedimentario. En el primer estadio las facies palustres y lacustres (Fig. 2b) están ubicadas en los bloques hundidos de las fallas principales. En las series lacustres de ambos estadios el tipo de secuencias (secuencias de somerización) y su potencia (mayor cuanto más próxima a la falla) están controladas también por la actividad de estas fallas. Otro ejemplo que muestra el claro control que ejercen las fallas sinsedimentarias en los depósitos se encuentra al sur de Aliaga (perfil 3, Fig. 2b). Aquí, asociados a una falla hectométrica N-S a NNO-SSE y bloque E hundido, se han reconocido unos depósitos conglomeráticos de cantos calcáreos que proceden del Jurásico. El análisis de afloramiento muestra marcadas variaciones laterales en la angulosidad, tamaño y heterometría de los cantos desde las proximidades de la falla (que los pone en contacto con materiales del Dogger) hasta escasas decenas de metros, donde los conglomerados (menos potentes y con cantos de menor tamaño) aparecen interdigitados con facies aluviales distales. Estas últimas son similares a las reconocidas en el resto de la cuenca. Estas observaciones evidencian la actividad sinsedimentaria de la falla y la existencia de aportes puntuales de materiales de procedencia local en forma de facies proximales de abanicos aluviales de baja eficacia de transporte (Fig. 3).

CONCLUSIONES

El registro sedimentario de la Fm. El Castellar en la subcuenca de Galve se ha dividido en dos estadios atendiendo a un nivel guía de lutitas y yesos que marca un cambio paleogeográfico y estructural significativo en la subcuenca. Así, aunque en ambos estadios el control que ejercen las fallas extensionales en la geometría y en la distribución de facies es importante, en el primero las facies muestran una gran heterogeneidad, tanto en la variedad de subambientes como en la distribución de éstos, mientras en el segundo hay una implantación generalizada de un sistema lacustre y una homogeneización de los subambientes sedimentarios en gran parte de la cuenca. Este hecho parece estar en relación con una actuación independiente de las fallas en el primer estadio mientras en el segundo, y probablemente relacionado con la unión en un único nivel de despegue de todo el sistema de fallas, el conjunto del sistema de fallas funciona hundiendo toda el área de sedimentación. Esto es debido a la profundización hacia el sureste del nivel de despegue basal del sistema de fallas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financido por el proyecto PB98-1260-C02-02 (DGES).

REFERENCIAS

Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.

Guimerà, J. y Salas, R. (1996): Inversión terciaria de la falla normal mesozoica que limitaba la subcuenca de Galve. *Geogaceta*, 20 (7): 1701-1703.

Salas, R. (1983): Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica. En: *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Comunicaciones, 334-338.

Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 345 p.

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.

Simón, J.L., Gisbert, J., Marin, C., Soria, M., Aurell, M., Soria, A.R., Meléndez, A., Pardo, G., Arenas, C., González, A., Soriano, A. y Liesa, C.L. (1998): *Parque Geológico de Aliaga. Guia General*. (Simón, J.L., Ed. Diputación General de Aragón, 145 p.

Soria, A.R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.

Soria, A.R., Liesa, C.L. y Meléndez, A. (1998): Tectonic model of the Galve subbasin (Early Cretaceous, Iberian Chain): Half-grabens controlled by transfer faults. En: *15th International Sedimentological Congress*, Abstracts: 731-732.

Correlación de alta resolución del Campaniense-Maastrichtiense, Pirineos sud-centrales

E.Vicens[1], L. Ardèvol[2], N. López-Martínez[3] y M.E Arribas[4]

1 Universitat Autònoma de Barcelona. Departament de Geologia. 08193 Bellaterra. Enric.Vicens@uab.es.
2 GeoPlay. Nerets 10. 25620 Tremp, Lleida. lluis.ardevol@geoplay.org.
3 Universidad Complutense de Madrid. Departamento de Paleontología. 28040 Madrid. lopezmar@eucmax.sim.ucm.es.
4 Universidad Complutense de Madrid. Departamento de Petrología. 28040 Madrid. earribas@eucmax.sim.ucm.es

ABSTRACT

A regressive succession of deltaic, shoreface, and continental strata characterized the deposition during the Campanian-Maastrichtian time in the foreland basin of the south-central Pyrenees. This work introduces a high-resolution stratigraphic framework among these strata along the different structural sectors of the eastern part of the basin. The framework is based on the recognition and correlation of eight calcarenitic rudist-bearing horizons intercalated within a thick siliciclastic section. These horizons, named after their most characteristic species, have been correlated with planctonic foraminifera biozones following a shelf-to-basin stratigraphic cross-section. We conclude that these rudist horizons are valid as biostratigraphic markers.

***Key words**: Bioestratigraphy, rudists, Campanian, Maastrichtian, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

Los sedimentos deltaicos, litorales y continentales de edad Campaniense-Maastrichtiense (Arenisca de Aren y Fm. Tremp) forman una macrosecuencia regresiva con la que finaliza la primera etapa de relleno de la cuenca de antepaís de los Pirineos sud-centrales, elongada de este a oeste y abierta al océano Atlántico.

Estas rocas se hallan plegadas en una sucesión de anticlinales y sinclinales que forman parte de la unidad cabalgante Sud-Pirenaica Central. En los núcleos de los sinclinales suelen aflorar los sedimentos paleocenos y eocenos, mientras que las series cretácicas afloran en los flancos de las estructuras. Esta disposición permite agruparlas en cinco sectores (Fig. 1): flancos norte y sur del sinclinal de Tremp, Isona (anticlinal de Isona), Fontllonga (sinclinal de Àger) y Sallent (sinclinal de Coll de Nargó).

La correlación de los estratos campanienses y maastrichtienses entre estos sectores ha sido clásicamente problemática, debido a la falta de continuidad física entre afloramientos y a significativos cambios de facies, resultado de una paleogeografía compleja. Adicionalmente, las dataciones existentes, basadas fundamentalmente en foraminíferos bentónicos y ammonites, son locales e inseguras, de forma que sólo se han citado foraminíferos planctónicos en las margas infrayacentes a la Arenisca de Aren (e.g., Garrido-Megías y Ríos, 1972; Gallemí *et al.*, 1983; Caus y Gómez-Garrido, 1989). Recientemente, Ardévol *et al.* (2000) aportan una nueva datación basada en la correlación secuencial a lo largo del flanco norte del sinclinal de Tremp entre depósitos costeros y sus equivalentes de cuenca datados con planctónicos.

BIOESTRATIGRAFÍA

En el presente trabajo, esta correlación secuencial se extiende al resto de sectores en base a la identificación y correlación de ocho horizontes carbonáticos o calcareníticos con presencia de rudistas, intercalados entre series dominantemente siliciclásticas (Fig. 2). En orden estratigráfico ascendente, estos horizontes, que reciben el nombre de la especie de rudistas más característica, son los siguientes (Tabla 1).

Horizonte de *Hippurites lamarcki* (nº 1). Aparece en el flanco norte del sinclinal de Tremp en facies de talud (Mb. Puimanyons), donde se reconocen 9 especies de rudistas resedimentados asociados a corales coloniales, y en el flanco sur en dos niveles calcareníticos de plataforma.

Horizonte sin rudistas (nº 2). Aflora en los flancos norte y sur formado por un tramo bioclástico de algunas decenas de metros de espesor con estratificación cruzada, muy rico en macroforaminíferos. Hasta el presente sólo se ha reconocido un ejemplar resedimentado de *H. radiosus* que debe ser tomado con precaución.

Horizonte de *Hippurites radiosus* (nº 3). Está presente, en calcarenitas de plataforma, en todos los sectores excepto en Isona, con 8 especies de rudistas asociados a corales coloniales y crinoides. En el flanco norte el horizonte aflora a ambos lados de una superficie erosiva interpretada como un cañón submarino (Fig. 2). En el flanco sur se reconocen dos niveles separados por 15 m de

FIGURA 1: *Mapa Geológico*

areniscas. En Sallent consiste en dos niveles separados por areniscas y conglomerados (Souquet, 1967; Ullastre *et al.*, 1987).

Horizonte de *Radiolitella pulchella* (nº 4). Se encuentra en tres sectores (flanco sur, Isona y Fontllonga) en margas y calizas micríticas, y excepcionalmente calcarenitas, con 12 especies de rudistas asociadas a corales coloniales.

Horizonte inferior de *Hippuritella castroi* (nº 5). Se encuentra en el flanco sur e Isona, aunque la especie típica aparece sólo en esta última localidad. En total presenta 8 especies de rudistas, se situa unos pocos metros por encima del horizonte anterior, y muestra escasa continuidad lateral.

Horizonte de *Hippuritella castroi sensu stricto* (nº 6). Se encuentra en los flancos norte y sur, y en Isona, donde está asociado a corales coloniales. Esta especie no ha aparecido en Sallent a pesar de haber sido citada por autores anteriores (e.g., Souquet, 1967). En total se registran 10 especies de rudistas.

Horizonte de *Biradiolites moroi* (nº 7). Solamente se encuentra en el flanco sur, muy cerca del horizonte anterior, y es prácticamente monoespecífico.

Horizonte de *Biradiolites chaperi* (nº 8). Está presente en los flancos norte y sur, aunque la especie típica sólo aparece en este último sector. En el flanco norte correspondería a un nivel con rudistas muy erosionados a techo de la Arenisca de Aren al norte de Tremp (Fig. 2, ver Liebau, 1984), que se interpreta como una plataforma transgresiva de rango cuencal (Ardèvol *et al.*, 2000). En este horizonte se registran un total de 6 especies.

DISCUSIÓN

Las construcciones de rudistas se asocian básicamente con calcarenitas de plataforma intercaladas entre las arenitas híbridas de la Fm. Aren, y se situan preferentemente a techo de las mismas. En ambientes que se interpretan de *lagoon*, los rudistas se encuentran en niveles micríticos y margosos de la Fm. Tremp. En ambos casos, los horizontes de rudistas corresponderían a episodios

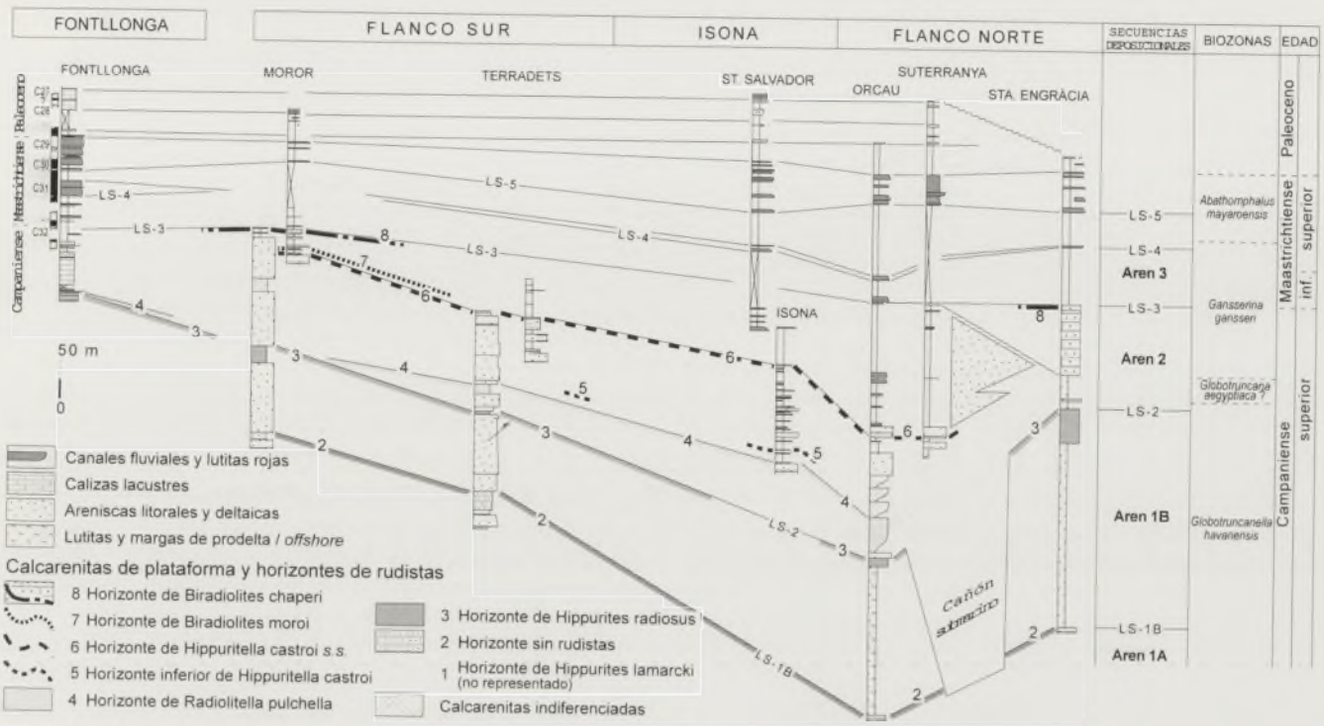


FIGURA 2: *Panel de Correlación*

transgresivos dentro de una tendencia general progradante.

El número de especies de rudistas no experimenta, en general, grandes variaciones, aunque se observa una clara reducción de los Hippuritidae, que desaparecen completamente por encima del horizonte 6 (*Hippuritella castroi s.s.*). También desaparecen los Requienidae y Plagioptychidae por encima de los horizontes 5 y 4, respectivamente. El número de especies de Radiolitidae también disminuye, pasando de un máximo de 8 en el horizonte 4 a 4 especies en el horizonte 8. La pérdida de especies debida a la extinción de Hippuritidae, Requienidae y Plagioptychidae y a la reducción de Radiolitidae se ve parcialmente compensada por un incremento de nuevas especies del género *Monopleura*.

Cronológicamente, se ha utilizado la escala de Gradstein *et al.* (1995), que implica que parte del Maastrichtiense de la antigua cronoestratigrafía pasa al Campaniense superior (Tabla 2). Este es uno de los motivos por los que algunas especies de rudistas atribuidos clásicamente al Maastrichtiense sean consideradas campanienses. La edad del horizonte de *Hippurites radiosus* ha sido confirmada en base a datos paleomagnéticos en Fontllonga, donde se correlaciona por debajo del cron c32 (Galbrun *et al.*, 1993).

Se han realizado 18 análisis isotópicos del índice Sr^{87}/Sr^{86} en Hippuritidae y Radiolitidae de los diferentes sectores analizados. Las muestras de *Hippurites radiosus* y *Radiolitella pulchella* han mostrado ser las más fiables por su congruencia, y por sus contenidos altos en estroncio y bajos en hierro y manganeso. Los valores del índice Sr^{87}/Sr^{86} de estas muestras muestran valores semejantes entre los diferentes sectores estudiados de la cuenca surpirenaica, lo que confirma la correlación de horizontes propuesta.

Sin embargo, estos valores (máx. 0,707787, mín. 0,707752) son relativamente altos para lo esperado en el Campaniense superior, según la curva del *Western Inte-*

	Flanco norte	Flanco sur	Isona	Fontllonga	Sallent	nº especies
8	*B. chaperi*	*B. chaperi*	-	-	-	6
7	-	*B. moroi*	-	-	-	2?
6	*Hl. castroi s.s.*	*Hl. castroi s.s.*	*Hl. castroi* s.s.	-	-	10
5	-	*Hl. castroi* inf.	*Hl. castroi* inf.	-	-	8
4	-	*R. pulchella*	*R. pulchella*	*R. pulchella*	-	12
3	*H. radiosus*	*H. radiosus*	-	*H. radiosus*	*H. radiosus*	8
2	+	+	-	-	-	-
1	*H. lamarcki*	*H. lamarcki*	-	-	-	9

H.- Hippurites; R.- Radiolitella; Hl.- Hippuritella; M.- Monopleura; Pr.- Praeradiolites; B.- Biradiolites

TABLA 1: *Distribución geográfica de los horizontes con rudistas.*

Horizonte	Especie guía	Cronozona foram. planct.	Piso - Subpiso
1	*Hippurites lamarcki*	*G. calcarata*	Campaniense medio
3	*Hippurites radiosus*	*G. havanensis*	Campaniense superior
6	*Hippuritella castroi s.s.*	*G. aegyptiaca ?*	Campaniense superior
8	*Biradiolites chaperi*	*G. gansseri inferior*	Campaniense terminal - Maastrichtiense inferior

TABLA 2: *Correlación entre los horizontes de rudistas del flanco norte del sinclinal de Tremp y las cronozonas de foraminíferos planctónicos con sus edades correspondientes (basado en datos de Orue-Etxebarria, in Ardèvol et al., 2000).*

rior de McArthur *et al.* (1994), que se suele tomar como referencia. Significativamente, nuestros valores coinciden con cinco valores anómalos del índice Sr^{87}/Sr^{86} del Campaniense superior recogidos por McArthur *et al.* (1994), que corresponden a muestras de condiciones de pureza y escasa alteración diagenética similares a las demás muestras de esta sucesión. Otras curvas del índice Sr^{87}/Sr^{86} obtenidas por otros autores también muestran valores similares a los de los Pirineos para este periodo.

CONCLUSIONES

Los horizontes de rudistas pueden ser utilizados como marcadores bioestratigráficos para la correlación de los estratos del Campaniense medio al Maastrichtiense inferior en la cuenca sud-pirenaica central. Este estudio también servirá como base para la comprensión de los cambios paleoambientales que acompañaron a la extinción de los rudistas.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo subvencionado por el proyecto PB98-0813 del MEC.

REFERENCIAS

Ardèvol L., Klimowitz J., Malagón J. y Nagtegaal, P.J.C. (2000): Depositional sequence responce to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the southern Pyrenees, Spain. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84: 566-587.

Caus, E. y Gómez Garrido, A. (1989): Upper Cretaceous biostratigraphy of the south-central Pyrenees (Lleida, Spain). *Geodinamica Acta*, 3: 221-228.

Galbrun, B., Feist, M., Colombo, F., Rocchia, R. y Tambareau, Y. (1993): Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Àger basin, province of Lleida, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 102: 41-52.

Gallemí, J., Martínez, R. y Pons, J.M. (1983): Coniacian-Maastrichtian of the Tremp area (south-central Pyrenees). *Newsletter on Stratigraphy*, 12: 1-17.

Garrido-Megías, A. y Ríos, L.M. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Boletín del Instituto Geológico y Minero*, 83: 1-47.

Gradstein, F.M., Agterberg, F. P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J. y Huang, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. En: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (W.A. Berggren, D.W. Kent, M.P. Aubry, y J. Hardenbol, Eds). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 54: 95–126.

Liebau, A. (1984): Ökobathymetrie und paläogeographie des Maastrichtiums des beckens von Tremp (Südpyrenäen). *Paläontologische Gesellschaft Selbstverlag*, München: 185-225.

McArthur, J.M., Kennedy, W.J., Chen, M., Thirlwall, M.F. y Gale, A.S. (1994): Strontium isotope stratigraphy for Late Cretaceous time: direct numerical calibration of the Sr curve based on the US Western Interior. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 108: 95-119.

Souquet, P. (1967): *Le Crétacé sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Thèse doctoral, Univ. de Toulouse, 529 p.

Ullastre, J., Durand-Delga, M. y Masriera, A, (1987): Argumentos para establecer la estructura del sector del pico de Pedraforca a partir del análisis comparativo del Cretácico de este macizo con el de la región de Sallent (Pirineo catalán). *Boletín del Instituto Geológico y Minero*, 98: 3-22.

ÍNDICE DE AUTORES

Abad, M. 13(2)
Abdul-Aziz, H. 85(2)
Acero, M. 113(1)
Agirrezabala, L.M. 123(2), 213(2)
Aguado, R. 169(1), 175(1), 65(2), 127(2), 201(2), 249(2)
Aguilar, M. 101(1)
Alcántara-Carrió, J. 33(1), 39(1), 51(2)
Alegret, L. 131(2), 135(2)
Alejo, I. 33(1), 51(2)
Alfonso, S. 55(2)
Alonso, B. 149(1)
Alonso, I. 33(1), 39(1)
Alonso-Zarza, A.M. 43(1), 49(1)
Alvarez-Iglesias, P. 53(1)
Álvarez-Vázquez, R. 59(1)
Aramburu, A. 139(2), 223(2)
Aranda, V. 63(1), 67(1)
Arche, A. 71(1), 105(1)
Ardèvol, L. 261(2)
Arenas, C. 107(2)
Arenillas, I. 131(2), 135(2)
Arias, C. 143(2)
Arnaud-Vanneau, A. 161(2)
Arribas, M.E. 261(2)
Arz, J.A. 131(2), 135(2), 147(2)
Aurell, M. 89(1), 125(1), 31(2), 35(2)
Avigad, D. 81(2)
Bádenas, B. 125(1)
Bahamonde, J.R. 207(1)
Baker, J. 109(1)
Baraza, J. 149(1)
Barbero, L. 133(1), 151(2), 155(2)
Bastida, J. 75(1)
Baumgartner, P.O. 165(2)
Beamud, E. 79(1)
Benito, M.I. 83(1)
Bernabeu, A.M. 59(1), 145(1)
Bernárdez, E. 219(2)
Bernaus, J.M. 101(1), 161(2)
Bill, M. 165(2)
Bitzer, K. 109(1), 75(2)
Bolívar, M. 185(1)
Bordonaba, A.P. 89(1)
Buscalioni, A.D. 201(2)
Bustillo, M.A. 43(1), 93(1)
Cabrera, L. 33(1), 79(1), 71(2)
Cacho, I. 227(1)
Caja, M.A. 97(1)
Calero, J. 63(1), 67(1)
Calonge, A. 101(1), 121(1)
Calvet, F. 105(1), 109(1), 113(1)
Calvo, J.P. 85(2)
Canals, M. 191(1), 227(1), 117(2)
Caracuel, J.E. 117(1)
Carrasco, P. 129(1)
Casas, D. 117(2)
Casas-Sainz, A. 151(2)
Castañares, L.M. 169(2)
Castro, J.M. 175(1), 173(2)
Caus, E. 101(1), 121(1), 161(2)
Cecca, F. 195(1)
Cepriá, J.J. 125(1)
Chacón, B. 177(2), 227(2)
Colmenero, J.R. 129(1), 207(1)
Company, M. 127(2), 143(2), 253(2)
del Río, L. 133(1)
Delgado, A. 43(1), 43(2), 47(2)
Delgado, G. 63(1), 67(1)
Delgado, R. 63(1), 67(1)
Di Gianni, N. 185(1)
Díez, R. 137(1)
Dinis, J.L. 141(1)
Dong, Y. 219(2)
Durán, R. 145(1)
Ercilla, G. 149(1)
Estévez, A. 117(1), 235(1), 103(2)
Evans, M.E. 211(1)
Fernández, J. 161(1)
Fernández Bastero, S. 17(2)
Fernández-Mendiola, P.A. 139(2), 181(2), 223(2)
Ferrín. A. 155(1)
Filgueira, M. 17(2)
Fregenal, M.A. 185(2), 227(2)
Freijido, M.T. 17(2)
Gago, L. 33(1)

Galindo, C. 105(1)
Garcés, M. 79(1)
García, F. 161(1)
García, J. 121(1)
García-García, A. 165(1)
García-Gil, S. 137(1), 145(1), 155(1), 165(1), 203(1)
García-Hernández, M. 155(2), 189(2)
García-Hidalgo, J.F. 71(1), 193(2), 197(2), 205(2)
García-Mondéjar, J. 123(2), 139(2), 213(2), 223(2), 237(2)
Gea, G.A de 169(1), 175(1), 65(2), 113(2), 201(2)
Gil, J. 193(2), 197(2), 205(2)
Gili, E. 181(1), 209(2)
Gil-Imaz, A. 151(2)
Giménez, R. 17 (2)
Gimeno, D. 169(2)
Gómez-Fernández, J.J. 129(1)
Gómez-Garrido, A. 121(1)
González, F. 231(1), 91(2)
González-Regalado, M.L. 13(2)
González-Vila, F.J. 175(1)
Gracia, F.J. 133(1)
Grimalt, J.O. 227(1)
Guerra, C. de 185(1)
Gursky, H.J. 245(1), 249(2)
Heimann, A. 81(2)
Hilgen, F. 85(2)
Hughes-Clarke, J.E. 191(1)
Iriarte, E. 213(2)
Jiménez-Espinosa, R. 187(1)
Jiménez-Millán, J. 187(1),113(2)
Jouanneau, J.M. 55(2)
Judd, A.G. 137(1)
Krijgsman, W. 85(2)
LaBarbera, M. 181(1)
Lamolda, M.A. 219(2)
Lastras, G. 191(1), 117(2)
Liébanas, G.M. 63(1), 67(1)
Liesa, C. 131(2), 257(2)
Linares, R. 75(1)
Llompart, C. 121(1)
López, G. 195(1), 209(2)
López-Blanco, M. 199(1)
López-Buendía, A.M. 75(1)
López-Garrido, A.C. 155(2)
López-Gómez, J. 71(1), 105(1), 241(2)
López-Horgue, M.A. 139(2), 223(2)
López-Martínez, N. 261(2)
Magariños-Álvarez, J. 203(1)
Manso, F. 145(1)
Mao, S. 219(2)
Marfil, R. 97(1)
Martín-Algarra, A. 245(1), 249(2)
Martín-Chivelet, J. 177(2), 227(2)
Martínez de Rituerto-Ibisate, S. 237(2)
Martínez del Olmo, W. 155(2), 231(2)
Martínez, R. 195(1)
Martín-García, J.M. 63(1), 67(1)
Martín-Martín, M. 103(2)
Mas, R. 83(1)
Mata, M.P. 151(2)
Meléndez, A. 131(2), 257(2)
Meléndez, N. 185(2), 241(2), 257(2)
Méndez, G. 211(1), 17(2)
Merino-Tomé, O.A. 207(1)
Mohamed, K. 211(1), 215(1)
Molina, E. 135(2), 147(2)
Molina, J.M. 175(1), 219(1), 223(1), 235(1), 95(2), 113(2), 245(2)
Montesdeoca, I. 39(1)
Moreno, A. 227(1)
Moreno, C. 231(1), 91(2)
Muñoz, J.A. 79(1), 113(1)
Nieto, L.M. 235(1), 249(1)
Nombela M.A. 59(1), 17(2)
O'Dogherty, L. 241(1), 245(1), 249(1), 255(1), 165(2), 249(2)
Obrador, A. 209(2)
Pardo, G. 107(2)
Pendón, J.G. 13(2)
Peña, R. 63(1)
Pérez Valera, F. 253(2)
Pérez, A. 55(2)

Pérez-Arlucea, M. 17(2)
Permanyer, A. 23(2)
Philip, J. 195(1)
Polvillo, O. 175(1)
Pomar, L. 27(2)
Prins, M.A. 227(1)
Quesada, S. 61(2), 155(2)
Ramajo, J. 31(2), 35(2)
Ramos, E. 39(2)
Rey, D. 211(1), 215(1)
Rey, F.J. 43(2), 47(2)
Rey, J. 141(1)
Rey, S. 33(1), 51(2)
Robles, S. 61(2), 169(2)
Roc, A.C. 55(2)
Roca, E. 109(1)
Rodríguez, J.M. 129(1)
Rosales, I. 61(2)
Rosell, J. 75(1), 121(1)
Rossi, C. 97(1)
Rubio, B. 53(1), 215(1), 17(2)
Ruiz, F. 13(2)
Ruiz-Ortiz, P.A. 169(1), 175(1), 235(1), 255(1), 65(2), 201(2)
Sáez, A. 71(2)
Salas, R. 97(1), 23(2), 75(2)
Sánchez, H. 185(1)
Sánchez, J.A. 55(2)
Sánchez-Gómez, M. 81(2)
Sánchez-Goñi, M.F. 227(1), 55(2)
Sánchez-Marañón, M. 67(1)
Sánchez-Moya, Y. 43(1)
Sandoval, J. 245(1), 249(1), 127(2)
Sanz-Rubio, E. 85(2)
Segovia, B. 39(2)
Segura, M. 193(2), 197(2), 205(2)
Sierra, S. 231(1), 91(2)
Sierro, F.J. 227(1)
Silva, P.G. 49(1)
Skelton, P.W. 13(1), 209(2)
Sopeña, A. 43(1)
Soria, A.R. 131(2), 257(2)
Soria, J.M. 161(1), 95(2)
Spalletti, L. 99(2)
Tavera, J.M. 127(2)
Tent-Manclús, J.E. 117(1), 103(2)
Tosquella, J. 13(2)
Travé, A. 109(1), 113(1)
Tritlla, J. 109(1)
Tucker, M.E. 105(1)
Urgeles, R. 191(1)
Vázquez, M. 107(2)
Vázquez, M. 113(2)
Vera, J.A. 17(1), 219(1), 223(1), 245(2)
Vicens, E. 209(2),261(2)
Vilas, F. 53(1), 59(1), 137(1), 145(1), 155(1), 165(1), 203(1), 215(1)
Vilas, L. 25(1), 143(2)
Viseras, C. 161(1)
Vivares, A. 39(1)
Willmott, V. 117(2)
Wynn, R.B. 149(1)
Yébenes, A. 103(2)

NORMAS DE PUBLICACIÓN EN GEOTEMAS

I. Los artículos publicados en **GEOTEMAS** 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 GEOTEMAS contiene unos 4.500 caracteres (letras y espacios entre palabras).
2. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y con el tipo de letra Times de 10 puntos. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño máximo de la caja de las páginas de GEOTEMAS (240 x 175 mm), que a su vez, se subdivide en dos columnas. Los autores deben de tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc, ... Las tablas se ordenarán correlativamente y, al igual que en las figuras, los autores se cerciorarán de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.
3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:
a. Título.

b. Autores, con las iniciales del nombre, apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.
c. Resumen en inglés (abstract). Tendrá una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.
d. Key words, como máximo, 5 palabras clave en inglés.
e. Texto principal que incluye, como referencia general, un apartado de introducción-antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión y conclusiones. La extensión de este texto principal debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo.
f. Agradecimientos, con una 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 referenciado. La normativa empleada para redactar las referencias será igual a la utilizada en la Revista de la Sociedad Geológica de España.

Los trabajos aceptados serán entregados por los autores tanto en forma de manuscrito (junto con las figuras originales) como en disquete de 3,5" formateado en PC (MS-DOS/Windows) o con Macintosh OS. 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 disquete, la versión y programa empleado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de figuras se facilitaran en los siguientes tipos de formatos: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF o JPG. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.