

CONTENIDOS

2006

Geo-Temas



Volumen 9

VI CONGRESO DEL GRUPO ESPAÑOL DEL TERCIARIO

9

S
551.78
CON
VI



M. Abad, F. Ruiz, J. G. Pendón, M. L. González-Regalado, N. López-González, M. I. Prudêncio, M. I. Días y C. Barba. Datos mineralógicos preliminares sobre las glauconitas tortonienses de la cuenca del Guadalquivir (Sur de España).....	11
G. Alonso-Gavilán, J. García Talegón, H. Herrero Fernández y A. Herrero. Paleodrenaje del sistema fluvial de Villamayor: análisis de las paleocorrientes y dispersión de sedimentos (Areniscas de Villamayor, Eoceno medio, Salamanca).....	17
A. M. Alonso-Zarza, J. Li, Z. Zhao, Ch. Song, J. Zhang, X. Wang and Y. Zhang. Sedimentology of the distal fan and lake deposits of the Tianshui-Qinan Basin (Central China): evidences against a possible eolian origin.....	21
I. Armenteros, M. A. Bustillo y P. Huerta. Ciclos climáticos en un sistema lacustre marginal perenne carbonatado-evaporítico. Formación Deza, Eoceno superior, cuenca de Almazán.....	25
I. Armenteros, A. Corrochano, P. Huerta y J. J. González. Sedimentación lacustre neógena en el sector oriental de la cuenca de Almazán.....	31
M ^a E. Arribas, E. Vicens, R. Estrada, X. Clop, O. Oms y E. Maestro. Estudio de la procedencia de los materiales de construcción del dolmen de Puigseslloses (Folgueroles-Osona, Barcelona).....	35
M. Ben Brahim. The role of tectonics and climate in the development of Tertiary continental sequences; southeastern edge of the Atlas Mountains (Morocco).....	41
P. Cabello, M. López-Blanco, O. Falivene, P. Arbués, E. Ramos, Ll. Cabrera y M. Marzo. Modelos 3D de análogos de reservorios sedimentarios: Aplicación al sistema de abanico costero eoceno de Sant Llorenç del Munt (Cuenca del Ebro).....	45
M. A. Caja, R. Marfil, D. García, H. Mansurbeg and E. Remacha. Diagenesis, carbonate cementation and reservoir quality evolution of Eocene deep-water marine turbidite sandstones of the Hecho Group, South-Central Pyrenees.....	49
M. A. Caja, R. Marfil, D. García, E. Remacha y P. Pérez Fortes. Variabilidad en la composición y procedencia de las areniscas turbidíticas del Grupo Hecho (Pirineo Sur-Central).....	53
J. Civis, J. A. González-Delgado, C. González-Lucas, G. Alonso Gavilán, M. Valle y M. R. Rivas. Biodinámica de comunidades macro y micropaleontológicas en el Messiniense y Zancliense del borde oeste de la Cuenca de Bou Regreg (Norte de Marruecos).....	57
F. Colombo y G. González-Bonorino. Anatomía de un litosoma arenoso cordoniforme. Oligoceno de la Cuenca del Ebro. Borges Blanques, Lleida.....	63
A. Corrochano, I. Armenteros y P. Huerta. Litroestratigrafía del sondeo de Calzada de Don Diego (Fosa de Ciudad Rodrigo).....	67
C. J. Dabrio, C. Zazo, J. A. González-Delgado, J. L. Goy, A. Cabero, Cl. Hillaire-Marcel, L. Ortlieb, J. Civis y T. Bardaji. Oscilaciones eustáticas e implicaciones climáticas en el tránsito Neógeno-Cuaternario en la isla de Sal. (de Cabo Verde).....	71
J. Delgado Iglesias. Aprovechamiento didáctico del Terciario en una sección transversal de la cuenca del Duero.....	75
O. Falivene, L. Cabrera y A. Sáez. Reconstrucción geostadística de facies en un abanico aluvial dominado por aportes lutíticos (Cuenca cenozoica de As Pontes, A Coruña). Predicción de la distribución de acuíferos en cuerpos arenosos.....	79
J. F. Fonollá Ocete y M ^a T. Fernández Marrón. Palinología de arcillas carbonosas del Aragoniense de la zona de Orera (Cuenca de Calatayud).....	83
E. X. M. García, A. Rico-García, D. Arceredillo, J. Civis, M. Abad y F. Ruiz. Estudio paleontológico (ictiofauna, malacofauna y foraminíferos) de dos secciones de Niebla (Huelva), Neógeno de la cuenca del Guadalquivir.....	87
F. García-García, J. M. Soría, J. Fernández y C. Viseras. Ritmicidad de alta frecuencia en una plataforma mixta de alta energía tipo rampa (Tortoniense Superior, Cuenca de Guadix, Cordillera Bética).....	91
J. García-Talegón, R. Hinojal, A. C. Iñigo, G. Alonso Gavilán, E. Molina y S. Vicente-Tavera. sistema poroso de las areniscas y microconglomerados silicificados de Zamora tras la alteración experimental por hielo/deshielo.....	95
J. J. González, I. Armenteros, P. Huerta y A. Corrochano. Sedimentología y evolución de la toba de la Peña del Manto, río Henar (Deza-Soria).....	101
O. Guerrero, R. Rivas Carballo y A. Corrochano. Aportación al conocimiento palinológico del Mioceno del Flanco Norte de los Andes venezolanos.....	107
A. Herrero. Influencia de la tectónica en el paleodrenaje de la sedimentación fluvial miocena al sureste de la provincia de León.....	111
A. Herrero y A. Pineda. Sedimentación fluvio-deltaica en el Mioceno medio-superior en las proximidades de Villabrágima (Valladolid).....	115
P. Huerta e I. Armenteros. Estratigrafía secuencial del Paleógeno de la cuenca de Almazán.....	121
P. Huerta, I. Armenteros, I. Canitrot y C. Recio. Variación isotópica desde ambientes de llanura lutítico-evaporítica a lago salino efímero (Fm Bordalba, Paleógeno de la cuenca de Almazán).....	125
E. Iriarte, A. Badiola, A. Berreteaga y M. A. Cuesta. Sedimentología y datos preliminares sobre la diagénesis de los niveles con fósiles de vertebrados de Huérmeces del Cerro y Viana de Jadraque (Cuenca del Tajo, Guadalajara).....	131
J. C. Larrasoña, X. Murelaga y M. Garcés. Magnetoestratigrafía de las sucesiones continentales Miocenas aflorantes en las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la cuenca del Ebro).....	137
M. López-Blanco, M. Garcés, X. Barberà y L. Cabrera. Magnetoestratigrafía de la sección de Vilanova de Prades y su implicación en la datación de las estructuras de las cadenas costeras catalanas (Paleógeno, margen SE de la Cuenca del Ebro).....	141
J. Luengo, F. Nozal, M. Montes y F. López Olmedo. Estratigrafía de los depósitos cenozoicos al sur del anticlinal de Honrubia-Pradales (Cuenca del Duero).....	145
A. Luzón, M. J. Mayayo, A. Yuste y B. Bauluz. Estudio isotópico preliminar de los carbonatos de la unidad lacustre Calizas de Torrente de Cinca (Cuenca del Ebro, NE España).....	149
A. Luzón, A. Yuste y B. Bauluz. Evidencias petrográficas y geoquímicas sobre la procedencia de las areniscas de la Formación Sariñena (sector septentrional de la Cuenca del Ebro, España).....	153
F. Martín-González. Rasgos tectónicos y deformación de las cuencas terciarias de O Barco de Valdeorras, Quiroga y El Bierzo (Noroeste del Macizo Ibérico).....	157
F. Martín-González. Rasgos tectónicos y deformación de las cuencas terciarias de Sarria y Monforte de Lemos (Noroeste del Macizo Ibérico).....	161
M. Montes, B. Beamud, M. Garcés y J. P. Calvo. Magnetoestratigrafía de la Cuenca de Madrid (Aragoniense-Vallesiense): datos preliminares.....	165
M. Montes, B. Beamud, M. Garcés, F. Nozal, F. López-Olmedo y J. Luengo. Magnetoestratigrafía del sureste de la Cuenca del Duero (Aragoniense-Vallesiense): datos preliminares.....	171
C. A. Moreno Marín y G. Alonso Gavilán. Estratigrafía del Neógeno en el sondeo profundo de Nava de Arévalo (Ávila), sur de la cuenca del Duero.....	177
M. Najarro, M. Montes y F. López Olmedo. La Unidad Inferior e Intermedia de la Cuenca de Madrid en el valle de Henares (Provincia de Guadalajara): relaciones tectosedimentarias.....	181
J. Nespereira, M. Yenes y J. A. Blanco. Las areniscas silicificadas del SO de la Cuenca del Duero: propiedades físicas, mecánicas y parámetros petrográficos.....	185
F. Nozal, M. Montes, F. López Olmedo y J. Luengo. Los tres "páramos" del SE de la Cuenca del Duero y su cronoestratigrafía.....	189
A. Pineda, F. Nozal, M. Montes, F. López Olmedo y A. Martín-Serrano. Mapa geológico de síntesis de la Cuenca del Duero.....	193
S. Pla, C. Viseras, A. Arribas y J. M. Soría. Un esquema estratigráfico preliminar para los yacimientos de macrovertebrados del sector occidental de la Cuenca de Guadix-Baza (Cordillera Bética).....	197
J. P. Rodríguez-Aranda y M. E. Sanz-Montero. Modelo sedimentario y paleogeográfico de un lago salino con presencia de bacterias endoevaporíticas. Mioceno de la Cuenca de Madrid.....	201
M. E. Sanz Montero, M. A. García del Cura y J. P. Rodríguez Aranda. Facies dolomíticas de sistemas lacustres miocenos en las cuencas del Duero y de Madrid. Rasgos indicativos de su origen microbiano.....	205
F. J. Sierro, J. A. Flores, B. González-Mora, M. Pérez-Folgado, M. A. Bárcena, S. Berné y B. Dennielou. Impacto del cambio climático en la plataforma del Golfo de León durante el Pleistoceno medio-superior. Una perspectiva desde el talud superior (Proyecto PROMESS 1).....	209
M. Valle Hernández, M. R. Rivas Carballo y G. Alonso Gavilán. Síntesis de la vegetación y clima durante el Mioceno en la cuenca del Duero.....	213
V. Vivar Provencio y M. Pozo Rodríguez. Geoquímica de litofacies con minerales fibrosos de la arcilla en depósitos terciarios (Facies de las Cuestas-Caliza de los Páramos) del sector meridional de la Cuenca del Duero (Pecharramán, Segovia).....	217

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

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

Junta de Gobierno de la Sociedad Geológica de España

Alfonso Meléndez Hevia (Presidente)
José Mangas Viñuela (Vicepresidente)
José Eugenio Ortíz Meléndez (Secretario)
Gabriel Gutiérrez Alorzo (Tesorero)
Juan Antonio Morales Vicesecretario
Rosa Tejero López (Secretario 2.º)
Ana Rosa Soria de Miguel (Vocal)
Irene de Bustamante (Vocal)
Juan Carlos Cañaveras Jiménez (Vocal)
Pablo Gumiel Martínez (Vocal)
Julia Cuevas Urionabarenechea (Vocal)
Ana Crespo Blanc (Vocal)
Concepción Gonzalvo (Vocal Responsable Web)

Editores de la Sociedad Geológica de España

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

Dirección de la Sede de la Sociedad Geológica de España: Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de los Caídos s/n, 37108 Salamanca (Spain). Tfno.: (+34) 923 294 752. sge@usal.es

GEO-TEMAS

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

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

Depósito legal: S. 1.410-2006

ISSN: 1567-5172

Imprime:

Gráficas Varona, S.A. (Salamanca)

Foto de portada: *Ildefonso Armenteos*. Areniscas del Cretácico Superior-Paleoceno que forman el substrato de la ciudad monumental de Salamanca. En la base, lentejones blancos de ópalo y un moteado por hidromorfismo. La unidad representa una sedimentación por ríos trenzados. Sobre el afloramiento se asienta la primitiva muralla de la ciudad, coronada por el mirador del Huerto de Calixto y Melibea.

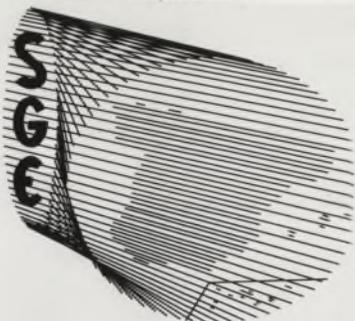


UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

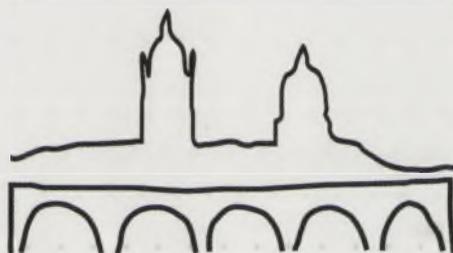


5324144527

S
557.70 (460)
CON
VI



VI CONGRESO DEL GRUPO ESPAÑOL DEL TERCIARIO



VI Congreso del Grupo Español del Terciario
25-26 Septiembre 2006. Salamanca



SALAMANCA 2006

Editores

Ildefonso Armenteros Armenteros

José Ángel González-Delgado

Ángel Corrochano Sánchez

Pedro Huerta Hurtado

Ferrán Colombo Piñol

FAC. CC. GEOLOGICAS	
BIBLIOTECA	
R.	18.645
Proc.	D
R.B.	23131330
R.I.	3414853



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA
DPTO. DE GEOLOGÍA



Instituto Geológico y Minero de España

EX LIBRIS



BIBLIOTECA

Facultad de *C.C. Geológicas*

Donativo de *Ana Alonso Lanza*

7-XI-2006

VI Congreso del Grupo Español del Terciario

COMITÉ DE HONOR

Secretario de Estado de Universidades e Investigación
Excmo. Sr. D. Miguel Ángel Quintarilla Fisac

Rector de la Universidad de Salamanca
Excmo. Sr. D. Enrique Battaner Arias

Director General del Instituto Geológico y Minero de España
Ilmo. Sr. D. José Pedro Calvo Solando

*Director General de Universidades e Investigación de la Consejería de Educación
de la Junta de Castilla y León*
Ilmo. Sr. D. Juan José Mateos Ctero

Presidente de Caja Duero
Excmo. Sr. D. Julio Feroso García

Presidente de la Sociedad Geológica de España
Ilmo. Sr. D. Alfonso Meléndez Hevia

Vicerrector de Investigación de la Universidad de Salamanca
Excmo. Sr. D. Arturo Pérez Eslava

Decano de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca
Ilmo. Sr. D. Francisco Fernández González

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente: Ildefonso Armenteros Armenteros (Univ. de Salamanca)

Secretario: José Ángel González Delgado (Univ. de Salamanca)

Vocales: Gaspar Alonso Gavilán (Univ. de Salamanca)

Jorge Civis Llovera (Univ. de Salamanca)

Ángel Corrochano Sánchez (Univ. de Salamanca)

Pedro Huerta Hurtado (Univ. de Salamanca)

Ángel Martín Serrano (IGME)

COMITÉ EDITORIAL

I. Armenteros Armenteros (Univ. de Salamanca)
José Ángel González Delgado (Univ. de Salamanca)

COORDINACIÓN DE EXCURSIONES

Pedro Huerta Hurtado (Univ. de Salamanca)
Alberto Rico García (Univ. de Salamanca)

COMITÉ CIENTÍFICO

M^a Teresa Alberdi Alonso (CSIC, Madrid)
Ana M^a Alonso Zarza (Univ. Complutense de Madrid)
Juan Luis Alonso Alonso (Univ. de Oviedo)
Pere Anadón Monzón (Inst. Jaume Almera, Barcelona)
Concha Arenas Abad (Univ. de Zaragoza)
M^a Eugenia Arribas Mocoroa (Univ. Complutense de Madrid)
José Antonio Blanco Sánchez (Univ. de Salamanca)
M^a Ángeles Bustillo Revuelta (CSIC, Madrid)
Antonio Casas Sainz (Univ. de Zaragoza)
Lluís Cabrera Pérez (Univ. de Barcelona)
Cristino J. Dabrio González (Univ. Complutense de Madrid)
M^a Ángeles García del Cura (CSIC, Alicante)
Fernando García García (Univ. de Jaén)
José Luis Goy Goy (Univ. de Salamanca)
Rafaela Marfil Pérez (Univ. Complutense de Madrid)

Alfonso Meléndez Hevia (Univ. de Zaragoza)
Manuel Montes Santiago (IGME)
Jorge Morales Romero (CSIC, Madrid)
Francisco Nozal Martín (IGME)
Joao Pais (Univ. Nova de Lisboa)
Pedro Proença Cunha (Univ. de Coimbra)
Gonzalo Pardo Tirapu (Univ. de Zaragoza)
Rui Pena dos Reis (Univ. de Coimbra)
Carlos Santisteban Bové (Univ. de Valencia)
Francisco Javier Sierro (Univ. de Salamanca)
María F. Valle Hernández (Univ. de Salamanca)
Juan Antonio Vera Torres (Univ. de Granada)
César Viseras Alarcón (Univ. de Granada)
Caridad Zazo Cardeña (CSIC, Madrid)

ORGANISMOS PATROCINADORES

Ministerio de Educación y Ciencia
Instituto Geológico y Minero de España
Caja Duero

Índice

Presentación.....	9
M. Abad, F. Ruiz, J. G. Pendón, M. L. González-Regalado, N. López-González, M. I. Prudêncio, M. I. Dias y C. Barba Datos mineralógicos preliminares sobre las glauconitas tortonienses de la cuenca del Guadalquivir (Sur de España).....	11
G. Alonso-Gavilán, J. García Talegón, H. Herrero Fernández y A. Herrero Paleodrenaje del sistema fluvial de Villamayor: análisis de las paleocorrientes y dispersión de sedimentos (Areniscas de Villamayor, Eoceno medio, Salamanca)	17
A. M. Alonso-Zarza, J. Li, Z. Zhao, Ch. Song, J. Zhang, X. Wang and Y. Zhang Sedimentology of the distal fan and lake deposits of the Tianshui-Qinan Basin (Central China): evidences against a possible eolian origin.....	21
I. Armenteros, M. A. Bustillo y P. Huerta Ciclos climáticos en un sistema lacustre marginal perenne carbonatado-evaporítico. Formación Deza, Eoceno superior, cuenca de Almazán.....	25
I. Armenteros, A. Corrochano, P. Huerta y J. J. González Sedimentación lacustre neógena en el sector oriental de la cuenca de Almazán	31
M^a E. Arribas, E. Vicens, R. Estrada, X. Clop, O. Oms y E. Maestro Estudio de la procedencia de los materiales de construcción del dolmen de Puigseslloses (Folgueroles-Osona, Barcelona).	35
M. Ben Brahim The role of tectonics and climate in the development of Tertiary continental sequences; southeastern edge of the Atlas Mountains (Morocco)	41
P. Cabello, M. López-Blanco, O. Falivene, P. Arbués, E. Ramos, Ll. Cabrera y M. Marzo Modelos 3D de análogos de reservorios sedimentarios: Aplicación al sistema de abanico costero eoceno de Sant Llorenç del Munt (Cuenca del Ebro).....	45
M. A. Caja, R. Marfil, D. Garcia, H. Mansurbeg and E. Remacha Diagenesis, carbonate cementation and reservoir quality evolution of Eocene deep-water marine turbidite sandstones of the Hecho Group, South-Central Pyrenees	49
M. A. Caja, R. Marfil, D. Garcia, E. Remacha y P. Pérez Fortes Variabilidad en la composición y procedencia de las areniscas turbidíticas del Grupo Hecho (Pirineo Sur-Central).....	53
J. Civis, J. A. González-Delgado, C. González-Lucas, G. Alonso Gavilán, M. Valle y M. R. Rivas Biodinámica de comunidades macro y micropaleontológicas en el Messiniense y Zancliense del borde oeste de la Cuenca de Bou Regreg (Norte de Marruecos)	57
F. Colombo y G. González-Bonorino Anatomía de un litosoma arenoso cordoniforme. Oligoceno de la Cuenca del Ebro. Borges Blanques, Lleida.....	63
A. Corrochano, I. Armenteros y P. Huerta Litrostratigrafía del sondeo de Calzada de Don Diego (Fosa de Ciudad Rodrigo).....	67
C. J. Dabrio, C. Zazo, J. A. González-Delgado, J. L. Goy, A. Cabero, Cl. Hillaire-Marcel, L. Ortlieb, J. Civis y T. Bardaji Oscilaciones eustáticas e implicaciones climáticas en el tránsito Neógeno-Cuaternario en la isla de Sal (archipiélago de Cabo Verde).....	71

J. Delgado Iglesias Aprovechamiento didáctico del Terciario en una sección transversal de la cuenca del Duero	75
O. Falivene, L. Cabrera y A. Sáez Reconstrucción geostadística de facies en un abanico aluvial dominado por aportes lutíticos (Cuenca cenozoica de As Pontes, A Coruña). Predicción de la distribución de acuíferos en cuerpos arenosos	79
J. F. Fonollá Ocete y M^a T. Fernández Marrón Palinología de arcillas carbonosas del Aragoniense de la zona de Orera (Cuenca de Calatayud)	83
E. X. M. García, A. Rico-García, D. Arceredillo, J. Civis, M. Abad y F. Ruiz Estudio paleontológico (ictiofauna, malacofauna y foraminíferos) de dos secciones de Niebla (Huelva), Neógeno de la cuenca del Guadalquivir	87
F. García-García, J. M. Soria, J. Fernández y C. Viseras Ritmicidad de alta frecuencia en una plataforma mixta de alta energía tipo rampa (Tortonense Superior, Cuenca de Guadix, Cordillera Bética).....	91
J. García-Talegón, R. Hinojal, A. C. Iñigo, G. Alonso Gavilán, E. Molina y S. Vicente-Tavera El sistema poroso de las areniscas y microconglomerados silicificados de Zamora tras la alteración experimental por hielo/deshielo.....	95
J. J. González, I. Armenteros, P. Huerta y A. Corrochano Sedimentología y evolución de la toba de la Peña del Manto, río Henar (Deza-Soria).....	101
O. Guerrero, R. Rivas Carballo y A. Corrochano Aportación al conocimiento palinológico del Mioceno del Flanco Norte de los Andes venezolanos	107
A. Herrero Influencia de la tectónica en el paleodrenaje de la sedimentación fluvial miocena al sureste de la provincia de León.....	111
A. Herrero y A. Pineda Sedimentación fluvio-deltaica en el Mioceno medio-superior en las proximidades de Villabrágima (Valladolid)	115
P. Huerta e I. Armenteros Estratigrafía secuencial del Paleógeno de la cuenca de Almazán.....	121
P. Huerta, I. Armenteros, I. Canitrot y C. Recio Variación isotópica desde ambientes de llanura lutítico-evaporítica a lago salino efímero (Fm Bordialba, Paleógeno de la cuenca de Almazán).....	125
E. Iriarte, A. Badiola, A. Berreteaga y M. A. Cuesta Sedimentología y datos preliminares sobre la diagénesis de los niveles con fósiles de vertebrados de Huérmeces del Cerro y Viana de Jadraque (Cuenca del Tajo, Guadalajara).....	131
J. C. Larrasoaña, X. Murelaga y M. Garcés Magnetoestratigrafía de las sucesiones continentales Miocenas aflorantes en las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la cuenca del Ebro)	137
M. López-Blanco, M. Garcés, X. Barberà y L. Cabrera Magnetoestratigrafía de la sección de Vilanova de Prades y su implicación en la datación de las estructuras de las cadenas costeras catalanas (Paleógeno, margen SE de la Cuenca del Ebro)	141
J. Luengo, F. Nozal, M. Montes y F. López Olmedo Estratigrafía de los depósitos cenozoicos al sur del anticlinal de Honrubia-Pradales (Cuenca del Duero)	145
A. Luzón, M. J. Mayayo, A. Yuste y B. Bauluz Estudio isotópico preliminar de los carbonatos de la unidad lacustre Calizas de Torrente de Cinca (Cuenca del Ebro, NE España).....	149

A. Luzón, A. Yuste y B. Bauluz Evidencias petrográficas y geoquímicas sobre la procedencia de las areniscas de la Formación Sariñena (sector septentrional de la Cuenca del Ebro, España).....	153
F. Martín-González Rasgos tectónicos y deformación de las cuencas terciarias de O Barco de Valdeorras, Quiroga y El Bierzo (Noroeste del Macizo Ibérico)	157
F. Martín-González Rasgos tectónicos y deformación de las cuencas terciarias de Sarria y Monforte de Lemos (Noroeste del Macizo Ibérico).....	161
M. Montes, B. Beamud, M. Garcés y J. P. Calvo Magnetoestratigrafía de la Cuenca de Madrid (Aragoniense-Vallesiense): datos preliminares.....	165
M. Montes, B. Beamud, M. Garcés, F. Nozal, F. López-Olmedo y J. Luengo Magnetoestratigrafía del sureste de la Cuenca del Duero (Aragoniense-Vallesiense): datos preliminares	171
C. A. Moreno Marín y G. Alonso Gavilán Estratigrafía del Neógeno en el sondeo profundo de Nava de Arévalo (Ávila), sur de la cuenca del Duero	177
M. Najarro, M. Montes y F. López Olmedo La Unidad Inferior e Intermedia de la Cuenca de Madrid en el valle de Henares (Provincia de Guadalajara): relaciones tectosedimentarias	181
J. Nespereira, M. Yenes y J. A. Blanco Las areniscas silicificadas del SO de la Cuenca del Duero: propiedades físicas, mecánicas y parámetros petrográficos.....	185
F. Nozal, M. Montes, F. López Olmedo y J. Luengo Los tres "páramos" del SE de la Cuenca del Duero y su cronoestratigrafía	189
A. Pineda, F. Nozal, M. Montes, F. López Olmedo y A. Martín-Serrano Mapa geológico de síntesis de la Cuenca del Duero	193
S. Pla, C. Viseras, A. Arribas y J. M. Soria Un esquema estratigráfico preliminar para los yacimientos de macrovertebrados del sector occidental de la Cuenca de Guadix-Baza (Cordillera Bética).....	197
J. P. Rodríguez-Aranda y M. E. Sanz-Montero Modelo sedimentario y paleogeográfico de un lago salino con presencia de bacterias endoevaporíticas. Mioceno de la Cuenca de Madrid	201
M. E. Sanz Montero, M. A. García del Cura y J. P. Rodríguez Aranda Facies dolomíticas de sistemas lacustres miocenos en las cuencas del Duero y de Madrid. Rasgos indicativos de su origen microbiano.....	205
F. J. Sierro, J. A. Flores, B. González-Mora, M. Pérez-Folgado, M. A. Bárcena, S. Berné y B. Dennielou Impacto del cambio climático en la plataforma del Golfo de León durante el Pleistoceno medio-superior. Una perspectiva desde el talud superior (Proyecto PROMESS 1)	209
M. Valle Hernández, M. R. Rivas Carballo y G. Alonso Gavilán Síntesis de la vegetación y clima durante el Mioceno en la cuenca del Duero	213
V. Vivar Provencio y M. Pozo Rodríguez Geoquímica de litofacies con minerales fibrosos de la arcilla en depósitos terciarios (Facies de las Cuestas-Caliza de los Páramos) del sector meridional de la Cuenca del Duero (Pecharromás, Segovia)	219



Presentación

El presente número 9 de la revista Geo-Temas ofrece un compendio de trabajos que muestran la panorámica de los estudios actuales sobre el Terciario. La mayoría de los ejemplos son españoles, pero también hay alguno foráneo. En ellos se recoge un amplio resumen de las exposiciones, orales o en forma de cartel, que se han presentado en el VI Congreso del Grupo Español del Terciario (VI CONGET), celebrado en Salamanca del 25 al 26 de Septiembre de 2006. El evento ha sido organizado por el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, la Sociedad Geológica de España y el Instituto Geológico y Minero de España, y ha contado con el patrocinio del Ministerio de Educación y Ciencia, del Instituto Geológico y Minero de España, y de Caja Duero, a quienes agradecemos su interés en subvencionar este encuentro entre estudiosos del Terciario. Los trabajos presentados corresponden a un conjunto variado de temas que en algunos casos son interdisciplinarios: Estratigrafía Regional, Magnetoestratigrafía, Análisis de Cuencas, Controles de la Sedimentación, Sedimentología y Modelos Sedimentarios, Paleontología (de vertebrados e invertebrados, y Palinología), Bioestratigrafía, Petrología Sedimentaria, Diagénesis, y otras disciplinas relacionadas (Geotecnia, Arqueología y Didáctica).

El Congreso ha sido realizado por la presentación de dos conferencias plenarias: "Deep Drilling in Tropical African Lakes: Some Limnogeological Lessons", impartida por el Dr. Michael R. Talbot (*Professor* del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Bergen, Noruega); y "Aportaciones del Instituto Geológico y Minero de España al conocimiento del Terciario Ibérico", a cargo del Profesor José Pedro Calvo Sorando (Catedrático del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid y actualmente Director General del Instituto Geológico y Minero de España).

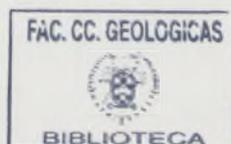
En este VI Congreso del Grupo Español del Terciario se ha continuado la serie de Geo-Guías iniciada en el VI Congreso Geológico de España del año 2004, celebrado en Zaragoza, y se ha mostrado un interés especial por ofrecer una puesta al día de aspectos y sectores representativos del Terciario de la Cuenca del Duero. El número 2 de Geo-Guías es fruto de este VI CONGET y reúne 4 itinerarios geológicos que abarcan un variado panorama de los rellenos paleógeno y neógeno en los sectores occidental (Excursiones 2 y 4), meridional (Excursión 1) y oriental (Cuenca de Almazán, Excursión 3) de la Cuenca.

El VI Congreso del Grupo Español del Terciario tiene lugar a continuación del cambio experimentado en la Escala del Tiempo Geológico (*International Stratigraphic Chart*, F. M. Grandstein *et al.*, 2004), por el cual la *International Commission on Stratigraphy* ha propuesto la desaparición de las divisiones del Terciario y del Cuaternario, y el Pleistoceno y el Holoceno han pasado a integrarse en el Periodo Neógeno de la Era Cenozoica. Los términos del Terciario y Cuaternario, a pesar de la imprecisión de sus límites, estaban muy arraigados en la comunidad científica, por lo que cabe suponer las dificultades que tendrá el nuevo uso del Neógeno. En nuestra opinión, sólo el empleo que se haga en el futuro de esos nombres marcará la línea a seguir.

No podemos concluir esta presentación sin hacer mención de la 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, celebrada en Salamanca en Junio de 1979, porque significó el antecedente sobre el que se asentó la creación del Grupo Español del Terciario, y de alguna manera este VI CONGET cierra un ciclo en la existencia del Grupo. Aquella Reunión fue presidida por la Profesora Inmaculada Corrales Zarauza, entonces Catedrática de Estratigrafía y Geología Histórica en la Universidad de Salamanca, a quien desde aquí queremos rendirle un modesto homenaje, y expresarle nuestro agradecimiento por su iniciativa y entusiasmo en impulsar los estudios sobre el Terciario de la Cuenca del Duero en la década de los años 70. Esta etapa marcó un hito en el estudio de esta Cuenca con la realización de nuevos trabajos (Tesis y Trabajos de Grado) que coincidieron con la confección de hojas piloto del Plan MAGNA, y con la cartografía de una transversal N-S de la Cuenca. Gracias Inmaculada.

Queremos agradecer a los autores su interés, esfuerzo, colaboración y presencia en este encuentro salmantino, así como el empeño de los miembros de los Comités Científico y Editorial en la puesta a punto de los trabajos definitivos, hechos que han contribuido a cumplir los objetivos del Congreso. Finalmente, es de justicia expresar nuestro reconocimiento a todos los colaboradores del Comité Organizador y a la Fundación de la Universidad de Salamanca por su magnífica labor y el apoyo prestados en todo momento de la preparación del Congreso y durante su celebración.

EL COMITÉ ORGANIZADOR



Geo-Temas 9, 2006

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
DEPARTMENT OF CHEMISTRY

PH.D. THESIS

BY

DR. [Name]

IN

THE

PH.D. PROGRAM

OF

THE

UNIVERSITY OF CHICAGO

CHICAGO, ILLINOIS

19[Year]

PH.D. THESIS

BY

DR. [Name]

IN

THE

Datos mineralógicos preliminares sobre las glauconitas tortonienses de la cuenca del Guadalquivir (Sur de España)

M. Abad¹, F. Ruiz¹, J. G. Pendón², M. L. González-Regalado¹, N. López-González², M. I. Prudêncio³,
M. I. Dias³ y C. Barba²

1 Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus Universitario El Carmen, 21071 Huelva. manuel.abad@dgyp.uhu.es

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

3 Instituto Tecnológico e Nuclear, EN 10, 2686-953 Sacavém, Portugal

ABSTRACT

The mineralogical characteristics analyzed by X-Ray diffraction in the glauconite pellets of a tortonian condensed sections outcropping at the passive margin of the Guadalquivir Basin have allowed inferring the existence of an evolved glauconite. The time necessary to the formation of these glauconite grains (6-8% K⁺) oscillates between > 10⁴ and < 5x10⁵ years. These data are according to previous works about these same condensed sections. The slight differences found between glauconites can be related to different basin depths, type of substratum or the other paleoceanographic factors.

Key words: glauconite, condensed section, Tortonian, Guadalquivir Basin, SW Spain.

INTRODUCCIÓN

El mineral de la glauconita típicamente aparece en depósitos sedimentarios como *pellets* o granos de color verde, de morfología elipsoidal, con tamaño de grano arena y apariencia terrosa o brillante. Tradicionalmente, este mineral ha sido considerado como uno de los indicadores más fiables de tasas de sedimentación bajas en medios marinos, y su presencia está asociada a máximos transgresivos y niveles condensados dentro de los ciclos de variación del nivel del mar. La mayor parte de los autores coinciden en que su génesis tiene lugar en la zona de halmirólisis, en la interfase sedimento-agua, durante etapas de baja tasa de sedimentación y aporte terrígeno (hambruna sedimentaria), asociada a microambientes confinados que proveen condiciones reductoras. Desde un punto de vista estrictamente mineralógico, la glauconita se define como una mica dioctédrica, rica en hierro y potasio que presenta una composición muy similar a la biotita y una estructura parecida a la illita, diferenciándose de esta por su mayor contenido en hierro.

Durante su proceso de formación y evolución (o maduración), la glauconita experimenta cambios en la configuración de su estructura cristalográfica y en su composición química, principalmente relacionadas con la incorporación y pérdida de cationes en su estructura. Durante las primeras etapas del proceso, la glauconita juvenil presenta una estructura interna desorganizada, muy similar a la descrita en las esmectitas, tomando el nombre de esmectita glauconítica. Progresivamente, la glauconita incorporará más Fe³⁺ y K⁺ a su estructura interna, adquiriendo una configuración interna mucho más organizada y compleja, hasta alcanzar la estructura de una

mica glauconítica cuando alcanza una fase madura o muy evolucionada. En este sentido, numerosos autores (p.ej.: Odin y Matter, 1981; Amorosi, 1997) han realizado trabajos en los que se relacionan la estructura y composición de las glauconitas –y por tanto su grado de evolución– con su patrón de difracción de Rayos-X. El objetivo de este estudio es el análisis mineralógico de la glauconita contenida en un nivel condensado tortoniense que aflora extensamente a lo largo del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. Su estudio y caracterización constituyen una buena herramienta para la profundización en el conocimiento de los factores que condicionaron la formación y evolución de esta sección condensada. Estos nuevos datos, a su vez, complementarán los numerosos estudios multidisciplinarios (Galán *et al.*, 1989), o de índole microfaunístico (Ruiz *et al.*, 2005), geoquímicos y sedimentológicos (Abad *et al.*, 2005) llevados a cabo en estas mismas facies. Todos los autores previos coinciden en la formación de esta glauconita *in situ* (o glauconita intrasecuencial) en un medio marino de profundidad > 100 m y a partir de un substrato formado por foraminíferos y pellets fecales.

LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza en el margen pasivo y Norte de la Cuenca del Guadalquivir, concretamente en dos afloramientos situados en su sector occidental, en Huelva, (Niebla, Sección A), y central, en Sevilla (Villanueva del Río Minas, Sección B) (Fig. 1). En estos puntos aflora un nivel de arenas y/o limos ricos en glauconita y fósiles que separan el Complejo Basal Transgresivo (CBT) de la Fm Arcillas de Gibraleón. El Complejo Basal Transgresivo (Tortoniense)

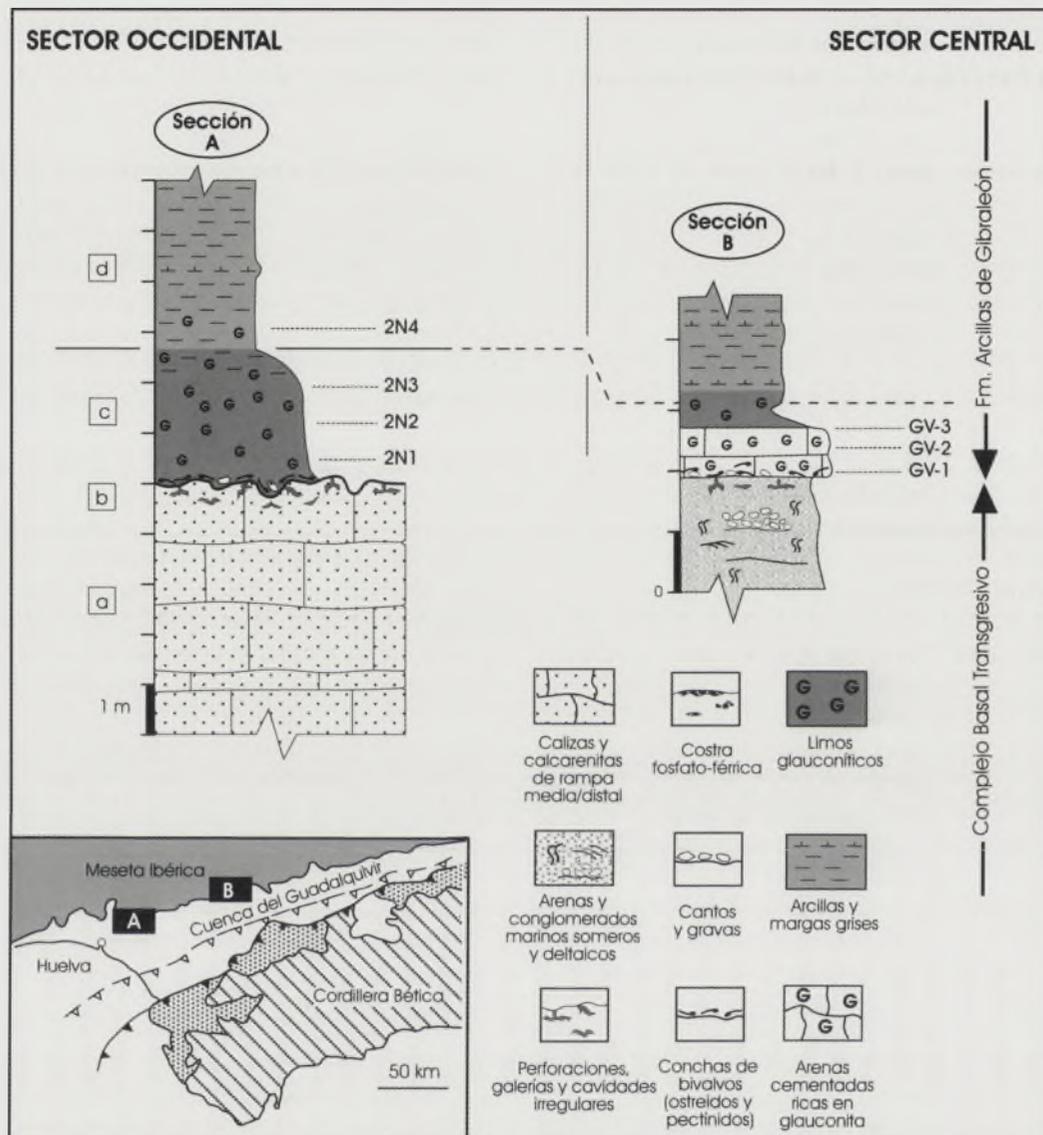


FIGURA 1. Localización geográfica del área de estudio, secciones analizadas y situación de las muestras.

(Abad, 2002), localmente conocido como Fm Calcarenita de Niebla (Civis *et al.*, 1987) o Fm Niebla (Baceta y Pendón, 1999), está constituido tanto por arenas y conglomerados deltaicos como por calcarenitas y calizas bioclásticas marinas, según el sector considerado. La Fm Arcillas de Gibraltor (Civis *et al.*, 1987) (Tortonense superior-Plioceno inferior) es una serie muy potente y monótona de margas y arcillas marinas profundas suprayacentes al CBT, que constituyen la mayor parte de la serie neógena en la Cuenca. Se ha interpretado que un nivel condensado formado por limos y arenas con glauconita marca el tránsito de la Unidad Transgresiva tortoniense (CBT, Pendón *et al.*, 2004), al Cortejo del Nivel del Mar Alto (Fm. Arcillas de Gibraltor) dentro de una Secuencia Depositional (o Secuencia B) definida por Sierro *et al.* (1990). Estos mismo autores sugieren que este depósito constituye la sección condensada correspondiente al máximo transgresivo del Ciclo 3.2 de Haq *et al.* (1987) que tuvo lugar durante el Tortonense superior.

En la Sección A (Fig. 1) el nivel condensado consiste en un intervalo de 2,5 m de potencia formado por limos y arcillas beige masivos, que ocasionalmente presentan una tenue laminación horizontal. Contienen abundante microfauna (a veces fosfatizada), pellets -ovoidales y capsulares- y altos porcentajes de glauconita (20-50%). El contacto con las calcarenitas infrayacentes, de naturaleza neta e irregular, aparece tapizado por valvas dispersas de ostreidos y pectínidos y por cantos de cuarzo y clastos calcáreos de escala centimétrica. El contenido fosilífero observado dentro del nivel condensado es muy diverso, destacando los dientes de seláceos (*Isurus hastalis*, *Carcharias cuspidata*, *Squatina* sp.) y de osteictios, otolitos, restos óseos de vertebrados marinos, pinzas de crustáceos decápodos, restos de plantas y algunos ejemplares aislados de los bivalvos *Amussium cristatum* y *Neopycnodonte cohlear*.

El nivel condensado en la Sección B (Fig. 1) está formado por unos 90 cm. de arenas ricas en glauconitas (< 20%) y

restos fósiles. La superficie aparece tapizada por multitud de cantos de cuarzo y pizarras derivados del zócalo paleozoico. La presencia de numerosas valvas de bivalvos (sobre todo de ostreidos) y restos de balánidos también son frecuentes. Hacia techo se produce una disminución progresiva del tamaño de grano de las arenas y desaparecen los cantos y la macrofauna, haciéndose más abundantes los foraminíferos, las radiolas de equinodermos, los otolitos y los *pellets*. Al igual que en la Sección A, los foraminíferos pueden aparecer parcialmente fosfatizados y son numerosos los dientes de seláceos y osteictios, los otolitos y los restos de crustáceos.

En ambas secciones se pasa rápidamente a las margas y arcillas grises de la Fm Arcillas de Gibrleón. Este tránsito viene dado por la desaparición de los granos de glauconita, un incremento en la proporción de microfauna y un descenso en el tamaño de grano dominante.

MATERIAL Y MÉTODOS

En total se recogieron 7 muestras de sedimentos en ambas secciones (Fig. 1). La composición mineralógica global se determinó mediante difracción de Rayos-X (método de polvo total) con un equipo D8 Advance X-Ray Diffractometer (Bruker Axs) en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva. Todas las muestras fueron tratadas con CALGÓNTM y

pirofosfato cálcico para su disgregación, lavadas y secadas en horno a temperatura constante de 60° C. La proporción relativa de las distintas fases cristalinas se realizó a partir de la medida del área de picos en muestras no tratadas según los poderes reflectantes de los distintos minerales. La caracterización mineralógica y estadio evolutivo de la glauconita se estudió mediante técnicas de polvo total y agregados orientados sin tratar, solvatados con etilenglicol o tratados térmicamente (fracción < 2 µm). Previamente, las muestras de glauconita fueron purificadas y separadas por fracciones granulométricas (63-125 µm, 125-250 µm, >250 µm) mediante un separador magnético isodinámico-Frantz en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Huelva.

ANÁLISIS DEL PATRÓN DE DIFRACCIÓN DE LA GLAUCONITA

Mediante el análisis del patrón de difracción de rayos X de la glauconita es posible deducir parcialmente el grado de evolución y sus condiciones de formación. Las muestras de glauconita purificada, analizadas mediante técnicas de polvo total, permiten distinguir los picos de reflexión característicos de la mica-glauconita (Odin y Matter, 1981). De esta forma, en las muestras de las Secciones A y B, muchas de las reflexiones asignadas por Odin y Matter (1981) para una glauconita evolucionada pueden observarse en el difracto-

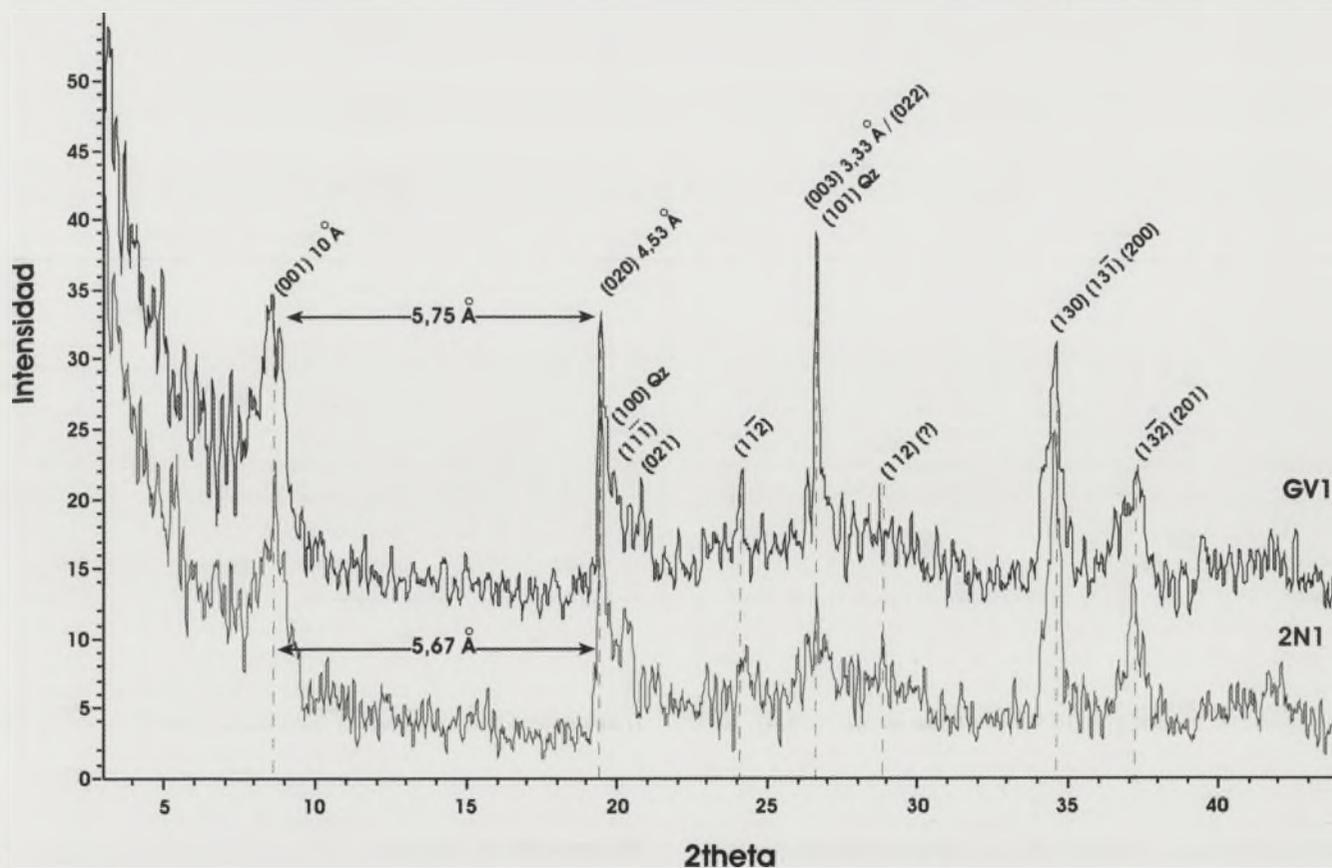


FIGURA 2. Difractograma de polvo total desorientado de glauconita purificada y pulverizada de las secciones A y B.

grama de polvo desorientado (Fig. 2). Las muestras presentan las reflexiones más características del mineral, que son (001), (020) y (003) (Bayliss *et al.*, 1986), además de las reflexiones (022), (11 $\bar{2}$), (112), (130+13 $\bar{1}$ +200) y (132+201), presentándose el resto de picos mal definidos o ausentes. En este difractograma, las reflexiones de 10,22-10,30 Å (001), 4,53 Å (020) y 3,33 Å (003) están bien desarrolladas (picos agudos y simétricos), mientras que los picos en 11 $\bar{2}$ y 112 se encuentran mal definidos y poseen una intensidad muy baja en comparación al pico 003.

El patrón descrito se ha interpretado por varios autores como característico de glauconitas maduras, con una estructura interna más o menos organizada y con contenidos en K⁺ cercanos al 7% (Odin y Matter, 1981; Lee *et al.*, 2002). La ausencia del pico (002) denota el elevado contenido en Fe en posiciones octaédricas (Fernández-Caliani, com. pers.). Por otro lado, la corta distancia *d* entre los picos 001 –de posición variable dependiendo del grado de evolución de la glauconita– y 020 –de posición invariable–, se cuantifica en 5,75 Å (muestra GV1) y 5,67 Å (muestra 2N1), lo que indica una importante incorporación de K⁺ a la estructura del mineral en ambos casos. Además, tanto el

patrón del difractograma, como el grado de desarrollo y posición del pico de la reflexión basal (001) –por encima de los 10 Å– revelan grados de evolución muy similares para las dos muestras. Sólo en el difractograma de la Sección B (muestra GV1) se ha reconocido la presencia de un posible sustrato residual mediante la alta intensidad del pico (003), que podría indicar la presencia de trazas de cuarzo en la glauconita. Por el contrario, en la muestra de la Sección A no se ha detectado la aparición de otros minerales distintos a la glauconita. Esta circunstancia se explica a través de un proceso menos avanzado de glauconitización, un mayor porcentaje de pellets fecales como sustrato de origen o, simplemente, un sustrato inicial detrítico con mayor porcentaje de sedimentos siliciclásticos.

La figura 3 muestra como los agregados orientados de la glauconita tratada térmicamente de las secciones A y B experimenta un claro incremento de la intensidad y cristalinidad del pico (001) una vez calentada hasta 550 °C. Esto podría sugerir la presencia de algunas capas expandibles interstratificadas en la estructura de la glauconita (Amreh *et al.*, 1998). De la misma forma, un tenue colapso, disminución de intensidad y fraccionamiento del pico (001) en la

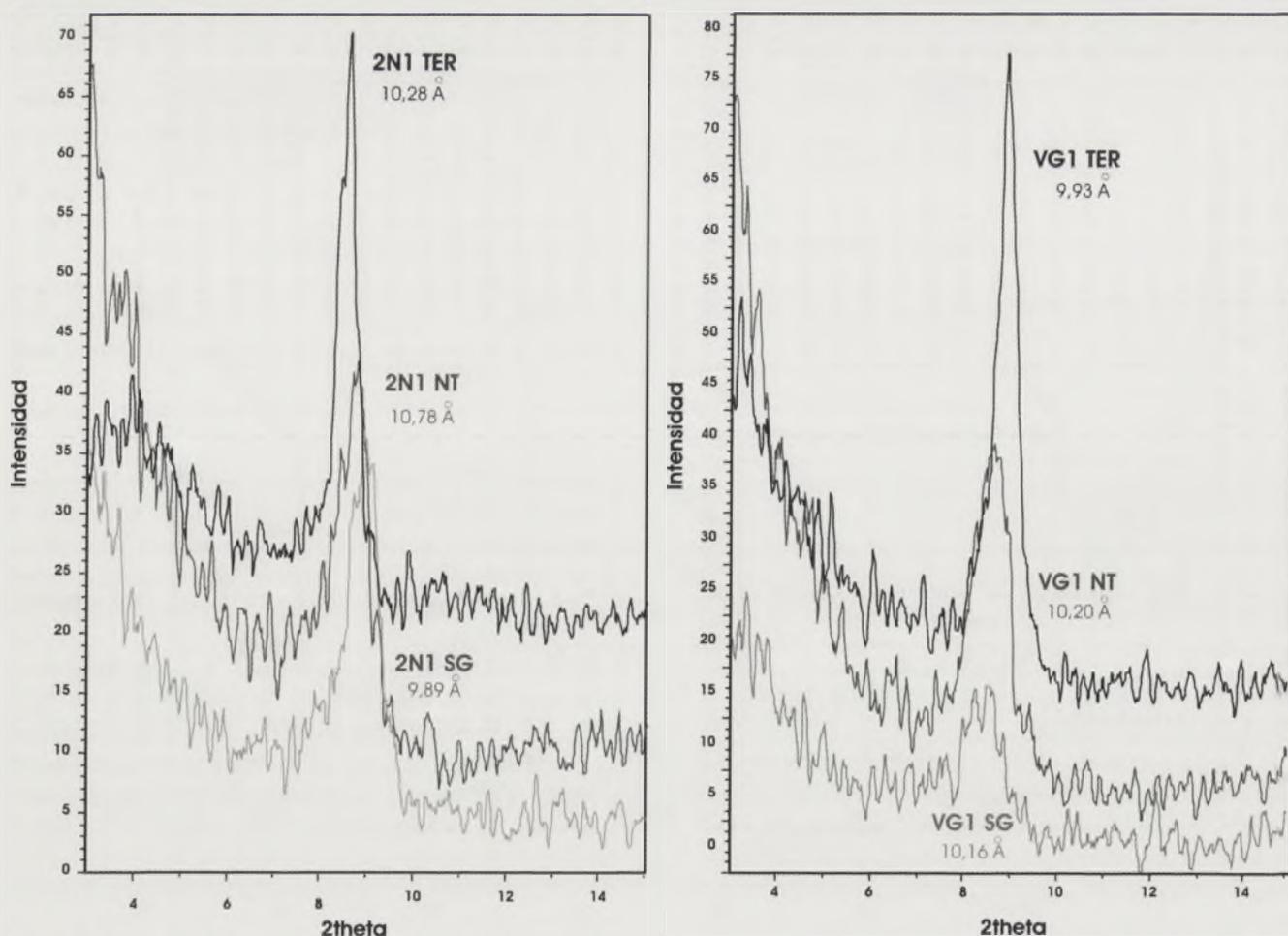


FIGURA 3. Difractograma tipo de agregado orientado de la glauconita purificada (fracción 63-125 μm) de la muestra 2N1 (sección A) y CV1 (Sección B). TER, Muestras tratadas térmicamente. SG, Muestras solvatadas con etilenglicol.

muestra GV-1 (Sección B) solvatada con etilenglicol refuerza la hipótesis de la existencia de interestratificados expandibles y no expandibles en la estructura de la glauconita (Thompson y Coger, 1975). En los dos casos estudiados, se puede proponer la presencia de una glauconita evolucionada, que presenta una estructura interna más o menos organizada y definida, muy rica en Fe y en la que altas proporciones de K⁺ ocupan posiciones interlaminares. Tal y como se apunta en el difractograma de polvo desorientado, la glauconita de Villanueva del Río y Minas, una vez más, muestra evidencias de una menor madurez. Las glauconitas con estructuras que contienen un componente expandible han sido definidas como esmectitas glauconíticas interestratificadas (Odom, 1984).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La glauconita analizada en la Cuenca del Guadalquivir presenta partes de un componente expandible en su estructura, probablemente desarrollado durante las etapas iniciales de formación —en la que presentaba una organización similar a la de las esmectitas—, coherente con la existencia de una glauconita evolucionada. El tiempo que se considera necesario para que se forme un grano de glauconita evolucionado (6-8% en K) es $> 10^4$ años y $< 5 \times 10^5$ (Odin y Letolle, 1980, Odin, y Matter, 1981), lo que indica tiempos de exposición muy prolongados en la interfase sedimento-agua y, por tanto, condiciones de condensación marina en el fondo oceánico. Las tenues diferencias detectadas entre secciones pueden explicarse mediante las distintas condiciones ambientales (p.e. profundidad, tiempo de exposición en interfase sedimento-agua) y naturaleza del sustrato que dio lugar a la formación de la glauconita. En este sentido, Odin Matter (1981) afirman que un sustrato inicial carbonatado es más rápido y favorable para el proceso de glauconitización que, por ejemplo, un sustrato silíceo, más resistente a la alteración. De esta forma, la glauconitización de sustratos silicatados será más lenta e incompleta. Por otro lado, la respuesta diferencial en varias zonas de una misma cuenca ante cambios en las condiciones ambientales (Eh, pH, abundancia de hierro, subsidencia, etc.) pueden conllevar diferencias significativas laterales tanto en la cantidad como en las propiedades físico-químicas de la glauconita, como se ha documentado en las unidades miocenas de la Cuenca de Venecia (Italia) o en el Cenomaniense de la Cuenca de París (Francia) (Amorosi, 1997).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por una beca FPU del Ministerio de Educación y Ciencias de España, por Plan

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

REFERENCIAS

- Abad, M., Pendón, J.G., Ruiz, F., González-Regalado, M.L. y Tosquella, J. (2005): Los niveles condensados tortonienses en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: caracterización e implicaciones geológicas. *Geo-Temas*, 8: 21-25.
- Amorosi, A. (1997): Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109: 135-153.
- Baceta, J.I. y Pendón, J.G. (1999): Estratigrafía y arquitectura de facies de la Fm Niebla, Neógeno superior, Sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12: 419-438.
- Bayliss, P., Erd, D.C., Mrose, M.E., Sabina, A.P. y Smith, D.K. (1986): *Mineral Powder Diffraction File: Data Book*. International Centre for Diffraction Data, Pennsylvania, 1396 p.
- Civis, J., Sierro, F. J., González-Delgado, J. A., Flores, J. A., Andres, I., Porta, J. y Valle, M.F. (1987): *Paleontología del Neógeno de Huelva*, Universidad de Salamanca, 9-21.
- Galán, E., González, I., Mayoral, E y Vázquez, M.A. (1989): Caracterización y origen de la facies glauconíticas de la Cuenca del Guadalquivir. *Estudios Geológicos*, 45: 169-175.
- Haq, B., Hardenbol, J. y Vail, P.R (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to Present). *Science*, 235: 1156-1167.
- Lee, C.H., Choi, S.W. y Suh, M. (2002): High iron glauconite from the continental shelf of the Yellow Sea off the southwestern Korean Peninsula. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20: 507-515.
- Odin, G.S., y Matter, A. (1981): De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28: 611-641.
- Odom, I.E. (1984): Glauconite and celadonite minerals. En: Micas (S.W. Bailey, coord.). *Reviews in Mineralogy*, 13, Chelsea, Michigan, Bookcraft Inc: 545-571.
- Ruiz, F., Abad, M., Pendón, J.G., González-Regalado, M.L., De La Rosa, J. y Tosquella, J. (2005): los ostrácodos del horizonte glauconítico inferior de la Formación "Arcillas de Gibraleón" (Depresión del Guadalquivir, SO España). *Geogaceta*, 37: 215-218.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Dabrio, C.J. y Civis, J. (1990): The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Paleontología i Evolució*, Mem. Spec., 2: 209-250.



Paleodrenaje del sistema fluvial de Villamayor: análisis de las paleocorrientes y dispersión de sedimentos (Areniscas de Villamayor, Eoceno medio, Salamanca)

G. Alonso-Gavilán¹, J. García Talegón^{1,2}, H. Herrero Fernández³ y A. Herrero⁴

1 Dpto. Geología, Univ. Salamanca, plaza de los Caídos s/n, 37008 Salamanca. gavilan@usal.es

2 Unidad Asociada Química del Estado Sólido, IRNA (CSIC)/USAL. talegon@usal.es

3 Instituto de Ciencia de Materiales, CSIC, 41092 Isla de la Cartuja, Sevilla. quinto_ciceron@yahoo.es

4 Área de Geodinámica Externa, Fac. Ciencias Biológicas y Ambientales, Univ. León, Campus de Vegazana s/n, 24071 León. dimahh@unileon.es

ABSTRACT

The paleocurrent measurements in the different outcrops and quarries of Villamayor Sandstones (Cabrerizos Sandstones Fm, Middle Eocene), taken from: a) channel axis the bars growing downstream, and b) cross stratifications, and sedimentary corps due to overflowing events, allow to determine two systems. The projection and representation in a topographic map (scale 1/25.000), show one system with SW-NE direction, and other with SE-NW direction. The SW-NE system establish the main paleodrainage direction, which coincide with the guideline of the tilt of sloped blocks to the NE and tilted to the NW. The SE-NW system shows the growing direction of the sandy corps related to overflowing events and the oblique migration of the bars into the channels. The presence of the only N-S paleocurrent direction in the westward side of the map can be related to a small tributary of the main flow, or a different system or an evolution of the preceding one, if it counts the charge and the seemingly higher stratigraphic position. Generally, the paleodrainages maps locate the granitoid and metamorphic supply areas in the SW, and the sediments scatter happens on SW-NE direction.

Key words: paleocurrents, Villamayor Sandstones, Duero basin.

INTRODUCCIÓN

Las Areniscas de Villamayor tradicionalmente han sido utilizadas como roca de cantería y empleadas como piedra noble tanto en mampostería como en el tallado. Claro exponente son las catedrales y los monumentos históricos tanto civiles como religiosos de Salamanca.

Las canteras de las Areniscas se ubican en el término de Villamayor de la Armuña, a escasos kilómetros de la ciudad de Salamanca, y constituyen el área y localidad tipo de la unidad litoestratigráfica definida por Alonso-Gavilán (1981) como Litofacies de Villamayor.

La creciente expansión urbanística de la ciudad de Salamanca y la creación de áreas de ocio y recreo han hecho que exista una fuerte presión urbanística en torno a y dentro de la localidad de Villamayor de la Armuña en detrimento de la apertura de nuevas canteras de explotación, o bien ocultando o destruyendo las antiguas canteras históricas como sucede actualmente en el término de La Moral (Villamayor de la Armuña, Salamanca).

Por otro lado, los temas paleontológicos, estratigráficos, alteraciones, paleoalteraciones, diagénesis, etc., han sido abordados por distintos y variados autores como Alonso-Gavilán (1981), Alonso-Gavilán *et al.* (1989), Blanco *et al.* (1989),

Vicente (1983), García-Talegón *et al.* (2004) entre otros muchos. En estos trabajos se desvela la posición cronoestratigráfica y los procesos que crean la desestabilización del sistema termodinámico mineral de la roca y su consiguiente alteración, paleoalteración, la composición química y mineralógica de las Areniscas de Villamayor, composición de la roca madre, etc.

Las Areniscas de Villamayor ocupan una posición muy concreta en la columna general del Paleógeno del borde SO de la cuenca del Duero. Se integran en la Formación Areniscas de Cabrerizos y constituye una de las cuatro Litofacies en que se ha dividido ésta unidad. Estas cuatro Litofacies pasan lateralmente una a las otras y cualquiera de ellas puede hallarse discordante sobre la Formación Areniscas de Salamanca (Cretácico terminal-Paleoceno) y sobre ella se pone disconforme un conglomerado o fangos rojos (Mioceno).

Sin embargo, cuando se intenta establecer las direcciones de paleodrenaje del sistema fluvial trenzado que generó las Areniscas de Villamayor (Alonso-Gavilán, 1981 y 1983) se hace necesario un mapa de direcciones de paleocorrientes. Por ello, los objetivos del presente trabajo fueron, por un lado, confeccionar un mapa de paleocorrientes con el fin de delimitar, dentro de lo posible, la trayectoria y posición del sistema fluvial de Villamayor y, por otro, controlar la dispersión y posición areal de las Areniscas de Villamayor. Con ello se pretende

determinar el curso fluvial, la dirección de crecimiento de los cuerpos generados en el interior de los canales y las direcciones con más posibilidades de poder continuar la explotación de los bancos de areniscas ya que al fin de cuentas las barras formadas dentro de los canales son los estratos más idóneos para la explotación como Areniscas de Villamayor.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El área de estudio se sitúa dentro de la Península Ibérica (Fig. 1A), al suroeste de la comunidad de Castilla y León, en la hoja nº 478 del MTN de España a E/1:50.000 (Fig. 1B), en la margen derecha del río Tormes y ocupa parte de los términos municipales de Salamanca y Villamayor de la Armuña (Fig. 1C). La topografía se caracteriza por la ausencia de grandes relieves y escarpes, siendo la altura mínima de 760 m (cota aproximada del río Tormes) y la máxima de 864 m (Pizarrales).

El área de estudio se encuadra en el borde sur occidental de la cuenca del Duero (Fig. 2) y es la de mayor extensión de todas las cuencas cenozoicas de la Península Ibérica (Alonso Gavilán *et al.* 2004) con unos 50.000 Km² de superficie. Se trata de una cuenca continental, cuyo origen se inicia en el Cretácico y fue evolucionando a lo largo del Terciario. En general, la sedimentación en la cuenca del Duero estuvo condicionada por tres factores: tectónica, área madre y clima. La interacción de estos tres factores propició que en la cuenca

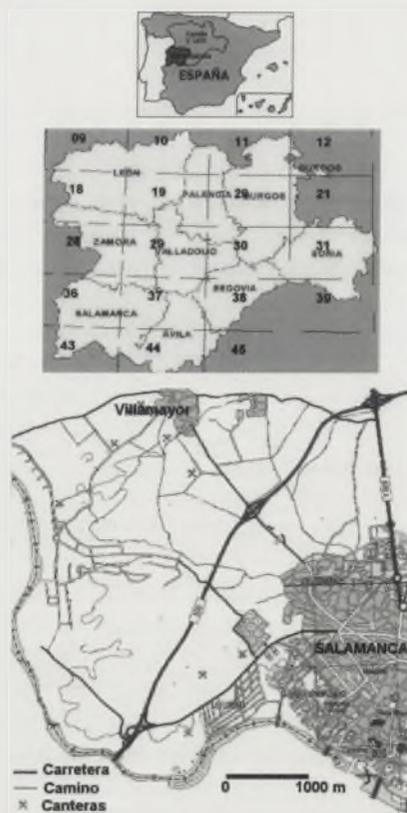


FIGURA 1. Localización de la zona de estudio en el contexto de la Península Ibérica (A), y de la Comunidad Autónoma de Castilla y León (B), y en la hoja 478 (Salamanca) del MTN de España 1:50.000.



FIGURA 2. Situación geológica del área de estudio (Alonso Gavilán, 1987).

de Duero se diesen contextos geodinámicos compresivos y distensivos con gradiente diferente en distintos sectores durante su relleno. Ello permitió diferenciar tres secuencias estratigráficas separadas por discontinuidades a escala de cuenca (Alonso Gavilán *et al.*, 2004), estando el área de estudio integrada en la segunda: secuencia eocena-oligocena.

El sector occidental y la parte sur de la cuenca del Duero, presentan una tectónica de "horst y grabens" provocada por fallas conjugadas con direcciones SO-NE y SE-NO. Esta estructura de bloques elevados y hundidos, en general basculados hacia el NO, jugaron a lo largo del tiempo y condicionaron la sedimentación en subcuencas (Alonso-Gavilán, 1981; Alonso-Gavilán, *et al.*, 2004). La litología de las áreas madres controla la madurez y composición de los sedimentos originados, subarcosas o arcosas, lo que denota que las áreas madres del sur y oeste son de naturaleza granítica y metasedimentaria con edades precámbrica y paleozoica.

Por otro lado, el movimiento de la Península Ibérica de una latitud próxima a 30° N a los 40° N durante el Cretácico, Paleógeno y Neógeno, se reflejó en un cambio en los elementos y factores del clima registrado en un cambio de clima desde el Cretácico terminal a la actualidad. Las características paleoambientales que se deducen de las faunas de quelonios y cocodrileos (Jiménez, 1974) y microflora (Rivas Carballo *et al.*, 1993) corrobora estos cambios de subtropical a cálido con estaciones marcadas. Todo ello condicionó el volumen de sedimentos que se aportó a la cuenca sedimentaria a partir de la disgregación de la roca original.

METODOLOGÍA Y TÉCNICAS DE TRABAJO

Para conseguir los objetivos propuestos se emplearon tanto las técnicas de campo como las de laboratorio haciendo hincapié en las primeras. A partir de la cartografía detallada, realizada a escala 1/25.000 se diferenciaron unidades litoestratigráficas paleógenas en el área de Villamayor y se definió la columna estratigráfica general de las Areniscas de Villamayor teniendo en cuenta los datos de campo y de los sondeos

depositados en la litoteca de la Junta de Castilla y León en Salamanca. Se realizaron las correlaciones correspondientes para determinar la geometría de los cuerpos sedimentarios y se midieron los valores de: direcciones de ejes de canales, crecimiento de los cuerpos y migración, estratificaciones cruzadas, laminaciones cruzadas, movimiento de los ripples, etc.

El número de medidas por afloramiento es diferente. En los ejes de canal y en secciones perpendiculares al crecimiento de *megaripples* se tomaron todas las posibles. En general oscilaron entre 2-5 mientras que en el caso de estratificaciones fueron 20-30 como mínimo. Los datos de paleocorrientes se trataron estadísticamente y se proyectaron en diagramas y plantillas.

En un principio la representación de los datos de paleocorrientes se hizo teniendo en cuenta su posición en la columna estratigráfica local de cada afloramiento e indicando el punto donde realizó la toma de muestras. Sin embargo como no fue posible establecer una clara relación de equivalencia entre afloramientos alejados y la posición concreta dentro de la columna estratigráfica general de las Areniscas de Villamayor, se optó por hacer la representación para todo el afloramiento. En la proyección de datos se diferenciaron las medidas de crecimiento de los cuerpos sedimentarios de las direcciones de canales, las estratificaciones cruzadas se hicieron en diagramas en rosa y se proyectó sólo el vector direccional. La proyección del eje del canal se relacionó con la dirección del afloramiento y así se pudo determinar la sección del canal que se estaba midiendo con el fin de poder definir la geometría de los cuerpos que rellenaban la depresión.

RESULTADOS

La representación de las direcciones de los canales (Fig. 3) en el mapa pone de manifiesto la presencia de una dirección dominante SO-NE coincidiendo con la dirección general del basculamiento de los bloques tectónicos que podría ser considerada como la pendiente sedimentaria del sistema fluvial (Alonso-Gavilán, 1981). El hecho de que se hallen alineadas a lo largo de esa dirección y que esta coincida con la vaguada actual se debe a la posible presencia de una fractura que levanta el bloque izquierdo dado que la unidad presenta un buzamiento inferior a 12° NO. Este valor de buzamiento permite no hacer las correcciones oportunas aunque si se aprecia un cambio en el espesor de los depósitos de unos puntos a otros y desaparición de estratos en el subsuelo.

La dirección casi N-S está restringida al este del área de estudio. Se puede constatar que está situada estratigráficamente más alta que el resto de los depósitos (Fig. 3). Las características estratigráficas indican que éstos depósitos forman parte de unas areniscas de grano más grueso, gris blanco y con menor contenido en arcilla, dura y compacta y, a veces con coloración rojiza. Es posible que pertenezca no a la Litofacies de Villamayor sino a otro sistema fluvial de arenas que se desarrolla a techo de las Areniscas de Villamayor. Otra posibilidad es que forme parte de un pequeño sistema fluvial anejo en el tiempo al que formó las Areniscas de Villamayor.

La representación de las estratificaciones cruzadas y crecimiento de las formas del lecho (Fig. 4) pone de manifies-

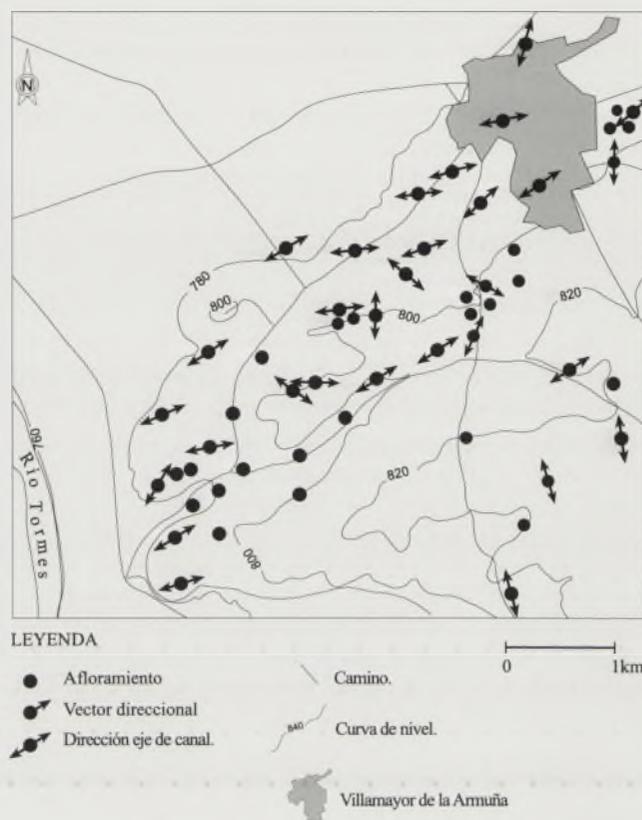


FIGURA 3. Mapa de paleocorrientes representando las direcciones de los ejes de los canales.

to que el movimiento aguas bajo de los cuerpos sedimentarios se realizó en dirección SO-NE coincidiendo con la dirección principal mientras que el sistema de paleocorrientes perpendicular indicaría el crecimiento de cuerpos arenosos durante los desbordamientos.

Las Areniscas de Villamayor representan los depósitos de canales activos, *megaripples* apilados en el tiempo dentro de los cauces. El rango de dispersión de las paleocorrientes, no superior a los 90° , indica una movilidad de los *megaripples* dentro del cauce como formas del lecho creando barras de tipo transversal, a veces, con morfología romboidal o en diamante. El arco de dispersión y la presencia de pequeños surcos rompiendo estas formas del lecho indican que las barras fueron cortadas y su morfología fue modificada. El desarrollo de depósitos de llanura de limos arenosos con bioturbación y con transición de litologías indican caídas del flujo y periodos de exposición aérea.

Las características de depósitos de canal abandonado se caracterizan por mostrar todo el cortejo de rasgos que permiten definirlos como paleosuelos calcimorfos y su apilamiento en la vertical colmata la depresión del antiguo cauce abandonado (Alonso-Gavilán *et al.*, 1989). Son limos arcillosos, y areniscas de grano muy fino arcillosas con colores ocres claro, muy bioturbadas localmente y muy decoloradas.

La relación entre la dirección del canal, el surco y el corte del afloramiento parece indicar que las secciones que

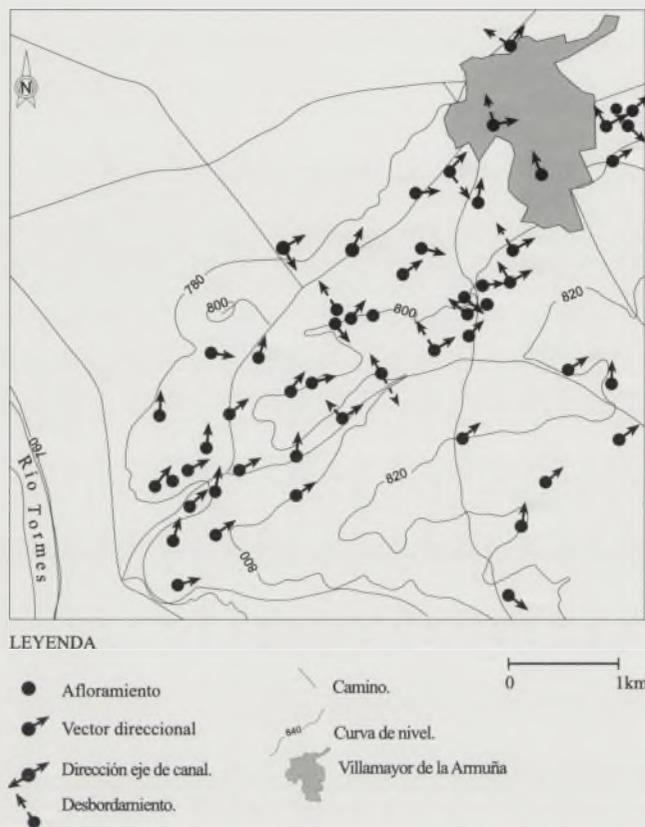


FIGURA 4. Mapa de paleocorrientes representando los vectores direccionales y de los desbordamientos.

se están analizando son casi siempre transversales al eje del canal (morfología cóncava), aunque también se encuentran secciones asimétricas (oblicuas). En el primer caso se observa un relleno desde uno de los bordes y el crecimiento de los cuerpos de areniscas casi perpendicular a la dirección SO-NE compartiendo espacio con un apilamiento de *megaripples*. Cuando la morfología es oblicua se observa que los cuerpos de areniscas muestran geometría casi en cuña y mayor continuidad lateral lo que dificulta la precisión en la interpretación de la dirección.

CONCLUSIONES

El sistema fluvial de Villamayor drenaba un área madre granitoide y metamórfica ubicada la SO y fluía hacia el NE. La dispersión de las paleocorrientes indica un sistema de tipo trenzado con movilidad de canales dentro de los cuales se formaban barras que podían emerger en periodos de estiaje. Las direcciones de los vectores muestran un marcado arco de dispersión inferior a 90° lo que indica un alto grado de fiabilidad de la unidireccionalidad de la corriente hacia el NE y el carácter trenzado de la red.

El relleno de los canales abandonados se realizó a partir de los sedimentos aportados en las inundaciones. Éstas tenían un carácter esporádico ya que entre una y otra los depósitos fueron parcialmente transformados como demuestra la presencia de paleosuelos superpuestos.

La intersección entre los diferentes valores de las medidas, estructuras, crecimiento de las formas y su relación con los cortes en los afloramientos indica que la sedimentación se realizó más en el interior de los canales (barras transversales, diagonales, incluso a veces, llanuras de arena) que en la formación de barras laterales.

Por último, los depósitos de las Areniscas de Villamayor empleados como roca industrial con mejores cualidades son los formados dentro del canal activo (*megaripples* y barras) frente a los de fondo de canal y de llanura de inundación.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos de CGL2004-07066-CO2-01/BTE y CGL2004-07066-CO2-02/BTE.

REFERENCIAS

- Alonso Gavilán, G. (1981): Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la cuenca del Duero (provincia de Salamanca). *Resúmenes de Tesis de la Facultad de Ciencias*, Univ. de Salamanca, 60 p.
- Alonso Gavilán, G. (1983): Sedimentología de las Areniscas de Villamayor. *Studia Geologica Salamantica*, XIX: 7-20.
- Alonso Gavilán, G., Blanco, J. A., Sánchez Macías, S., Fernández Macarro, B. y Santisteban Navarro, J. I. (1989): Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las Areniscas de Villamayor (Salamanca). *Studia Geologica Salamantica*, Vol. Esp. 5: 187-207.
- Alonso Gavilán, G.; Armenteros, I., Carballeira, J., Corochano, A.; Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004): Cuenca el Duero. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Blanco, J.A., Alonso-Gavilán, G., Fernández Macarro, B. y Sánchez Macías, S., (1989): Alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villamayor. *Studia Geologica Salamantica*, Vol. Esp. 5, 209-222.
- García Talegón, J., Alonso-Gavilán, G., Herrero Fernández, H., y Vivente-Tavera, S. Iñigo, A.C. (2004): Stability and durability of the Villamayor Sandstone (Salamanca, Spain): Stratigraphic and petrophysical characterization. *Proceedings 32nd International Geological Congress*, Florence, CD (part 1), 674.
- Hernández Méndez, J. y colaboradores, (1984): *Alteraciones de las Areniscas de Villamayor: causas y soluciones*. En: Estudios sobre alteraciones y tratamiento de la piedra de Villamayor. Publ. Caja de Ahorros de Salamanca, 170-314.
- Molina, E; García Talegón, J. y Vicente, M.A. (1997): Palaeoweathering profiles develop on the Iberian Hercynian Basement and their relationship to the oldest Tertiary surface in central and western Spain. *Geological Society, Spec. Pub.*, 17., 120: 175-185.
- Vicente, M.A. (1983): Clay mineralogy as the key factor in weathering of "Arenisca Dorada" (Golden Sandstone) of Salamanca, Spain. *Clay Mineral*, 18: 215-217.

Sedimentology of the distal fan and lake deposits of the Tianshui-Qinan Basin (Central China): evidences against a possible eolian origin

A. M. Alonso-Zarza¹, J. Li^{2,3}, Z. Zhao³, Ch. Song², J. Zhang², X. Wang² and Y. Zhang²

¹ Depto. Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid. alonsoza@geo.ucm.es

² Key Laboratory of Western China's Environmental Systems (Ministry of Education) y College of Earth and Environment Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, 730000 China.

³ College of Geography, Nanjing Normal University, Nanjing, 210097 China.

ABSTRACT

In this paper we analyze two sections within the Tianshui-Qinan Basin, a closed basin in Central China. The deposits are Miocene and Pliocene in age and in recent times they have been considered as loess. The preliminary sedimentological study indicates a closed lacustrine basin, with a very flat topography in the inner parts. Periodical desiccation and subaerial exposure periods of both mudflats and shallow lakes caused important reworking of the sediments. The lake margins were ramp-like with different energy levels. Low energy lake margins are represented by marls, intraclastic and palustrine limestones, whereas higher energetic levels are indicated by rippled sands and silts.

Key words: Tertiary, Central China, Tianshui-Qinan Basin, alluvial fan, lake deposits, calcretes.

INTRODUCTION

The Tianshui-Qinan Basin, is a closed basin in Central China (Fig. 1) that contains a thick sequence of Miocene and some Pliocene deposits, some of them interpreted as loess (Guo *et al.*, 2002). This interpretation is based mostly on the grain size as well as many geochemical indicators (Guo *et al.*, 2002; Liu *et al.*, 2006). However, till now no detailed sedimentological study was carried on these deposits. The aim of this paper is to analyze the deposits of two main sections (Yaodian and top part of QA-I section) of the Qinan Basin. In doing so, we will discuss from the sedimentological point of view, the origin of these deposits, focusing mostly of the "loess problem".

GEOLOGICAL SETTING

The reported sections are located within the Tianshui-Qinan Basin, which is one of the sub-basins of the broad Longzhong Basin, delineated by northeastern Tibetan Plateau, western Qinling Mt., and Qilian Shan-Liupan Shan. Geologically, the Tianshui-Qinan Basin is bounded to the northeast by the Haiyuan fault, to the south by the north Qinling fault, to the north by the Huajia Ling highland and to the west akin to the Linxia Basin. The Neogene strata demonstrate asymmetric facies distribution within the Tianshui-Qinan basin; they are thick and coarse at south, thinner and finer basinward. Close to the piedmont depression along Qinling Mt., seen at Ganquan, the Neogene deposits are up to 1400 m thick, the lower 1000 m mainly consists of alluvial fan and braided fluvial red conglomerates, sandstone

and overbank siltstone shed from Qinling, and the topmost 400 m consists of typical lacustrine grey-greenish mudstones and marls. Infill of the central sector of the basin is about 300-500 m thick, mainly consists of fluvial and lacustrine deposits. Further northward, close to Huajia Ling, the sequences are thinner than 300 m, and have recently been dated to 22 Ma old, and interpreted to be eolian deposits to indicate Asian interior desertification in response to uplift of southern Tibet (Guo *et al.*, 2002). This work has put the continental eolian record 14 Ma ahead of previous studies on the Loess Plateau, east of Liupan Shan, where the Red Clay were widely dated to be only 8 Ma (An *et al.*, 2001; Sun *et al.*, 1998). However, the present Liupan Shan, an important longitudinal topographic barrier in north China nowadays, did not exist prior to 8 Ma (Song *et al.*, 2001; Zheng, *et al.*, 2005).

SEDIMENTOLOGY

The study presented here is mostly based on two sections (Yaodian and upper part of QA-I section; Fig. 2), although their correlation and the selection of the intervals studied here is based on overall study of a wide area of the basin (Li *et al.*, in press). The mean thickness of the sections is about 250 m; our study is based on the upper most 100 m of the Miocene infill of the Qinan Basin. Yaodian correlates with the upper part of QA-I section, which has been deeply analyzed by Gou and co-authors (Guo *et al.*, 2002; Liu *et al.*, 2006). Both represent different sedimentary environments. The Yaodian section analyzed in this paper consists of 80 m of horizontally bedded; mostly soft deposits that include a wide association of carbonate facies alternating with red and green clays.

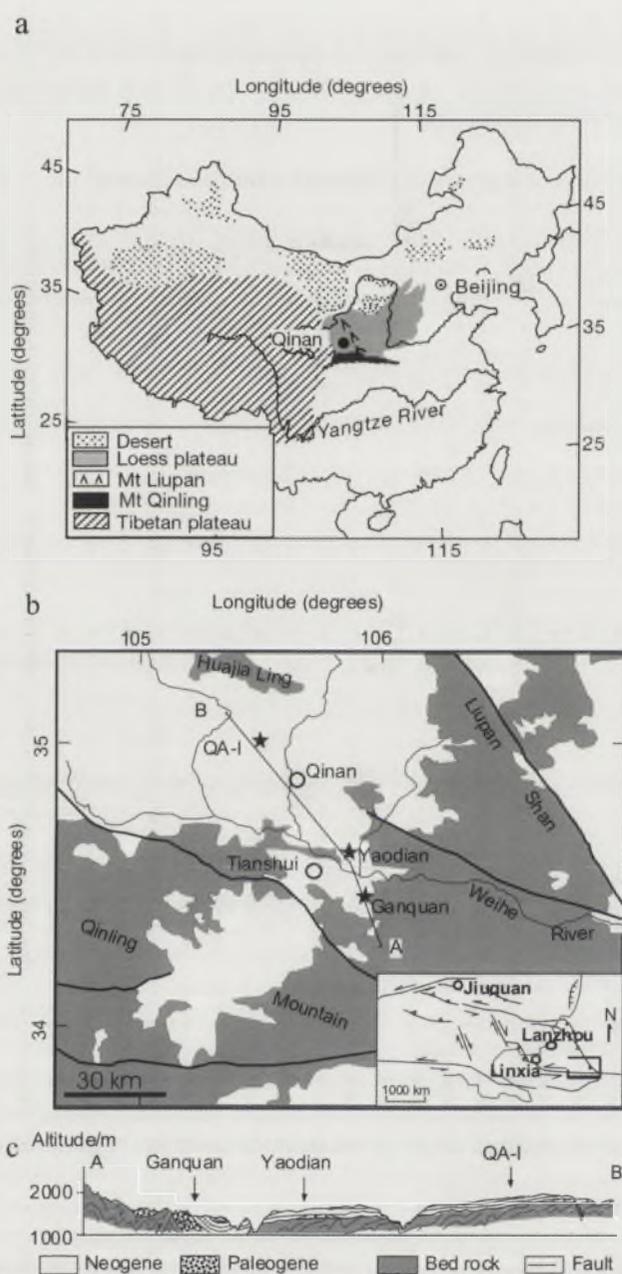


FIGURE 1. Maps showing (a) situation of the Tianshui-Qinan Basin within China, (b) geologic background (insert) of the Qinan-Tianshui basin and locations of the sections and (c) cross section of the Tianshui-Qinan basin.

There are continuous changes in colour from red to green, that occur in a decimetre scale, but in cases in levels of a few centimetres thick. These facies are named "Zebra facies" and can be correlated all along the basin and represent very shallow lake environments. On the other side the upper part of QA-I section is mostly red in colour and apparently very homogeneous, although in detail many cycles show differences in the amount and texture of the carbonate that occur at the top of more clastic units (Fig. 2), indicate the neat stratification of these deposits, which mostly represent the transition from distal fan/mudflat areas to shallow lakes.

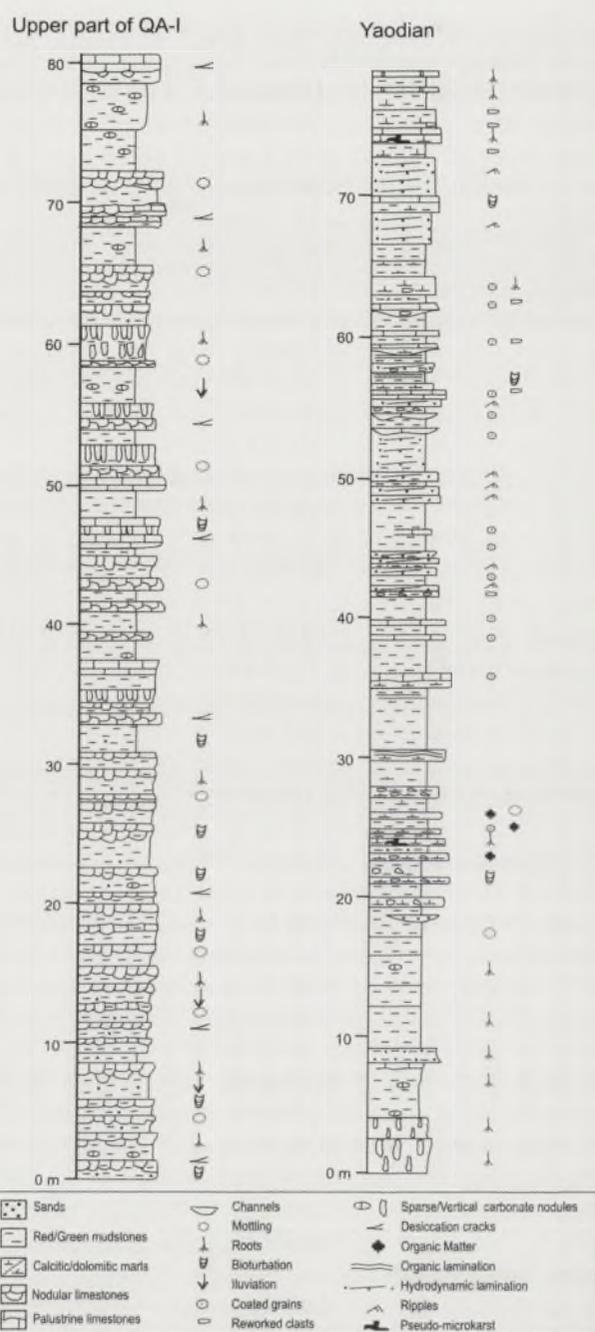


FIGURE 2. Logs of Yaodian (mostly "Zebra Facies") and Upper part of QA-I sections.

Shallow lake deposits

Shallow lake deposits include both carbonates and fine clastics deposits which are finely interbedded. The main lake facies recognized in both sections are the following:

1. Rippled sandstones/siltstones occur in beds of about 40 cm thick, they are grey to brown. They include mostly quartz grains and fragments of metamorphic rocks. Micaceous grains are also common as well as some micritic clasts (intraclasts). The sand grains show thin micritic coatings. A later sparry calcite cement is common. These deposits formed in shallow

and marginal areas of the lake, when clastics were sourced by the adjacent alluvial deposits.

2. Oolitic/peloidal packstones occur in centimetre beds, usually white. The ooliths are either embedded in micrite or loose. The ooliths are about 0.4 mm in diameter and show varied types of nuclei. Some nuclei are quartz grains but other are fragments of clay clasts with some silt grains (soft clasts). The number of coatings varies from one to a few. The coatings are regular and are formed either by calcite crystals or by micrite as a result of both micritization of these grains or just initial micritic coatings (Fig. 3A). In occasions oolitic limestones are interbedded within more peloidal limestones. The peloids are rounded and smaller (0.1 mm in diameter) and in occasions show a micritic coating.

3. Palustrine limestones are mostly micritic either calcitic or dolomitic. They show the typical palustrine features such as nodulization, mottling, desiccation cracks and pseudo-microkarst (Freytet and Plaziat, 1982; Alonso-Zarza, 2003) (Fig. 3B). In some cases, they include rounded and angular micritic grains formed as a result of grainification due to subaerial exposure. The filling of the cavities formed either by roots or desiccation including both types of micritic grains. Ostracods are rare and some quartz and mica grains are also present. Palustrine limestone represent the quiet margin of a ramp-like lake system.

4. Bioturbated marls are mostly green in colour and vary from massive to slightly laminated. They include some micritic carbonate nodules, millimeter in diameter, and cylindrical root tubes preserved in carbonate. They are interbedded with other deposits either clastics or carbonates. These marls represent the ponded areas of the distal fan areas close to the lake margins or the wet mudflat deposits of a wider lake environment; in either of the two cases they represent marsh areas with a wide vegetation cover and high groundwater table.

5. Intraclastic limestones/marls. These deposits are very commonly spread out all along the studied area. They consist of, usually angular, fragments of marls, mudstones or any type of limestones (Fig. 3C). The size of the fragments vary from sand to gravel. All the fragments are sourced from the nearby areas, either mudflat or shallow lake deposits. There are differences in the colour of the fragments, being red, white or green. They can be embedded either in a red or green matrix.

Distal fan/mudflat environments

Distal fan/mudflat deposits include also clastics and carbonates, that commonly alternate giving place to different types of sequences of about 1 m thick including from base to top: massive mudstones, pedogenic calcretes and groundwater calcretes that modify any of the previous deposits and can grade to palustrine limestones. These facies and sequences are mostly recognized in the QA-I section and in the lower part of Yaodian (Fig. 2) and include:

1. Red mudstones. They occur in beds from several cm to metres. They are from very fine sands to siltstones and commonly include micritic carbonate nodules. In other cases, specially at the base, they also include angular frag-

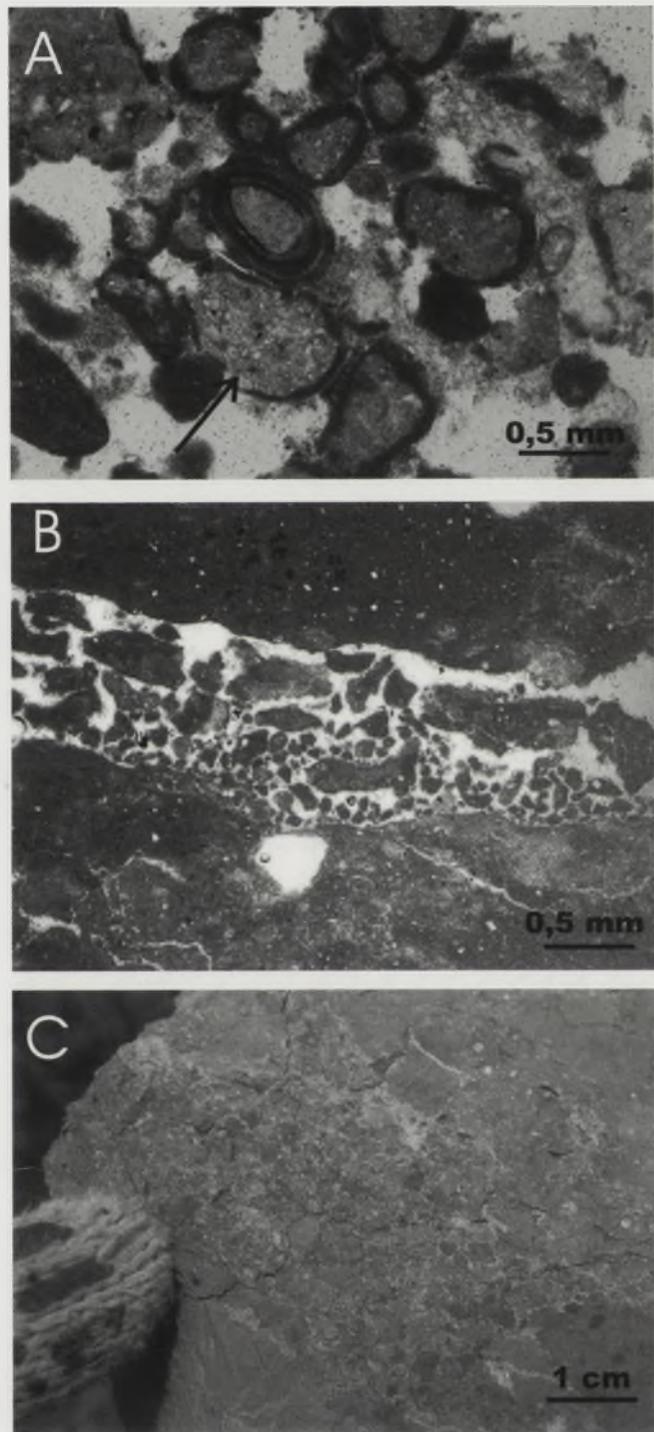


FIGURE 3. A, Microphotograph of the oolitic/peloidal packstones (Yaodian), some of the nuclei are fragments of the mudflat deposits (arrowed); B, Palustrine limestone in Yaodian; the crack is filled by angular intraclasts; C, Hand sample of mudflat deposits containing fragments of the previously lithified mud (upper part of QA-I section).

ments of slightly lithified mudstones or limestones. These deposits represent the typical distal fan/dry mudflat areas, that in cases include reworked fragments of the previous slightly lithified deposits.

2. Pedogenic calcretes developed on the red clays and only reach stage III. Laminar calcretes have not been recog-

nized in these sections. The carbonates nodules are micritic and include some silt/sand grains. Mottling, desiccation cracks and root traces are common. The thickness of the profiles varies from 0.4 m to 2 m. These calcretes reveal the multiple events of subaerial exposure of these areas.

3. Groundwater calcretes developed on either of the two previously described deposits and show very gradual transitions at the base and sharper tops. They are not easy to define as they are formed by cementation and displacement of the previous deposits, so in cases they are very similar to the pedogenic calcretes. The main differences were the massive appearance and the dominance of non-biogenic features, as mostly show alpha fabrics (Wright and Tucker, 1991). The thickness is about 1 m and they show desiccation cracks, nodulization, cementation and replacement as the main features. It is not completely clear if at some points the groundwater could have reached the surface forming so palustrine deposits. Anyhow their presence indicates high groundwater tables.

4. Reworked calcrete deposits occur as channels and lenses of several decimetres in thickness and variable width from decimetres to hundred of metres. Their base is commonly erosive and include clasts of carbonates mm or cm in size that are very similar to the calcrete carbonate nodules. These deposits are clearly indicative of the reworking by flowing waters of the previous exposed mudflat/distal fan areas.

5. Sheet-floods and channels are not very common in the studied sections but occur locally and are widely recognized in other areas of the basin. Sheet-floods are laminated centimetre to decimetre thick silt to sandy deposits, usually cemented by carbonate. Channels are erosive on the red mudstones, the clasts are usually sand-sized and include quartz, fragments of metamorphic rocks and intraclasts.

INTERPRETATION AND DISCUSSION

The study carried on in this two sections provide new data to understand the paleogeography and evolution of the sedimentary environments of the Tianshui-Qinan Basin; however more data (dating, sedimentology, petrography) are still needed in order to have a complete overview of the basin. The overall sedimentological data point out to a closed basin, with a very flat topography in the inner parts, so that small variations in water and sediment supplies caused important changes in the sedimentation. This is specially clear in the lake deposits and also in the alternation of red mudstones and any type of calcretes. The arrangement of the sediments clearly point out to periodical desiccation and subaerial exposure of both of mudflats and shallow lakes. The desiccation lead to the disruption of the previous deposits that can be easily incorporated in the new sedimentary events. So, reworking was a very common process in the basin. The lake margins were varied, even being very flat (ramp-like), so lake margin deposits include some clastics, either sand or silts, and also oolites. Low energy lake margins are represented by the marls, some of the intraclastic limestones and palustrine sediments.

The sedimentary environments and the composition of the sediments make very difficult to consider that all these

deposits were formed by eolian processes. There are several reasons: the occurrence of water laid carbonates and also of diagenetic processes related to high groundwater tables (groundwater calcretes), the size and types of some components (intraclasts, calcrete nodules or even the sorting of some of the sandstone deposits), the fact that most of the deposits are mudstones and not siltstones or sandstones. However, it is possible that wind could have sourced some of the quartz grains and also favoured the higher energy of the lake margin at some points, but there is no way that all these sediments were deposited by wind.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been partially financed by Project CGL 2005-05953-C02-02.

REFERENCES

- Alonso-Zarza, A.M. (2003): Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60: 261-298.
- An, Z.S., Kutzbach, J.E., Prell, W.L. and Porter, S.C. (2001): Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411: 62-66.
- Freytet, P. and Plaziat, J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12: 213 p.
- Guo, Z.T., Ruddiman, W.F., Hao, Q. Z., Wu, H.B., Qiao, Y.S., Zhu, R.X., Peng, S.Z., Wei, J.J., Yuan, B.Y. and Liu, D.S.O. (2002): Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 416: 159-163.
- Li, J.J., Zhang, Y., Song, C.H., Zhao, Z.J., Zhang, J., Wang, X.X., Zhang, J.M. and Cui, Q.Y. (in press). Bahean Stage strata in the Longzhong Basin and its geologic implications. *Sci. in China*.
- Liu, J.F., Guo, Z.T., Qiao, Y.S., Hao, Q.Z. and Yuan, B.Y. (2006): Eolian origin of the Miocene loess-soil sequence at Qin'an, China: Evidence of quartz morphology and quartz grain-size. *Chinese Science Bulletin*, 51(1): 117-120.
- Song, Y.G., Fang, X.M., Li, J.J., An, Z.S. and Miao, X.D. (2001): The late Cenozoic uplift process of Liupanshan, China. *Sci. in China*, (Series D) 44 Suppl: 176-184.
- Sun, D.H., Shaw, J., An, Z.S., Chen, M.Y. and Yue, L.P. (1998): Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 85-88.
- Wright, V.P. and Tucker, M.E. (1991): Calcretes: an introduction. In: *Calcretes* (V.P. Wright, M.E. Tucker, Eds.). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1-22.
- Zheng, D.W., Zhang, P.Z., Wan, J.L., Yuan, D.Y., Zhang, G.L. and Li, C. (2005): Apatite fission track evidence for the thermal history of the Liupanshan basin. *Chinese J. Geophys* (in Chinese), 48(1): 157-164.

Ciclos climáticos en un sistema lacustre marginal perenne carbonatado-evaporítico. Formación Deza, Eoceno superior, cuenca de Almazán

I. Armenteros¹, M. A. Bustillo² y P. Huerta¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca, España. ilde@usal.es

² Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid

ABSTRACT

The Deza Formation shows a singular succession in a southern outcrop between Cihuela and Embid. The lower two thirds of the unit are characterised by the abundance of carbonate lacustrine facies alternating with carbonate palustrine ones rich in calcite pseudomorphs after microcrystalline lenticular gypsum, and the presence of lignite in the lower levels of the unit. These facies are arranged in cycles with variable thickness (from 2 to 8 m) consisting of lacustrine fossiliferous marls/soft limestones alternating with palustrine limestone levels and shapes of ancient gypsum. These cycles are probably caused by climatic oscillations between humid and dry conditions represented by exposure facies and interstitial gypsum precipitation. The presence of perennial lacustrine facies in this location next to the carbonate Cretaceous paleorelief might be influenced by the abundance of water from springs on this paleorelief. The upper third of the unit consists of a repetition of carbonate palustrine cycles with some intercalated calcrete levels at the top of the succession. The replacement of gypsum by calcite might occur both during burial or significantly later during uplift and exposure. The petrographic characteristics of the chert nodules indicate an origin that postdates to the calcitization of gypsum.

Key words: Almazán basin, lacustrine-palustrine, carbonate, gypsum calcitization, chert.

INTRODUCCIÓN

La Formación Deza muestra en su afloramiento meridional, sección de la Estación de Aforos (EA) entre Cihuela y Embid, una sucesión carbonática de unos 250 m de espesor, constituida en los 150 m inferiores por secuencias que constan de un término basal lacustre (capas de 1 a de 3 m) que pasa hacia techo a facies palustres (de 1 a 5 m de potencia) con moldes o pseudomorfos de yeso intersticial (Figs. 1 y 2). Estas últimas facies suelen estar formadas por tramos compuestos por varias capas apiladas con límites difusos. Los 100 metros superiores están dominados por facies palustres con caliches intercalados. Se sitúa en un depocentro rico en facies lacustres, próximo al relieve cretácico (Fig. 1). En diversas partes de la sección, se aprecian nódulos y niveles lenticulares de sílex (Fig. 2). Los trabajos anteriores sobre la unidad se centraron en una sección con predominio de facies palustres, que se sitúa tres km al NW de la sección de EA (Armenteros y Bustillo, 1996; Bustillo *et al.*, 1998). El objetivo de este trabajo es analizar la sedimentación lacustre en el depocentro y establecer su evolución temporal.

SITUACIÓN GEOLÓGICA DE LA FORMACIÓN DEZA

La Fm Deza se localiza en la sucesión paleógena de la cuenca de Almazán que es una cuenca de *piggy back* desarrollada en el bloque de techo del cabalgamiento de Cameros (Casas-Sainz *et al.*, 2000). Aparece en la secuencia de depósito A2 (Huerta y Armenteros, este volumen). Esta unidad se sitúa cerca del margen oriental de la cuenca y traslapa el Cretácico (Fig. 1). Lateralmente hacia el margen pasa a la Fm El Hocino que representa depósitos de abanicos aluviales alimentados por las calizas cretácicas. Lateralmente la Fm Deza pasa a la formación evaporítica de Bortalba (Huerta *et al.*, 2004).

FACIES LACUSTRES

Margas y calizas fosilíferas

Son muy abundantes en la mitad inferior de la Fm Deza, entre Cihuela y Embid. Suelen presentarse en niveles masivos de 40 cm que pueden alcanzar los dos metros y alternan con facies palustres que se describen después (Fig. 2). Las margas y las calizas margosas son deleznable y tienen coloraciones oscuras por la presencia de materia orgánica.

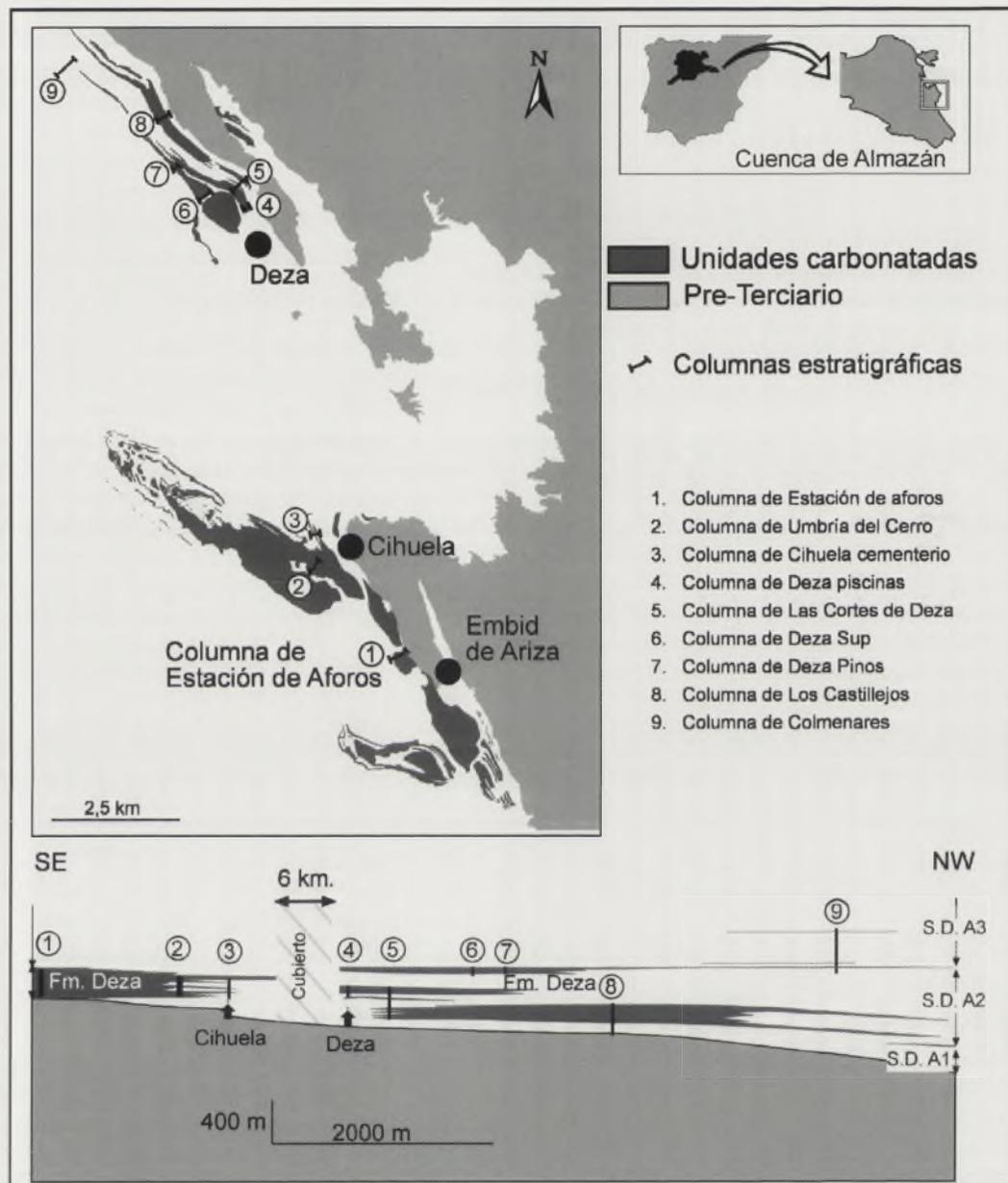


FIGURA 1. Situación de la zona de estudio, cartografía de la Fm Deza con la ubicación de las columnas estratigráficas realizadas en esta unidad, y esquema de correlación de los litosomos carbonatados que componen la Fm Deza.

Contienen abundantes restos fósiles de gasterópodos, ostrácos y caráceas. Las calizas son calcarenitas soportadas por material calcítico limo-arcilloso de origen bioclástico. Además, se aprecian microfósiles de formas diversas (circulares monocristalinos con estructura interna espiral; ovoides de dos, tres, o, raramente, más cámaras y de 40 a 60 micras de sección) que se asignan a foraminíferos reciclados del Cretácico (com. pers., J. Civis, 1996). Hacia la base de la unidad en las inmediaciones de la sucesión, hay niveles de lignito (pocos dm a 1 m), ricos en gasterópodos, que han sido explotados y son un tránsito a las facies fosilíferas.

La ausencia de laminación y su asociación con facies palustres indican una sedimentación lacustre somera. Los lagos tenían un aporte constante de agua y localmente po-

dían llegar a ser muy productivos favoreciendo la acumulación de materia orgánica. La abundancia de facies lacustres en un área restringida de la unidad permite suponer una recarga abundante procedente del substrato cretácico carbonático colindante. Este emplazamiento está soportado, además, por la escasez de sedimentos siliciclásticos en la sucesión y la omnipresencia de los posibles reciclados fósiles, circunstancias que apoyarían la contribución de limos calcáreos al lago.

Calizas intraclásticas

Están constituidas por intraclastos redondeados de tamaños variables (limo-arena gruesa), composición micrítica y de color más oscuro en lámina delgada que la matriz encajante;

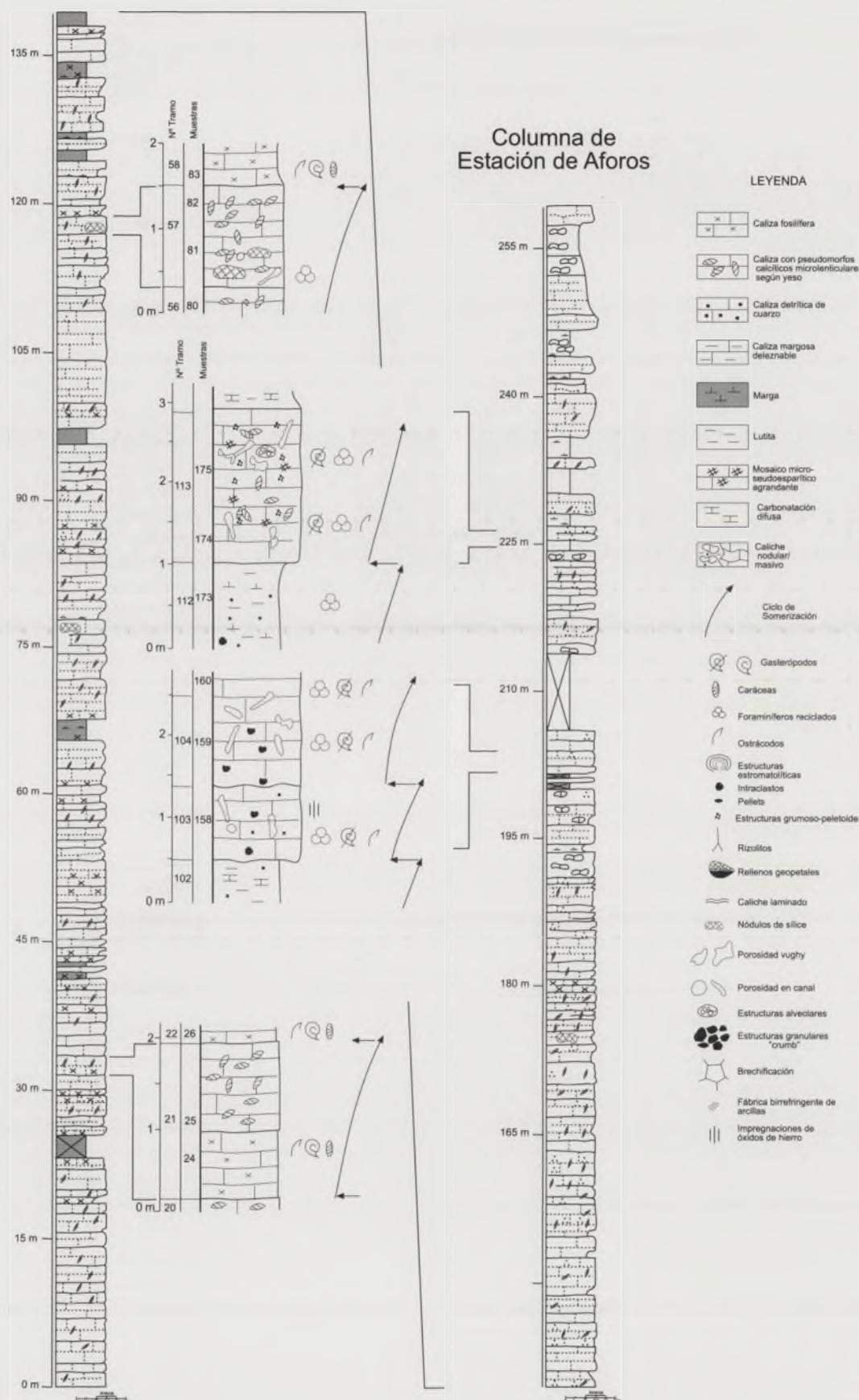


FIGURA 2. Columna estratigráfica de la Estación de Aforos, entre las localidades de Cihuela y Embid de Ariza, en uno de sus principales depocentros de la Fm Deza y ciclos lacustres representativos de la unidad.

se suelen acompañar de cuarzo disperso de tamaño limo, agregados de arcilla, y foraminíferos reciclados. Son difíciles de reconocer debido a la fuerte impronta diagenética que borra los contornos de los elementos originales y pueden ser confundidos con fábricas palustres peletoides y de brechificación. Se presentan en la base de algunas secuencias que recubren otras que acaban en facies de exposición. Representan momentos de retrabajamiento de las facies palustres debido a que aumentaba la escorrentía a los lagos después de un periodo seco con brechificación.

FACIES PALUSTRES

Se caracterizan por presentar restos fósiles límnicos más dispersos que las facies lacustres y numerosos rasgos de exposición que caracterizan dos microestructuras predominantes. La primera (*grumoso-peletoide*) está constituida por masas micríticas, mal diferenciadas, y asociadas a porosidad en canal y *vughy*, cuyos diámetros varían de 40 a 200 micras. La segunda microestructura (granular) está en gradación con la anterior y está formada por elementos irregulares separados por espacios continuos de poro. En ambas se aprecia, además, una porosidad de planos rectos y curvos con terminaciones en cuña que se deben a desecación. Algunos niveles desarrollan *packstone/grainstone* secundarias. Suelen presentar pseudomorfos de yeso y se asocian a caliches hacia el techo de la sección.

El conjunto de rasgos descritos indica una sedimentación en lagos carbonatados someros sometidos a caídas duraderas del nivel, durante las cuales tuvo lugar el desarrollo de las estructuras palustres y la formación de yeso intersticial, posteriormente calcitizado. Su origen se debe a la repetición de ciclos de exposición asociados al techo de cada secuencia, donde son importantes los procesos de humectación/desecación (originan las porosidades con terminación en cuña), actividad de raíces y crecimiento desplazante de yeso, que dan lugar a la diferenciación de agregados grumosos, peletoides y elementos *crumb* con porosidad no selectiva (Alonso-Zarza *et al.*, 1992; Armenteros y Daley, 1998).

FACIES DIAGENÉTICAS

Reemplazo de yeso por calcita

Los yesos son abundantes en toda la sucesión y se disponen intersticialmente en las facies palustres y, en alguna ocasión, sobre las facies lacustres. Los pseudomorfos de calcita por yeso presentan una concentración que oscila entre 5 y 60 %. Los tamaños de las lenticulas varían entre 20/30 y 200 micras y pueden encontrarse como moldes rellenos de esparita fina, con contornos difusos, a veces remarcados por una película micrítica. Más generalmente, el reemplazo de los cristales de yeso se produce por un mosaico esparítico cuyos cristales traspasan los contornos de la primitiva lenticula. Es común la existencia de parches micríticos milimétricos (más oscuros en muestra de mano) con formas dispersas de yeso reemplazadas por esparita, que alternan en diferentes pro-

porciones con áreas esparíticas (más claras en muestra de mano) y dan lugar a una estructura *crumb* secundaria. Estas últimas resultan del reemplazo de cristales apiñados de yeso con contornos más difusos. En algunas ocasiones, los yesos no se han sustituido y han desaparecido dando lugar a una porosidad interagregado que determina una microestructura micrítica grumoso-peletoide a microgranular. Otras veces, la estructura grumosa asociada está claramente determinada por la existencia de porosidades de tipo canal, relacionadas con raíces.

Los yesos intersticiales se forman a partir de aguas con salinidades de 140 a 320 g/l, dentro de la zona vadosa y en la zona capilar del suelo (Kendall, 1992), relacionadas con un nivel freático relativamente superficial. Este hecho indica que el aporte hídrico era fundamentalmente subterráneo en etapas de escasa pluviosidad en la cuenca. El reemplazo de los yesos por calcitización y, en menor medida, su disolución, pudo ocurrir en etapas diferentes. Una formación temprana que siguiera la pauta secuencial requeriría la formación del yeso en momentos de exposición y el reemplazo en etapas de inundación (aguas diluidas), amén de que la cuenca liberase el sulfato a través de las aguas subterráneas. Esta última circunstancia debería combinar la alta concentración de las aguas en épocas secas con la descarga subterránea en épocas húmedas lo cual es poco probable (Kendall, 1992), si bien Arenas *et al.* (1999) sitúan un reemplazo similar en una diagénesis temprana. Una formación más tardía de la calcita podría ocurrir durante el enterramiento o bien después, durante el levantamiento y exposición de la sucesión, debido a la acción de aguas subsaturadas con respecto a sulfato, que provoca su disolución. En cualquiera de ambas hipótesis, el calcio liberado, se aprovecharía para la posterior y/o simultánea precipitación de carbonato cálcico. Un hecho que explicaría la diferenciación de zonas con yeso (lateralmente a la sección estudiada) y otras con yeso sustituido podría ser la influencia del encajante, ya que la calcitización es completa (caso de la sección estudiada) cuando éste es carbonático, y se puede preservar en el caso de facies de yeso dominante o si el encajante es margoso.

Sílex nodular y lenticular

En el área de la sección EA aparecen tres niveles de nódulos y capas lenticulares de sílex (Fig. 2) que no presentan una relación específica con la secuencia de facies. Están constituidos por cuarzo, no apareciendo fases opalinas. Las rocas encajantes son tanto lacustres como palustres. Se reconocen dos tipos.

En el primero, el sílex se presenta reemplazando una biomicrita recristalizada que, de una forma esporádica, incluye pseudomorfos de calcita marcando formas lenticulares de cristales de yeso.

El sílex está constituido mayoritariamente por cuarzo micro-criptocristalino, que indica que hubo precursores opalinos. Además, se detectan calcedonitas (formas fibrosas de elongación negativa). Localmente, en el interior de fósiles y reemplazando grandes cristales de calcita, se encuentra

megacuarzo. Sólo puntualmente aparece cuarcina (formas fibrosas de elongación positiva).

En el segundo tipo de sílex, la roca caja es una micrita recristalizada y salpicada de numerosas formas lenticulares de calcita correspondientes a pseudomorfos de cristales lenticulares de yeso de todos los tamaños. Cuando esta roca caja tiene estructura nodular o de brecha palustre, en el sílex reemplazante quedan reflejadas estas estructuras. Los sílex están constituidos por calcedonita y megacuarzo de tamaño medio o grande, diferenciándose del anterior porque su tamaño de cristal es mayor. La calcedonita se presenta nítida, con diferentes tamaños y tonos de grises, observándose en ocasiones la variedad helicoidal. Sólo localmente se aprecian zonas de cuarzo micro-criptocristalino. A pesar de que la roca caja presenta numerosas siluetas de yeso, no aparece cuarcina, ni ninguna otra forma de elongación positiva. En zonas, la silicificación no es total y pueden quedar muchos relictos de carbonatos, parcialmente reemplazados por megacuarzo y por calcedonita. En el caso de las brechas silicificadas, las texturas de los intraclastos y la pasta que los engloba es distinta, indicando la influencia de la textura de la roca caja sobre la silicificación. La pasta es de cuarzo micro-criptocristalino y los intraclastos están formados por mosaicos de cristales de cuarzo de contornos irregulares y mal definidos, pudiéndose identificar, a veces, alguna cuarcina y calcedonita.

Las variaciones texturales y estructurales de los sílex corresponden fundamentalmente a las características de las rocas caja que los incluyen. Los mosaicos de cuarzo micro-criptocristalino corresponderían a zonas opalinas previas que envejecieron a cuarzo, pero en otros puntos derivarían de reemplazos directos de micrita/microsparita por cuarzo. A pesar de la abundancia de pseudomorfos calcíticos de yeso, la presencia de texturas fibrosas de elongación positiva es escasa por lo que el reemplazo por cuarzo tendría lugar después de la calcitización del yeso. La silicificación conserva las estructuras y texturas de la roca caja lo cual sugiere un origen freático (Thiry, 1997).

CICLOS SEDIMENTARIOS Y PROCESOS DIAGENÉTICOS

El depocentro meridional de la Fm Deza, representado en esta sección, se interpreta como un sistema lacustre carbonatado con desarrollo de facies lacustres y palustres y precipitación de yeso. El perfil estudiado se halla en una zona con gran acumulación de carbonatos y con apenas intercalaciones terrígenas. Esto indica que el sistema lacustre, en esta zona, tiene escasos aportes siliciclásticos durante todo el tiempo.

Estos ciclos se interpretan como el resultado de oscilaciones climáticas, con el paso de etapas con marcada pluviosidad a otras en las que el déficit hídrico en la cuenca era evidente (facies carbonáticas palustres con yesos). Durante las etapas húmedas existía un sistema lacustre perenne en el que llegaba a preservarse materia orgánica que dio lugar a niveles de lignito hacia la base de la unidad. En las etapas secas, se instalaron lagos con amplia fluctuación de sus márgenes.

Los aportes de sulfato e ion Ca^{2+} debieron ser importantes, dada la abundancia de yeso intersticial en la parte expuesta de cada ciclo. La ausencia de yeso en las facies lacustres pudiera deberse a la dilución de la solución con respecto a yeso al aumentar el volumen de la masa de agua, sin descartar la posibilidad de que el lago fuese abierto durante estas etapas. Los últimos 100 m del depocentro de la unidad constan de una repetición de ciclos donde apenas existen niveles lacustres perennes. Están formados por facies palustres con yeso intersticial, e intercalación de caliches hacia el techo, y representan el final del sistema lacustre-palustre. El tránsito desde un sistema dominado por facies lacustres en los 150 m inferiores, a otro dominado por facies palustres en la parte superior correspondería a un cambio hacia condiciones más secas, que pudiera representar una ciclicidad de mayor rango. En una etapa diagenética que no es posible precisar con los datos actuales, se produce el proceso de calcitización total de las facies de yeso intersticial. Posteriormente a este evento se produjo la silicificación observada en algunos niveles, circunstancia que está apoyada por la ausencia de influencia evaporítica durante la silicificación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro de los proyectos BTE2002-04017-CO2-02 y CGL2005-05953-CO2-01. La Dra. A. M^a Alonso-Zarza aportó valiosas sugerencias.

REFERENCIAS

- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1992): Palustrine sedimentation and associated features -grainification and pseudo-microkarst- in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 76: 43-61.
- Arenas, C., Alonso Zarza M.A. y Pardo, G. (1999): Dedolomitization and early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, 125: 23-45.
- Armenteros, I. y Bustillo, M^aA. (1996). Sedimentología, paleoalteraciones y diagénesis en la unidad Carbonática de Cihuela (Eoceno superior de la Cuenca de Almazán, Soria). *Geogaceta*, 20: 266-269.
- Armenteros, I. y Daley, B. (1998): Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by the Bembridge Limestone (Late Eocene) of the Isle of Wight, southern England. *Sedimentary Geology*, 119 (3-4): 275-295.
- Bustillo, M^a A., García, R., y Armenteros, I. (1998). Asociaciones arcillosas en llanuras lutíticas y medios lacustres efímeros (Eoceno, Cuenca de Almazán). *Geogaceta*, 25: 51-54.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-García, A.L. y Maestro-González, A. (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: origin and evolution of the Almazán basin. *Tectonics*, 19: 258-289.

- Huerta, P. y Armenteros, I. (2006): Síntesis estratigráfica del Paleógeno de la cuenca de Almazán. *Geo-Temas* (en este volumen).
- Huerta, P., Suárez, M. y Armenteros, I. (2004): Sedimentology and mineralogy of a distal alluvial fan to saline mud flat succession in the Almazán Basin (Late-Eocene, North-Central Spain). En: *23th IAS Meeting of Sedimentology*. Abstracts Book, 146.
- Kendall, A.C. (1992): Evaporites. En: *Facies Models. Response to sea level change* (R. G. Walker y N. P. James, Eds.). Geological Association of Canada, Ontario, 375-409.
- Thiry, M. (1997): Continental silicifications: a review. En: *Soils and Sediments. Mineralogy and Geochemistry* (H. Paquet y N. Clauer, Eds.). Springer-Verlag, Berlín, 191-221.

Sedimentación lacustre neógena en el sector oriental de la cuenca de Almazán

I. Armenteros, A. Corrochano, P. Huerta y J. J. González

Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca. ilde@usal.es

ABSTRACT

The Neogene lacustrine sedimentation in the eastern part of the Almazán basin occupies an elongated area next to the southern border of the basin (Castilian Branch, Iberian Ranges). The lacustrine system is encircled and nourished by distributary petromictic fluvial systems which were more than fifty kilometres long and came from northern and eastern borders (Camerons massif, Aragonian Branch, Iberian Ranges), and by carbonate alluvial fan sourced in the nearby southern border. This location indicates an asymmetrical disposition of the lacustrine environments in the basin that was generated by the active rise of the eastern border and, because of this reason, they were installed next to the less active south border. The lacustrine system is represented by shallow and well mixed carbonated lakes, rich in gastropods and with ostracods and charophytes. The terrigenous supply to the lakes was minor. Two main types of lacustrine sedimentation are showed in the section studied. The first one, mainly developed in the lower part of the section, is characterised by the presence cycles of dark fossiliferous soft limestones from 0.2 to 1.5 m thick alternating with dark fossiliferous marls/marly limestone in the same thickness range. They correspond to the alternation of open calcareous mineralized lakes and lakes with eutrophic trend. The second type of lacustrine sedimentation consists of shallowing carbonate sequences from 0.4 to 1.3 m thick, which are adjusted to a palustrine model, although the degree of exposure and pedogenesis is commonly scarce and restricted to the top of the sequences.

Key words: Almazán basin, Neogene, lacustrine-palustrine, carbonate.

INTRODUCCIÓN

La cuenca miocena de Almazán constituye parte de la cuenca del Duero (Fig. 1). Desde un punto de vista geológico puede dividirse en dos sectores. El sector más occidental, aproximadamente al oeste del meridiano de Berlanga de Duero donde se localiza un umbral del zócalo mesozoico, presenta una sucesión terrígeno-carbonatada con un espesor máximo visible de 180 m. Esta sucesión está formada por un conjunto de facies detríticas y carbonáticas que caracterizan sistemas aluviales, que drenaron los márgenes norte y sur de la cuenca hacia un colector central durante el Neógeno (Armenteros y Huerta, in litt.). El sector oriental, objetivo de este estudio, se halla al este de dicho umbral del zócalo y puede considerarse la cuenca de Almazán en sentido estricto (Fig. 1). En este sector, la serie neógena está constituida por facies terrígenas aluviales y facies carbonatadas lacustres. Su espesor máximo supera los 400 m (Armenteros *et al.*, 2004). La edad de esta sucesión en este sector de la cuenca es poco precisa y únicamente las dataciones de microvertebrados de los yacimientos de Cetina (MN 2a, Álvarez Sierra, 1986) y de Ariza (Cuenca, 1991) permiten caracterizar su base como Mioceno inferior. Dentro del sector occidental de la cuenca de Almazán, existe una datación a techo del

Aragoniense (MN 7, Mazo y Jordá, 1994) que puede correlacionarse con la base del nivel carbonatado más inferior (Calizas del Páramo Inferior) del sector oriental en el área más próxima al otro sector.

El objetivo de este trabajo es establecer el marco general en el que se desarrolló la sedimentación lacustre neógena en la cuenca y ofrecer una síntesis sedimentológica de la zona central del sistema que fue uno de los focos con sedimentación lacustre más persistente durante el Neógeno en la cuenca.

MARCO TECTÓNICO

La cuenca neógena de Almazán está situada al sur y suroeste de los relieves mesozoicos y paleozoicos de la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica, el macizo de Cameros y los relieves que para este momento constituían las rocas de la sucesión paleógena. Al sur está limitada por los relieves mesozoicos de la Rama Castellana, (Fig. 1). La cuenca de Almazán es una cuenca de tipo *piggy back* desarrollada en el bloque de techo del cabalgamiento de Cameros (Casas-Sainz *et al.*, 2000). El principal factor que condicionó su relleno asimétrico fue el fuerte levantamiento finipaleógeno, que continuó durante las primeras etapas del Mioceno inferior y originó las estructuras ibéricas a partir de campos de esfuer-

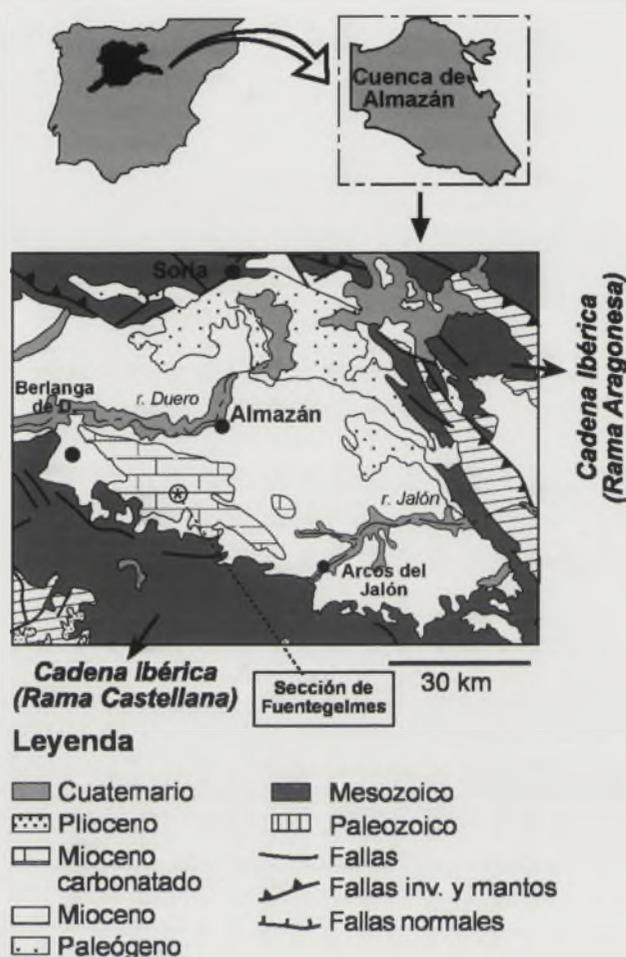


FIGURA 1. Mapa geológico general de la cuenca de Almazán y situación de la sección de Fuentegelmes.

zos NNW-SSE, NE-SW y, en menor medida, E-W (Cortés *et al.*, 1996). Este marco tectónico es una continuación del que creó y desarrolló la cuenca terciaria de Almazán a raíz de la inversión tectónica del surco ibérico mesozoico durante el Paleógeno. La disposición NW-SE de las principales estructuras tectónicas en los relieves así creados generó sistemas aluviales transversales a éstas con una longitud de hasta 60 km y dirigidos hacia el suroeste. Este mismo levantamiento generó otro sistema aluvial dirigido hacia el WNW desde el cierre suroriental de la cuenca. Sin embargo, el levantamiento en el borde meridional fue durante el Mioceno medio y superior escaso como lo prueba el desarrollo local del sistema de abanicos aluviales. A lo largo de la cuenca lacustre son reconocibles estructuras de plegamiento suaves y fallas de dirección principal WNW-ESE.

EL RELLENO SEDIMENTARIO

En el sector oriental se aprecia una distribución asimétrica de los sistemas sedimentarios aluviales y lacustres al menos desde el Mioceno medio (Fig. 1). El sistema lacustre fundamentalmente carbonatado se dispone en un área de 50 x 10 km, situada al sur de Almazán y que se elonga parale-

lamente al borde sur perteneciente a la Rama Castellana de la Cadena Ibérica. Este sistema se encuentra a veces solapando directamente los relieves mesozoicos meridionales. Otras veces, está separado por una franja de abanicos aluviales que presenta una anchura de pocos cientos de metros a unos 10 km en las zonas extremas noroeste y sureste con respecto al conjunto lacustre. En su borde nororiental se halla rodeado por las facies distales de los sistemas fluviales provenientes de los relieves paleógenos de la Rama Aragonesa.

Los sistemas aluviales

El sistema de abanicos meridional está constituido, en el tránsito al lacustre, por facies lutíticas rojizas que intercalan cuerpos lenticulares de conglomerados de base generalmente plana y estratificación horizontal difusa, dominados por cantos calizos y dolomíticos del Mesozoico. En todo el margen nororiental y suroriental del sistema lacustre, éste pasa a una asociación de facies distal de sistemas fluviales distributarios bifurcados desde canales con carga conglomerática petromiáctica (Varas Muriel *et al.*, 1999). Estos corresponden a sistemas aluviales provenientes de los relieves NE, ENE y SE de la Rama Aragonesa. Dicha asociación distal está dominada por facies lutíticas parcialmente carbonatadas y caliches, entre las que se intercalan canales arenosos (litarenitas) con estratificación difusa.

El sistema lacustre

Presenta un depocentro máximo visible entre Villasayas y Bordecórax muy próximo al lugar donde se ha levantado la sección de Fuentegelmes (Fig. 2), superando los 125 m. Hacia las márgenes oriental, occidental y norte del sistema lacustre se aprecia un cambio progresivo a facies de caliches que alternan con facies lutíticas y algún relleno canalizado arenoso. El resultado de esta interdigitación periférica es la diferenciación de dos niveles calizos que definen dos niveles guía correlativos con las Calizas del Páramo Inferior y del Páramo Superior al oeste de la cuenca (Armenteros *et al.*, 2002). En este trabajo se analiza una sección central del sistema lacustre en el máximo depocentro (Fig. 1 y 2). En conjunto, el sistema presenta un cinturón de facies de caliche que sirve de tránsito con los medios lacustres marginales. Los caliches se presentan tanto periféricamente al sistema lacustre, como en la base de diferentes secciones levantadas.

La sección central de Fuentegelmes

Estratigráficamente por debajo de la sección central de Fuentegelmes, la unidad carbonatada está constituida por un tramo basal que aflora mal (Fig. 2) en el que predominan las facies de calcarenitas finas deleznales, muy ricas en gasterópodos, ostrácodos y caráceas, que alternan con facies de calizas margosas oscuras ricas en gasterópodos.

Los 30 metros inferiores de la sección de Fuentegelmes (Fig. 2) están caracterizados por la presencia de niveles mar-

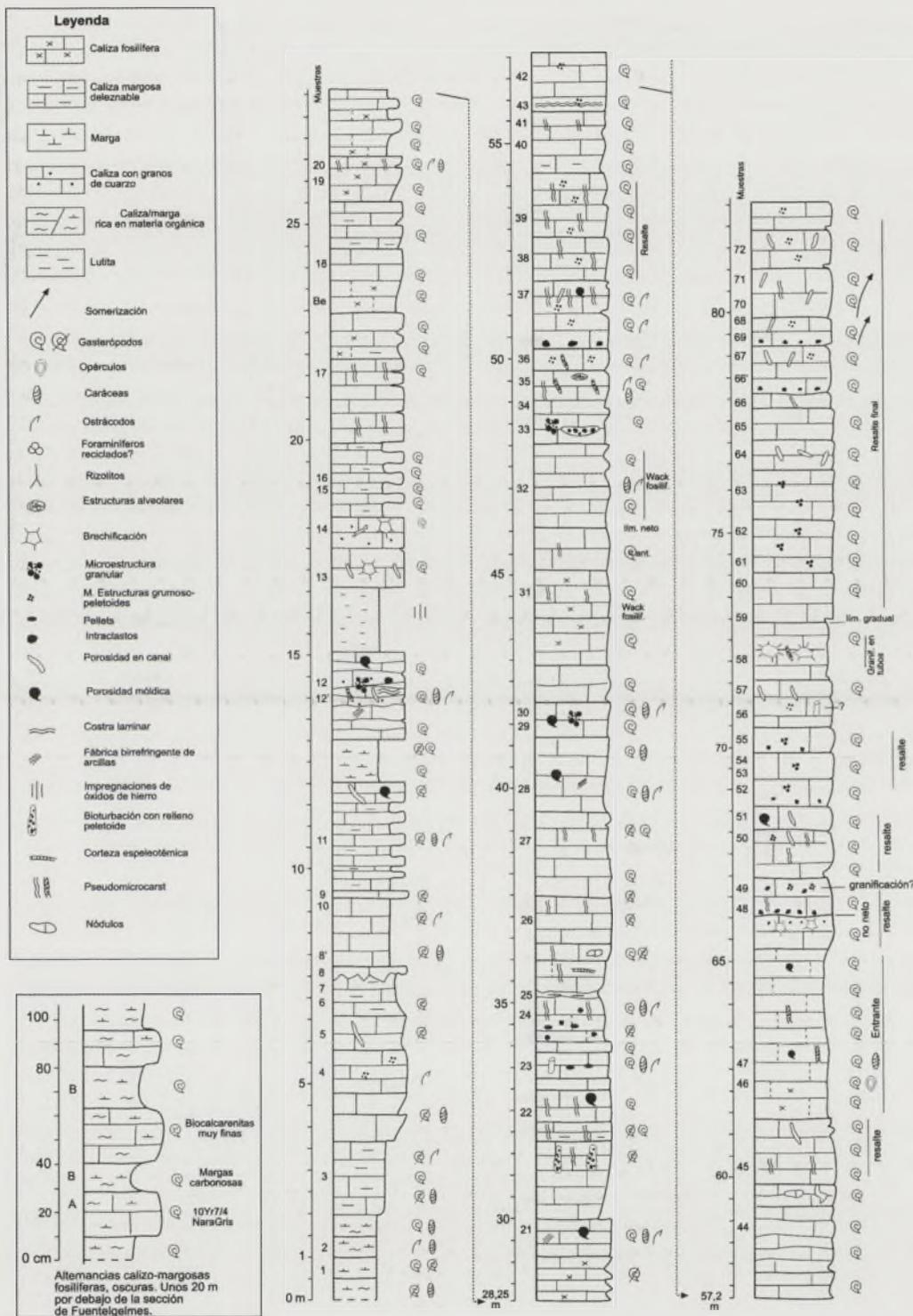


FIGURA 2. Sección estratigráfica de Fuentelgemes.

gosos, generalmente ricos en gasterópodos y de color oscuro, que alternan con capas finas de *packstones* bioclásticos sin laminación. Ambos pueden formar secuencias de 20 cm a 1m. En general no se observan rasgos de exposición subaérea ni aportes significativos de cuarzo detrítico.

En el resto de la sección predominan calizas masivas con texturas *wackstones* a *packstones* bioclásticas ricas en gas-

terópodos, ostrácodos y caráceas. Algunas veces presentan microtexturas grumosas y algunos niveles presentan facies intraclásticas en su base. Forman secuencias de 0,4 a 1,30 m, que pueden comenzar con un nivel margoso deleznable –no siempre presente– que marca en este caso el límite entre ellas. Es frecuente la presencia de trazas verticales de raíces (2-3 cm de diámetro) ensanchadas por disolución (*pseudo-*

microcarst), microporosidad tubular sinuosa y porosidad móldica de gasterópodos. En algunas secuencias, se desarrollan rasgos que indican su formación palustre: microestructuras granulares, fábricas arcillosas birrefringentes en moteado, *burrows* con rellenos peletoides y, más puntualmente, costras laminares con porosidades vermiformes relacionadas con raíces. Sólo en el tramo entrante entre los 61 y 66 m se aprecian de nuevo facies calizas deleznable y calizas margosas ricas en restos fósiles, muchas veces en forma móldica, similares al tramo inferior de la sección.

Interpretación

Las características petrológicas expuestas evidencian en el interior del depocentro una sedimentación carbonática en lagos con escasa entrada de siliciclásticos. A este respecto, cabe indicar que los sistemas aluviales que rodean el sistema lacustre no desarrollan medios deltaicos, ya que se difuminan progresivamente para pasar al sistema lacustre a través de un cinturón de llanuras lutíticas con desarrollo intenso de caliches, tanto más maduros cuanto más cercano está el medio lacustre. La escasa potencia de las capas de calizas, la presencia de trazas de raíces y la ausencia de laminación indican una sedimentación en lagos someros. Sin embargo, pueden reconocerse dos situaciones distintas en la sedimentación de estos lagos.

El análisis de facies permite caracterizar, en los primeros 30 m y entre los 61 y 66 m, secuencias elementales de calizas-margas oscuras bioclásticas con un incremento de carbonato hacia el techo, y que pueden ser interpretadas como un proceso de alcalinización de lagos o bien como la evolución de ambientes palustres restringidos (ciénagas) a lagos alcalinos más abiertos. Ciclos semejantes se han asignado a una sedimentación lacustre somera de márgenes constantes durante periodos climáticos lluviosos en la sección de Villayasas, 6 km al sureste en el margen meridional del sistema lacustre (Armenteros *et al.*, 2004).

En el resto de la sección existe un predominio de secuencias de somerización con escasos procesos de exposición subaérea, que indican cambios periódicos de las márgenes del lago.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado dentro del marco de los proyectos BTE2002-04017-CO-02 y CGRL2005-05953-CO2-01. Las sugerencias de la Dra. M^a E. Arribas mejoraron substancialmente el trabajo original.

REFERENCIAS

- Armenteros, I., Blanco, J.A., Huerta, P. (2004): Two contrasting types of lacustrine sedimentation in the Upper Neogene of the Almazán basin (Spain): a response to climatic cycles?. *23rd IAS Meeting of Sedimentology*. Abstracts Book, p. 46.
- Armenteros, I., Corrochano, A., Alonso-Gavilán, G., Carballera, J. y Rodríguez, J.M. (2002.): Duero basin (northern Spain). En: *The Geology of Spain* (W.Gibbons, y M.T. Moreno, Eds.). Geological Society, London, 309-315.
- Armenteros, I., Huerta, P. (en prensa): The role of terrigenous influx in the formation of calcrete and palustrine facies: a response to paleogeographic and climatic conditions. Southeastern Tertiary Duero basin (northern Spain). *GSA Special Papers*.
- Álvarez Sierra, M.A. (1986): *Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia, Mammalia) del Oligoceno superior y Mioceno inferior español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 346 p.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-García, A.L. y Maestro-González, A. (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: origin and evolution of the Almazán basin. *Tectonics*, 19: 258-289.
- Cortés, A.L., Liesa, C.L., Simón, J. L., Casas, A.M., Maestro, A. y Arlegui, L. (1996): El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20: 806-809.
- Cuenca, G. (1991): Los primeros mamíferos ramblenses (Mioceno inferior) de la Cuenca de Almazán (Zaragoza). *Geogaceta*, 10: 42-45.
- Mazo, A.V. y Jordá Pardo J.F. (1994): Los Prosboscídeos Neógenos de Piquera de San Esteban (cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 50: 239-245.
- Varas Muriel, M.J., Barba, P. y Armenteros, I. (1999): Estratigrafía del Mioceno en el sector suroriental de la Cuenca de Almazán (Zaragoza). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12: 63-75.

Estudio de la procedencia de los materiales de construcción del dolmen de Puigseslloses (Folgueroles-Osona, Barcelona)

M^a E. Arribas¹, E. Vicens², R. Estrada², X. Clop³, O. Oms² y E. Maestro²

1 Depto. Petrología y Geoquímica, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. earribas@geo.ucm.es

2 Depto. Geología, Fac. Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Cerdanyola del Vallès, Barcelona. Rita.Estrada@uab.cat, Enric.Vicens@uab.cat, Joseporiol.Oms@uab.cat, Eudald.Maestro@uab.cat

3 Depto. de Prehistòria, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Barcelona. Xavier.Clop@uab.cat

ABSTRACT

In this study we carry out a provenance study of the rocks used to build up the Puigseslloses megalithic tomb (Folgueroles, Barcelona province, Spain). Throughout a comparative petrologic and sedimentologic analysis of the materials used in this monument and those similar ones cropping out in the nearby areas, we deduce that the supplying area is the Paleogene Folgueroles Sandstone Formation.

Key words: Bartonian, Folgueroles Formation, dolmen, provenance.

INTRODUCCIÓN

El dolmen de Puigseslloses se localiza en las proximidades de Folgueroles y es el mayor sepulcro megalítico de la provincia de Barcelona. Constituye una de las construcciones del patrimonio cultural más emblemáticas de la Plana de Vic y se ubica a 351 m de altitud. Este tipo de construcción corresponde a un sepulcro colectivo. Durante las excavaciones llevadas a cabo en 1922, se hallaron restos arqueológicos que se encuentran recogidos en el Museo Episcopal de Vic (Batista, 1963) y que forman parte del patrimonio cultural de las comunidades humanas que poblaron esta región entre 2500-1500 a. C. Uno de los aspectos más interesantes, y que pueden aportar datos sobre el comportamiento social y cultural de estas comunidades, es el análisis petrológico de los materiales utilizados en sus construcciones, ya que constituyen la clave en la caracterización de la procedencia de las rocas utilizadas y en la localización geográfica de sus canteras.

En este trabajo se analizan las posibles rocas que sirvieron de suministro para la construcción de este monumento. Para ello se realiza el estudio petrológico de las rocas del dolmen y se compara con las diferentes petrofacies arenosas de otras unidades litoestratigráficas presentes en el área de Vic.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

El sepulcro megalítico de Puigseslloses se encuentra situado en la Plana de Vic, cuyos materiales forman parte del relleno terciario de la Depresión Central Catalana (Fig. 1), extremo más oriental de la Depresión del Ebro. Dicho relleno incluye varias unidades que representan un registro cronoestratigráfico que comprende parte del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno. Dada la relación entre el borde pirenaico, al norte, tectónicamente activo durante la sedimentación en este perio-

do, se considera la Plana de Vic como parte de la cuenca de antepaís surpirenaica oriental (Vergés *et al.*, 1998).

Los materiales esencialmente margosos de la Plana de Vic se disponen en una serie monoclinas que buza suavemente hacia el W-NW, y su base se sitúa en la zona suroriental, donde descansa discordantemente sobre materiales de edad paleozoica que pertenecen al Macizo del Montseny-Guilleries (Cordillera Costero Catalana). El sepulcro megalítico se encuentra ubicado en la cima de uno de los cerros testigo que se elevan entre los materiales margosos de la Plana.

Los primeros relieves que aparecen en la zona oriental de la Plana de Vic, próxima al dolmen corresponden a las areniscas de Folgueroles (Reguant, 1967) o Formación Folgueroles (Gich, 1969). Dicha Formación marca la base de la secuencia Milany-Campodarbe (Puigdefabregas y Souquet, 1986) atribuida al Bartoniense y se encuentra intercalada entre las margas de Banyoles en la base (Almera y Ríos, 1943) y las margas de Vic a techo (Reguant, 1967).

Desde el punto de vista sedimentológico, las Areniscas de Folgueroles han sido interpretadas como sedimentos marinos, básicamente barras mareales amalgamadas formadas en un gran estuario, situado al E de Vic (Barnolas, 1992). Representan un episodio transgresivo durante el cual tanto el margen pirenaico como el catalánide eran activos y que supone el inicio de la secuencia sedimentaria de Milany-Campodarbe.

METODOLOGÍA

En primer lugar se ha llevado a cabo una descripción general del monumento, revisando e integrando estudios ya publicados (Batista, 1963; Albareda, *et al.*, 1984). De forma individual se han caracterizado cada una de las losas teniendo en cuenta su tamaño, forma, disposición y peso (Fig. 2).

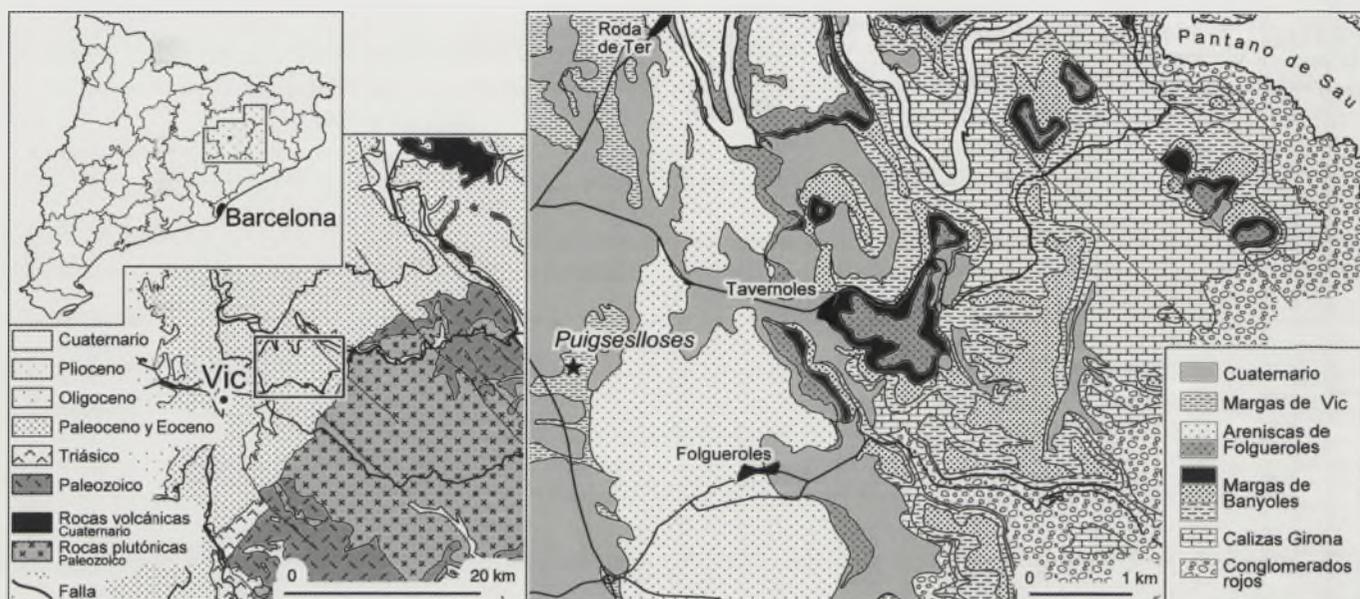


FIGURA 1. Situación geográfica y geológica del dolmen de Puigseslloses (*).

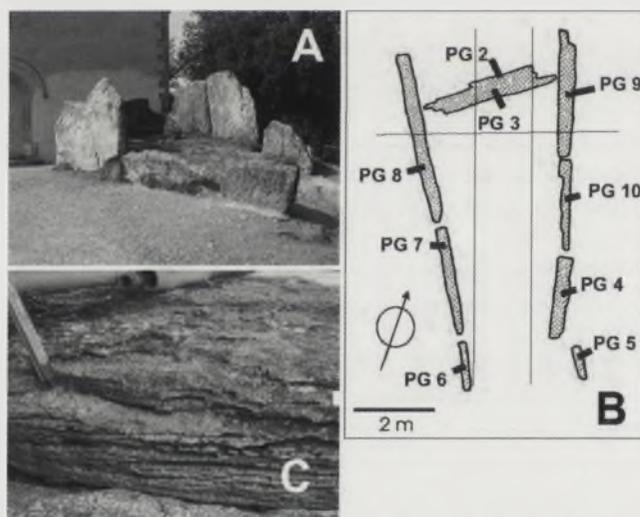


Figura 2. Dolmen de Puigseslloses. (A) Vista del monumento; (B) Esquema de la planta (según Batista, 1963) y situación de las losas; (C) Losa PG-9, arenisca de grano grueso con laminación de ripples.

Además se ha realizado un análisis *in situ* detallando diferentes rasgos sedimentológicos como: estructuras sedimentarias, textura, fábrica y composición.

Dentro del área de influencia del monumento, y teniendo en cuenta la geología del entorno más inmediato, se han analizado la unidad litoestratigráfica margas de Banyoles y la Formación Folgueroles, por presentar características estructurales y composicionales similares a las del monumento. Se ha confeccionado una columna estratigráfica general en donde quedan recogidos distintos rasgos sedimentológicos y petrológicos de dichas Formaciones (Fig. 3). Se ha llevado a cabo un muestreo, tanto de las losas como de los niveles arenosos favorables en la sección estratigráfica, para la elaboración de láminas delgadas y su estudio petrográfico. Para la

caracterización composicional de las areniscas se han realizado contajes de 300-400 puntos según el método tradicional (Ingersoll *et al.*, 1984). Los datos estadísticos obtenidos han sido proyectados en diagramas triangulares siguiendo los criterios de Pettijohn *et al.* (1973). A partir del análisis sedimentológico y petrográfico se han establecido diferentes familias de areniscas que han permitido inferir las posibles áreas fuentes.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Caracterización del dolmen

Descripción general del monumento. El dolmen de Puigseslloses está constituido por un total de 8 losas rectangulares de areniscas, cuya disposición forma un rectángulo de aproximadamente 6 x 2 m (Fig. 2B). Cuatro de estas losas, las mayores, constituyen la zona de la cámara sepulcral y las otras cuatro forman el corredor de acceso a la misma. Las de mayor magnitud (2 x 4 x 0,5 m, aproximadamente) pueden alcanzar un peso aproximado de hasta 3 toneladas (Estrada *et al.*, en prensa). Se trata de bloques escasamente desbastados, que de manera individual se encuentran enterrados a 0,5-1 m de profundidad, sobresaliendo en superficie 1,5-2 m.

Petrografía de las losas. Las rocas empleadas en la construcción del dolmen de Puigseslloses son exclusivamente rocas sedimentarias. El análisis de *visu* sobre el monumento permite caracterizarlas como areniscas cuarzofeldespáticas, arcosas principalmente, con un contenido variable en componentes intracuencales y textura variada (grano muy fino a grano muy grueso). Las losas *in situ* muestran diversas estructuras sedimentarias como: estratificación cruzada y paralela muy marcada, laminación de ripples, y granoselección. Las superficies mayores de las losas coinciden con superficies de estratificación o laminación (Fig. 2C). A par-

tir del estudio petrográfico de las losas y teniendo en cuenta su textura y composición se han diferenciado dos tipos de areniscas: arcosas de grano grueso-muy grueso y areniscas híbridas de grano fino-muy fino.

En las arcosas el esqueleto está formado por granos extra-cuencuales siliciclásticos ($Q_{41}F_{33}R_{25}$) en una proporción >

70% del total del esqueleto. Predominan los cuarzos monocristalinos y policristalinos (metacuarcitas, *chert*), feldespato potásico y plagioclasa. Los granos de feldespatos se suelen encontrar alterados a illita. Los fragmentos de roca son también abundantes y variados (areniscas, esquistos, pizarras y fragmentos granudos cuarzofeldespáticos; Fig. 4, A). Además estas areniscas pueden presentar hasta un 25% de granos intracuencuales (bioclastos marinos y granos verdes).

Las areniscas híbridas presentan un importante incremento en granos intracuencuales (hasta un 60% del total del esqueleto), siendo predominantes los granos carbonáticos como: bioclastos marinos, intraclastos, peloides y granos micritizados. Además se han reconocido componentes intracuencuales no carbonáticos, como granos verdes de glauconita que pueden llegar a representar un 18% del total de los granos del esqueleto (Fig. 4B). Los bioclastos son marinos y corresponden a: equinodermos (Fig. 4A), briozoos, moluscos, algas rojas, foraminíferos, etc. Los intraclastos, de tamaño >1 mm, presentan texturas *mudstones* con foraminíferos. Estos se encuentran muy deformados y transformados a pseudomatrix. La fracción siliciclástica del esqueleto presenta una composición cuarzofeldespática ($Q_{65}F_{30}R_5$). Otros componentes accesorios del esqueleto son: biotita, moscovita, clorita y turmalina. El cemento es carbonático y se presenta con texturas en mosaico y syntaxial (Fig. 4, A). Estas areniscas presentan una importante compactación mecánica y química.

Caracterización de los depósitos arenosos en los afloramientos más cercanos

En el registro estratigráfico existen dos tramos arenosos próximos al monumento y se encuentran incluidos uno en la unidad margas de Banyoles (Fig. 3) y el otro corresponde a la Formación Folgueroles (Fig. 3). En este último, se han diferenciado varios niveles donde aparecen cuerpos arenosos de hasta 6 m. Se caracterizan por presentar una textura de arena fina a muy gruesa, llegando a veces a ser microconglomerados. Algunos de estos cuerpos presentan estratificación cruzada a gran escala y base netamente erosiva. Otros cuerpos presentan una estratificación horizontal con laminación de *ripples* y abundante bioturbación.

Petrografía de los depósitos arenosos de las Margas de Banyoles. Los depósitos arenosos se encuentran intercalados entre margas verdosas-azuladas con abundante fauna marina (ostreidos, bivalvos, foraminíferos,...) y aparecen en secuencias de progradación, en las que se observa un aumento del tamaño de grano así como de la potencia de los estratos (Fig. 3). Los niveles arenosos inferiores de la sección realizada son calcarenitas con texturas de *packstones* bioclásticos ricos en fauna marina como: corales, equinodermos, ostreidos, miliólidos y briozoos. De manera gradual y hacia techo de esta unidad las intercalaciones arenosas son más frecuentes y reflejan localmente entradas de material siliciclástico.

Petrografía de las Areniscas de Folgueroles. Hacia el techo de la Formación, los niveles arenosos van incremen-

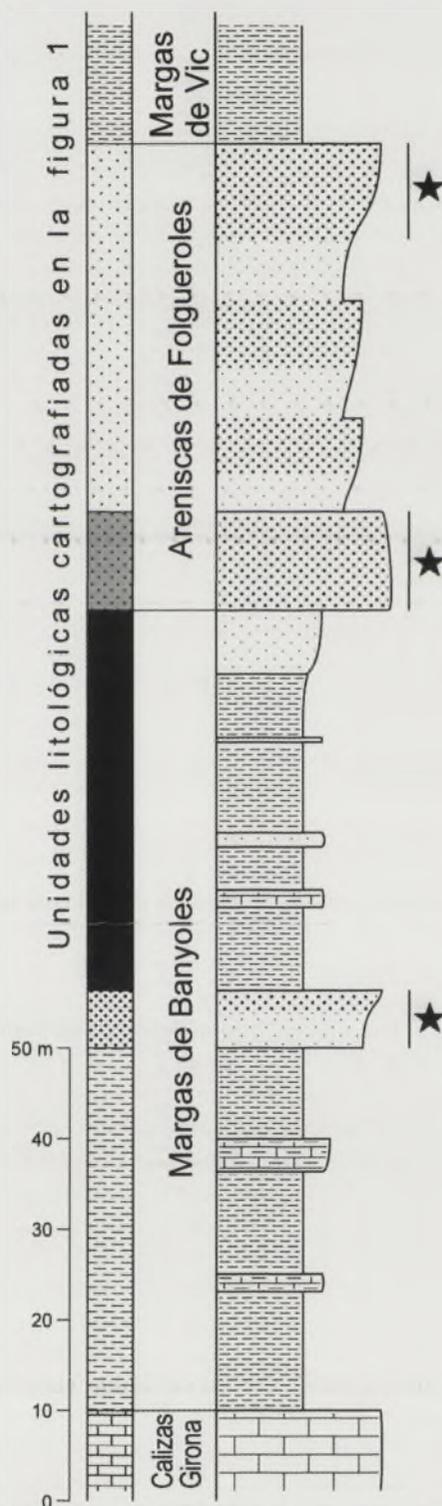


FIGURA 3. Sección estratigráfica del borde oriental de la Plana de Vic y localización de los puntos de muestreo (*).

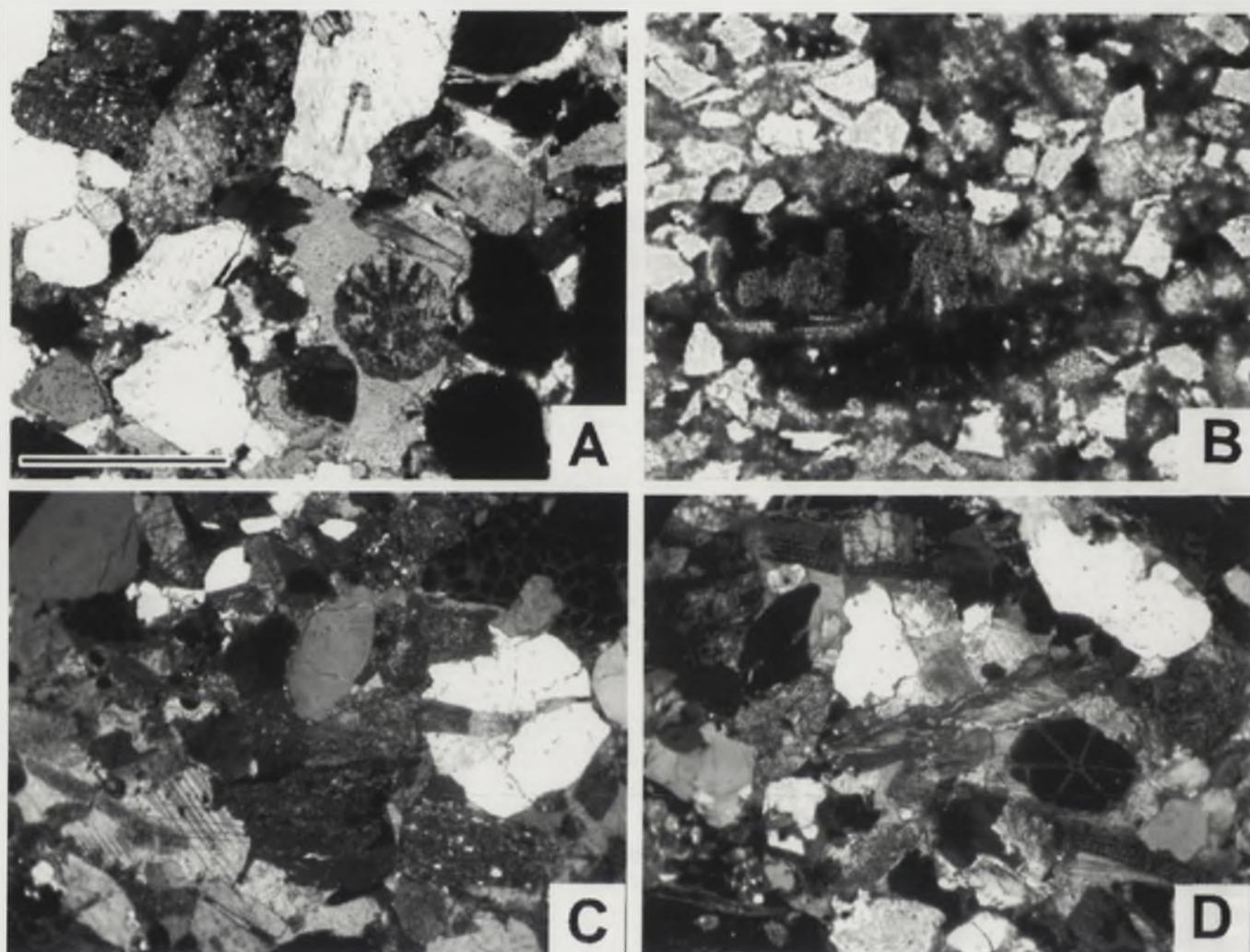


FIGURA 4. Rasgos petrográficos de las losas y de las rocas que constituyen las posibles áreas fuentes. (A) Losa PG-2, arcosa con cemento sintaxial de calcita en continuidad óptica sobre espícula de equinodermo; (B), Losa P-G 5, arenisca híbrida con granos de glauconita; (C) Muestra 211 (Arenisca de Folgueroles), arenisca híbrida (arcosa con intracuencales) con restos de briozoos y equinodermos; (D) Muestra 210 (Arenisca de Folgueroles), arcosa con cemento de calcita en mosaico y sintaxial sobre equinodermos y restos de ostréidos. Todas las fotografías, menos la (B) se han realizado con nicoles cruzados. Escala = 1 mm.

tando gradualmente su proporción en componentes siliciclásticos extracuencales. Dependiendo de las diferentes proporciones de intracuencales (bioclastos, granos verdes) y extracuencales se caracterizan dos tipos de areniscas, arcosas y arenitas híbridas. En ambos casos la presencia de granos verdes es característica, pudiendo variar la proporción de los mismos.

Las arcosas ($Q_{40}F_{40}R_{20}$) presentan texturas gruesas a muy gruesas (incluso llegan a ser microconglomerados) muy similares a las encontradas en las losas y pueden contener hasta un 25% de componentes intracuencales como: bioclastos marinos (algas rojas, miliólidos, briozoos, equinodermos, ostréidos, ostrácodos,...) y granos verdes (glauconita). Entre los granos predominantes del esqueleto se reconocen los mismos tipos que los descritos en las losas: cuarzos monocristalinos y policristalinos (*chert*), feldespato potásico, plagioclasa y fragmentos de rocas (fragmentos granudos cuarzofeldespáticos, esquistos y areniscas; Fig. 4C). Los

granos de feldespatos se encuentran alterados a illita. Presentan fábricas muy compactadas.

Las areniscas híbridas son arcosas ($Q_{34}F_{44}R_{22}$) con intracuencales, similares a las anteriores pero con una proporción en granos intracuencales superior (entre 25%-60%; Fig. 4, D). Además de los granos intracuencales reconocidos en las arcosas (bioclastos y granos verdes), se ha identificado una importante población de intraclastos y peloides. Los intraclastos son de textura muy gruesa (2-1 mm) y corresponden a *mudstones-wackestones* en los que se reconocen: briozoos, equinodermos, ostrácodos y granos de fosfato. Suelen estar muy deformados y transformados a pseudomatriz.

Arcosas y areniscas híbridas presentan un esqueleto muy denso debido a la importante compactación mecánica y química. El cemento es de calcita esparítica con texturas en mosaico y sintaxial sobre placas de equinodermos (Fig. 4D).

CONCLUSIONES

– Las rocas utilizadas en la construcción del dolmen de Puigsellos corresponden a rocas detríticas caracterizadas como arcosas y areniscas híbridas, con una proporción variable de componentes intracuencales marinos (bioclastos y granos verdes de glauconita).

– Las losas presentan una textura predominante gruesa a muy gruesa, si bien en algunos casos muestran una textura media a fina, relacionada con un incremento en granos de cuarzo y componentes intracuencales (bioclastos y granos verdes de glauconita).

– La asociación de los componentes del esqueleto de las areniscas de las losas permite inferir ambientes de sedimentación de plataforma marina somera, con importantes aportes de material siliciclástico extracuencal, procedentes de la erosión de un área fuente granítico-gnéisica muy próxima. Estos ambientes de sedimentación son compatibles con los ambientes mareales interpretados para las Areniscas de Folgueroles.

– Del análisis sedimentológico y petrográfico comparativo entre las losas y los niveles de areniscas intercaladas en las Margas de Banyoles y las de la Formación Folgueroles, se deduce que las arcosas de ésta última fueron los principales materiales utilizados en la construcción del dolmen de Puigsellos. Estos se encuentran a 2,5 a 3,5 km al SE y E del sepulcro.

– Las estratificaciones cruzadas a gran escala, típicas de las Areniscas de Folgueroles, así como la intensa fracturación favorecieron seguramente la erosión mecánica en el área fuente en grandes bloques de forma tabular, lo que pudo facilitar su aprovechamiento por los hombres primitivos para la construcción del dolmen de Puigsellos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del marco del proyecto 2005MQD 00189 financiado por el Departament d'Universitats, Recerca i Societat de la Informació (Generalitat de Catalunya). Nuestro agradecimiento a José Arribas y a los revisores anónimos por sus aportaciones a la corrección y mejora del manuscrito final. Asimismo queremos agradecer al resto de los componentes del proyecto: A. Obrador, A. Álvarez, D. Serrat, J. Anfruns, F. Borrell, E. Guerrero, M. Molist y M. Sañá.

REFERENCIAS

- Albareda, J., Figuerola, J., Molist, M. y Ollich, I. (1984): *Historia d'Osona*. Eumo Editorial. Vic, 495 p.
- Almera, A. y Ríos, J.M. (1943): Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. 2ª parte: las edades de los yesos del Eoceno catalán y algunas observaciones sobre la estratigrafía del mismo. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 56: 391-451.
- Barnolas, A. (1992): Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. *Acta Geologica Hispanica*, 27 (1-2): 15-31.
- Batista, R. (1963): *Sepulcros megalíticos de la comarca de Vic. Corpus de Sepulcros megalíticos*. Fascículo 2. Instituto de Prehistoria y Arqueología. Diputación de Barcelona. Barcelona, 67 p.
- Estrada, R., Clop, X., Vicens, E., Arribas, M^a.E., Oms, O., Maestro, E., Obrador, A., Álvarez, A., Serrat, D., Anfruns, J., Borrell, F., Guerrero, E., Molist, M. y Sañá, M. (2006): Propuesta de una asignatura transversal entre Geología y Arqueología. *XIV Simpósio Ibérico do Ensino da Geologia*. Universidade de Aveiro, Portugal (24-29 Julio de 2006).
- Gich, M. (1969): Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental. *Acta Geologica Hispanica*, 4 (1): 5-8.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. y Sares, S.W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. (1973): *Sand and sandstones*. Springer-Verlag, Berlin, 618 p.
- Puigdefabregas, C. y Souquet, P. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Reguant, S. (1967): El Eoceno marino de Vic. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 67: 330 p.
- Vergés, J., Marzo, M., Santaularia, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D., Muñoz, J.A. y Gimenez-Montsant, J. (1998): Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. En: *Cenozoic foreland basins of Western Europe* (A. Mascle, C. Puigdefabregas, H.P. Luterbacher, M. Fernández, Eds.). Geological Society, London, Spec. Publ., 134: 107-134.

First column of faint text, likely the beginning of a paragraph or section.

Second column of faint text, continuing the content from the first column.

Third column of faint text, possibly containing a list or detailed notes.

Fourth column of faint text, continuing the content from the third column.

Fifth column of faint text, likely the end of a section or paragraph.

Sixth column of faint text, continuing the content from the fifth column.

The role of tectonics and climate in the development of Tertiary continental sequences; southeastern edge of the Atlas Mountains (Morocco)

Mohammed Ben Brahim

Department of Geomorphology, Mohammed Ist University, B.P. 457. 6000 Oujda, Morocco. benbrahim@lettres.univ-oujda.ac.ma

ABSTRACT

The South-eastern Atlas Mountains (Morocco) pass to the adjacent foreland (Boudenib Basin) through the "Accident sud-atlasique" (ASA) located at the southern edge of the Atlas Chain. The Boudenib basin shows complex continental Tertiary sequences that allow to know how the tectonics and climate interacted during the sedimentation. During Senonian time, the Boudenib Basin subsided rapidly and filled with detritus derived from the adjacent highlands uplift, resulting in conglomerates which are organized into two main upward-thickening (~300m) and coarsening deposits. They are observed basinward at the base of the Hamada de Boudenib I (Lower Eocene), which represents a palustrine to lacustrine environment and records a period of tectonic stability and an alternating dry and wet climate. The tectonic reactivation during Middle to Late Eocene in the Boudenib Basin led to a differential distribution of Hamada de Boudenib II deposits which are mainly represented by carbonate lacustrine to palustrine environments indicating dry climatic conditions. During Lower Miocene to Pliocene, tectonic rejuvenation occurred along the ASA in response to the major Atlasique Phase (Atlasique phase II, Middle Miocene). At the beginning, the Boudenib Basin was dominated by proximal fan facies in the border that prograded southward and marked an unroofing surface at the base of the Hamada du Guir sequence. The upper part of the Hamada de Guir sequence is mainly dominated by calcrete and silcrete facies that indicate seasonally climate control (arid to semi-arid).

Key words: High-Atlas, Morocco, Tertiary, Tectonics, climate.

INTRODUCTION

Continental deposits are directly related to the variation of the base-level, which are due to a combination of local and instantaneous phenomena (floods, avulsion...) and more global causes. Among them, the tectonic deformation of the drainage area and the variation of the water fluxes in relation with climate changes play a major role in the evolution of the fluvial styles and their preservation in the sedimentary sequences.

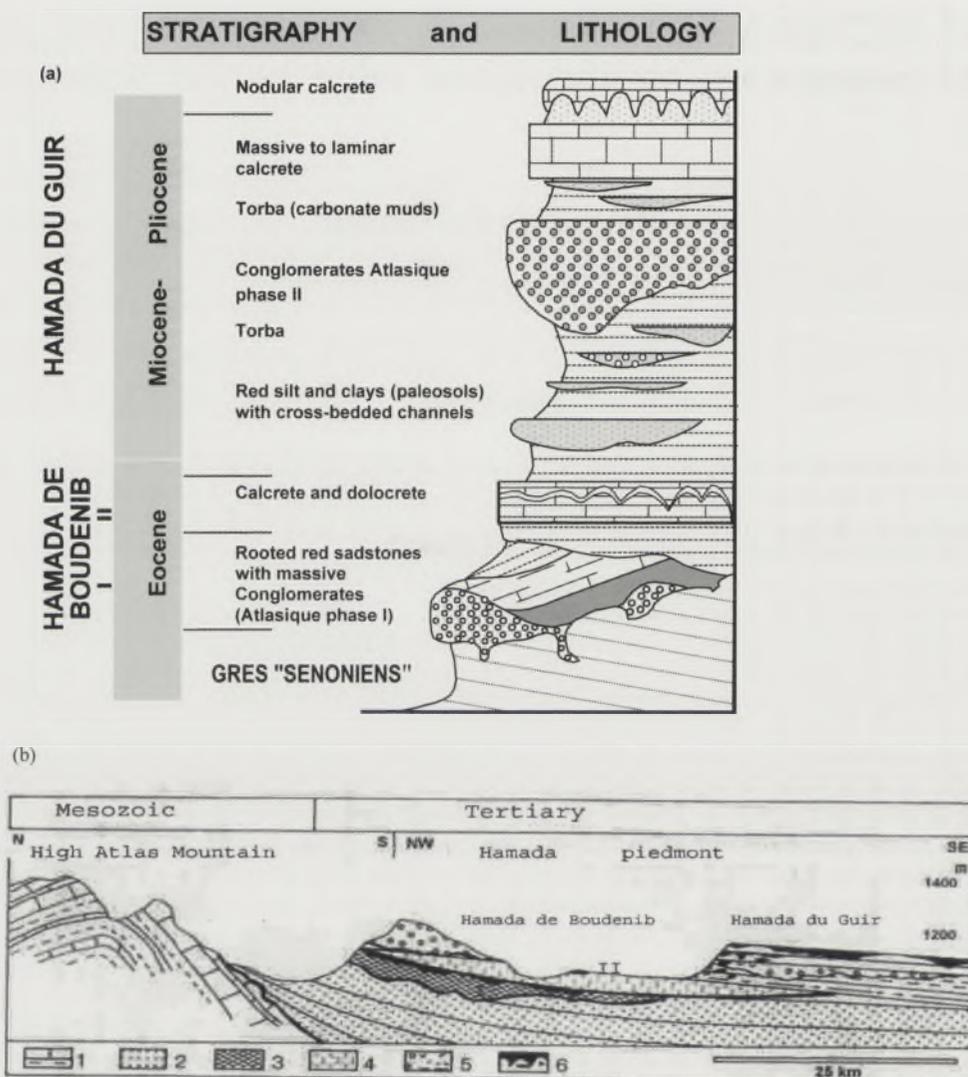
Understanding the relationship between climate, tectonics, and surficial processes is critical for an accurate interpretation of the geologic record. Numerous links between climate, tectonics, and surficial processes as they relate the long-term landscape evolution have been established; however, the relative importance of climate versus tectonics to surficial processes continues to be debated (Ritter *et al.*, 1995; Thiry *et al.*, 2000; Riebbe *et al.*, 2001; Eppes *et al.*, 2002). A primary means of assessing interactions between tectonics and climate and surficial processes is the interpretation of the geomorphic characteristics of alluvial piedmonts. Consequently, geomorphologic studies of alluvial piedmonts include paleosoils and paleoweathering as markers or indicators of surface age, since they represent

fundamental events (climatic, tectonic, ...) that aid in stratigraphical correlation and dating.

GEOMORPHOLOGICAL SETTING AND INTERPRETATION

The south eastern part of the Atlas Mountains (Morocco) passes to the adjacent foreland (Boudenib Basin) by the most dominant morphological feature along the southern edge of the Atlas Chain, so-called "Accident sud-atlasique" (ASA), and exhibit complex continental Tertiary sequences (Figs. 1a, 1b) that lead to reconstruct how tectonics and climate interacted during the sedimentation.

The studied area has a particularly significant location because it straddles the hinge zone between the mobile area of uplift of the Atlas Mountain in the north and the stable domain, west Sahara craton, in the south. Both ranges are bound up with extended fractures or lineaments that have three main directions: WSW-ENE, SW-NE and SE-NW. Interpretations based on outcrop study, seismic data, bore holes and remote sensing demonstrate that the Boudenib Basin overlies a series of older basins of Carboniferous age which experienced several episodes of craton-wide vertical



1. Folded Mesozoic formations. 2. « Senonian » sandstones. 3. Calcrete and Silcrete of Hamada de Boudenib I (Lower Eocene). 4. Calcrete and dolocrete of Hamada de Boudenib II (Middle Eocene). 5. Hamada du Guir formation (Miocene-Pliocene); Conglomerates, marls and limestones. 6. Silicified facies

FIGURE 1. Lateral (a) and vertical (b) morphosequences of the Tertiary continental formations of the Boudenib piedmont (southeast Morocco).

motion as well as local vertical movement by the reactivation of pre-existing structures, and have controlled the sedimentation and the morphological evolution of the area during the Tertiary (Ben Brahim., 1994).

During Senonian time, the Boudenib Basin began to subside rapidly and fill with detritus derived from the adjacent highlands uplift. The sequence is mainly clastic, comprising fine grained facies of red beds (sandstones, marls, argillites and gypsum) attributed to a lacustrine continental environment; most of these lithofacies have been thoroughly documented in both ancient and modern contexts. In the northeastern perimeter of the basin, the red beds deposits show an upward coarsening in grain size together with scoured erosion surface of conglomerate bodies, thus represent the increased transport of debris and the gradual building-up of

the next fan surface. These channel deposits appear to delimit the boundary of the red beds and the first occurrence of new clast types that are directly associated with continental deformation in the High Atlas Mountain, and record the initial stages of deformation (phase atlasique 1), affecting the Eastern Atlas Mountain. These conglomerates, which are organized into two main upward-thickening (~300m) and coarsening deposits, consist almost completely of pebbles of Bajocian-Bathonian High-Atlas cover. Unroofing of this source area led to gravel progradation of alluvial fans into enclosed-basin in the north and open basin in the south and south-western (Hamadas plateaus) where they are observed at the base of the Boudenib Hamada I (Lower Eocene) (Fig. 1).

The Boudenib Hamada I is characterized by fine-textured mudstone that indicates the existence of large low-

relief basins during this episode, mostly representing palustrine to lacustrine environment. This unit is finally characterized by rather confined pedogenic calcrete, rich in dolomite and palygorskite, and capped by pedogenic silcrete that record a period of tectonic stability and alternating dry and wet climate.

The reactivation of pre-existing structures during Middle to Late Eocene in the Boudenib Basin led to a differential distribution of Hamada de Boudenib II deposits which consist of mudstone with horizontal beddings and lacustrine to palustrine environment. However, these deposits are characterized by a rather confined environment (occurrence of palygorskite; and rich in dolomite, calcretes, and gypsum) indicative of dry climatic conditions. Tectonic controls during this period are more perceptible in the basin from the limits of lake sedimentation and extend of alluvial deposits, and consist of reactivation of inherited structures (Ben Brahim, 1994).

During Lower Miocene to Pliocene, tectonic rejuvenation occurred along the ASA, and consists of two complicated series of overlapping, striking reverse faults and fault-cored-folds in response to the major Atlasique Phase (Atlasique phase II, Middle Miocene, Ben Brahim, 1994). This phase is recorded in the Boudenib Basin by proximal fan facies in the border (coarse conglomerates with pebbles driven from axial zone) that prograde southward and marks an unroofing surface at the base of the Hamada du Guir sequence (Fig. 1). In the Basin, the heterogeneous conglomerate deposits, that reached a maximum thickness of 100 m at 35 km from the source material, indicate that they were transported by high-energy river channel systems or floods under tectonic influx which consists of inherited structures reactivation. This tectonic event succeeded to a period dominated by mudstone and white siltstone "Torba" interbedded with sandstones; the depositional environments can be interpreted as prograding low-energy fluvial systems encroaching ephemeral lakes, the dominant fine-grained sediments representing relative low relief in the north. The

upper part of the Hamada de Guir sequence is mainly dominated by confined facies of calcrete and silcrete that indicate seasonally climate control (arid to semi-arid).

The extension of the Hamada du Guir deposits marks an important episode in the construction of the piedmont, since they overlie all the precedent sequences and running very far southward.

CONCLUSION

Depositional sequences during the Tertiary were identified and correlated at the scale of the Boudenib Basin and the adjacent mountain. They show a contrasted architecture depending on the sedimentary processes, including tectonics in the source area, slope variations, climatic changes and local tectonic motion. Altogether interact to produce the apparent unit-levels recorded in the distribution of Boudenib piedmont continental deposits during the Tertiary.

REFERENCES

- Ben Brahim, M. (1994): *Le sillon de Boudenib (SE. Maroc) Structuration morphotectonique. Hamadas tertiaires et paléoaaltérations associées. Morphogenèse quaternaire et aridité actuelle*. Thèse de Doctorat d'Etat. Institut de Géographie. Paris I. Université Panthéon-Sorbonne, France, 281p.
- Eppes, M.C., McFadden, L.D., Matti, J. and Powell, R. (2002): Influence of soil development on the geomorphic evolution of landscapes: an example from the Transverse Ranges of California. *Geology*, 30: 195-198.
- Riebe, C., Kirchner, J., Granger, D., and Finkel, R. (2001): Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California, *Geology*, 29: 447-450.
- Ritter, J., Miller, J., Enzel, Y., and Wells, S. (1995): Reconciling the roles of tectonism and climate in Quaternary alluvial fan evolution, *Geology*, 23: 245-248.

First main paragraph of text, containing several lines of faint, illegible characters.

Second main paragraph of text, continuing the faint, illegible content.

Third main paragraph of text, with faint, illegible characters.

Fourth main paragraph of text, containing faint, illegible text.

Fifth main paragraph of text, with faint, illegible characters.

Sixth main paragraph of text, containing faint, illegible text.

Modelos 3D de análogos de reservorios sedimentarios: Aplicación al sistema de abanico costero eoceno de Sant Llorenç del Munt (Cuenca del Ebro)

P. Cabello, M. López-Blanco, O. Falivene, P. Arbués, E. Ramos, Ll. Cabrera y M. Marzo

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona. pcabello@ub.edu

ABSTRACT

3D reservoir characterizations of analogues based on outcrop studies provide geological information that can be used for reducing uncertainty in subsurface reservoir modelling to predict interwell areas. 3D reservoir-scale models of a 133 m thick transgressive-regressive sequence (Vilomara composite sequence), in the Sant Llorenç del Munt fan-delta complex (Eocene, Ebro foreland basin), reproduce heterogeneity scales which potentially influence flow simulation predictions. Three scales were recognized and modelled: (a) transgressive and regressive tracts in which the sedimentary record is structured; (b) stacking and interfingering of facies belts and (c) sedimentary bodies which provide sedimentological variability along facies belts. In order to solve the different stacking trend of transgressive and regressive tracts by using different modelling strategies, models were compartmentalized into several sections by means of modelling bounding surfaces (maximum regression and flooding surfaces). The depositional trend of facies belts for each tract was reproduced considering the stacking angle and interfingering measures obtained from outcrop studies, while the last modelling step in this work describes the geometry, arrangement and spatial relations of sedimentary bodies observed in field. All these models are stochastic simulations built applying different statistics algorithms provided by Roxar Reservoir Modelling System.

Key words: *reservoir analogue, facies model, sedimentary heterogeneities, fan-delta system.*

INTRODUCCIÓN

Las técnicas de modelización 3D de reservorios aplicando métodos estadísticos se han convertido en una nueva y potente herramienta para optimizar la estimación y explotación de hidrocarburos.

Los modelos estáticos de reservorios describen la geometría externa, la distribución de facies y las propiedades petrofísicas de las rocas en subsuelo. Puesto que en reservorios clásticos las propiedades petrofísicas (p.e. permeabilidad, porosidad) usualmente se correlacionan con las facies sedimentarias, los modelos de facies también permiten predecir la conectividad de la roca reservorio. Los modelos estáticos constituyen uno de los parámetros principales de entrada para la simulación de la circulación de fluidos (modelos dinámicos), cuya finalidad consiste en predecir el comportamiento del reservorio y del hidrocarburo considerando una determinada estrategia de producción. Consecuentemente, la fiabilidad y calidad de los modelos de distribución de facies influirán en la predicción final.

El estudio de afloramientos de calidad en análogos de reservorios sedimentarios proporciona una amplia y completa base de datos que describe la geometría y disposición de

los elementos sedimentarios (p.e. geometría de cuerpos sedimentarios y su continuidad en las diferentes direcciones del espacio, ángulos de apilamiento que describen tendencias progradantes y retrogradantes, etc.). Estos datos se pueden utilizar para construir modelos de facies en el análogo (Dreyer *et al.*, 1993; Ciftci *et al.*, 2004; Larue, 2004). Estos modelos, junto con los datos utilizados para su construcción, proporcionan información complementaria para reducir la incertidumbre en la modelización de reservorios en el subsuelo, relacionada con la escasez de información disponible (limitada generalmente a datos de pozos y sísmicos).

El presente estudio muestra la metodología aplicada en la construcción de modelos 3D de distribución de facies en un análogo de reservorio detrítico basados en algoritmos estadísticos. Estos modelos reproducen una secuencia compuesta transgresivo-regresiva (secuencia de Vilomara) del abanico costero de Sant Llorenç del Munt (Eoceno, Cuenca del Ebro, Fig. 1A).

HETEROGENEIDAD SEDIMENTARIA

Dentro del abanico de Sant Llorenç del Munt, se ha estudiado la secuencia compuesta de Vilomara dado que: a) es el

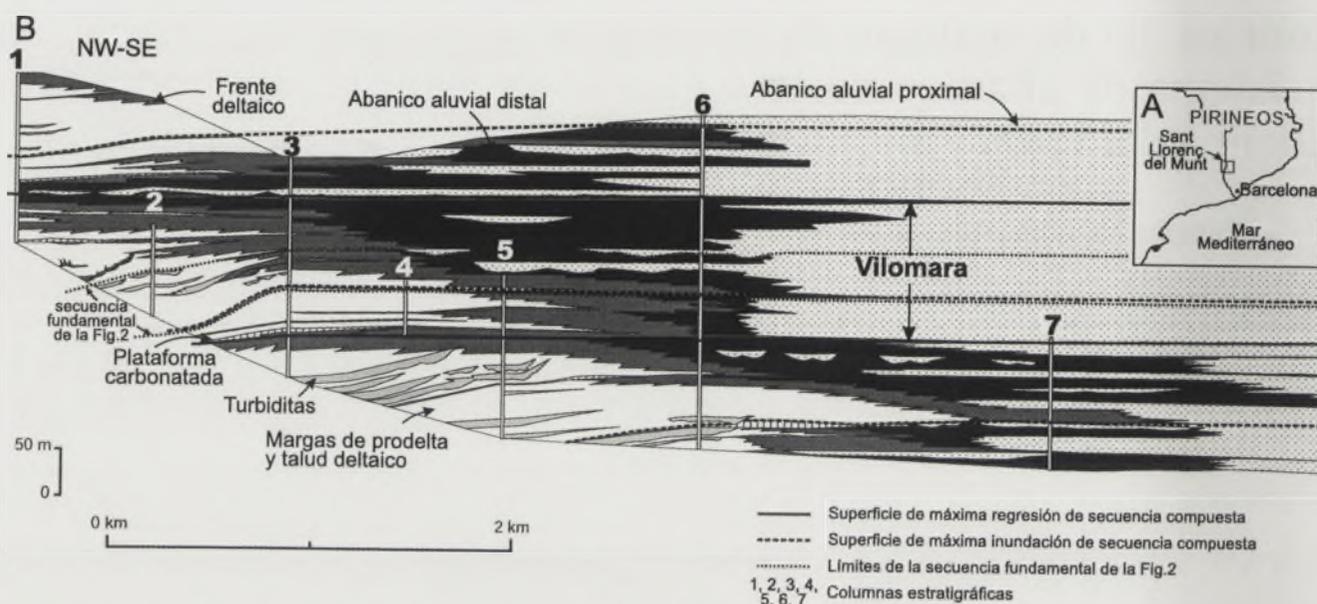


FIGURA 1. (A) Mapa del NE de la Península Ibérica indicando la localización del sistema de abanico costero de Sant Llorenç del Munt. (B) Panel de correlación que muestra el patrón de apilamiento de la secuencia de Vilomara y su estructuración en secuencias transgresivo-regresivas de menor escala. Basado en López-Blanco et al. (2000b). En el panel se indica la posición estratigráfica de la secuencia fundamental correspondiente a los modelos de la figura 2.

tramo que mejor aflora de todo el sistema deltaico, b) muestra una gran variabilidad sedimentológica, y c) ha sido objeto de numerosos estudios previos (López-Blanco, 1996; López-Blanco et al., 2000a, 2000b; Rasmussen, 2000; Steel et al. 2000), que proporcionan una amplia información geológica (columnas estratigráficas, mapas y cortes geológicos).

La secuencia compuesta de Vilomara comprende 133 m de potencia máxima, y está formada por un cortejo transgresivo y otro regresivo suprayacente, ambos separados por una superficie de máxima inundación (Fig. 1B). A su vez, la secuencia se compone de 7 subunidades transgresivo-regresivas de menor potencia (secuencias fundamentales). Cada una de las secuencias fundamentales está limitada por superficies de máxima regresión, mientras que superficies de máxima inundación separan los tramos transgresivos de los regresivos suprayacentes (Fig. 1B).

El sistema de Sant Llorenç del Munt comprende una alternancia de depósitos clásticos y depósitos carbonatados. López-Blanco (1996) y López-Blanco et al. (2000b) reconocen la interdigitación de diferentes cinturones de facies mostrando tendencias de apilamiento agradantes-retrogradantes en las unidades transgresivas y claramente progradantes en las regresivas (Fig. 1B). Los cinturones de facies definidos, de proximal a distal, son: abanico aluvial proximal, abanico aluvial distal, frente deltaico, talud deltaico y prodelta. Los depósitos carbonatados básicamente se desarrollan en los tramos transgresivos (Fig. 1B).

Las facies de abanico aluvial proximal se componen de conglomerados masivos, interpretados como resultado de procesos de flujos acuosos. Estos depósitos evolucionan a facies de abanico aluvial distal, constituidas por areniscas y lutitas rojas de llanura de inundación, y facies arenosas y conglome-

ráticas de relleno de canal. Las facies de frente deltaico constituyen el cinturón de facies de transición marino-continental y están compuestas por conglomerados que pasan distalmente a areniscas. Las facies de talud deltaico y prodelta comprenden dos grupos principales de depósitos: a) sedimentos de grano fino, formados por margas de prodelta y b) depósitos arenosos y conglomeráticos que corresponden a depósitos gravitacionales. Las plataformas carbonáticas básicamente están formadas por barras bioclásticas y facies arrecifales.

Los modelos de facies reproducen distintas escalas de heterogeneidad sedimentaria. Estas escalas ejercen una influencia destacada en la circulación de fluidos, y consecuentemente deben ser resueltas para obtener predicciones realísticas de circulación de fluidos. En el sistema deposicional de Sant Llorenç del Munt los elementos que dan lugar a la heterogeneidad sedimentaria presente están asociados a:

(a) Estratigrafía secuencial. Los cortejos transgresivos y regresivos de las 7 secuencias fundamentales que forman la secuencia de Vilomara presentan tendencias de apilamiento alternantes.

(b) Patrón de apilamiento de los cinturones de facies correspondientes a subambientes deposicionales diferentes para cada unidad (transgresiva y regresiva). Además existe una interdigitación superpuesta a esta tendencia general resultante de los cambios laterales entre los cinturones de facies.

(c) Geometría de los cuerpos sedimentarios individuales dentro de cada cinturón de facies (canales, lóbulos, etc.).

ESTRATEGIA DE MODELIZACIÓN

La estrategia de modelización diseñada en el presente trabajo consiste en resolver las escalas de heterogeneidad

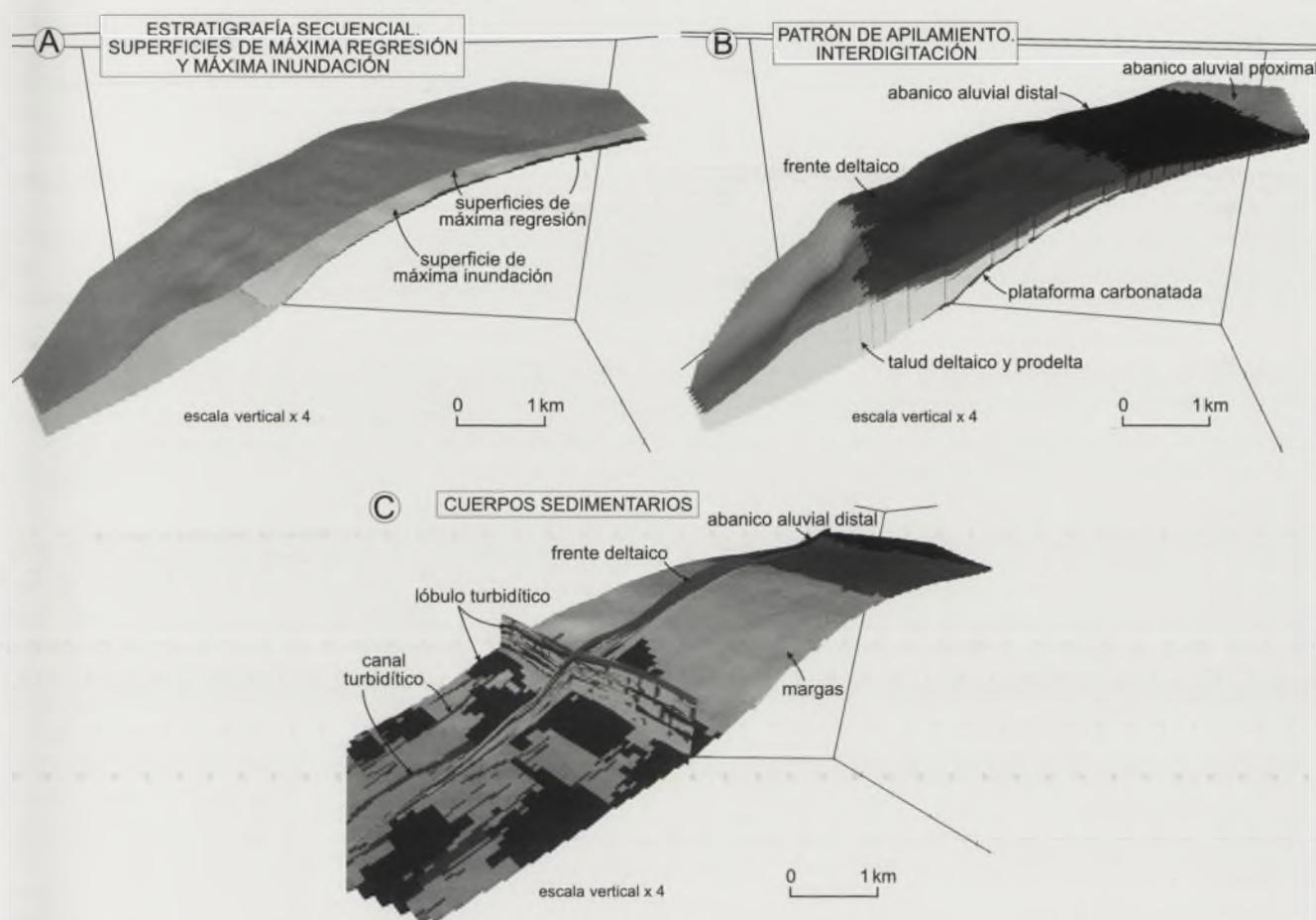


FIGURA 2. Visualización de algunos modelos 3D de una secuencia fundamental de la secuencia de Vilomara (ver Fig. 1B) que reproducen: (A) la geometría 3D de las superficies de máxima regresión y máxima inundación que limitan dicha secuencia fundamental, (B) el patrón de apilamiento de los diferentes cinturones de facies y su interdigitación, y (C) la disposición espacial de cuerpos sedimentarios del cortejo regresivo de la secuencia fundamental considerada, tales como canales y lóbulos turbidíticos pertenecientes tanto al talud deltaico como al prodelta.

sedimentaria descritas partiendo de la escala mayor y, progresivamente, aumentando la precisión de los modelos. Las escalas consideradas han sido las siguientes:

(a) Reconstrucción determinística de las superficies de máxima regresión y máxima inundación que separan cada uno de los cortejos transgresivos y regresivos de las secuencias fundamentales (Fig. 2A). Esta reconstrucción resuelve la heterogeneidad ligada a la estratigrafía secuencial.

(b) La siguiente escala de modelización, que reproduce el patrón de apilamiento de los cinturones de facies y sus interdigitaciones, se ha resuelto mediante la construcción de mallas delimitadas por dos superficies estratigráficas consecutivas (superficies de máxima regresión y máxima inundación de las secuencias fundamentales) y el uso de un algoritmo de modelización basado en la truncación de la suma de una tendencia determinística y un campo gaussiano (Fig. 2B, MacDonald y Aasen, 1994). Los datos de entrada para condicionar el algoritmo han sido extraídos de estudios de afloramiento u obtenidos de trabajos previos.

(c) La última escala de modelización reproduce la geometría de los cuerpos sedimentarios dentro de cada cinturón de facies modelizado en la etapa anterior, y reproducen la variabi-

lidad sedimentológica a lo largo de los diferentes subambientes deposicionales. Para generar estos modelos se han utilizado algoritmos basados en objetos (Lia *et al.*, 1997). Estos modelos describen la distribución y relaciones espaciales existentes entre cuerpos sedimentarios reconocidos en estudios de afloramientos y constituyen la etapa de mayor precisión alcanzada en este estudio. Los modelos de distribución de los cuerpos sedimentarios para el talud deltaico y prodelta, por ejemplo, comprenden cuerpos canaliformes que representan canales turbidíticos, y cuerpos lenticulares correspondientes a lóbulos turbidíticos, inmersos en una matriz margosa (Fig. 2C).

Los modelos 3D se han construido utilizando la aplicación informática Roxar Reservoir Modelling System. Mientras que la primera escala de modelización se ha resuelto utilizando una aproximación determinística, la segunda y tercera corresponden a simulaciones estocásticas condicionadas a datos de columnas estratigráficas.

CONCLUSIONES

Los modelos de facies 3D que reproducen la arquitectura deposicional de análogos de reservorios sedimentarios se

basan en el análisis de las características geométricas, sedimentológicas, etc. de los depósitos reconocidos en afloramientos de calidad, y proporcionan información que permite guiar y completar el proceso de modelización de reservorios sedimentarios en subsuelo, reduciendo la incertidumbre relacionada con la limitación de datos. Este ejercicio de modelización permite concluir lo siguiente:

1) Los elementos que producen heterogeneidad sedimentaria reconocidos en la secuencia estudiada del abanico costero de Sant Llorenç del Munt son: (a) unidades transgresivas y regresivas que muestren tendencias de apilamiento alternantes; (b) interdigitación de cinturones de facies sedimentarias; (c) cuerpos sedimentarios reconocidos en los diferentes cinturones de facies.

2) La estrategia de modelización diseñada ha permitido reproducir la heterogeneidad sedimentaria en la distribución de facies de la secuencia modelizada. Esta estrategia es potencialmente exportable a la modelización de reservorios análogos en subsuelo.

3) Los parámetros extraídos de afloramientos, y que se demuestran válidos para los modelos del análogo, se pueden utilizar para restringir la incertidumbre en la modelización de reservorios análogos en subsuelo.

4) Los modelos de facies serán la base para la modelización petrofísica y simulación de flujo del análogo estudiado.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por los proyectos CARES (DGICYT BTE 2001-3650) y MARES (CGL 2004-05816-C02-02), el Grup Consolidat de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (2005SGR00397) y el Departament d'Universitats, Recerca i Societat de la Informació de la Generalitat de Catalunya y el Fons Europeu. Los autores agradecen a Roxar la cesión de la aplicación informática IRAP RMS para la modelización de reservorios.

REFERENCIAS

- Ciftci, B.N., Aviantara, A.A., Hurley, N.F. y Kerr, D.R. (2004): Outcrop-based Three dimensional Modeling of the Tensleep Sandstone at Alcalí Creek, Boghorn Basin, Wyoming. En: *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modelling*. AAPG Memoir, 80: 235-259.
- Dreyer, T.; Falt, L.M.; Høy, T.; Knarud, R.; Steel, R.J. y Cuevas, J.L. (1993): Sedimentary architecture of field analogues for reservoir information (SAFARI): a case study of the fluvial Escanilla Formation, Spanish Pyrenees. En: *The geological modelling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues* (S. Flint y I.D. Bryant, Eds.). IAS, Spec. Publs., 15: 57-80.
- Larue, D.K. (2004): Outcrop and Waterflood Simulation Modeling of the 100-Foot Channel Complex, Texas, and the Ainsa II Channel Complex, Spain: Analogs to Multistorey and Multilateral Channelized Slope Reservoirs. En: *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modelling*. AAPG Memoir, 80: 337-364.
- Lia, O., Tjelmeland, H., Holden, L. y Kjellesvik, L.E. (1997): Modelling of facies architecture by marked point models. En: *5th International Geostatistics Congress*. Proceedings: 386-398.
- López-Blanco, M. (1999): *Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos de cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, Cuenca de antepaís surpirenaica)*. Acta Geologica Hispanica, 31: 91-95.
- López-Blanco, M., Marzo, M., Burbank, D.W., Vergés, J., Roca, E., Anadón, P. y Piña, J. (2000a): Tectonic and climatic controls on the development of foreland fan deltas: Montserrat and Sant Llorenç del Munt systems (Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 138: 17-39.
- López-Blanco, M., Marzo, M. y Piña, J. (2000b): Transgressive-regressive sequence hierarchy of foreland, fan-delta clastic wedges (Montserrat and Sant Llorenç del Munt, Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 138: 41-69.
- MacDonald, A. C. y Aasen, J. O. (1994): A Prototype Procedure for Stochastic Modeling of Facies Tract Distribution in Shoreface Reservoirs. En: *Stochastic Modeling and Geostatistics* (J.M. Yarus y R.L. Chambers, Eds.). AAPG Computer Applications in Geology, 91-108.
- Rasmussen, H. (2000): Nearshore and alluvial facies in the Sant Llorenç del Munt depositional system: recognition and development. *Sedimentary Geology*, 138: 71-98.
- Steel, R., Rasmussen, H., Eide, S., Neuman, B. y Siggerud, E. (2000): Anatomy of high-sediment supply, transgressive tracts in the Vilomara composite sequence, Sant Llorenç del Munt, Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentary Geology*, 138: 125-142.

Diagenesis, carbonate cementation and reservoir quality evolution of Eocene deep-water marine turbidite sandstones of the Hecho Group, South-Central Pyrenees

M. A. Caja¹, R. Marfil², D. Garcia³, H. Mansurbeg⁴ and E. Remacha⁵

1 Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. miguelangel.caja@ub.edu

2 Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad C.C. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, avda. Jose Antonio Novais s/n, 28040 Madrid, Spain. marfil@geo.ucm.es

3 Centre SPIN - departament GENERIC Ecole Nationale Supérieure des Mines de St. Etienne, 158 Cours Fauriel, 42023 Saint-Etienne, France. garcia@emse.fr

4 Department of Earth Sciences, Uppsala Universitet, Villavägen, 16, SE-752 36, Uppsala, Suecia. howri.mansurbeg@geo.uu.se

5 Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Barcelona. eduard.remacha@uab.es

ABSTRACT

Sandstone turbidites from the Hecho Group in the South-Central Pyrenees are considered exceptional examples for reservoir modelling and outcrop analogous studies. The Hecho Group is divided into four major tectosedimentary units (TSU-2 to TSU-5) and the sandstone composition varies from quartzarenites to arkoses (TSU-2), lithoarenites to hybrid arenites (TSU-3 and TSU-4), and hybrid arenites (rich in carbonate bioclasts; TSU-5). In TSU-2, the lowermost and most deformed unit, calcite cement precipitation was related to tectonic deformation. In the other turbidite systems (TSU-3, 4 and 5) eodiagenesis is evidenced by precipitation of dolomite cement and pyrite, which are locally abundant in all sandstones. Overall, compaction was more important than cementation in destroying porosity. However, the precipitation of dolomite overgrowth and intragranular mesogenetic ferroan calcite occluded nearly completely the remaining porosity and halted further compaction. Dissolution of calcite and dolomite cements has resulted in creation of minor amounts of secondary porosity.

Key words: carbonate cementation, compaction, sandstones, turbidite systems, Hecho Group South-Central Pyrenees.

INTRODUCTION

The deep-water turbiditic sandstones are increasingly becoming major hydrocarbon targets for the oil companies (Pettingill, 2000). Reservoir modelling is a powerful method in deciphering reservoir compartmentalization and good outcrop analogous models are crucial for better understanding complicated subsurface geometries. Diagenetic alterations are of key importance in understanding the dynamics of sedimentary basins and their reservoir quality evolution. For better elucidation of porosity and permeability evolution within hydrocarbon reservoir, diagenetic pathways must be integrated into conventional sedimentological models. Turbidite sandstones of the Hecho Group, South-Central Pyrenees (Fig. 1) is a potential analogue for the study of other deep-sea reservoirs in similar basinal settings in which reservoir quality assessment is biased by great deal of uncertainties. The carbonate rich sandstones with abundant extrabasinal limestones and dolostones occur within the orogenic settings, as the survival of chemically unstable carbonate

grains depend on rapid erosion, transport and burial. Although these hybrid arenites are common in deep-sea environments, their diagenetic alteration is poorly explored in the literature (Spadafora *et al.*, 1998). In this paper, main diagenetic alterations (carbonate cementation and compaction) of the Eocene (lower Ilerdian to the upper Lutetian) turbiditic sandstones, which are responsible in destroying reservoir quality will be quantified and discussed. Diagenetic processes and fluid evolution will be discussed within the geological context of the Pyrenees Basin.

SAMPLING AND ANALYTICAL METHODS

The turbidite systems from the Hecho Group were studied and sampled in several locations: TSU-2 turbidite system (early Eocene) was sampled in the Torla, Gerbe, Castilgaleu and Figols sections. TSU-3, early Eocene in age, comprised the Arro channels, the upper Broto channel-lobe transition and the Broto-Fanlo lobes. TSU-4, early-middle Eocene, is made up of the Banaston 1 to 4, all of them corresponding to

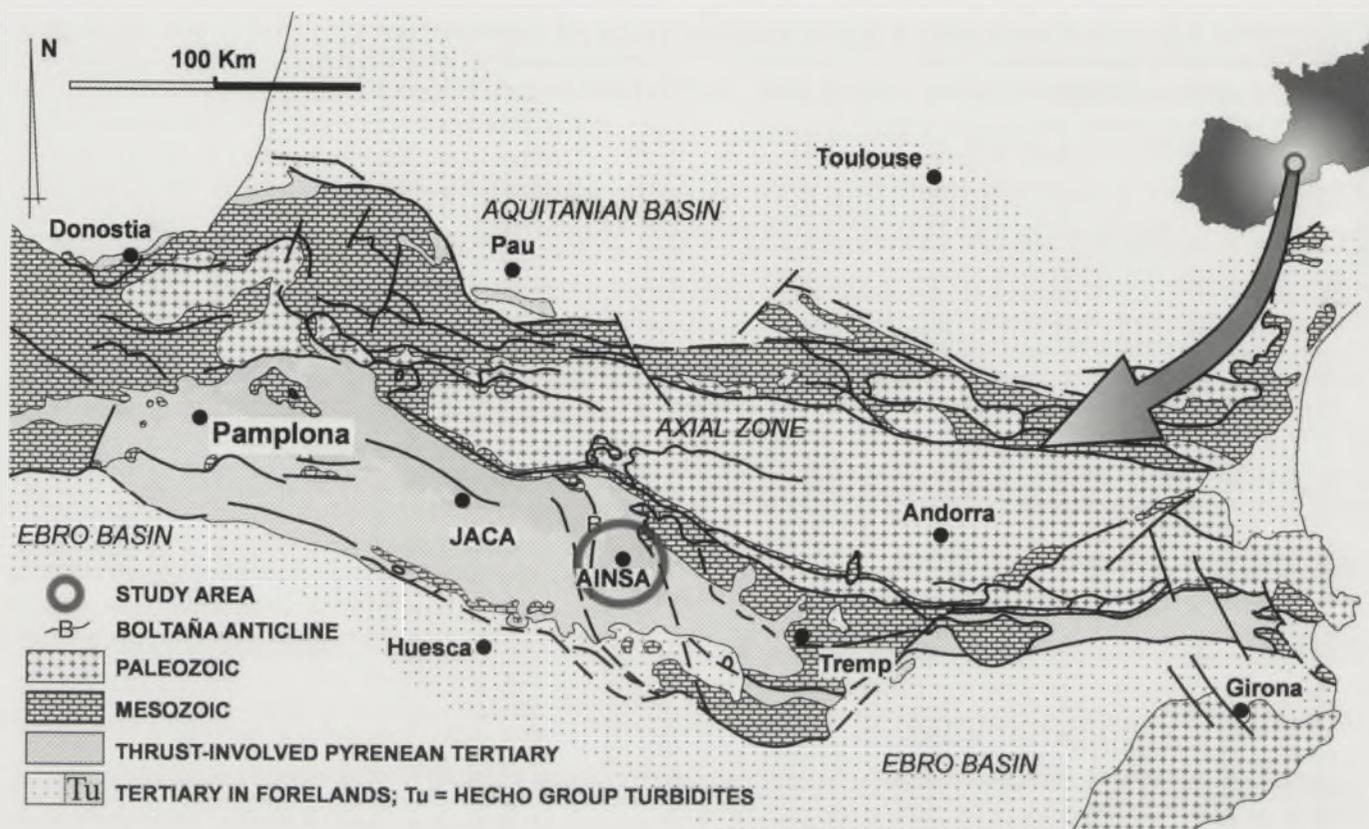


FIGURE 1. Simplified geological map of the Tertiary belt of the South-central Pyrenees, showing the Eocene turbidite systems of the Hecho Group (Tu), and the study area.

channel levee facies. Finally, the turbidite system TSU-5, middle Eocene, include the Ainsa channel-lobe transition facies, the Morillo point-bars and the Guaso channel sediments (Remacha *et al.*, 2005). A total 241 sandstone samples were collected. Doubled-polished thin sections were prepared from each sample and stained for carbonates (alizarine red-s and potassium ferricyanide). Sandstones are very fine to coarse-grained. Modal analyses were only performed in 78 selected samples with medium grain size (0.25 to 0.5 mm) in order to minimize compositional differences due to sorting. Quantification of framework grains and authigenic cements was achieved by counting 300 points per thin section. Cathodoluminescence (CL) microscopy was carried out using a Technosyn 8200 MkII. The chemical composition of carbonate cements was determined by electron microprobe analysis using a *Jeol JXA-8900*. Operation conditions were 15 kV accelerating voltage, 20 nA beam current and 10 μm beam size. Detection limits were approximately 250 ppm for Mn, 200 ppm for Fe, 100 ppm for Mg, 400 ppm for Ca, and 270 ppm for Sr.

RESULTS

Sandstone composition

A first-order NCE (Non Carbonate Extrabasinal), CE (Carbonate Extrabasinal), CI (Carbonate Intrabasinal)

classification of the studied Hecho group arenites reveals that TSU-2 are quartzarenites-arkoses $\text{NCE}_{80} \text{CE}_{17} \text{CI}_3$ ($n = 6$). TSU-3 (upper Broto and Arro) are lithoarenites to slightly hybrid arenites, $\text{NCE}_{64} \text{CE}_{32} \text{CI}_4$ ($n = 29$). TSU-4 arenites (Banaston 1 to 4) are classified as lithoarenites, $\text{NCE}_{60} \text{CE}_{31} \text{CI}_9$ ($n = 25$). TSU-5 arenites (Ainsa, Morillo and Guaso) are classified as lithoarenites to hybrid arenites, $\text{NCE}_{48} \text{CE}_{31} \text{CI}_{21}$ ($n = 24$).

Carbonate cements

Carbonate cement in the turbidite sandstones comprise calcite and subordinate dolomite. There are important textural and compositional differences between studied carbonate cements:

Calcite cement

Fibrous to bladed radioaxial red luminescent calcite cements (40–60 μm), is present exclusively in TSU-2, i.e. in the lowermost –and indeed most deformed– unit. This cement appears as pressure shadows around carbonate lithoclasts, and is stretched by mechanical stress.

Intraparticle ferroan calcite cement has precipitated in moldic porosity, which is associated with fossils, mainly foraminifera. These bioclasts are completely filled by an early pyrite cement phase post-dated by ferroan calcite cement having a reddish-brown luminescence and an equant

mosaic texture. The chemical composition of this calcite is similar in all the studied turbidite systems. The average chemical composition for TSU-3, 4 and 5 is $(\text{Ca}_{0.961} \text{Mg}_{0.017} \text{Fe}_{0.019} \text{Mn}_{0.001} \text{Sr}_{0.002}) (\text{CO}_3)_2$ ($n = 42$).

Interparticle blocky ferroan calcite cement is the most common cement type in all the studied sandstones, which is occluding completely intergranular porosity. This cement is characterised by equant to poikilotopic calcite crystals mosaic and occasionally by a patchy texture. These crystals show zoned dark red to orange luminescence. Modal abundance of this cement in TSU-3 arenites is <33%, average 17.2%, in TSU-4 <26%, average 12.9% and in TSU-5 <26.7%, average 16.5%. Average chemical composition is: TSU-3: $(\text{Ca}_{0.961} \text{Mg}_{0.015} \text{Fe}_{0.020} \text{Mn}_{0.001} \text{Sr}_{0.003}) (\text{CO}_3)_2$ ($n = 27$); TSU-4: $(\text{Ca}_{0.972} \text{Mg}_{0.012} \text{Fe}_{0.014} \text{Mn}_{0.001} \text{Sr}_0) (\text{CO}_3)_2$ ($n = 32$); TSU-5: $(\text{Ca}_{0.973} \text{Mg}_{0.005} \text{Fe}_{0.020} \text{Mn}_{0.001} \text{Sr}_{0.001}) (\text{CO}_3)_2$ ($n = 14$).

Dolomite cement

Dolomite precipitated as small (<20 mm) single crystals, or groups few crystals, occasionally rimming detrital frame-

work grains. These discrete dolomite rhombs occur in all TSUs in small amounts, less than 2%. When it occurs, it is post-dated by interparticle ferroan calcite cement.

Dolomite cements overall occur as overgrowths on single detrital dolomite grains and is common in most of the studied sandstones. The modal abundance in TSU-3 is <2.7%, average 1.2%, in TSU-4 <2.7%, average 1.3%, and in TSU-5: <2.3%, average 1.5%. Under backscattered electron imaging, two generations of dolomite overgrowth was possible to distinguish. Using CL, the core of the dolomite is not luminescent and the overgrowth is orange. The average chemical composition of the first stage dolomite overgrowth is $(\text{Ca}_{0.563} \text{Mg}_{0.313} \text{Fe}_{0.116} \text{Mn}_{0.002} \text{Sr}_{0.001}) (\text{CO}_3)_2$ ($n = 16$) and the second one is $(\text{Ca}_{0.573} \text{Mg}_{0.283} \text{Fe}_{0.134} \text{Mn}_{0.004} \text{Sr}_0) (\text{CO}_3)_2$ ($n = 5$).

Compaction versus cementation

A plot of the total intergranular volume (IGV) versus intergranular cements (dolomite and calcite cements, Fig. 2; Houseknecht, 1988; modified by Ehrenberg, 1989) indicates that mechanical compaction was far more important than

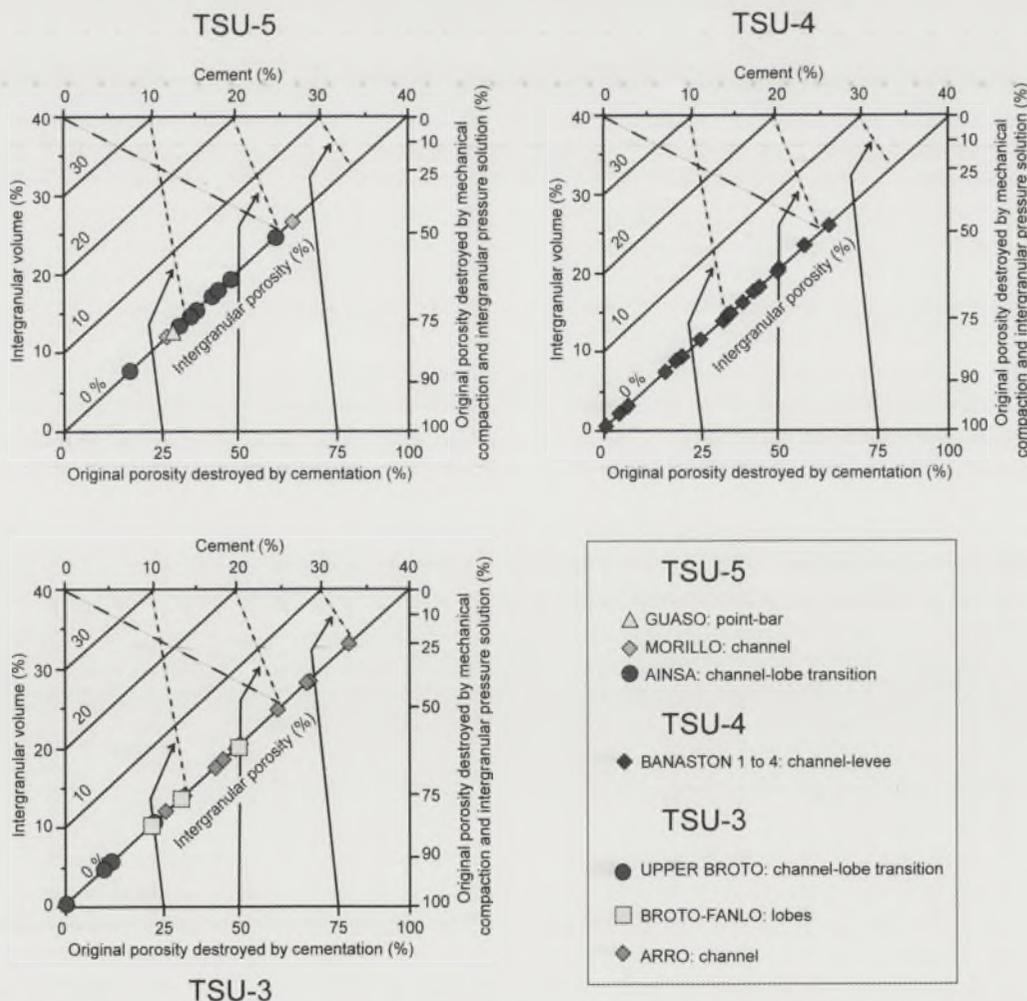


FIGURE 2. Plot of intergranular volume (IGV) versus intergranular volume of calcite cement (Houseknecht, 1988; modified by Ehrenberg, 1989). Note that destruction of original porosity in the three studied turbidite systems (TSU-3, TSU-4 and TSU-5) by mechanical compaction was overall more significant than by cementation. Moreover, in some of the channel facies sandstones from TSU-3, cementation was more important in destroying porosity.

cementation in destroying intergranular porosity in all the studied sandstones. However, in some channel-deposited sandstones of the TSU-3, cementation was more important than mechanical compaction in deteriorating porosity. It also appears that the primary porosity was nearly completely destroyed in all the studied sandstones and only minor secondary porosity (1-2%) after dissolution of calcite and dolomite cements is present. Some key petrographic observations (such as: the occurrence of linear grain contacts, and occasionally pressure-dissolution contacts, the absence of floating grains in sandstones with the highest carbonate cement modal abundance, and occasionally the precipitation of calcite cement in grain breakage) suggest that most mechanical and chemical compaction preceded carbonate cementation.

DISCUSSION

In TSU-2, the diagenetic evolution is severely obscured by tectonic effects (thrusting) and the most abundant cements are those due to deformation (calcite fibrous rims). In the TSU-3, 4 and 5, early diagenetic processes are represented by framboidal pyrite (sulfidic and anoxic environments) and dolomite cements that precipitated locally in the sandstones, which is typical of early stages of dolomite precipitation in deep-sea sediments (Coniglio and James, 1987).

Although it is not possible to determine the precise timing of calcite cements precipitation, the textural relationships between interparticle calcite cements and framework grains suggest that compaction took place before this calcite cementation. Furthermore, the chemical composition in major and trace elements of the interparticle calcite cement are comparable to those intra-skeletal ferroan calcite cements associated to fossils, suggesting that they precipitated synchronously from the same fluid, under similar reducing conditions, probably from seawater evolved to formation water during burial. The source of calcium is probably pressure-dissolution and reprecipitation from detrital carbonate rock fragments that occur in the sandstones and in the intercalated claystones and siltstones (Dutton and Barton, 2001). The source of Mg and Fe involved in dolomite cement could be related to the detrital dolostone and dolomicrite, which are common in the sandstone. The interbedded claystones could also be additional source for Mg and Fe. Zoning patterns of overgrowth in dolomites indicate that this growth occurred in various steps, in increasingly Fe-rich pore waters, hence presumably under increasingly reducing conditions.

Since most of the studied sandstones lacked, evenly distributed and sufficient early diagenetic rigid cement, which is capable of preventing mechanical compaction (e.g., calcite cement) compaction dominated the porosity loss. However, during deep-burial diagenesis, mechanical compaction was hindered locally by the precipitation of dolomite overgrowth and late ferroan calcite cement, as suggest by the petrographic observations, thus limiting pressure solution to grain-to-grain contacts (Fontana *et al.*, 1989).

CONCLUSIONS

The petrological and geochemical study of the Hecho Group Eocene turbiditic sandstones has revealed that diagenetic processes started very early with the precipitation dolomite cements and pyrite locally in all the sandstones. After that, compaction dominated the porosity loss. However, compaction was hampered by the precipitation of dolomite overgrowth and intraparticle late ferroan calcite cement during burial under reducing conditions. These cements occluded completely intergranular porosity and only some minor secondary porosity after dissolution of calcite and dolomite cements is present in Hecho group turbiditic sandstones.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was financed by Project 01-LEC-EMA10F of the European Science Foundation, Project REN2002-11404-E and Programme "Juan de la Cierva" from the Spanish Ministry of Education and Science.

REFERENCES

- Coniglio, M. and James, N.P. (1987): Dolomitisation of deep-water sediments, Cow Head group (Cambro-Ordovician), Western Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 1032-1045.
- Dutton, S.P. and Barton, M.D. (2001): Diagenesis and reservoir quality of turbidite sandstones in the Bell Canyon Formation, Delaware Basin, Texas. *Abstract with Programs-Geological Society of America*, 33: 36-37.
- Ehrenberg, S.N. (1989): Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: Discussion; Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California: Discussion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 1274-1276.
- Fontana, D., Zuffa, G.G. and Garzanti, E. (1989): The interaction of eustacy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain). *Basin Research*, 2: 223-237.
- Houseknecht, D.W. (1988): Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 228-246.
- Pettingill, H. (2000): Exploración y producción en turbiditas. *Boletín de Informaciones Petroleras, Repsol-YPF*, 64: 32-55.
- Remacha, E., Fernández, and L.P., Maestro, E., (2005): The transition between sheet-like lobes and basin plain turbidites in the Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 75: 798-819.
- Spadafora, E., De Ros, L.F., Zuffa, G.G., Morad, S. y Al-Aasm, I.S. (1998): Diagenetic evolution of synorogenic hybrid and lithic arenites (Miocene), Northern Apennines, Italy. In: *Carbonate cementation in sandstones* (S. Morad, Ed.). IAS, Spec. Publ., 26: 241-260.

Variabilidad en la composición y procedencia de las areniscas turbidíticas del Grupo Hecho (Pirineo Sur-Central)

M. A. Caja¹, R. Marfil², D. Garcia³, E. Remacha⁴ y P. Pérez Fortes²

1 Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona. miguelangel.caja@ub.edu

2 Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad C.C. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, avda. Jose Antonio Novais s/n, 28040 Madrid, Spain. marfil@geo.ucm.es

3 Centre SPIN - departament GENERIC Ecole Nationale Supérieure des Mines de St. Etienne 158 Cours Fauriel, 42023 Saint-Etienne, France. garcia@emse.fr

4 Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Barcelona. eduard.remacha@uab.es

ABSTRACT

The Eocene turbidite systems of the Hecho Group (tectosedimentary units, TSU-2, 3, 4 and 5) of the Ainsa-Jaca foreland basin (South-Central Pyrenees) are characterised by spectacular outcrops and good preservation of the original field relationships between the fluvio-deltaic, shelf deposits and turbidites. The aim of this work is the petrographic characterisation of turbiditic carbonate arenites in order to unravel provenance signatures and their evolution. Ternary compositional diagrams based on carbonate grains types, allow us the recognition of a maturity trend in the Hecho Group turbidites. The lowermost turbidite system, TSU-2, presents the highest abundance in quartz grains and the lowest quantity in carbonate grains, both extra- and intra-basinal. Toward the top, in TSU-5, quartz abundance decrease and conversely carbonate grains increase. Non-carbonate rock fragments indicate the dominance of low- and medium-rank metamorphic source rocks toward the uppermost TSU-5. In addition, back scattering electron imaging on feldspar grains, confirm the presence of granites, gneisses and metamorphic rocks in the source area. Thus, the obtained results reflects the exposition and erosion of the Pyrenean crystalline basement (granites, gneisses and metamorphic rocks) and its progressive replacement as source rock by carbonate rocks from the thrust-folds belt, due to tectonism evolution and sea-level variations.

Key words: composition, provenance, turbidites, South-Central Pyrenees.

INTRODUCCIÓN Y ENCUADRE GEOLÓGICO

Los depósitos sedimentarios marinos profundos, antiguos y actuales, han sido objeto de estudio durante las dos pasadas décadas, debido a su interés económico y a su importancia paleogeográfica. El interés de las compañías de exploración y producción de hidrocarburos se ha ido incrementado hacia los ambientes profundos, dominados principalmente por depósitos turbidíticos (Pettingill, 2000). En este trabajo se ha estudiado la composición de las areniscas carbonáticas del Grupo Hecho mediante el análisis petrográfico, con el objeto de interpretar su procedencia, su evolución y señalar las variaciones existentes entre los diferentes sistemas turbidíticos.

El área de estudio está situada en el Pirineo Sur-Central (Huesca), donde se encuentra la Cuenca de Ainsa-Jaca (Fig. 1A). Se trata de una cuenca de "foreland", rellena por sedimentos del Eoceno inferior y medio, donde destaca la calidad de los afloramientos debido a que se han preservado las relaciones originales entre depósitos fluvio-deltaicos, de plataforma y turbidíticos (Remacha *et al.*, 2005). Esta cuenca se originó como consecuencia de la migración hacia el Sur de

un cinturón de pliegues y cabalgamientos. En trabajos anteriores (Fontana *et al.*, 1989 y Marchi *et al.*, 1984) se han realizado estudios de composición y procedencia en las turbiditas del Grupo Hecho, pero los recientes datos sobre la cronoestratigrafía del Grupo Hecho (Remacha *et al.*, 2005) han puesto de manifiesto la necesidad de revisar la composición y procedencia en base a esta nueva división de sus sistemas turbidíticos. Se ha realizado un muestreo de los sedimentos del Grupo Hecho que incluye varios sistemas tectosedimentarios turbidíticos (TSU-2, 3, 4 y 5), limitados por discontinuidades mayores y que pueden alcanzar una potencia máxima de 4500 m (Mutti *et al.*, 1985; Remacha y Fernández, 2003; Fig. 1B). En total se recogieron 254 areniscas de diferentes granulometrías y se realizaron análisis modales de 300 puntos, en 84 areniscas de tamaño medio, entre 0,25 y 0,5 mm con el objeto de minimizar las variaciones en la composición debidas al tamaño de grano, según el método de Gazzi-Dickinson. Los porcentajes de los diferentes componentes se refieren al volumen de roca total. Los distintos tipos de fragmentos de roca no carbonáticos, principalmente metamórficos, se han descrito según los criterios

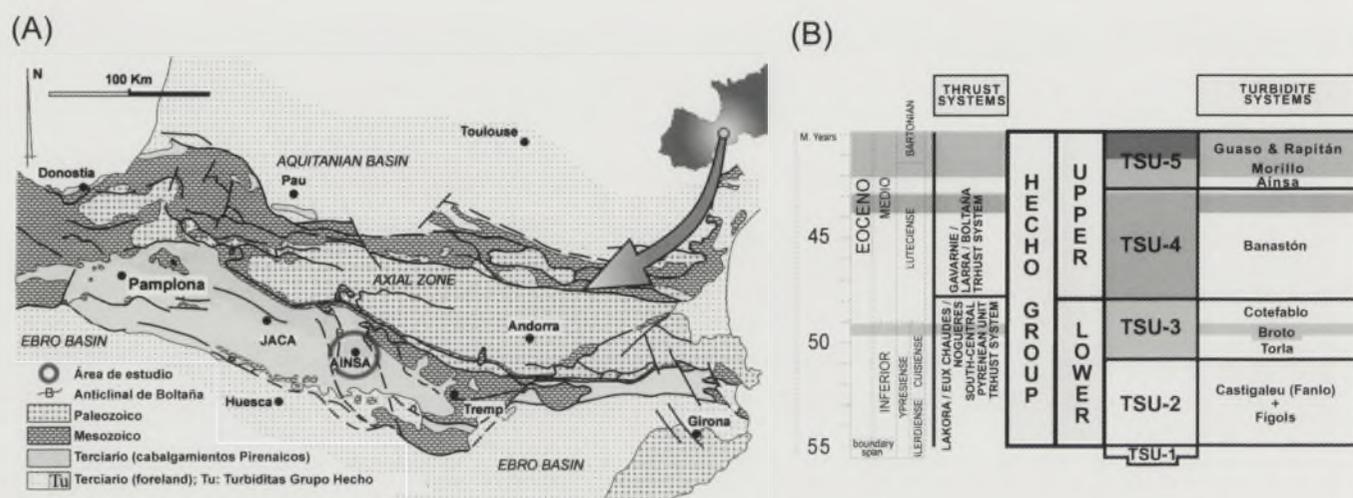


FIGURA 1. (A) Mapa geológico simplificado del Pirineo donde se ha señalado la situación del área de estudio (Ainsa-Jaca) y los sistemas turbidíticos Eocenos del Grupo Hecho (Tu). (B) Columna cronoestratigráfica esquemática para los sistemas turbidíticos estudiados del Grupo Hecho (ambas modificadas de Remacha et al., 2005).

de Garzanti y Vezzoli (2003). El tipo de feldespatos y su microtextura se ha estudiado mediante electrones retrodispersados (BSE) con el objetivo de interpretar su origen siguiendo los criterios de Parsons et al. (2005).

RESULTADOS

Composición de las areniscas

Las areniscas (*sensu* Zuffa, 1980) del TSU-2 (Figols), $NCE_{80} CE_{17} CI_3$ ($n = 6$; "No Carbonáticos Extracuenales" (NCE), "Carbonáticos Extracuenales" (CE) y "Carbonáticos Intracuenales" (CI); Fig. 2), se caracterizan por una mayor abundancia relativa de granos siliciclásticos respecto a granos carbonáticos, siendo los de tipo intracuenal muy escasos. Destaca su abundancia en cuarzo monocristalino, desde 30,3% hasta 67,7% (media 50,1%), en ocasiones presentan un aspecto euhedral bipiramidado con inclusiones de sales? En menor medida aparece cuarzo policristalino de 2-3 individuos, desde 2,7% hasta 14,7% (media 7,2%), granos de calizas micríticas, desde 3% hasta 10,7% (media 6,6%) y bioclastos, hasta 7,6% (media 2,2%).

Las areniscas del TSU-3 (sistemas turbidíticos de Torla, Broto y Cotefablo) tienen una composición media de $NCE_{64} CE_{32} CI_4$ ($n = 29$), TSU-4 (Banastón 1 a 5), $NCE_{60} CE_{31} CI_9$ ($n = 25$) y TSU-5 (Ainsa, Morillo, Guaso y Rapitán), $NCE_{48} CE_{31} CI_{21}$ ($n = 24$). En general, todas ellas se caracterizan por una mayor abundancia de granos carbonáticos extracuenales (CE) e intracuenales (CI) (Fig. 2). En el TSU-3, las sedarenitas (mayor proporción de CE) predominan en los sistemas deposicionales de Broto 4 y 5; en el TSU-4, en el Banastón 1, 2 y 3; y en el TSU-5, en el Ainsa (Fig. 2). Estas sedarenitas se caracterizan por su abundancia en calizas micríticas (media TSU-3: 8,1%; media TSU-4: 11,1%; media TSU-5: 10,7%), cristales individuales mono-esparíticos de calcita (media TSU-3: 4,5%; media TSU-4: 8,4%; media TSU-5: 5,1%), calizas esparíticas (media TSU-3: 2,4%; media TSU-

4: 6,1%; media TSU-5: 4,3%), doloesparitas y dolomitas detríticas (media TSU-3: 2,9%; media TSU-4: 1,7%; media TSU-5: 1,6%) y los fragmentos de microcodium y calcitas columnares (media TSU-3: 2,5%; media TSU-4: 2%; media TSU-5: 0,5%). Las areniscas híbridas (*sensu* Zuffa, 1980; mayor proporción de CI) dominan sobre las sedarenitas en el TSU-3, en los sistemas deposicionales de Torla, Broto 6 y Cotefablo; en el TSU-4, en el Banastón 4 y 5; y en el TSU-5, en el Morillo, Guaso y Rapitán (Fig. 2). En ellas destaca su contenido en bioclastos, principalmente foraminíferos del Eoceno (facies de tipo foramol), otros bioclastos (media TSU-3: 5,7%; media TSU-4: 2,1%; media TSU-5: 3,9%), los

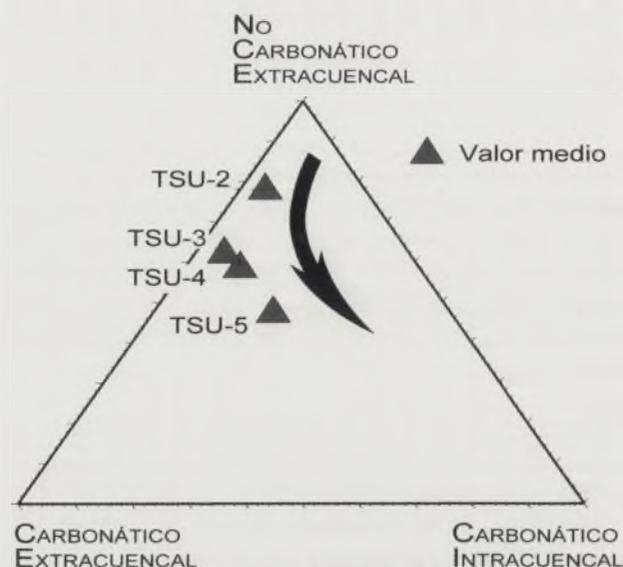


FIGURA 2. Diagrama triangular NCE ("No Carbonáticos Extracuenales"), CE ("Carbonáticos Extracuenales"), CI ("Carbonáticos Intracuenales") con los valores medios de cada sistema turbidítico del Grupo Hecho. Se observa una disminución progresiva de madurez composicional en las areniscas desde el TSU-2 al TSU-5.

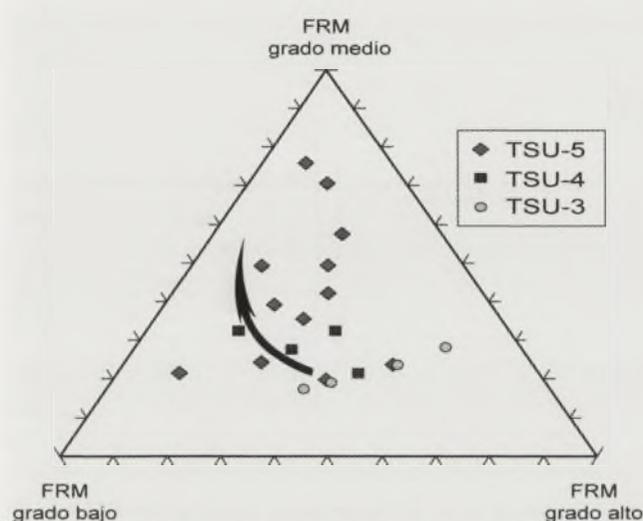


FIGURA 3. Diagrama triangular de los tipos de fragmentos de roca metamórficos (FRM; grado bajo, medio y alto). Nótese el aumento relativo en fragmentos de bajo y medio grado hacia TSU-5.

intraclastos (media TSU-4: 12,3%; media TSU-5: 13,2%) y los peloides (media TSU-5: 0,1%).

Fragmentos de roca no carbonáticas y tipos de feldespatos

Entre los componentes NCE mayoritarios, se observa que hay un aumento de fragmentos de roca metamórficos de grado bajo y medio, principalmente metacuarcitas, esquistos y metapelitas-metaarenitas, desde TSU-3 a TSU-5 (Fig. 3). Los fragmentos de roca plutónica y volcánica son escasos en todas las unidades (<1%), siendo los de roca volcánica ligeramente más frecuentes en el TSU-5 (Jaca). Y los fragmentos de roca sedimentaria, de tipo areniscas, lutitas, pizarras sedimentarias y chert, son más abundantes en los sistemas turbidíticos TSU-3 y 4. Respecto a los tipos de feldespatos, se ha observado que tanto el feldespato-K como la plagioclasa son más abundantes en el TSU-3 (fto-K, media 1,2%; plag., media 5,8%) y en el TSU-4 (fto-K, media 0,7%; plag., media 6,2%). Los feldespatos-K mediante BSE muestran crecimientos peritéticos en parches, con formas lenticulares, ligeramente estiradas, con forma de "llama", perititas muy finas y en ocasiones con formas irregulares.

DISCUSIÓN

Las areniscas de los sistemas turbidíticos estudiados se caracterizan por presentar una tendencia general en su composición (Fig. 2) que refleja un mayor grado de madurez en las areniscas del TSU-2, respecto a los sistemas turbidíticos situados estratigráficamente por encima, TSU-3, 4 y 5. Estos sedimentos fueron depositados en cuencas de "foreland". De esta forma, la tendencia observada reflejaría la variación en el tiempo de la litología que está actuando como roca fuente. Estas rocas quedarían expuestas y serían erosionadas, como consecuencia del desarrollo progresivo del cinturón de pliegues y cabalgamientos asociado a la cuenca de "foreland"

(Graham *et al.*, 1986). Las principales direcciones de aporte de las reconstrucciones paleogeográficas indican que las áreas fuentes más importantes estaban localizadas en el margen SE de la cuenca (Remacha *et al.*, 2005). De esta forma, fuentes extracuencales e intracuencales estuvieron activas durante el depósito de las turbiditas del Grupo Hecho.

Las rocas fuente extracuencales no carbonáticas estaban constituidas por granitos, gneises, esquistos y rocas metamórficas de grado bajo y medio (Fig. 3), como sugieren tanto los tipos de fragmentos de roca como las texturas observadas mediante BSE en los feldespatos, según los criterios de Parsons *et al.* (2005). Estos tipos de rocas quedan representados por la exposición y erosión de las rocas cristalinas del basamento Paleozoico de la zona axial del Pirineo. Respecto a las áreas fuentes carbonáticas, los principales aportes externos a la cuenca procederían de calizas y dolomías, mayoritariamente del Cretácico, así como calizas paleokársticas (calcitas columnares y *microcodium*) que han sido frecuentemente descritas en el Paleoceno Superior. Estas rocas estarían presentes en los mantos de cabalgamiento asociados al desarrollo y evolución de la cuenca de "foreland". Los aportes de carbonatos intracuencales fueron mayoritariamente bioclastos, intraclastos y peloides, cuyo aporte estuvo influenciado por las variaciones del nivel del mar durante las etapas de alto y bajo nivel marino (Fontana *et al.*, 1989). Adicionalmente, se ha observado un aporte subordinado a partir de las margas del Triásico en facies Keuper debido a la gran abundancia en cuarzos euhedrales bipiramidados.

CONCLUSIONES

Las areniscas turbidíticas del Grupo Hecho (Eoceno, Pirineo Sur-Central) presentan una pauta composicional caracterizada por la disminución de la madurez hacia la parte superior de los sistemas turbidíticos. Esta pauta refleja el progresivo reemplazamiento, como principal área fuente, del basamento cristalino Paleozoico del Pirineo (granitos, gneises y rocas metamórficas) por rocas carbonáticas del cinturón de pliegues y cabalgamientos asociado a la cuenca de "foreland" y por los carbonatos generados en el mismo ambiente sedimentario de la cuenca, controlados por las variaciones del nivel del mar. Además, hay que tener en cuenta la influencia que pudo tener en la madurez de los sedimentos las condiciones climáticas y la evolución tectónica en las áreas fuentes.

De esta forma, el relleno de la cuenca de "foreland" estuvo influenciado por la evolución tectónica del cinturón de pliegues y cabalgamientos, por las litologías que constituían este cinturón (mayoritariamente de tipo carbonatado), y por las variaciones del nivel de mar que influyeron en la producción de carbonatos en la misma cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos de investigación: 01-LEC-EMA 10F de la *European Science Foundation*, REN2002-11404-E del Ministerio de Ciencia y Tecnología, y del "Programa Juan de la Cierva".

REFERENCIAS

- Fontana, D., Zuffa, G.G. y Garzanti, E. (1989): The interaction of eustasy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain). *Basin Research*, 2: 223-237.
- Garzanti, E. y Vezzoli, G. (2003): A classification of metamorphic rock fragments according to composition and grade. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 830-837.
- Graham, S.A., Tolson, R.B., Decelles, P.G., Ingersoll, R.V., Bargan, E., Caldwell, M., Cavazza, W., Edwards, D.P., Follo, M.F., Handschy, J.F., Lemke, L., Moxon, I., Rice, R., Smith, G.A. y White, J. (1986): Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. IAS, *Spec. Publ.* 8: 425-436.
- Marchi, M., Valloni, R. y Mutti, E. (1984): The Eocene Hecho Group turbidites, South-Central Pyrenees: data on sandstone composition. *5th IAS European Regional meeting of Sedimentology*. Marsella, 267-268.
- Mutti, E., Remacha, E., Sgavetti, M., Rosell, J., Valloni, R. y Zamorano, M. (1985): Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, South-Central Pyrenees. En: *Excursion Guidebook of the 6th IAS European Regional Meeting* (M.D. Mila y J. Rosell, Eds.). Lleida, 519-576.
- Parsons, I., Thompson, P., Lee, M.R. y Cayzer, N. (2005): Alkali Feldspar Microtextures as Provenance Indicators in Siliciclastic Rocks and Their Role in Feldspar Dissolution During Transport and Diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 921-942.
- Pettingill, H. (2000): Exploración y producción en turbiditas. *Boletín de Informaciones Petroleras, Repsol-YPF*, 64: 32-55.
- Remacha, E. y Fernández, L.P. (2003): High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 20: 711-726.
- Remacha, E., Fernández, L.P. y Maestro, E. (2005): The transition between sheet-like lobes and basin plain turbidites in the Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 75: 798-819.
- Zuffa, G.G. (1980): Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 21-29.

Biodinámica de comunidades macro y micropaleontológicas en el Messiniense y Zancliense del borde oeste de la Cuenca de Bou Regreg (Norte de Marruecos)

J. Civis, J. A. González-Delgado, C. González-Lucas, G. Alonso Gavilán, M. Valle y M. R. Rivas

Dpto. de Geología, Fac. Ciencias, Univ. Salamanca, plaza de los Caídos s/n, 37008 Salamanca. civis@usal.es, angel@usal.es, gonzalezlucas@usal.es, gavilan@usal.es, maruja@usal.es, crivas@usal.es

ABSTRACT

In this work we analyze the Mollusks, Foraminifers, Ostracods and the Palinology (Pollen and Dinoflagellates), from two representative sections of the Upper Neogene from the west edge of the Bou Regreg basin (Morocco): Oued Arjat and Salé. In O. Arjat, a hiatus detaches the lower levels (dated as Upper Messinian) from the upper levels (Upper Zanclean). In Salé, all the sections are of Lower Zanclean age. The fossil record of the lower levels of Oued Arjat suggests a paleoenvironment of an outer marine shelf because of the abundance of Planulina ariminensis, the Krithe/Parakrithe group and Spiniferites/Achomosphaera. In Salé and upper levels of O. Arjat, macro and microfossils suggest a nearshore inner marine shelf.

Key words: Mollusks, Foraminifers, Ostracods, Palinology, paleoenvironments, Upper Neogene, Morocco.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca del Bou Regreg constituyó durante el Mioceno Superior el denominado Corredor Rifeño, un estrecho que junto con el Norbético (parte de la actual Cuenca del Guadalquivir), comunicó los dominios Atlántico y Mediterráneo antes de la crisis de salinidad Messiniense (Benson *et al.*, 1991). Después de la crisis de salinidad, tanto la Cuenca del Guadalquivir como la del Bou Regreg se configuraron como golfos abiertos al Atlántico, que se han ido rellenando progresivamente desde el Plioceno hasta la actualidad.

En el borde occidental de la cuenca, la topografía actual es bastante uniforme y plana, y afloran como secciones más representativas las denominadas *Salé briqueterie*, de 70 m de potencia y *Oued Arjat*, de 54 m de potencia, separadas por una veintena de km entre sí (Fig. 1). Ambas han sido objeto de numerosos estudios estratigráficos y paleontológicos: Lecointre, 1952; Civis *et al.*, 1995, 97a y b, 2001; Benson y Rakic, 1996; Alonso Gavilán *et al.*, 1997; Rivas *et al.*, 1998; González Delgado, Civis y Andrés, 1999; Valle *et al.*, 2001. En este trabajo, a partir de un conocimiento cronoestratigráfico preciso de ambas secciones, se sintetizan los datos paleontológicos actualmente existentes sobre Moluscos, Foraminíferos, Ostrácodos, Polen y Dinoflagelados, y se analiza su significado paleoambiental.

Las dos secciones se han dividido en dos unidades de carácter informal. El tramo inferior de la sección de O. Arjat (44 m visibles) está formado por ciclos granodecrecientes que se inician con arenas de grano medio a fino y terminan

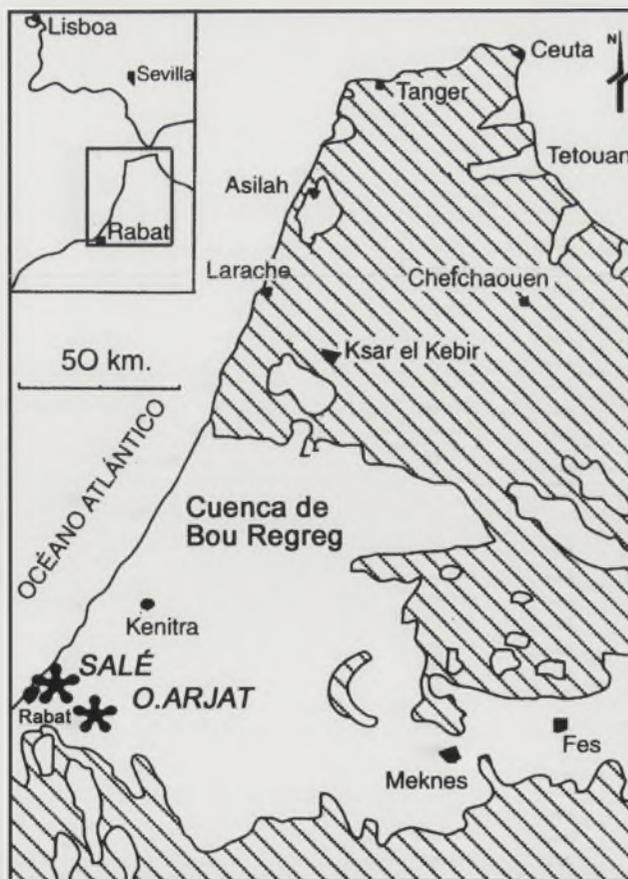


FIGURA 1. Localización geográfica de las secciones estudiadas.

con limos arenosos, separadas ambas litologías por contactos netos, con alta bioturbación, frecuentes limonizaciones en parches y clastos de glauconita diseminada por el sedimento. El tramo superior está constituido por arenas de grano grueso amarillentas con matriz arcillosa. Los clastos de glauconita son visibles. Sobre ella se encuentra una calcarenita gris. La separación entre los dos tramos se realiza mediante una superficie de discontinuidad con procesos de bioturbación y fosfatización, que implica un hiato.

El tramo inferior de la sección de Salé lo forman margas con tonalidades azules, 20 m visibles, que hacia el techo se van haciendo más arcillosas. El tramo superior lo forman 20m. de arenas de grano fino, de color ocre y, en general de aspecto masivo.

BIOCRONOLOGÍA

Sección de Oued Arjat

En su tramo inferior, *Globorotalia margaritae* está presente constantemente, así como formas del grupo *Globorotalia miotumida* (sensu Sierro et al., 1993) junto a *Globorotalia menardii* s.l. En el tramo superior destaca la coexistencia de *Globorotalia margaritae* y *Globorotalia punctulata*, asociadas con *Globigerinoides extemus* y, aunque escasa, con *Globorotalia crassaformis*. Estos datos permiten asignar el tramo inferior al Messiniense superior, mientras que el tramo superior se atribuye al Plioceno (techo del Zancliense). Cabe resaltar presencia hacia techo del tramo inferior del pectínido *Palliolium excisum*, cuyo primer registro se atribuye al Plioceno (Porta, 1979).

Sección de Salé

En su dos tramos es constante *Globorotalia margaritae*, puntualmente muy abundante. Otras formas significativas son: *Globigerinoides extemus*, *Globigerinoides elongatus*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia obesa*, *Neogloboquadrina acostansis* (con enrollamiento dextrorso). No se ha registrado la presencia de *Globorotalia punctulata* ni de *G. crassaformis*. Estos datos permiten atribuir la sección de Salé a la Biozona PL1 de Berggren et al. (1995) sin haberse alcanzado el horizonte de extinción de *G. margaritae*, *G. nepenthes* y *G. extemus*. Por lo tanto la edad de esta sección se atribuye al Zancliense inferior, corroborando los datos de Benson y Rakic, 1996. En consecuencia, el registro de la sección de Salé se corresponde con el hiato de la sección de Oued Arjat.

MOLUSCOS

Sección de Oued Arjat: su tramo inferior contiene una muy baja diversidad, estando muy dispersos en el sedimento *Amussium cristatum*, *Pecten* spp, *Dentalium* y *Scala*. Hacia techo del tramo se encuentra *Palliolium excisum*. En el tramo superior se registran más de 170 taxones, muy bien preservados, destacando por su abundancia los bivalvos

Chamellea lamellosa (14,2% del total de individuos), *Corbula gibba* (12,4%) y *Abra prismatica* (11,7%). Los gasterópodos están representados por más especies (93) que los bivalvos, aunque son algo menos abundantes: la relación Gasterópodos/Bivalvos es de 0,63. Los más comunes son los Naticidos (33,2%), seguidos de Nassaridos (12,6%) y *Turritella tricarinata* (11,3%).

En la sección de Salé son muy escasos. Su tramo inferior contiene los bivalvos *Korobkovia*, *Anadara*, *Venus multilamella*, los gasterópodos *Turritella tricarinata*, *Naticarius*, *Conus*, *Nassarius* y el escafópodo *Dentalium*. En el tramo superior están presentes Ostreidos, *Palliolium excisum*, *Amussium cristatum*, *Pecten*, *Cardium* y *Patella*.

FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS

Sección de Oued Arjat

Se diferencian claramente dos asociaciones de foraminíferos bentónicos relacionadas con los tramos estudiados. El Inferior (hasta la muestra 20, Fig. 2) se caracteriza por la abundancia en Bulimínidos, Bolivínidos y Uvigerínidos, junto a *Planulina ariminensis*, mientras que en el Superior la asociación está dominada por *Nonion boueanum* y *Ammonia beccarii* junto a *Lobatula lobatula* y *Cibicidoides* spp. y por la desaparición o disminución radical de los elementos de la asociación del Tramo Inferior.

Al igual que con los foraminíferos, la ostracofauna es sustancialmente diferente. En el Tramo Inferior predomina el grupo *Kriithe/Parakriithe* acompañado de *Henryhowella* y *Cyherella* mientras que en el Superior, desaparecen los taxones anteriores, y la asociación se caracteriza por *Carinocythereis carinata*, *Loxoconcha*, *Hiltermanicythere* entre otros (Fig. 2).

Sección de Salé

Los foraminíferos planctónicos están muy bien representados en el tramo inferior, con valores en torno al 70% del conjunto, mientras que en el superior, sólo alcanzan el 50%.

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos no son muy diferentes a las de Oued Arjat y no se aprecia un cambio significativo entre el tramo inferior y el superior (Fig. 3). En el Inferior (hasta la muestra 15-a), el aspecto más significativo es el predominio de Bulimínidos y Uvigerínidos, así como *Cibicidoides*, *Heterolepa* y *Planulina*.

Los Bulimínidos están representados por *Bulimina aculeata* seguida de *Bulimina costata* y los Uvigerínidos, especialmente, por *Uvigerina peregrina/pygmaea* y *Uvigerina striatissima*. Los Buliminidos presentan fluctuaciones de abundancia coincidiendo, en líneas generales, con el comportamiento de los Bolivínidos (*Bolivina dilatata*). Los máximos de Bulimínidos coinciden con mínimos de Uvigerínidos. *Planulina ariminensis* está muy bien representada en la base de la columna.

En el Tramo Superior, los Bulimínidos, aun siendo significativos, no reflejan las variaciones señaladas anteriormen-

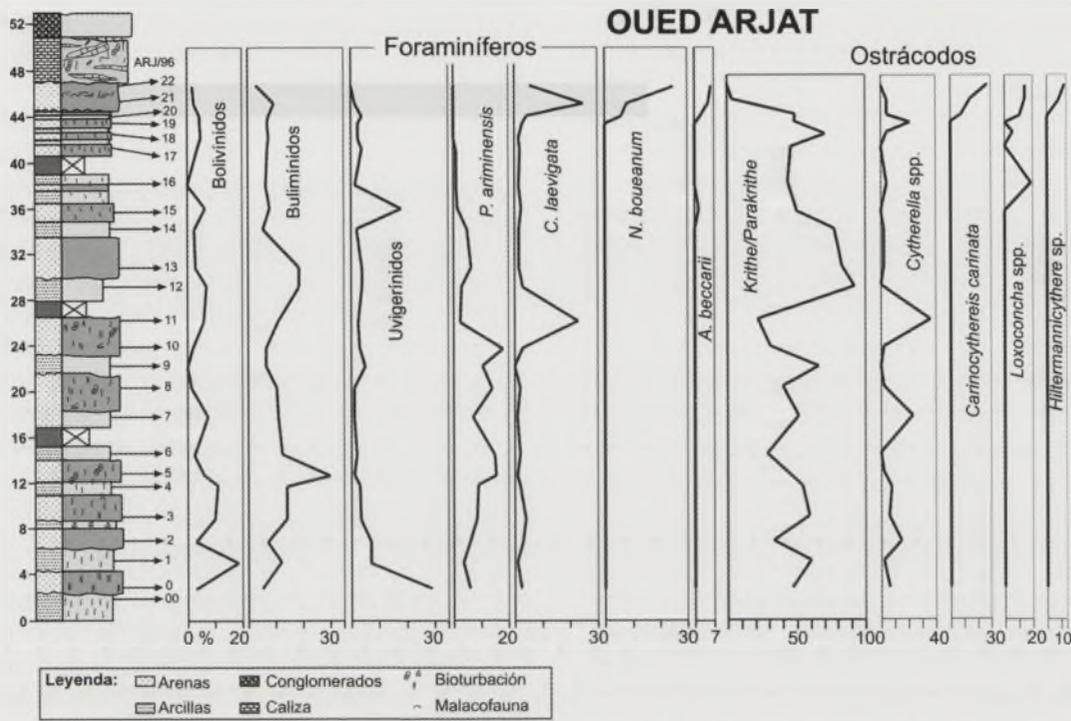


FIGURA 2. Sección estratigráfica y principales cambios en las asociaciones de Foraminíferos bentónicos y Ostrácodos de la sección de Oued Arjat.

te y presentan una tendencia a la disminución, siendo significativos los Uvigerínidos y Bolivínidos con un comportamiento similar al presentado en las arcillas. Entre los Bolivínidos, junto a *B. dilatata*, Destaca *B. punctata* y *B. alata* y entre los Uvigerínidos, *U. striatissima* es menos abundante que en las arcillas y desaparece hacia el techo de las arenas al igual que *Planulina ariminensis*.

En relación a la ostracofauna destaca el dominio del grupo *Krithe/Parakrithe*, del género *Henryhowella* y de diversas especies de *Cytherella* a lo largo de toda la sección. Sin cam-

biar la asociación, se aprecia un aumento de las oscilaciones de la asociación en las arenas en relación a las arcillas.

PALINOLOGÍA

Sección de Oued Arjat

En el Tramo inferior, los dinoflagelados representan entre el 60 y 80% del total de palinomorfos. Los más abundantes son: *Operculidinium israelianum*, *Spiniferites/Acho-*

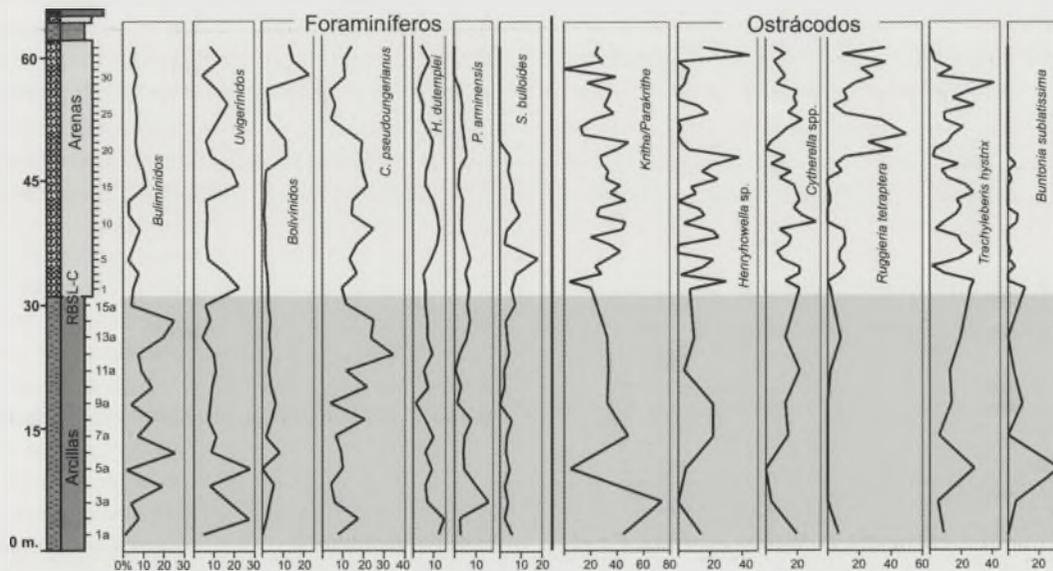


FIGURA 3. Sección estratigráfica y principales cambios en las asociaciones de Foraminíferos bentónicos y Ostrácodos de la sección de Salé.

mosphaera. Se registran algunos picos de abundancia de *Impagidinium* spp. o de *Capisocysta* sp. De las formas continentales, las más abundantes son *Pinus* spp.

En el Tramo superior, los dinoflagelados disminuyen hasta el 20-30%, cambiando la asociación, que está dominada por *Lingulodinium machaerophorum*. Se registra por primera vez *Hystrichokolpoma riagaudiae*, y desaparecen *Impagidinium* y *Capisocysta*. De las formas continentales, domina *Pinus* (70%), seguido de herbáceas y esporas.

Sección de Salé

En los niveles basales del Tramo inferior domina el grupo de dinoflagelados *Spiniferites/Achomosphaera*, así como heterótrofos Protoperidinaceae, y polen y esporas, siendo escasas las algas de agua dulce. La última muestra de este conjunto de niveles (S-3), tiene características diferentes: entre los dinoflagelados hay un fuerte aumento de los heterótrofos, así como de *H. riagaudiae*, *Impagidinium patulum*, *Capisocysta* spp. *L. machaerophorum* *O. israelianum*, *Tuberculodinium vancampoeae*, pero sobre todo, de forros quitinosos de foraminíferos bentónicos, unido a un descenso de las Gimnospermas y un aumento de las herbáceas.

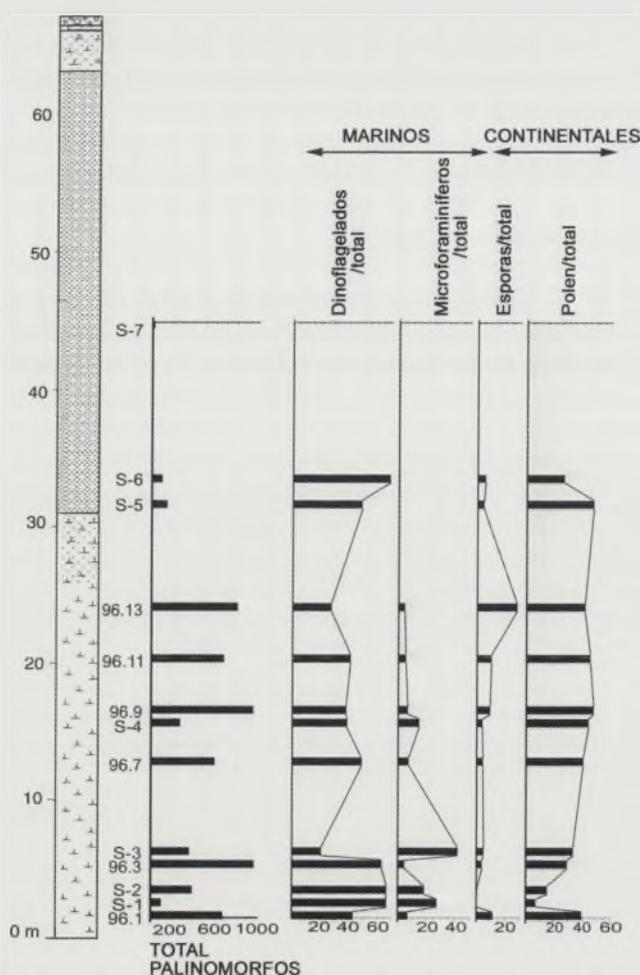


FIGURA 4. Abundancia de Dinoflagelados, forros quitinosos de Foraminíferos bentónicos, Esporas y Polen en la sección de Salé.

Entre las muestras 96.7 y 96.9 (Fig. 4) se aprecia un equilibrio entre los palinomorfos de origen continental y marino. De los primeros siguen destacando las Gimnospermas bialadas, pero entre los marinos hay un gran descenso en los forros quitinosos de foraminíferos. Los dinoflagelados tienen mayor diversidad, destacando *O. janduchenei*. En los niveles 96.11 y 96.13 los elementos terrestres superan a los marinos, aunque prácticamente sólo están representados por *Pinus* spp. y esporas. Los forros quitinosos de foraminíferos y los dinoflagelados heterótrofos disminuyen, y *O. janduchenei* es sustituido por *H. riagaudiae*.

El Tramo superior (S-5 y S-6) es muy pobre en palinomorfos, aunque se registran los mismos taxones, excepto los forros quitinosos de foraminíferos y los dinoflagelados heterótrofos, que desaparecen. Cabe destacar una mayor presencia de las especies estuario-cósteras como *O. israelianum*, y *L. machaerophorum*.

DISCUSIÓN

Tanto la ostracofauna como los foraminíferos bentónicos reflejan condiciones ambientales diferentes, sobre todo cambios en la batimetría que indicarían, que la sedimentación pasó de realizarse en una plataforma externa a una plataforma interna.

En el Tramo inferior de O. Arjat, la asociación de foraminíferos bentónicos, la abundancia de *Planulina ariminensis*, y del grupo *Krihe/Parakrihe* sugieren un ambiente de plataforma externa.

La sección de Salé muestra una progresiva disminución de la batimetría, con disminución de la relación foraminíferos planctónicos/bentónicos, del porcentaje de *Planulina ariminensis* y del grupo *Krihe/Parakrihe*. Se registran además hasta 5 picos de abundancia de Uvigerínidos, que se interpretan como indicadores de etapas de poca oxigenación en el fondo marino. La progresiva abundancia del ostrácodo *Ruggieria tetraptera angustata*, es probable que venga condicionada por el cambio sedimentario producido, acompañado de la desaparición de *Buntonia sublatissima*.

En el tramo superior de O. Arjat, las asociaciones de foraminíferos y ostrácodos son características de una batimetría menor, de plataforma interna, circalitoral. Los Moluscos se encuentran en niveles de concentración con una impronta tafonómica que sugiere acumulaciones por tormentas distales, y vivieron en hábitats infra y circalitorales.

La evolución de los palinomorfos en el Tramo Inferior de O. Arjat muestra el predominio de las formas marinas (60-80%) sobre las de origen continental, y muchos taxones como *Spiniferites/Achomosphaera* señalan un ambiente de plataforma externa /oceánico. Existen frecuentes oscilaciones a favor de una mayor influencia continental (heterótrofos, Angiospermas). En el tramo inferior de Salé la tendencia continúa, las formas marinas siguen siendo mayoritarias, pero se reduce la diferencia respecto a las continentales, especialmente en lo que se refiere a los dinoflagelados, que ya no superan el 60%. Además, cada vez se registran más especies como *L. machaerophorum* *O. israelianum*, *Tuber-*

culodinium vancampoeae, con afinidades estuarino-costeras y de salinidad variable, así como más abundancia, de microforaminíferos y angiospermas herbáceas. En el tramo superior de Salé continúa la tendencia.

En el Tramo superior de O. Arjat, ya predominan las formas de origen continental (60-80%) sobre las marinas, entre las que han desaparecen totalmente los taxones oceánicos y de plataforma externa, aumenta el polen, las esporas y algas de agua dulce, lo que sugiere una mayor continentalidad.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por la CE y el Ministerio de Educación de España, Proyecto BTE-2003-02916.

REFERENCIAS

- Alonso-Gavilán, G., Civis, J., González Delgado, J.A. y Ahmed, R. (1997): Stratigraphy and paleontology of the Pliocene of Oued Arjat. *Abstracts 2nd RCANS Congress, Salamanca*. Abstracts, 17-19.
- Alonso-Gavilán, G., Moro, C., Civis, J., González-Delgado, J.A. y Baltuille, J.M. (1999): Morphological gradients of glaucony clasts as a unit differentiating factor: application to the Pliocene of the oued Arjat section (Bou Regreg basin, Morocco). *11th Meeting Assoc. Europ. Geol. Soc. Alicante*. Abstracts, 2-4.
- Benson, R. y Rakic-EL Bied, K. (1996): The Bou Regreg section, Morocco: Proposed Global Boundary Stratotype Section and Point of the Pliocene. *Not. Mem. Serv. Geol. Maroc*, 385: 51-150.
- Benson, R., Rakic-El Bied, K. y Bonaduce, G. (1991): An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Thetys ocean. *Paleoceanography*, 10 (1): 5-20.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. y Aubry, M.P. (1995): A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. En: *Geochronology, time scales and global stratigraphic Correlation* (W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry y J. Handerbol, Eds.). SEPM, Spec. Publ., 54: 129-212.
- Civis, J., González Delgado, J.A., Francés, G., Raffi, S., Alonso Gavilán, G. y Ben Moussa, A. (1997a): Malacología, foraminíferos y paleogeografía del Neógeno superior de la Cuenca de Bou Regreg (Borde occidental del corredor Sur-Rifeño, Marruecos). *Geogaceta*, 21: 77-80.
- Civis, J., Ahmed, R., Alonso Gavilán, G., González Delgado, J.A. y Ben Moussa, A. (1997 b): The associations of benthonic Foraminifera in the Neogene of Salé (Bou Regreg, Southern Rift Corridor, Morocco). *Abstracts 2nd RCANS Congress, Salamanca*, 47-49.
- Civis, J., González Lucas, G., Alonso Gavilán, G. y González Delgado, J.A. (2001): Ostracofauna y Foraminíferos: implicaciones cronoestratigráficas y paleoambientes durante el Neógeno superior en el área del Oued Arjat (Cuenca de Bou Regreg, Marruecos). *Geogaceta*, 30: 20-33.
- González-Delgado, J.A., Civis, J. y Andrés, I. (1999): Las comunidades bentónicas (Moluscos y Foraminíferos) del Plioceno inferior de Oued Arjat (Cuenca de Bou Regreg, Marruecos). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12(1):85-92.
- Lecointre, G. (1952): Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marnis de la côte Atlantique du Maroc. *Not. Memor. Ser. Geol. Maroc* 99: 198p.
- Porta, J. de (1979): Distribución geográfica y cronoestratigráfica de *Palliolium (Lissochlamys) excisum* (Mollusca, Pectinidae) en España. *Acta Geologica Hispanica*, 14: 370-374.
- Rivas, M.R., Civis, J., Alonso Gavilán, G. y González Delgado, J.A. (1998): Upper Neogene dinoflagellate cyst assemblages from Oued Arjat, Bou Regreg Basin, Morocco. *6th Int. Conf. Dinoflag. Rapp. Bot. ser.* (1): 127
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González Delgado, J.A. y Francés, G. (1993): Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 21: 143-168.
- Valle, M.F. Rivas, M.R. y Alonso-Gavilán, G. (2001): Evolución palinológica en la sección de Oued Arjat durante el Neógeno (Cuenca de Bou Regreg, Marruecos). En: *Palinología: Diversidad y Aplicaciones* (M.A Fombella et al., Eds.). Secr. Publ. Univ. León, 55-62.

[The page contains extremely faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document. The text is organized into two columns and appears to be a formal document or report.]

Anatomía de un litosoma arenoso cordoniforme. Oligoceno de la Cuenca del Ebro. Borges Blanques, Lleida

F. Colombo¹ y G. González-Bonorino²

¹ Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Fac. Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, España. colombo@ub.edu

² Centro Austral de Investigaciones Científicas CADIC-CONICET, avda. Bernardo Houssay 200, V9410CAB Ushuaia, CC 92, Argentina

ABSTRACT

A quarry (Cantacorbs-Miravalls) placed at the surroundings of Borges Blanques town (Lleida province) allows to study the internal arrangement of a sandstone rock body (ribbon). It corresponds to the distal parts of the Montsant Alluvial Fan system developed mainly during the Oligocene times as a sedimentary response to the coeval tectonic activity at the SE basin border. The channel fill is characterized by the accumulation of different storeys as a consequence of the hydraulic variations of the discharge and also of sediment supply.

Key words: sandstone channel, ribbon, Oligocene, Ebro basin.

INTRODUCCIÓN

Desde el Eoceno medio, el sector sureste de la Cuenca del Ebro perdió su conexión con el mar y se comportó como una cuenca endorreica. Sus márgenes orientales correspondieron a las alineaciones de las Cadenas Costeras Catalanas que en aquel momento estaban siendo afectadas por actividad tectónica importante (Anadón *et al.*, 1979), originando grandes sistemas aluviales que progradaban hacia el O y NO principalmente (Allen *et al.*, 1983). El área estudiada corresponde a una zona distal del Sistema Aluvial del Montsant (Cabrera *et al.*, 1985; Colombo 1986; Colombo *et al.*, 1995),

que se caracteriza por una deposición de materiales lutíticos entre los que se intercalan diversos litosomas arenosos con geometría cordoniforme.

Una cantera abierta en un litosoma arenoso ubicado en la zona de Miravalls-Cantacorbs, situada al SO de la población de Borges Blanques (Fig. 1), ha permitido estudiar la anatomía del litosoma a medida que los frentes de explotación iban proporcionando nuevos afloramientos temporales. La cantera, que estuvo más de diez años activa (1991–2002) fue estudiada en diversas ocasiones (1994, 1996, 1998, 1999, 2001 y 2002) a medida que la explotación iba progresando. Eso ha permitido disponer de más de 400m de descripciones de frentes de cantera, con una observación casi completa del cuerpo arenoso estudiado.

CARACTERÍSTICAS SEDIMENTARIAS

El estudio de los frentes de cantera (Fig. 2) ha permitido conocer que el litosoma arenoso con sección lenticular corresponde a un segmento de un canal fluvial que con procedencia del SE y sentido hacia el NO, se extiende por más de 100 m en el sentido de la corriente. La incisión sobre el substrato lutítico es del orden de 5m y su anchura varía entre 1 y 10m por encima del tálveg. En condiciones de aguas altas el curso debió alcanzar una anchura del orden de los 30m. Su espesor máximo es de 6-7 m, y su relación anchura/altura tiene valores entre 3 y 4, lo que permite denominarlo como cordoniforme (*ribbon*, Friend *et al.*, 1979). En el relleno sedimentario (Fig. 3) se han definido varias divisiones (A, B, C, D, E, F) separadas por superficies erosivas y un cambio brusco en el estilo sedimentario.



FIGURA 1. Situación de la zona estudiada.

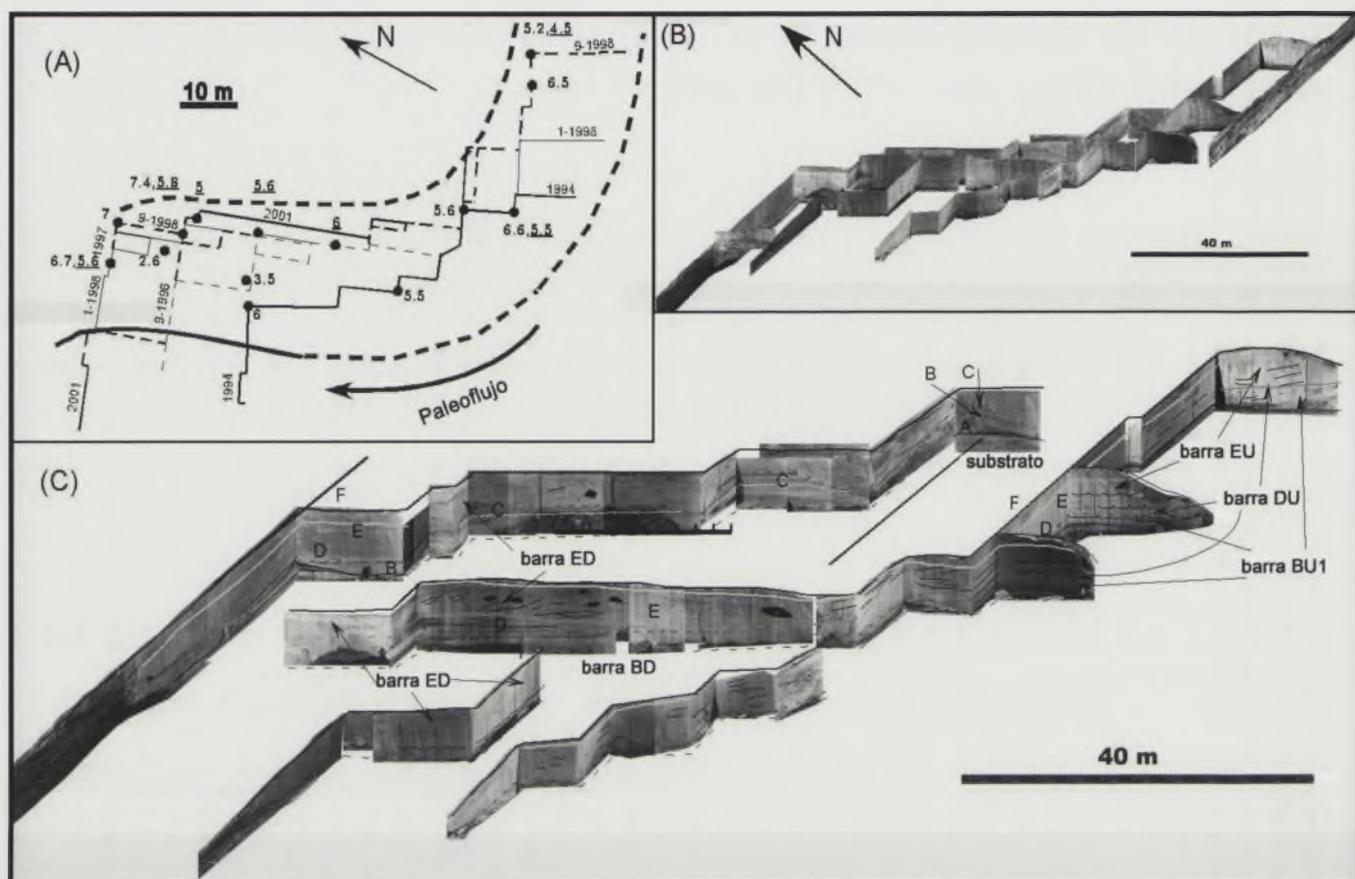


FIGURA 2. (A) Posición de los frentes de cantera estudiados (mes y año). Los márgenes del canal en estadio de aguas altas están indicados por líneas gruesas (las líneas discontinuas indican los datos inferidos) La potencia total del canal y la potencia sobre la división B (subrayado) están indicadas por la posiciones de círculos negros. (B) Esquema de un panel fotográfico de los frentes de cantera estudiados. (C) El mismo que en el caso B pero simplificado.

Facies y asociaciones de facies

En el litosoma arenoso se han diferenciado las facies siguientes: L1, brecha de fragmentos lutíticos con tamaños desde gránulos a guijas; L2, areniscas estratificadas, masivas o de granulometría gruesa; L3, areniscas con estratificación cruzada en artesa, con *sets* que varían de espesor entre 10 y 30cm; L4, areniscas estratificadas tabulares; L5, areniscas con estratificación cruzada planar a curvada, y con laminación paralela en *sets* sigmoidales; L6, areniscas de granulometría fina y lutitas en bancos finamente estratificados, lutitas masivas; L7, areniscas y lutitas masivas.

División A. Caracterizada por las facies L1 y L2 alternando en capas que recubren los bancos laterales. Las areniscas que son texturalmente similares a las del substrato, se disponen en forma de cuñas de 70 cm de espesor y 3 m de anchura mientras que los niveles de brechas aparecen en niveles con geometría lenticular de más de 30 cm de espesor y 2 m de anchura en sentido perpendicular al eje del canal. La división A corresponde aproximadamente al 1% del volumen del relleno del canal.

División B. Constituida por las facies L3 a L6 se dispone discordante sobre la división A o directamente sobre el substrato. Las exposiciones muestran potencias que varían entre 40 cm y 1,5 m. La división B corresponde aproximadamente al 20% del volumen del relleno del canal. Aguas arriba, aparecen dos unidades menores (barras) designadas BU1 y BU2 respectivamente. La unidad BU1 muestra estratificación cruzada que indica un crecimiento hacia el banco derecho, mientras la BU2, que muestra lo mismo hacia el margen izquierdo, esta muy bien expuesta en los frentes de cantera tanto paralelos como ortogonales al eje del canal.

División C. Constituida principalmente por la facies L6 se dispone según una cicatriz suavemente inclinada tanto sobre la división B como directamente sobre el substrato. Los planos de estratificación son suavemente irregulares pero las unidades son continuas a escala de afloramiento. El contacto basal carece de intraclastos. La división esta constituida principalmente por areniscas y lutitas finamente estratificadas mas o menos horizontales, bioturbadas y localmente afectadas por deslizamientos (*slumping*). Hacia la parte

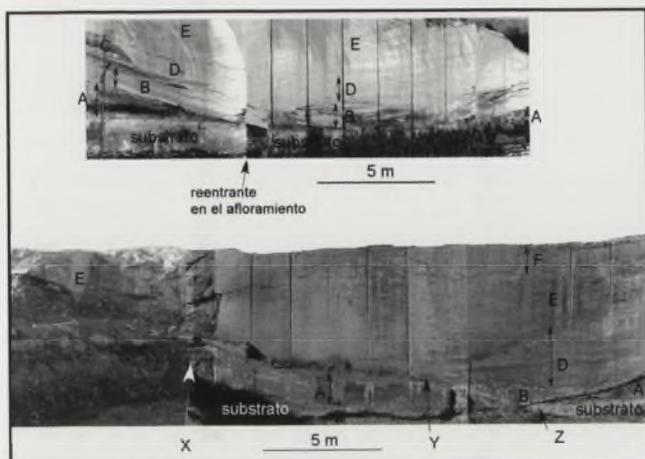


FIGURA 3. Secciones perpendiculares al eje del canal en los sectores (A) aguas arriba y (B) aguas abajo. Las letras corresponden a las diferentes divisiones. La X en B indica la posición aproximada del límite izquierdo del flujo durante la acumulación de la división B, la Y corresponde al escalón de depósito en el margen y Z indica la truncamiento erosivo y el volcado de los niveles del substrato.

superior van desapareciendo gradualmente dando lugar a las unidades lutíticas que constituyen la parte basal de las alas de expansión. La división C, que corresponde a los remanentes erosivos (1,5 m de espesor) adyacentes a los márgenes del canal, constituye aproximadamente un 4% del mismo.

División D. Corresponde a areniscas con estratificación cruzada curvada con algunos elementos subordinados de acreción lateral. Se dispone sobre una cicatriz erosiva importante sin fragmentos residuales, que a lo largo del canal excava completamente la división C y llega hasta la parte alta de la división B. Hacia los márgenes se adelgaza y recubre los tramos lutíticos de la división C. Su relieve total es del orden de 1,5 m, y corresponde a un 15% del relleno total del cuerpo arenoso. Existe una barra DU, aguas abajo y adosada al margen derecho del canal, con unidades menores de acreción vertical y lateral. En la parte superior aparecen dunas con remolino frontal (3D) que generaron estratificaciones cruzadas curvadas. Aguas abajo, aparecen estratificaciones curvadas importantes que sugieren la migración de dunas 3D paralelas al eje del canal. Aparece un cuerpo con claras evidencias de acreción lateral, inclinado hacia el margen izquierdo y desarrollado entre los sets de estratificación cruzada curvada. El cuerpo mide 1 m de alto, continúa por más de 5 m en sentido del paleoflujo y se termina bruscamente en otros cuerpos arenosos con estratificación cruzada curvada.

División E. Compuesta por cuerpos con estructuras de acreción lateral, algunas estratificaciones cruzadas curvadas y pequeños niveles arenosos subordinados. Situada sobre la división D o directamente sobre el substrato mediante una cicatriz erosiva, sin fragmentos del substrato, y con un relieve máximo del orden de 1 m. Esta división, que tiene un espesor medio entre 1 y 3 m, corresponde aproximadamente

al 40% del relleno del litosoma arenoso. Aguas arriba constituye la barra EU con un espesor del orden de 3 m y características de acreción lateral con una pendiente de 16° inclinada hacia el margen derecho. Tiene estratificación horizontal cuando es paralela al eje del canal. Se continúa por más de 30 m aguas abajo con una anchura del orden de 15 m. Existen tres unidades separadas por cicatrices de reactivación. La laminación se inclina en el sentido de la corriente y va solapando los márgenes.

División F. Corresponde a niveles discontinuos que carecen aparentemente de estructuras sedimentarias primarias tractivas. Su base tiene un contacto transicional con los materiales de la división E y su techo es ondulado, correspondiendo a una superficie de no depósito que marca el final del relleno sedimentario. Como máximo alcanza un espesor de 1 m y corresponde aproximadamente al espesor de las alas de expansión. Constituye como máximo el 5% del espesor del litosoma.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La incisión del orden de 5 m en el substrato corresponde a dos fases de ascenso y descenso del flujo. *Fase 1.* La inundación inicial originó la excavación lateral y central y fue acompañada, probablemente, por la acumulación de los depósitos de la división A. El ensanchamiento coetáneo no debió exceder en más de un 10% al inicial. En el estadio de ascenso de la inundación se produjo el desarrollo de las barras BU y BD y la morfología en pequeños cauces y relieves menores en el sector aguas abajo. El núcleo de BU fue parcialmente erosionado y recubierto por pequeñas dunas probablemente durante el tránsito del estadio de aguas altas al de aguas bajas. *Fase 2.* La inundación inicial causó una excavación importante de los depósitos previos que como mínimo alcanzó el nivel de la excavación inicial, sugiriendo un nivel de base estable. Las divisiones D y E se acumularon durante la fase de ascenso, mientras que durante el descenso se empezó a acumular la F, que continuó durante los flujos estancados y hasta la avulsión final. La duración de cada fase pudo corresponder a unos pocos días, mientras que el periodo transcurrido entre ambas fases es desconocido.

El relleno del canal estudiado está compuesto casi exclusivamente por areniscas con algunos gránulos dispersos principalmente en la División C. Todas las areniscas, así como los gránulos dispersos, están constituidos por fragmentos de calizas. El cemento también es carbonatado. Los sedimentos arenosos proceden de la destrucción de la cobertura mesozoica, principalmente carbonatada, de las Cadenas Costeras Catalanas, situadas unos 20 km hacia el SE de la cantera estudiada. Las arenas fueron recicladas de las areniscas y conglomerados carbonatados afectados por la actividad de diversas discordancias progresivas que se desarrollaron como consecuencia de una actividad tectónica sincrónica en el borde de cuenca (Colombo, 1986; Colombo, 1994; Colombo y Vergés, 1992).

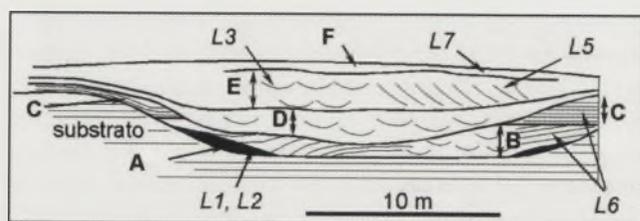


FIGURA 4. Sección esquemática del relleno del canal, mostrando la relación entre las unidades diferenciadas y las litofacies dominantes.

Por tanto, el relleno del canal permite deducir su comportamiento complejo (Fig. 4), ya que empezó con una importante excavación, luego se produjeron diversos episodios de relleno, predominantemente mediante grandes formas de fondo, que posteriormente fueron afectadas por el desarrollo de barras laterales como consecuencia de la migración lateral del cauce funcional. Esta migración lateral se produjo fundamentalmente dentro del cauce principal. Eso implicaría una reducción significativa del gradiente interno como consecuencia, probablemente, de la acumulación sedimentaria sincrónica. Posteriormente se desarrollaron diversos tipos de dunas hidráulicas que modificaron los materiales previamente depositados. El abandono final del canal funcional se produjo cuando el cauce quedó relleno por los sedimentos principalmente arenosos. Posteriormente a la formación de las barras y a la elevación del fondo del cauce, el flujo, al perder su encajamiento, empezó a rebosar y originó el desarrollo de las alas de expansión.

AGRADECIMIENTOS

Gustavo González-Bonorino estuvo como Profesor Visitante en la Universidad de Barcelona invitado por el Ministerio de Educación y Ciencia de España (2002). Trabajo financiado parcialmente por el Proyecto PB2002-04316-C03-01. Grup de Qualitat SRG2005-0074 de la Generalitat de Catalunya, DURSI.

BIBLIOGRAFIA

- Allen, P.A., Cabrera, L., Colombo, F., Matter, A. (1983): Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society*, London, 140: 133-146.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P., Solé-Sugrañes, L. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geologica Hispanica*, 14: 242-270.
- Anadón, P., Cabrera, L., Choi, S.J., Colombo, F., Feist, M., Sáez, A. (1992): Biozonación del Paleógeno continental de la zona oriental de la Cuenca del Ebro mediante carófitas: implicaciones en la biozonación general de carófitas de Europa Occidental. *Acta Geologica Hispanica*, 27: 69-94.
- Cabrera, L., Colombo, F., Robles, S. (1985): Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the S.E. Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. En: *IAS 6th European Regional Meeting. Excursion Guidebook* (M.D. Milà, y J. Rosell., Eds.), 393-492.
- Colombo, F. (1986): Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 55-115.
- Colombo, F. (1994): Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*, 22: 235-238.
- Colombo, F., Vergés, J. (1992): Geometría del margen SE de la Cuenca del Ebro: discordancias progresivas en el Grupo Scala Dei. Serra de la Llena (Tarragona). *Acta Geologica Hispanica*, 27: 33-54.
- Colombo, F., Cuevas, J.L., González Bonorino, G. (1995): Depósitos fluviales paleógenos en el sector suroriental de la cuenca del Ebro: tipos de incisión y relleno. *Geogaceta*, 18: 49-51.
- Friend, P.F., Slater, M.J., Williams, R.C. (1979): Vertical and lateral building of ribbon sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society*, London, 136: 39-46.

Litroestratigrafía del sondeo de Calzada de Don Diego (Fosa de Ciudad Rodrigo)

A. Corrochano, I. Armenteros y P. Huerta

Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca. corro@usal.es, ilde@usal.es, phuerta@usal.es

ABSTRACT

This work highlights the new geological data from subsurface in the Ciudad Rodrigo basin which reveals important stratigraphic constrains. The Borehole of Calzada de Don Rodrigo is 122 m deep and reaches the basement of the basin constituted by schists and slates from the Precambrian-Cambrian Monterrubio Formation. On this basement there is non-conformity surface succeeded by the first terrigenous succession 62 m thick, mainly composed by polymictic pebbles and cobbles at the base (first 12 m) and 50 m of mudstones and fine-grained sandstones at the top. The upper 57 m consists of conglomerates, sandstones, mudstones and calcretes overlying the disconformity on the previous fine succession. This disconformity is marked by a thick (3 m) calcrete bed followed by a red siliciclastic breccia. The lowest succession is interpreted as distal alluvial and lacustrine deposits and is correlated with the Entrala Formation (Rhenanian-Headonian; Eoceno). The Upper succession is interpreted as a braided fluvial system with paleocurrents towards the northeast and belongs to the El Cubito Formation (Aragonian; Mioceno).

Key words: Eocene, Miocene, Ciudad Rodrigo basin, Duero basin.

INTRODUCCIÓN

El sondeo de Calzada de Don Diego está realizado en las cercanías de esa localidad, en la hoja de Barbadillo (nº 477) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, sus coordenadas son: X = 255700; Y = 4531200 y Z = 824 m. Geológicamente el sondeo está situado en la depresión de Ciudad Rodrigo, (Fig. 1), situada a su vez en el extremo sud-occidental de la cuenca terciaria del Duero. La cuenca es un *semigraben* complejo limitado por fallas de dirección NE-SO, relleno por sedimentos cenozoicos, en el que se han identificado tres sectores en función de los relieves cuarcíticos que atraviesan la depresión: sector de Ciudad Rodrigo el más interno, sector de Sancti Spiritus el intermedio y sector de La Fuente de San Esteban el más externo (Corrochano y Carballeira, 1983).

La morfología del sector de La Fuente de San Esteban es una superficie cuaternaria plana, en la que no hay afloramientos; en este contexto ganan importancia los datos del subsuelo. Es por esto, que el propósito de este trabajo es dar a conocer los resultados estratigráficos del estudio del sondeo, contrastándolos con los derivados de la observación directa en los afloramientos.

ESTRATIGRAFÍA

El sondeo, desde la cota superficial de 824 m profundiza algo más de 125 m y corta toda la serie terciaria en la zona más septentrional del sector de La Fuente de San Esteban. El basamento se encuentra a 122 m de profundidad, y está

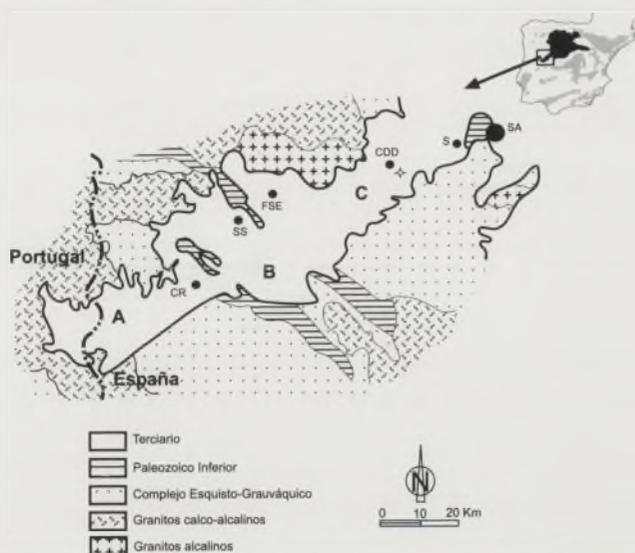


FIGURA 1. Esquema de situación del sondeo de Calzada de Don Diego en la Cuenca de Ciudad Rodrigo. (A) Sector de Ciudad Rodrigo, (B) Sector de Sancti Spiritus, (C) Sector de la Fuente de San Esteban, (CR) Ciudad Rodrigo, (SS) Sancti Spiritus, (FSE) Fuente de San Esteban, (CDD) Calzada de Don Diego, (S) Santibáñez del Río, (SA) Salamanca. Basado en Corrochano y Carballeira (1983).

constituido por pizarras y esquistos de la Formación Porfiróides de Monterrubio (Díez Balda, 1986) del Precámbrico. La serie terciaria se ha dividido en dos sucesiones: una inferior dominada por rocas clásticas de grano fino y otra superior de grano grueso.

Sucesión inferior

Los depósitos más inferiores del Terciario, discordantes sobre el Precámbrico, forman un paquete detrítico de 62 m de potencia, cuyos materiales son de grano fino (lutitas y areniscas de grano fino) y de color gris-verdoso. Esta unidad se relaciona con las lutitas gris-verdosas y carbonatadas, que afloran en las cercanías de Santibáñez del Río, encima de la Formación de Salamanca (Cretácico Superior-Paleoceno) e inmediatamente por debajo de la Formación Villamayor (Eoceno) de Jiménez (1975) y Alonso Gavilán (1981).

En el sondeo la sucesión inferior está dividida en dos tramos: uno inferior de grano grueso que ocupan los 12 m de la base, y otro superior de grano fino que tiene 50 m de potencia (Fig. 2). Litológicamente las arenas son grauvacas y litarrenitas con un componente arcósico relativamente importante. Las gravas son polimícticas, con un centil en torno a los 2 cm y un espectro litológico que evidencia un área fuente mixta (ígnea y metamórfica). Las lutitas, presentan moteado con parches rojizos, bioturbación y edafización; éstas son mayoritarias en la parte superior de la sucesión inferior, al menos en los materiales cortados por el sondeo. Los caliches son horizontes muy frecuentes en esta unidad, encontrándose

se intercalados entre las lutitas, excepto un nivel muy potente (3 m de espesor) situado en el techo de la unidad.

En los materiales siliciclásticos hay dos grupos texturales de facies bien diferenciadas según la clasificación de Folk (1954) (Fig. 3). El grupo mayoritario está compuesto por lutitas arenosas con cantos y, en menor medida, arenas lutíticas con cantos y lutitas propiamente dichas. El segundo grupo se caracteriza por sedimentos más gruesos, con un amplio rango en el tamaño de las partículas y calibrado pobre. Corresponden al paquete basal del sondeo y caen en los campos de lutitas guijosas y arenas lutítico-guijosas; las muestras de estos últimos campos han sido proyectadas en el diagrama de Moncrieff (1989) correspondiendo a diamictitas fangosas ricas en clastos y a diamictitas arenosas ricas en clastos respectivamente. Diamictita es un término que aquí se emplea sin significado genético y que equivale a rocas sedimentarias terrígenas con un rango muy amplio en el tamaño de sus partículas.

Los procesos de sedimentación son de dos tipos: a) Tracción por corrientes débiles y decantación en un ambiente de baja energía y muy tranquilo; procesos responsables del depósito del primer grupo de facies. b) Transporte en masa desde los relieves marginales de la fosa por coladas de fango; proceso al que pertenecen las diamictitas de la base de la unidad, sin descartar el retoque de las coladas por canales en épocas de mayor escorrenfía. El marco paleogeográfico probable para esta unidad es una llanura de inundación muy distal y de baja energía, que estuvo sujeta a los procesos edáficos y a la que llegaban esporádicamente sedimentos muy finos a las partes más distales de los abanicos de desbordamiento. Apoyan esta interpretación las secuencias granocrecientes identificadas por el trazado textural de las muestras. En este contexto de llanura de inundación distal también pueden establecerse lagos muy someros que al rellenarse pueden producir también esas secuencias de trazado granocreciente. Por último los depósitos de gravedad que se sitúan en la base de la serie corresponderían al primer estadio evolutivo de las vertientes de la fosa buscando su perfil de equilibrio.

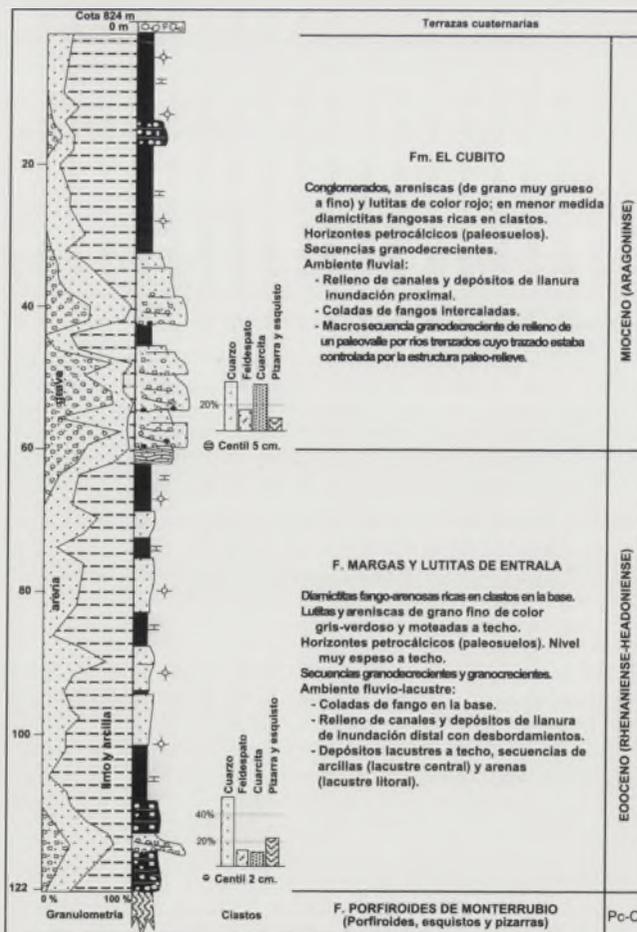


FIGURA 2. Columna estratigráfica del sondeo de Calzada de Don Diego.

Sucesión superior

Encima de la sucesión inferior y mediante una disconformidad situada a los 60 m de profundidad, se encuentra una unidad de color rojo y de 57 m de espesor formada por conglomerados, areniscas, lutitas y suelos calcimorfos. La disconformidad está marcada, allí donde aflora, por una brecha roja con cantos (de hasta 10 cm de centil) de cuarzo, cuarcita, pizarras y areniscas terciarias de las unidades paleógenas, englobados en una matriz arenoso-lutítica. La sucesión superior se corresponde con la Unidad Superior descrita por Cordero *et al.*, (1982), también conocida como Formación El Cubito (Gracia Plaza *et al.*, 1981). La unidad puede asignarse a la zona de mamíferos MN4 del Mioceno inferior (Aragoniense) (Mazo y Jiménez, 1982) debido a la presencia de restos de mastodontes (*Gomphotherium angustidens*) en el yacimiento de El Guijo (cercanías de Santibáñez del Río). El ambiente de depósito fue un

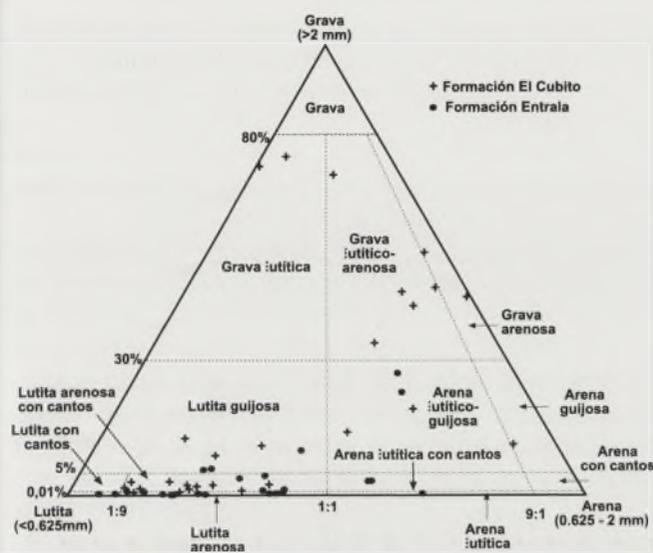


FIGURA 3. Clasificación textural de las muestras del sondeo de Calzada de Don Diego según Folk (1954). El campo de las diamictitas según Moncrieff (1989) corresponde con las gravas lutíticas, gravas lutítico-arenosas, lutitas guijosas y arenas lutítico-guijosas.

sistema fluvial trenzado que fluía hacia el NE (Alonso Gavilán, 1981; Cordero *et al.*, 1982). El trazado de los canales del sistema estuvo fuertemente condicionado por la estructura de los relieves ordovícicos que conformaban el borde E de la cuenca, llegando a desarrollar barras de meandro de grano grueso (Corrochano y Bernardes, 1988).

La sucesión superior se divide en dos tramos: el inferior es conglomerático y tiene un espesor de 25 m, mientras que el superior es lutítico y con una potencia de 32 m. En general el tamaño de grano de los depósitos de esta unidad es bastante mayor que los de la anterior (Fig. 3). De cualquier modo, también hay diferencias texturales entre las facies. Los depósitos inferiores corresponden a gravas arenosas, gravas lutítico-arenosas, y gravas lutíticas, correspondiendo en el diagrama de Moncrieff (1989) a diamictitas arenosas ricas en clastos. Estos depósitos se interpretan como relleno de canales con flujos hiperconcentrados. Los depósitos lutíticos del tramo superior contienen trazas de raíces y están también afectados por intensos procesos pedogenéticos; son muy frecuentes los caliches que probablemente marcan los techos de secuencias. Texturalmente corresponden a lutitas guijosas (diamictitas fangosas ricas en clastos) y lutitas arenosas con cantos, que corresponden a los desbordamientos de los canales en una llanura de inundación proximal, y a las coladas de fango que se intercalan entre sus depósitos y que resultan de la evolución de las vertientes.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La fosa de Ciudad Rodrigo y el paleorrelieve ordovícico que prolonga su margen oriental, y que actuó como umbral durante casi todo el Terciario entre la fosa y la cuenca del Duero (umbral de Salamanca de Armenteros *et al.*, 2002), se originaron durante el Eoceno medio (Rhenaniense) por fallas de dirección NE-SO que jugaron durante el régimen

extensivo intraplaca, generado por la compresión entre Iberia y Europa y el paulatino aumento en la actividad compresiva del margen Bético. Esa etapa de fractura afecta también a la Formación de Salamanca (Capas de Santibáñez); sin embargo, estas rocas no aparecen en la base del sondeo de Calzada de Don Diego. Esto puede deberse a que el dominio sedimentario de la Formación Salamanca no alcanzaba la zona de Calzada de Don Diego o a que fue erosionada antes de que se sedimentase la sucesión inferior.

Por otra parte, las lutitas de la unidad basal del sondeo, de origen fluvio-lacustre, solapan la formación anterior y se depositan en un marco paleogeográfico expansivo con respecto a la etapa anterior. Parece evidente que esta unidad fluvio-lacustre ocupa la parte inferior de una secuencia de edad Rhenaniense, y que evoluciona, hacia el techo, a la Formación Areniscas de Villamayor, que representan la sedimentación fluvial en el eje de la fosa. Este marco estratigráfico y secuencial es idéntico al que se da en la cuenca paleógena de Zamora (Guerrero y Corrochano, 2003 y 2004); es por esto que proponemos -para simplificar la nomenclatura estratigráfica- extender la Formación Margas y Lutitas de Entrala hasta este sector de La Fuente de San Esteban en la fosa de Ciudad Rodrigo, para denominar ese intervalo de 62 m de potencia existente en la base del sondeo.

El caliche que se ha identificado en el techo de la unidad puede reflejar la discontinuidad referida en el techo del Eoceno en Zamora, así como ser correlativo del potente caliche dolomítico situado a techo de la unidad paleógena del río Huebra en el sector Agustines-San Muñoz (también en este sector de la Fosa) y que podría asociarse en buena parte al gran hiato temporal que ocupa todo el Oligoceno y parte del Mioceno hasta el Aragoniense.

La formación El Cubito forma parte de la secuencia del Aragoniense inferior que es la que engloba los depósitos miocenos más antiguos de la depresión del Duero. En la fosa de Ciudad Rodrigo, al igual que en otros sectores de la cuenca terciaria del Duero, esta secuencia se encuentra discordante sobre unidades paleógenas, rellenando paleovalles entallados sobre unidades paleógenas, progresivamente más antiguas hacia el borde de cuenca, e incluso excavados sobre rocas del basamento varisco. Esta secuencia implica un episodio de expansión de la cuenca y jerarquización del drenaje después del máximo diastrofismo de la fase Castellana (Corrochano *et al.*, 1983; Armenteros *et al.*, 2002).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto SA075A05 de la Consejería de Educación y Cultura de la Junta de Castilla y León.

REFERENCIAS

- Alonso Gavilán, G. (1981): *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero (provincia de Salamanca)*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca. 435 p. (Inédita).

- Armenteros, I., Corrochano, A., Alonso Gavilán, G., Carballeira, J., y Rodríguez, J.M. (2002): Sedimentary evolution of the Tertiary Duero basin (northern Spain). En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geology Society, London, 293-334 p.
- Cordero, P., Corrochano, A. y Carballeira, J. (1982): El Paleógeno del sector septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Torresmenudas, Salamanca). *Temas Geológicos Mineros*, IGME, Madrid, 6 (1): 199-207.
- Corrochano, A. y Carballeira, J. (1983): Las depresiones del borde Suroccidental de la Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (Libro Jubilar de J.M. Ríos). IGME, Madrid, II: 513-521.
- Corrochano, A., Carballeira, J., Pol C. y Corrales, I. (1983): Los sistemas deposicionales terciarios de la Depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Studia Geologica Salmantica*, XIX: 187-199.
- Corrochano, A. y Bernardes, C.A. (1988): Example of a miocene coarse-grained meander loop in the Ciudad Rodrigo Basin (Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1: 177-185.
- Díez Balda, M.A. (1986): *El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Ediciones Univ. de Salamanca, 163 p., 19 Lám. y 1 mapa.
- Folk, R.L., (1954): The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62: 344-359
- Guerrero, O. y Corrochano, A. (2003): Análisis estratigráfico del subsuelo en el borde sur-occidental de la Cuenca del Duero (Zamora). *Studia Geologica Salmantica*, 39: 89-108.
- Guerrero, O. y Corrochano, A. (2004): Geometría y distribución de facies en la cuenca paleógena de Zamora. Datos derivados de sondeos. *Geogaceta*, 35: 23-26.
- Gracia, A.S., García Marcos, J.M. y Jiménez, E. (1981): Las fallas de "El Cubito": Geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el Terciario de Salamanca. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, XCII-IV: 267-273.
- Jiménez, E. (1975): Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia prelutecienses en el Paleógeno de Salamanca. *Estudios Geológicos*, 31: 615-624.
- Jiménez, E. (1992): Las dataciones del Paleógeno de Castilla y León. En: *Vertebrados fósiles de Castilla y León* (E. Jiménez, Coord.). Junta de Castilla y León, 39-41.
- Mazo, A.V., y Jiménez, E. (1982): El Guijo, primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca. *Studia Geologica Salmantica*, 17: 94-104.
- Moncrieff, A.C.M. (1989): Classification of poorly-sorted sedimentary rocks. *Sedimentary Geology*, 65: 191-194.

Oscilaciones eustáticas e implicaciones climáticas en el tránsito Neógeno-Cuaternario en la isla de Sal (archipiélago de Cabo Verde)

C. J. Dabrio¹, C. Zazo², J. A. González-Delgado³, J. L. Goy³, A. Cabero², Cl. Hillaire-Marcel⁴, L. Ortlieb⁵, J. Civis³ y T. Bardaji⁶

¹ Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas-UCM e Instituto de Geología Económica CSIC, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España. dabrio@geo.ucm.es

² Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid, España. mcnzc65@mncn.csic.es, acabero@mncn.csic.es

³ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España. angel@usal.es, joselgoy@usal.es, civis@usal.es

⁴ GEOTOP-UQAM, H3C 3P8 Montréal, Canadá. chm@uqam.ca

⁵ Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 32 avenue Henri-Varagnat, F-93143 Bondy Cedex, France. luc.ortlieb@bondy.ird.fr

⁶ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares, España. teresa.bardaji@uah.es

ABSTRACT

Solution pipes interpreted as a cryptokarst separate large-scale cross-bedded megaforms of shallow-marine calcarenites deposited at the Neogene-Quaternary transition in Cape Verde Islands. This implies that depositional phases were followed by subaerial exposure of the cemented calcarenites during subsequent falls of sea level, and accumulation of unconsolidated eolianites which supported a vegetal cover that promoted the cryptokarst. The process was repeated several times. A widespread, more recent karstification with red silty clay filling of voids may represent the aridification of climate at the beginning of the Quaternary and the increased supply of Saharan dust by Trade Winds.

Key words: cryptokarst, sea-level changes, climate, Cabo Verde, Neogene, Quaternary.

INTRODUCCIÓN

La Isla de Sal (Cabo Verde, Fig. 1) está constituida mayoritariamente por materiales volcánicos del Mioceno al Pleistoceno. En su parte central afloran rocas sedimentarias neógeno-cuaternarias que forman una meseta plana a 50-60 m de cota, llamada el *Lajedo* (enlosado), en cuyas paredes empinadas se han levantado varias secciones (Fig. 1) para estudiar los materiales sedimentarios, analizar la alternancia de acumulación y de karstificación y su relación con oscilaciones eustáticas coetáneas. Se ofrece una primera hipótesis paleoclimática.

ESTRATIGRAFÍA

Los sedimentos se apoyan sobre materiales volcánicos miocénicos (25.6 ± 1.1 a 6.7 ± 0.6 Ma.), los más modernos de los cuales (5.6 ± 0.2 Ma) afloran en Serra Negra (Torres et al., 2002). Allí están recubiertas de conglomerados marinos que llegan a la cota 70 m cuya edad, de acuerdo con la posición en la sucesión estratigráfica, es Plio-Pleistoceno (Zazo et al., en prensa). Sobre ellos hay eolianitas con gasterópodos terrestres (*Helix* sp).

La superficie de los *lajedos* de Socorro y Tarafo se sitúa más baja, entre los 55 y 60 m. La meseta está constituida por

tres unidades superpuestas que se reconocen en casi todos los afloramientos estudiados aunque este trabajo se basa en las localidades 72 y 73 (Fig. 1).

Unidad I: calcarenitas blancas

Reposa sobre un paleorrelieve erosivo en los materiales volcánicos, con espesor variable sin superar los 2-3 m e incluye un conglomerado basal de clastos volcánicos.

La litología es calcarenitas blancas poco compactadas, con niveles arenosos cementados (loc. 68). Son *packstones* y *grainstones* mal seleccionadas con granos angulosos de rocas volcánicas y bioclastos de moluscos y algas coralinas mal preservados. Las facies y cementos son típicas de ambiente marino.

En algunos puntos hay parches de corales (Porítidae y otros) algunos con taludes que progradan hacia el E/NE (loc. 18) o SW (loc. 68) según la paleo-pendiente local (Fig. 1).

Unidad II: calcarenitas amarillentas

Reposa disconforme sobre la anterior o se apoya en las rocas volcánicas con un conglomerado basal de hasta 1 m de potencia (loc. 72 y 73) de clastos de rocas volcánicas y lumaquelas de moluscos y algas rojas. La fauna dominante

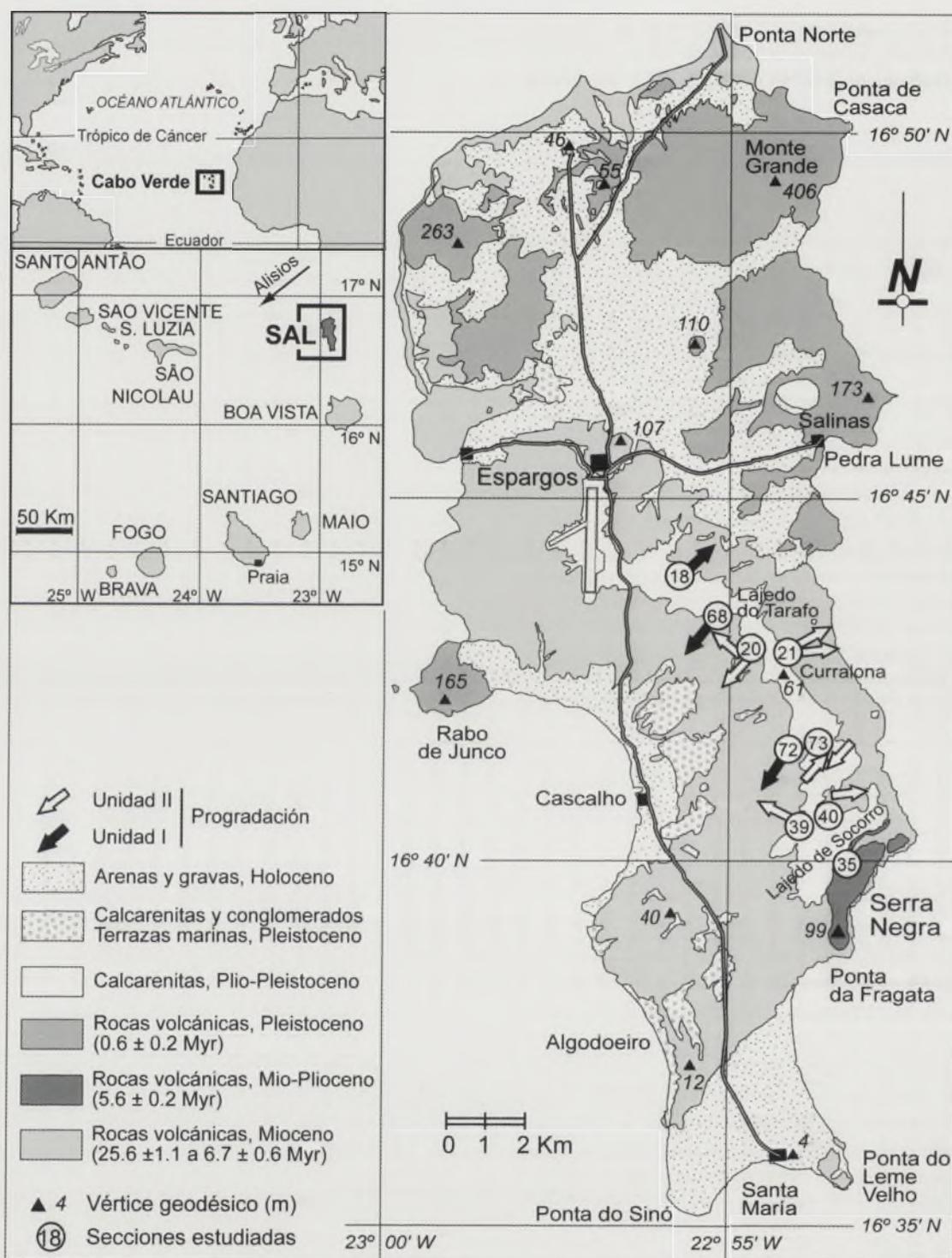


FIGURA 1. Mapas de situación del Archipiélago de Cabo Verde y esquema geológico de la Isla de Sal, con indicación de las secciones estudiadas (números: estaciones de campo).

es de bivalvos infaunales (*Pharus*) y semi-infaunales (*Pinna rudis*) en posición de vida y acumulaciones algo removidas de moluscos muy poco fragmentados (moldes de Donacidae, y valvas de *Modiolus* y *Ostrea* a veces articuladas) propios de ambientes marinos muy someros o litorales. Al microscopio son *packstones* y *grainstones*, con bioclastos de moluscos recristalizados y de foraminíferos y

algas rojas muy micritizados, que han sufrido cementación marina temprana.

Esta unidad se divide en varios *sets* de estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo con direcciones dominantes E/NE y SW (Fig. 1 B), que corresponden a megaformas apiladas o acomodadas lateralmente. En el *toeset* de las megaformas hay *sets* decimétricos de estratificación cruzada

tabular dirigida en el mismo sentido que la de gran escala, muy similar a la descrita en la base del *foreshore* de playas progradantes micromareales. No obstante, (i) la existencia de unidades que progradan en direcciones opuestas incluso las adyacentes en un mismo afloramiento (Fig. 1, loc. 73) y (ii) la falta de criterios indicadores de una isla sugieren que se trata de lóbulos de *spillover* asociados a bajíos carbonatados y movidos por las corrientes superficiales inducidas por los vientos alisios dominantes hacia el SW (alisios) y las corrientes oceánicas al NE.

Las megaformas (a, b, c, Fig. 2) están separadas de las vecinas por superficies de karstificación lo que indica que la Unidad II se acumuló en varias fases.

Unidad III: calizas rojizas

Calizas compactas de color rojizo en bancos delgados, y generalmente mal preservadas a causa de la karstificación posterior. Son *wackestones* a *packstones* mal seleccionadas con bioclastos, de moluscos y algas rojas y pocos foraminíferos. La fracción siliciclástica (granos de rocas volcánicas) no supera el 15-20%.

Sobre la Unidad III se sitúa la terraza marina pleistocénica más antigua que es la base de la superficie del *lajedo* (Zazo *et al.*, 2004, en prensa).

LAS SUPERFICIES DE KARSTIFICACIÓN: IMPLICACIONES EUSTÁTICAS Y PALEOCLIMÁTICAS

El cryptokarst

La Unidad II contiene varias superficies de karstificación y está limitada a techo por otra (Fig. 2A y B). La más antigua de ellas presenta tubos de disolución (*solution pipes*) verticales de sección circular de hasta 20 cm de diámetro, y longitud variable hasta 1.5 m, con el extremo inferior en forma de semiesfera (Fig. 2C).

Los *solution pipes* se forman en un *cryptokarst*, o karst subsuperficial, cuya génesis es discutida. Para unos autores (Marisco y Selleri, 2003) requiere que una roca carbonatada cementada quede enterrada bajo un material arcilloso no consolidado ni karstificable, que acoge una cobertera vegetal que favorece la disolución de los tubos; parte del material arcilloso rellena los tubos. Otros (Herwitz, 1993) dan menos protagonismo a la cobertera sedimentaria frente al flujo de aguas aciduladas que canalizan los troncos de ciertas plantas y que ataca la roca cementada del subsuelo.

Los ejemplos estudiados en la Isla de Sal apuntan a la segunda posibilidad, pues la litología de los rellenos de los tubos (Fig. 2C, R) es muy parecida a la de la roca encajante. El relleno es micrítico con peloides de micrita y fragmentos

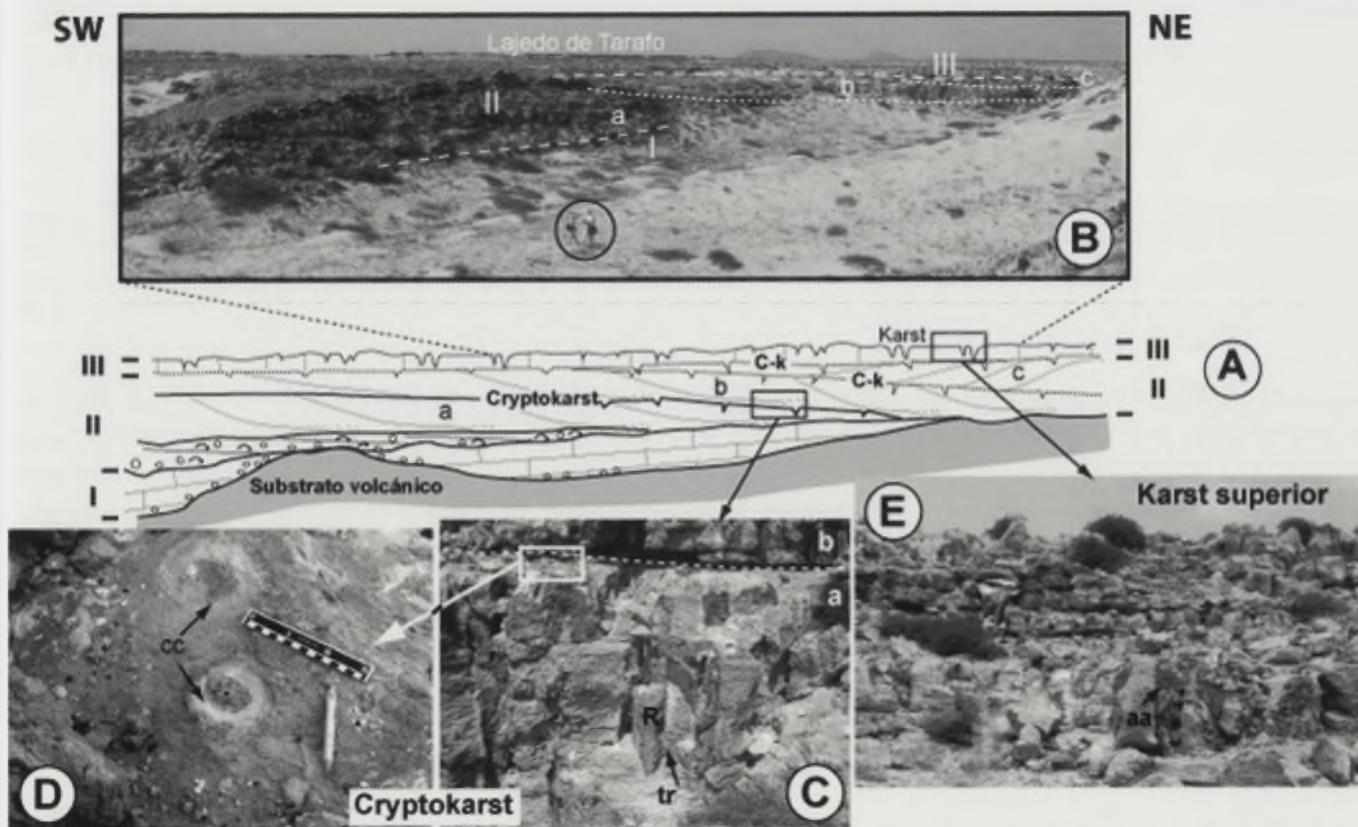


FIGURA 2.(A) Reconstrucción esquemática de las unidades presentes en la localidad 73 y (B) panorama de parte del afloramiento con las tres unidades (I-III) y subunidades (a, b, c) referidas en el texto (escala: personas en el círculo). (C y D) *solution pipes*: en sección, con las trazas de raíces (tr), y en planta con la cementación carbonatada (cc) en el contacto de la roca encajante y el relleno (R). La línea discontinua marca el límite de las megaformas a y b. (E) karst superior en la unidad III relleno de arcilla arenosa rojiza (aa).

volcánicos. La fracción bioclástica deriva de algas rojas y foraminíferos, con pocos bivalvos calcíticos. En planta, aparece una cementación carbonatada (Fig. 2D, cc) en el contacto de la roca encajante y el relleno (Fig. 2C, R). Los cementos son típicos de ambientes freáticos con agua intersticial, propios de un clima relativamente húmedo. Algunos rellenos incluyen formas asimilables a moldes carbonatados de raíces (Fig. 2C, tr).

Nuestra hipótesis es que el cryptokarst se formó cuando las calcarenitas marinas cementadas quedaron emergidas en una fase posterior de nivel del mar bajo (*lowstand* s.l.) durante la que se acumularon dunas eólicas (eolianitas) costeras calcareníticas que no se cementaron y sirvieron de sustrato a vegetación de clima húmedo. Las eolianitas se erosionaron durante la siguiente subida del nivel del mar quedando de ellas sólo el relleno de los tubos de disolución y un nivelillo indistinguible entre las megaformas.

Las otras dos superficies internas de la Unidad II presentan rasgos parecidos, pero su atribución a cryptokarst es algo más dudosa porque los procesos kársticos posteriores las han retocado. No obstante admitimos que muy probablemente se trata también de otros episodios de cryptokarst, lo que implica que el depósito de la Unidad II fue coetáneo de repetidas fluctuaciones eustáticas (al menos tres). Teniendo en cuenta que cuando se depositó esta unidad (Plio-Pleistoceno) el registro climático estaba dominado por ciclos de precesión (19 a 23 Ka) y oblicuidad (41 Ka) de Milankovitch, es de suponer que esa era la frecuencia de las fluctuaciones eustáticas. No hay criterios para evaluar la amplitud de la oscilación eustática pero tras cada una de ellas el nivel del mar subió a una cota ligeramente más alta (ca. 1 m) que la anterior (Fig. 2).

El karst superior

El karst a techo de la Unidad III se formó al exterior y es un lapiaz relleno de lutita (arcilla arenosa) roja (Fig. 2E, aa). Genéticamente es diferente al anterior, con fases de alteración y agrietamiento y posterior relleno de las grietas, debidas a sucesivas desecaciones.

El cambio de un tipo de karstificación al otro puede deberse al deterioro climático de comienzos del Cuaternario, cuando se intensificó la tendencia a la aridez respecto al

clima cálido y húmedo del Plioceno. Este karst ha permanecido activo largo tiempo y afecta también la terraza marina pleistocénica más antigua (T.1 de Zazo *et al.*, 2004, en prensa) sobre la Unidad III, lo que justifica en parte la mayor abundancia de relleno arcilloso rojizo. Una explicación adicional para esta abundancia es que al hacerse más seco el clima aumentó la deflación eólica en África y la cantidad de polvo sahariano a disposición de los vientos alisios que soplan hacia el archipiélago de Cabo Verde.

AGRADECIMIENTOS

Financiado por los Proyectos: CGL2005-01336/BTE y CGL2005-04655/BTE y (CHM) por el S.E.E.R. Council (Canada) y la UNESCO Chair for Global Change Study (Univ. Québec). Contribución a: IGCP495, Comisión de Procesos Marinos y Costeros de INQUA y Grupo de Trabajo Paleoclimatología y Cambio Global UCM (910198).

REFERENCIAS

- Herwitz, S.R. (1993): Stemflow influence on the formation of solution pipes in Bermuda eolianite. *Geomorphology*, 6: 253-271.
- Marsico, A. y Selleri, G. (2003): Stop 4.1.4. The solution pipes. *GI²P Coast. Research Publication*, 5: 113-115.
- Torres, P.C., Silva, L.C., Serralheiro, A., Tassinari, C. y Munhá, J. (2002): Enquadramento geocronológico pelo método K/Ar das principais sequências vulcano-estratigráficas da Ilha do Sal-Cabo Verde. *Garcia de Orta, Serie Geologia*, Lisboa, 18 (1-2): 9-13
- Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., González, J.A., Hillaire-Marcel, Cl., Dabrio, C.J., Lario, J., Civis, J., Luque, L., Ghaleb, B., Borja, F., Silva, P.G., González-Hernández, F., Soler, V., Gillot, P.Y. (2004): El efecto de los ciclos climáticos en las variaciones del nivel del mar. *Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre, I Geología, Museo Arqueológico Regional, Alcalá de Henares*, 156-167.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Soler, V., Hillaire-Marcel, Cl., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Bardají, T., Cabero, A. (en prensa): Quaternary Marine Terraces in Sal Island (Cape Verde Archipelago). *Quaternary Science Reviews*.

Aprovechamiento didáctico del Terciario en una sección transversal de la cuenca del Duero

J. Delgado Iglesias

Escuela de Magisterio, Universidad de Valladolid, plaza de Colmenares 1, 40001 Segovia. jdelgado@fmc.uva.es

ABSTRACT

In this work, practical activities in different points in the Duero Basin through a W-E transverse from Zamora to Anaya (Segovia) are proposed. These activities have been designed for Secondary education students, constituting models or proposals for teachers. The outcrops are located in Tertiary materials and will allow a better understanding of the Geological Heritage and of geologic processes identified in a place and they can foment the interpretation and observation capacity of the student. The activities will consist of: 1. Simple activities, consistent in measuring, drawing or describing. 2. Activities that imply a certain interpretation level, like: outcrops outlines, surfaces identification or simple geologic events interpretation (sedimentation, erosion). 3. Activities that imply a higher degree of autonomy, like basic diagrams drawing with the interpreted geologic environments, time and spatial evolution, study of fossil communities and palaeoecologic and taphonomic characteristics.

Key words: didactic applications, Stratigraphy, Tertiary, Duero Basin.

INTRODUCCIÓN

La importancia de conocer el pasado de la Tierra no sólo radica en el ámbito de interpretación geológica o de curiosidad científica, sino que es un eslabón más dentro de la historia del hombre por constituir éste un elemento más del planeta Tierra. La transmisión de conocimientos relacionados con las Ciencias de la Tierra suele ser relativamente complicada al estar implicados procesos y fenómenos difíciles de intuir o comprender por parte del ciudadano de a pie, por no observarse en la superficie del planeta o porque son demasiado lentos a sus ojos.

Por este motivo, los elementos geológicos que forman el relieve son un excelente recurso didáctico, cuyo conocimiento está fundamentado en la investigación geológica, constituyendo ésta la base para la transferencia de conocimientos relacionados con la geología. En este sentido, el personal docente de las Ciencias de la Tierra dispone de un recurso que no caduca siendo ofrecido gratuitamente por la naturaleza.

El presente trabajo va dirigido a profesionales docentes de la Geología, de las Ciencias de la Tierra y de las Ciencias de la Naturaleza, principalmente de Educación Secundaria, aunque es igualmente válido para otras etapas educativas o formativas. Se trata de un documento de propuestas y planteamientos sobre estrategias y metodología para aprovechar el Patrimonio Geológico desde el punto de vista didáctico, pudiendo hablar de modelos o plantillas de trabajo. En esta línea existen ya trabajos como los de Alfaro *et al.* (2004), Compiani y Carneiro (1993), Corvea *et al.* (2004) y Delgado *et al.* (2004). El trabajo se estructura en una serie de aflora-

mientos terciarios cercanos a centros de Educación Secundaria en tres provincias castellanas (Zamora, Valladolid y Segovia). Estos afloramientos constituyen la historia geológica más reciente de las provincias citadas (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004) y precisamente su cercanía temporal a nuestros días ha facultado que todavía no se hayan borrado gran parte de los rasgos originales de su formación, algo que sí suele ocurrir con materiales más antiguos.

OBJETIVOS

El objetivo principal del trabajo es el diseño y difusión de técnicas de aprovechamiento didáctico del patrimonio geológico en la meseta castellano-leonesa en una sección de la Cuenca del Duero entre Zamora capital y Anaya (Segovia), comprendiendo la parte oriental de la provincia de Zamora y la parte occidental de la Segovia, donde los materiales cenozoicos representan una gran parte de su extensión o su totalidad, en el caso de la provincia de Valladolid.

Se pretenden alcanzar los objetivos docentes establecidos según etapa y nivel educativo con el que se trabaje dentro del área de conocimiento de las Ciencias de la Naturaleza en Enseñanza Secundaria. Uno de los objetivos buscados es una mejor comprensión, por parte de los alumnos, del Patrimonio Geológico y de los procesos geológicos identificados en un lugar determinado. Las actividades permitirán la adquisición de los conocimientos propios de la geología, si bien, deben ser un medio para fomentar la capacidad de interpretación y observación del alumno y el desarrollo de capacidades en otras áreas de conocimiento, como plástica, matemáticas, biología, geografía o, también, en educación ambiental. Aunque

el trabajo va dirigido a alumnos de Educación Secundaria, también es válido para alumnos de Educación Primaria (últimos niveles) o para alumnos universitarios de primeros cursos. En ambos casos, el profesor adaptará las actividades y las temporalizará a la escala correspondiente.

METODOLOGÍA

Se eligieron los afloramientos o lugares destacados en relación a distintas disciplinas dentro de la geología (estratigrafía, sedimentología, geomorfología, mineralogía, petrología, paleontología,...) intentando abarcar el mayor número posible de categorías o disciplinas. Los afloramientos están integrados en una secuencia o itinerario de dirección W-E representando un trayecto por la Historia Geológica de la Cuenca terciaria del Duero.

Se trata de una estrategia progresiva descripción-interpretación-predicción (Delgado *et al.*, 2004) que constituye un esquema muy cercano a la actividad científica simulando el razonamiento inductivo en una metodología de aplicación del método científico (en su esquema más elemental) y del razonamiento básico investigador. En cada afloramiento se emplearán entre dos y cuatro horas para su estudio.

Los afloramientos, en líneas generales, constarán de tres tipos de actividades: un primer grupo de actividades sencillas, consistentes en medir, dibujar, observar, describir o analizar. Un segundo grupo de actividades serán aquellas que impliquen un cierto grado interpretativo, como son: realización de esquemas de afloramientos, identificación de superficies, discontinuidades, geometrías, ordenación de estratos, organismos fósiles e interpretación de los acontecimientos geológicos más simples (sedimentación, erosión, efectos tectónicos...). Un tercer grupo de actividades implican un carácter más autónomo por parte de los alumnos. Pueden ser: dibujo de diagramas básicos con los medios geológicos interpretados, discusión sobre su evolución temporal y espacial, estudio de comunidades fósiles y discusión sobre características paleoecológicas y tafonómicas...

Se prestará atención a:

- Interés en el trabajo a través de participación en las actividades y en los debates.
- Respeto por el material empleado en el afloramiento.
- Orden y limpieza e implicación en el trabajo.
- Hábitos de trabajo.

RESULTADOS

Se establecen tres categorías geológicas en función de las características de los afloramientos, según las cuales se diseñan las actividades. Estas categorías son: estratigrafía-sedimentología, mineralogía-petrología-minería y paleontología. Los afloramientos se clasifican de acuerdo a estas categorías en función de sus características, si bien algunos afloramientos pueden corresponder a más de una categoría, por lo que el tipo de actividades se puede ampliar, conmutar o combinar.

Según las categorías geológicas, las actividades propuestas según las categorías geológicas son:

Categoría: Estratigrafía-sedimentología

- Situar en un mapa el punto de observación.
- Dibujar el afloramiento diferenciando estratos de distinta coloración o competencia. Medir el espesor de los estratos accesibles. Realizar una columna estratigráfica con los espesores y coloraciones de los estratos, numerándolos desde abajo a arriba. Establecer el criterio de superposición.
- Tomar varias muestras y estudiarlas utilizando el esquema siguiente: color, textura, composición granos/cantos, esqueleto abundancia, composición, matriz color, dominio..., cemento, angulosidad-redondez granos.
- Identificar las estructuras internas y determinar la dirección de corriente con brújula. Descripción de procesos en la formación de laminaciones cruzadas, sedimentación, energía implicada, compactación y litificación.
- Interpretación del medio sedimentario. Determinar la historia geológica y hacer una predicción sobre la evolución del afloramiento.
- Observación, identificación y ordenación en categorías de los elementos básicos del relieve a partir de una visión panorámica y formulación de conjeturas e hipótesis para establecer las relaciones entre los elementos del relieve.

Categoría: Mineralogía-minería

- Situar el afloramiento en el mapa topográfico. Dibujar el afloramiento. ¿Qué rocas y minerales observas? ¿Dónde aparecen los minerales: en la roca, en los suelos, removidos...?
- Breve estudio de las propiedades físicas de los minerales: Tamaño, forma, hábito, brillo, color, raya, dureza, tacto, clase mineral, especie mineral, fórmula química.
- Dibuja la forma de uno o dos minerales que observes. ¿Cómo se explotaron (cielo abierto, galerías, pozos...)? ¿Para qué se explotaron estos minerales? ¿Cómo habría que restaurar todo para que quedara como estaba o lo más mimetizado posible con el entorno?

Categoría: Paleontología

- Utilización de técnicas de recogida de muestras: etiquetado, fecha, nivel estratigráfico, características litológicas y sencilla clasificación de fósiles (grande-pequeño, concha enrollada, presenta patas, forma de la concha...).
- Realizar un sencillo estudio taxonómico y estadístico en un área de 40 x 40 cm: tipos de fósiles, enteros o rotos, medidas morfométricas (número de pequeños, medianos, grandes...), orientación, distribución por tamaños. Clasificación de moluscos en gasterópodos, bivalvos, otros... utilizando guías de campo. Dibujar algunos de los ejemplares estudiados.

– Realizar una introducción a la interpretación ecológica genérica (medio continental terrestre, acuático), profundidad de agua, salinidad, temperatura, edad...mediante el uso de guías de campo de fósiles.

Afloramientos seleccionados

Se citan, de oeste a este, señalando sus características generales:

– *Zamora*: Categoría: estratigráfico-sedimentológico, materiales de origen fluvial. Cretácico sup.-Paleoceno.

– *Torres del Carrizal (Zamora)*: Categoría: estratigráfico-sedimentológico, materiales de origen fluvial y lacustre. Eoceno-Oligoceno.

– *Vezdemarbán (Zamora)*: Categoría: paleontológico, materiales de origen lacustre. Mioceno.

– *Toro (Zamora)*: Categoría: estratigráfico-sedimentológico, materiales de origen fluvial. Oligoceno-Mioceno inferior.

– *Tiedra (Valladolid)*: Categoría: estratigráfico y paleontológico, materiales de origen lacustre. Mioceno.

– *Bercero (Valladolid)*: Categoría: estratigráfico y paleontológico, materiales de origen lacustre. Mioceno.

– *Tordesillas (Valladolid)*: Categoría: estratigráfico-sedimentológico, materiales de origen fluvial. Mioceno.

– *Simancas (Valladolid)*: Categoría: estratigráfico-sedimentológico, materiales de origen lacustre. Mioceno.

– *Valladolid*: Categoría: estratigráfico, paleontológico y mineralógico, materiales de origen fluvial y lacustre. Mioceno.

– *Portillo (Valladolid)*: Categoría: mineralógico, materiales de origen lacustre. Mioceno.

– *Cuéllar (Segovia)*: Categoría: estratigráfico, paleontológico y mineralógico, materiales de origen lacustre. Mioceno.

– *Anaya (Segovia)*: Categoría: estratigráfico-sedimentológico, materiales de origen fluvial. Mioceno.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El Patrimonio Geológico es una herramienta de gran valor didáctico para su aplicación en el proceso educativo, tanto en enseñanza superior como en enseñanzas medias. Se proponen actividades prácticas en distintos puntos de la Cuenca del Duero a través de una transversal de oeste a este desde la ciudad de Zamora, pasando por Valladolid y finalizando en Anaya, una localidad muy cercana a la ciudad de Segovia, que van dirigidas, principalmente, a alumnos de Enseñanza Secundaria. Constituyen modelos o propuestas de actividades para los profesores y cuyo objetivo primordial es la adquisición por parte de los alumnos de conocimientos y comprensión de fenómenos relacionados con la geología y las ciencias de la Tierra. Paralelamente, servirán para el desarrollo de capacidades relacionadas con otras áreas de conocimiento. El motivo de elegir estos afloramientos es porque el Terciario es el periodo que aflora en todas las provincias de Castilla y León, teniendo,

por ello un gran potencial didáctico debido a su extensión y cercanía.

Para el diseño de las actividades se siguió un esquema muy cercano a la actividad científica simulando el razonamiento inductivo en una metodología de aplicación del método científico (en su esquema más elemental) y del razonamiento básico investigador.

De acuerdo a las características de los afloramientos seleccionados, se han diseñado actividades relacionadas con tres categorías dentro de la geología: estratigrafía (que engloba a la sedimentología), mineralogía (engloba la minería o geología aplicada) y paleontología. Todas ellas tienen implícitas la petrología y la geomorfología.

Se han seleccionado un total de 12 afloramientos, de los cuales 4 se localizan en los materiales terciarios de la provincia de Zamora, 6 en la provincia de Valladolid y 2 en materiales terciarios de la provincia de Segovia. No obstante, no es necesario visitar todos y cada uno de los puntos sugeridos, sino que cada uno es independiente de los demás, teniendo un carácter autónomo con su propia estructura de actividades. Pueden utilizarse varios de ellos para comparar procesos, relieves, ambientes geológicos, medios sedimentarios, etc., obteniendo un conocimiento más amplio de la historia geológica de la Cuenca del Duero.

Es recomendable que el profesor o profesores realicen una visita previa al afloramiento para calcular tiempo de trayecto y adaptar las actividades propuestas al tiempo disponible y al número y nivel de los alumnos. Los afloramientos del itinerario propuesto no están alejados, dependiendo de cada punto, a centros educativos por lo que el tiempo empleado en el transporte no es elevado. En cada parada o afloramiento, dependiendo del nivel o etapa, se emplearán entre dos y cuatro horas, excluyendo el tiempo de transporte.

Los afloramientos propuestos son: Zamora, Torres del Carrizal (Zamora), Vezdemarbán (Zamora), Toro (Zamora), Tiedra (Valladolid), Bercero (Valladolid), Tordesillas (Valladolid), Simancas (Valladolid), Valladolid, Portillo (Valladolid), Cuéllar (Segovia) y Anaya (Segovia).

AGRADECIMIENTOS

Agradecimiento a los revisores anónimos por las sugerencias y correcciones al presente trabajo y a F. J. Sánchez por las sugerencias y supervisión del manuscrito.

REFERENCIAS

- Alfaro, P., Andreu, J.M., Estévez, A., Pina, J.A. y Yébenes, A. (Eds.) (2004): *Itinerarios geológicos por la provincia de Alicante para su utilización en bachillerato*. Univ. de Alicante, 317 p.
- Alonso-Gavilán G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004): Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 550-556.

- Compiani, M. y Carneiro, C.D.R. (1993): Os papéis didáticos dos excursões geológicas. *Enseñanza de las Ciencias*, 1 (2): 90-98.
- Corvea, J.L., Bustamante, I., Gumiel, P. y Sanz, J. (2004): Los puntos de interés didáctico: una alternativa metodológica para el conocimiento del patrimonio natural. *El Patrimonio Geológico: Cultura, Turismo y Medio Ambiente*. (F. Guillén Mondéjar y A. Del Ramo Jiménez, Eds.). Univ. de Murcia, 177-184.
- Delgado, J., Díez, A. y Vegas, J. (2004): Metodología en la utilización didáctica del Patrimonio Geológico: la Estrategia Progresiva descripción-interpretación-predicción (DIP). En: *El Patrimonio Geológico: Cultura, Turismo y Medio Ambiente* (F. Guillén Mondéjar y A. Del Ramo Jiménez, Eds.). Univ. de Murcia, 163-169.

Reconstrucción geostatística de facies en un abanico aluvial dominado por aportes lutíticos (Cuenca cenozoica de As Pontes, A Coruña). Predicción de la distribución de acuíferos en cuerpos arenosos

O. Falivene, L. Cabrera y A. Sáez

Institut Geomodels - Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Departament d'EPM, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. oriofalivene@ub.edu

ABSTRACT

Subdivision into genetic stratigraphic units and geostatistical methods were applied to reconstruct facies distribution in a fine-grain dominated alluvial fan. This alluvial fan is cenozoic in age, have a radius of 2 km, and has been sampled by a large number of continuously cored and regularly distributed wells. The size and dimensions of a number of laterally extensive sand bodies deposited within this alluvial fan were quantified for different evolutionary stages. This quantification provided evolutionary trends and scenarios to model aquifer systems in other similar depositional systems. Capturing parameters describing facies distribution in well-known settings, and using these to model facies distribution in the subsurface is a useful approach to evaluate and reduce uncertainties in subsurface management. In order to demonstrate the feasibility of such approach, a facies modelling exercise was carried out conditioned by the parameters extracted from the studied alluvial fan. The resultant hypothetical aquifer models were used to derive estimations related to the connected sand volumes to a hypothetical well.

Key words: fine-grain dominated alluvial fan, aquifer analogue, facies model, uncertainty.

INTRODUCCIÓN

El análisis cuantitativo de la distribución de facies, incluyendo geometrías y dimensiones de cuerpos sedimentarios, puede aplicarse a unidades y estructuras geológicas especialmente accesibles por su buena exposición o por disponer de una densa y extensa base de datos de subsuelo (i.e. análogos, de Marsily *et al.*, 2005). Las tendencias y los parámetros observados en estos análogos se pueden utilizar como escenarios para abordar la modelización de facies en formaciones de características similares, localizadas en el subsuelo, y de las que no se disponga de un conocimiento suficientemente detallado. En estos casos, la modelización se realiza mediante algoritmos estocásticos (Koltermann y Gorelick, 1996), que proporcionan distribuciones de facies equiprobables y que reproducen la heterogeneidad sedimentaria del subsuelo. El uso de modelos de facies realistas permite mejorar la modelización de la distribución de propiedades petrofísicas en acuíferos silicilásticos, puesto que generalmente ambos presentan una cierta correlación, y así obtener mejores predicciones sobre el comportamiento del acuífero.

Este trabajo documenta un estudio geoestadístico de cuerpos sedimentarios entendidos como análogos de acuíferos en abanicos aluviales dominados por arcillas y limos. El estudio va dirigido a predecir la distribución de cuerpos de arena en subsuelo. Primeramente, en el sistema sedimentario estudia-

do se cuantifican las proporciones, tendencias en la distribución y dimensiones (potencia media y diámetro equivalente) de los cuerpos de arena. Posteriormente, esta cuantificación se utiliza para generar modelos numéricos de acuíferos hipotéticos, que permitan predecir la incertidumbre asociada al volumen de arena cortado por un hipotético pozo vertical.

DESCRIPCIÓN DEL ANÁLOGO

El abanico aluvial estudiado forma parte del relleno de la cuenca cenozoica de As Pontes (A Coruña; Cabrera *et al.*, 1996). Esta cuenca continental es de reducidas dimensiones (12 km²) y se desarrolló asociada a un sistema de fallas transcurrentes durante el Oligoceno y el Mioceno inferior (Fig. 1A). Su relleno consta de sistemas de abanicos aluviales adosados a los márgenes de la cuenca que rodean sistemas lacustres y pantanosos situados en el centro de ésta. Las sucesiones aluviales están formadas por arcillas, arenas y conglomerados, aunque predominan las arcillas y arcillas arenosas puesto que estos sistemas se alimentaron desde unas áreas fuente constituidas por rocas pizarrosas y en menos medida por gneises.

Este estudio se centra en una porción de la sucesión de relleno sedimentario de la cuenca (secuencia 13, Ferrús, 1998) y, dentro de ésta secuencia, se analizan los depósitos de un abanico aluvial desarrollado en el margen occidental de la

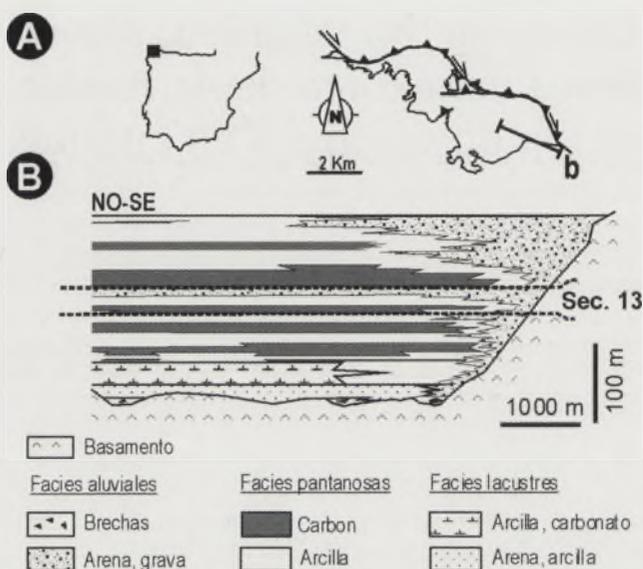


FIGURA 1. (A) Marco geológico de la cuenca de As Pontes. El basamento consiste en rocas metamórficas de edad precámbrica y paleozoica, afectadas por la deformación alpina en el límite oeste del Orógeno Pirenaico. (B) Esquema estratigráfico del relleno sedimentario en el margen oriental de la cuenca donde se desarrolla el abanico aluvial axial (la situación del esquema está en 1A).

cuenca y orientado axialmente a la máxima longitud de ésta (Fig. 1B). En esta secuencia se pueden distinguir dos intervalos. El intervalo inferior (13A) consta de facies de lignito dominantes mientras que las facies aluviales se encuentran restringidas al margen oriental de la cuenca. El intervalo superior (13B) está dominado por facies aluviales que progradan y se extienden hacia el centro de la cuenca.

El abanico axial en la secuencia estudiada fue perforado por más de 200 pozos, y sus testigos fueron descritos por ENDESA MINA PUENTES. En las descripciones se distinguen capas con una potencia aparente superior a 15 cm. Para el análisis geoestadístico de los intervalos se han distinguido 5 asociaciones de facies: carbones, arcillas carbonosas, arcillas, arcillas arenosas y arenas. Las principales características sedimentarias de estas asociaciones de facies pudieron ser observadas en las cortas abiertas de la explotación minera a cielo abierto.

Los cuerpos de arena del abanico aluvial axial son el objetivo de la cuantificación presentada en este trabajo. Estos cuerpos presentan dos tipos de geometrías sedimentarias: a) cuerpos tabulares de considerable extensión lateral, a veces amalgamados, depositados en las partes proximales y medias del abanico aluvial por flujos laminares; y b) cuerpos canaliformes, que tienen dimensiones reducidas, una geometría alargada en dirección paralela al transporte del sedimento, y están relacionados con el desarrollo de una incipiente red de drenaje fluvial distributiva.

RECONSTRUCCIÓN DEL ABANICO ALUVIAL

Se ha utilizado un algoritmo geoestadístico determinístico (*kriging indicador*, Deutsch y Journel, 1998) para reconstruir el abanico aluvial en sus intervalos 13A (Fig. 2A) y 13B

(Fig. 2B). El algoritmo ha sido condicionado por las descripciones de los sondeos, así como por los variogramas indicadores obtenidos a partir de ellas. La aplicación de este algoritmo permite obtener una visión realista de la distribución de los cuerpos de arena lateralmente extensos (cuerpos tabulares, Fig. 2). En cambio, las dimensiones de los cuerpos que no son suficientemente grandes como para ser registrados fielmente por la malla de sondeos (p.e. los cuerpos canaliformes), no se pueden reconstruir determinísticamente. La reconstrucción de facies se ha llevado a cabo utilizando el paquete informático gOcad (comercializado por Earth Decisión®).

La distribución de arena en el abanico aluvial y las dimensiones de los cuerpos con un diámetro superior al espaciado de la malla de sondeos (105 m) y cortados por un mínimo de dos sondeos (Fig. 2) fueron cuantificadas (Fig. 3). Durante la deposición del intervalo 13A, la sedimentación en la zona interna de la cuenca estuvo dominada por carbón y arcillas mientras que la arena se depositó en la parte proximal y media del abanico. Durante la sedimentación del intervalo 13B, las partes proximales y medias del abanico aluvial se expandieron por progradación, alcanzando la zona interna de la cuenca. Los cuerpos de arena reconstruidos presentan un amplio rango de dimensiones, dependiendo de su carácter simple o multiepisdico. Las acumulaciones más importantes de arena se encuentran en la zona marginal oriental de la cuenca donde se concentran los cuerpos más grandes, aunque se dan algunas excepciones en

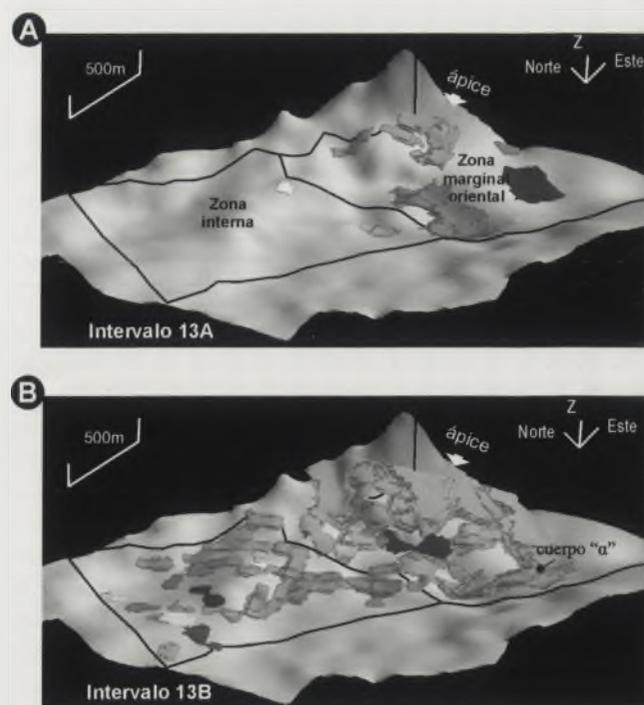


FIGURA 2. (A y B) Vistas en perspectiva desde el margen sudoeste de la cuenca de las superficies envolventes de los cuerpos de arena lateralmente extensos. Cada cuerpo desconectado se muestra con un tono de gris distinto. Se muestran la posición del ápice del abanico aluvial y de las distintas zonas de la cuenca. Exageración vertical 3x.

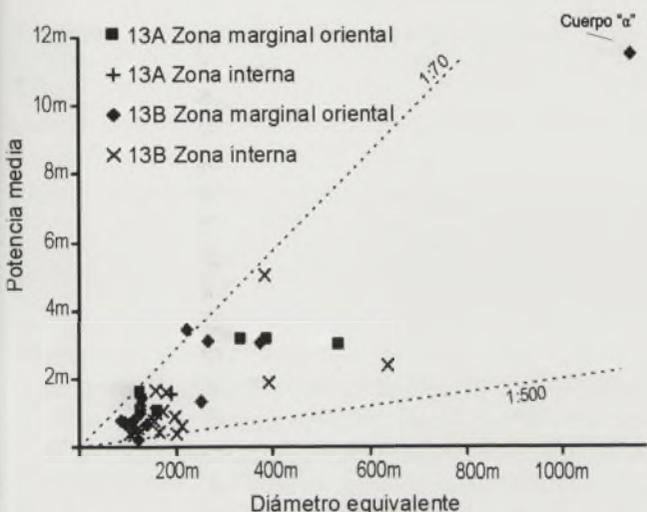


FIGURA 3. Dimensiones de los cuerpos de arena cuantificados. Las geometrías han sido asimiladas a prismas de base circular. La posición del cuerpo "α" se muestra en la figura 2B.

la zona del centro de cuenca coincidiendo con el intervalo 13B. En la zona marginal oriental, la mayor parte de la arena se concentra en unos pocos y muy extensos, cuerpos multi-pisódicos. El cuerpo más grande (cuerpo "α", Fig. 2B) se encuentra en esa zona; este cuerpo comprende por sí sólo el 65% de la arena depositada en el abanico aluvial axial durante la secuencia 13. En cambio, en la zona central de la cuenca, las acumulaciones de arena son menores y se encuentran repartidas en un mayor número de cuerpos de menor tamaño.

MODELOS DE ACUÍFEROS HIPOTÉTICOS

La cuantificación de las tendencias en la distribución de facies y las dimensiones de los cuerpos de arena lateral-

mente extensos del abanico aluvial en la secuencia 13, ha servido para la construcción de modelos numéricos de acuíferos hipotéticos. Para la construcción de éstos se ha considerado un paralelepípedo de planta trapezoidal con una longitud de unos 2.500 m y una anchura de unos 1.300 m (Fig. 4). La modelización de facies se ha realizado mediante un algoritmo basado en objetos (Lia *et al.*, 1997), que introduce elementos de una determinada facies, en este caso arena, sobre un "background" de otra facies. Para ello se ha utilizado la aplicación informática RMS (desarrollada por Roxar®). En total se han generado 70 realizaciones estocásticas. Las realizaciones han sido condicionadas por: a) las proporciones de arena, b) las tendencias en la distribución de los cuerpos de arena, c) la forma de los cuerpos de arena (asumida como un paralelepípedo de base elíptica), y d) las dimensiones de los cuerpos de arena (potencia, diámetro equivalente, factor de correlación entre la potencia y el diámetro equivalente, Fig. 3). Estas realizaciones permiten reproducir en el acuífero hipotético la heterogeneidad cuantificada en el abanico análogo. Para ello se han considerado dos escenarios distintos, uno reproduciendo los parámetros extraídos para el intervalo 13A (Fig. 4A) y otro reproduciendo los parámetros para el intervalo 13B (Fig. 4B). Finalmente, los modelos de acuífero hipotéticos han sido utilizados para considerar la incertidumbre asociada al volumen de arena que se encontraría conectado a un hipotético pozo vertical situado en una zona central del acuífero (Fig. 5).

CONCLUSIONES

- 1) El uso de un algoritmo geostadístico determinístico (*kriging indicador*), aplicado a un abanico aluvial dominado por arcillas y atravesado por un gran número de sondeos, proporciona una reconstrucción realista de los cuerpos de arena lateralmente extensos

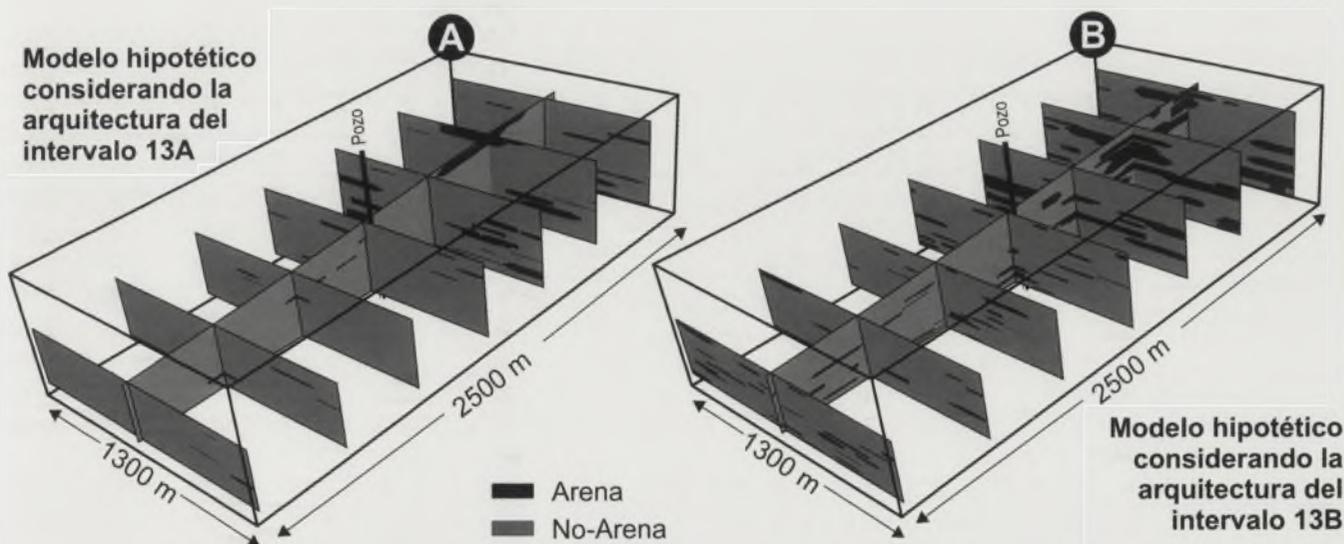


FIGURA 4. Ejemplos de modelos describiendo la distribución de los cuerpos de arena en un acuífero hipotético. Estos modelos reproducen los parámetros extraídos en el abanico aluvial análogo.

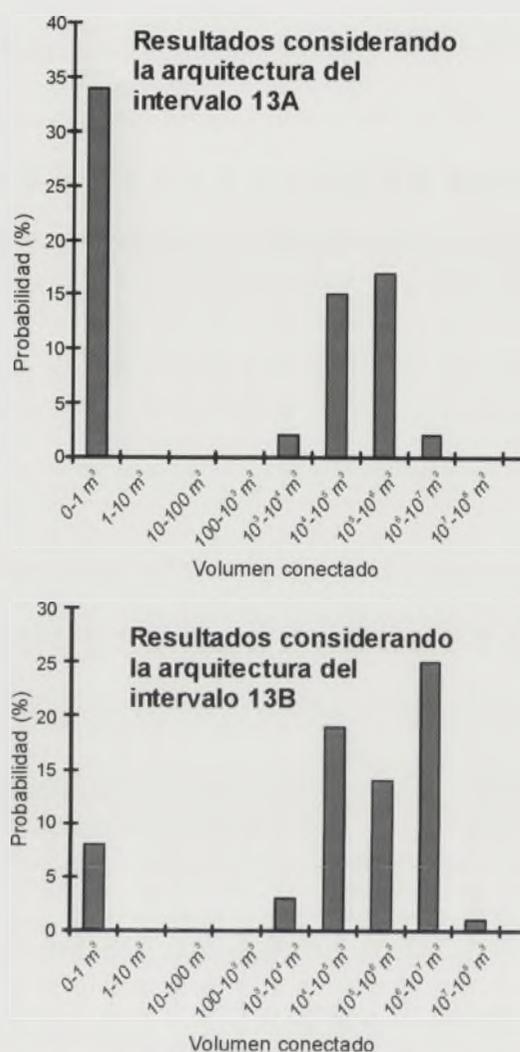


FIGURA 5. Histogramas representando la incertidumbre asociada al volumen de arena que se encontraría conectado a un pozo vertical situado en una zona central del acuífero numérico. La posición del pozo se muestra en la figura 4. Los resultados han sido obtenidos considerando 70 realizaciones estocásticas distintas.

2) La reconstrucción de facies, ha permitido la cuantificación de la distribución, geometría y dimensiones de los cuerpos de arena que se desarrollan en las distintas partes del abanico a lo largo de la secuencia estudiada.

3) El ejercicio de modelización de un acuífero hipotético presentado, demuestra como los datos cuantitativos obtenidos a partir de la reconstrucción pueden ser utilizados para definir escenarios sobre los que evaluar la incertidumbre en el volumen de arena conectado a un hipotético pozo.

4) La resolución de este tipo de compilaciones en los parámetros que describen la distribución y geometría de facies en análogos de acuíferos, pueden ayudar en la evaluación o a la reducción de la incertidumbre en los parámetros estadísticos utilizados para construir modelos de facies, y por tanto, mejorar la comprensión y la explotación de acuíferos en abanicos aluviales similares.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido realizado en el Institut Geomodels; financiado por la Generalitat de Catalunya (DURSI) y el IGME y que integra el CER de Modelización Geológica 3D de la Universitat de Barcelona. Los autores agradecen el apoyo financiero de los proyectos CARES (DGICYT BTE 2001-3650) y MARES (CGL 2004-05816-C02-02) y del Grup Consolidat de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (2005-SGR00397). La investigación llevada a cabo por O. Falivene está financiada por una beca pre-doctoral del Ministerio de Educación y Ciencia. Se agradece también a ENDESA Mina Puentes y a su equipo de Geología el acceso a su base de datos de sondeo y las facilidades para el trabajo de campo. ROXAR suministró la aplicación IRAP RMS utilizada para el modelado de facies.

REFERENCIAS

- 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, the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, (P.F. Friend, y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 247-254.
- De Marsily, G., Delay, F., Gonçalves, J., Teles, V., y Violette, S. (2005): Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeology Journal*, 13: 161-183.
- Deutsch, C.V. y Journel, A.G. (1998): *GSLIB, Geostatistical Software Library and user's guide, 2nd edition*. Oxford University Press, 350 p.
- Ferrús, B. (1998): Análisis de cuenca y relaciones tectónica-sedimentación en la cuenca de As Pontes (Galicia). Univ. de Barcelona, 351 p.
- Koltermann, C.E. y Gorelick, S.M. (1996): Heterogeneity in sedimentary deposits: a review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research*, 32: 2617-2658.
- Lia, O., Tjemeland, H., y Kjellesvik, L.E. (1997): Modelling of facies architecture by marked point models. En: *5th International Geostatistics Congress. Proceedings*, 386-398.

Palinología de arcillas carbonosas del Aragoniense de la zona de Orera (Cuenca de Calatayud)

J. F. Fonollá Ocete y M^a T. Fernández Marrón

Depto./UEI de Paleontología, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM)/ Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. fonolla@geo.ucm.es, emarron@geo.ucm.es

ABSTRACT

The palynological assemblages of three dark clay levels from a cyclic lacustrine section consisting of clayey and dolomite levels in a cyclic sedimentation have been analyzed in the Calatayud basin. This succession is in the Orera zone and has been dated as Aragonian.

The samples contain a larger number of well preserved sporomorphs with highly taxonomic diversity. The Conifer pollens are dominant with bisaccate (*Pinaceae*) and inaperturate (*Cupressaceae*, *Taxodiaceae*) grains. The *Compositae* are the greatest part of Angiosperms and the number of freshwater algae zygospores is remarkable. The pollen association contains autochthonous and allochthonous elements deposited in a lacustrine area.

Key words: Palynology, cyclic sedimentation, Miocene, Aragonian, lacustrine deposits.

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

Al sur de Orera y al oeste del área de Valdelosterreros, punto de interés geológico (PIG), Calvo Sorando *et al.* 2000, existe una explotación realizada por la empresa MYTA para la extracción de arcillas especiales (ricas en esmectita y sepiolita) que deja al descubierto una sección estratigráfica donde afloran los niveles de arcillas oscuras con gran amplitud horizontal, de las que se han tratado nueve muestras, cedidas por R. Daams (+) para su estudio palinológico

En la columna estratigráfica (Fig. 1) se manifiesta una alternancia cíclica de arcillas verde-grises (ricas en esmectita y sepiolita) con carbonatos (dolomías).

Dentro de las arcillas existen niveles oscuros, habiéndose muestreado los localizados entre 1,80 m y 2,00 m, otro entre 4,80 m y 5,00 m y el tercero entre 7,20 m y 7,50 m. de la columna grafiada. De cada uno de estos niveles se han tomado tres muestras a lo largo de los mismos.

Las muestras sigladas Myta 1, 2 y 3 corresponden a diferentes puntos del nivel inferior (arcillas oscuras intercaladas entre carbonatos a muro y arcillas verdes a techo). Las muestras Myta 4, 5 y 6 corresponden al nivel intermedio de arcillas oscuras, presentando a muro arcillas verdes y a techo carbonatos; y por último, las muestras Myta 7, 8 y 9 corresponden al nivel superior de arcillas oscuras, con calizas a muro y dolomías a techo.

Estos sedimentos cíclicos se han depositado en ambientes lacustres, y particularmente en cuencas hidrológicamente cerradas. Los ciclos menores de sedimentación (arcilla-carbonato) corresponden a evoluciones periódicas de mayor a menor pluviosidad, con oscilaciones (subidas o bajadas en el nivel del agua del lago). Los carbonatos (en la parte supe-

rior de los ciclos sedimentarios) precipitaron a partir de aguas progresivamente más concentradas en períodos de clima más seco. Las arcillas se interpretan como terrígenos finos que llegaban a la cuenca lacustre muy somera en períodos de abundantes lluvias (Calvo Sorando *et al.*, 1999, 2000)

ANÁLISIS PALINOLÓGICO

Se han estudiado y analizado nueve muestras que han proporcionado unas asociaciones palinológicas muy ricas en palinomorfos muy bien conservados y que han permitido identificar una amplia variedad de taxones.

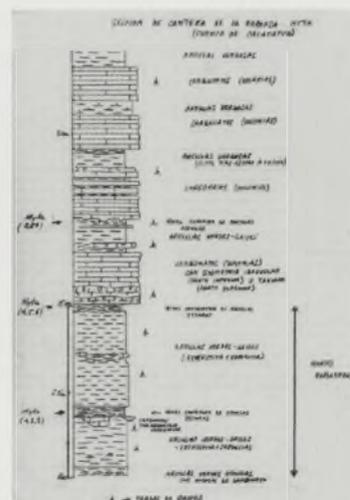


FIGURA 1. Sección de la cantera de la empresa MYTA, cuenca de Calatayud (según J. P. Calvo Sorando).

Las muestras Myta 1, 2, 3 corresponden al nivel inferior, las Myta 4, 5, 6 al nivel medio y las Myta 7, 8, 9 al nivel superior. Una vez analizadas todas las muestras, y al no presentar diferencias significativas, ni en diversidad taxonómica ni en número de granas de un mismo nivel, los resultados se analizan y discuten por niveles.

En todas las muestras estudiadas destaca la abundancia de pólenes de Coníferas, sin embargo las esporas presentan un porcentaje mayor de diversidad; los datos numéricos figuran en la Tabla 1.

TABLA 1. Abundancia de pólenes y esporas

Abundancia (Granos)	Esporas		Coníferas		Cycadales		Angiospermas		Algas		Otros		Nº total
	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	
Nivel superior	290	18,5	998	64	30	2	141	9	69	4,5	27	2	1555
Nivel medio	230	18	650	51,5	85	7	199	16	63	5	33	2,5	1260
Nivel inferior	113	12,5	550	61	16	2	179	20	24	2,5	16	2	898

Diversidad (Taxones)	Esporas		Coníferas		Cycadales		Angiospermas		Algas		Otros		Nº total
	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	
Nivel superior	39	41	27	29	3	3	18	18	4	4	4	4	95
Nivel medio	40	41	24	24,5	4	4	24	24,5	4	4	2	2	98
Nivel inferior	29	30,5	23	24	3	3	29	30,5	2	2	9	10	95

La abundancia de pólenes de Coníferas, especialmente bisacados correspondientes a Pináceas, con varias especies de *Pityosporites* y de granos de inaperturados de Cupresáceas como *Inaperturopollenites sp.*, *Sequoiapollenites sp.*, de Pináceas *Larixpollenites (Larixidites) sp.* y de Araucariáceas *Araucariacites sp.* puede deberse a la gran producción polínica y a su dispersión anemófila que favorecen su presencia en los sedimentos en un alto porcentaje.

Las Pteridófitas presentan una diversidad muy marcada, con predominio de las Polipodiáceas (*Polypodiaceoisporites sp.*, *Verrucatosporites sp.* etc.), Osmundáceas (*Osmundacitites sp.*) y Schizaeáceas (*Leiotriletes sp.*, *Cicatricosisporites sp.*).

Las esporas de Briófitas corresponden a un único género, *Ricciaesporites*, si bien con un número de granas notable, especialmente en los niveles medio y superior.

En las Angiospermas, las Dicotiledóneas son mayoritarias en número (90%) y diversidad (77,5%) con predominio de las Compuestas tanto del grupo Liguliflora (*Cichoriaea-rumpollenites gracilis* Nagy y *Compositaepollenites sp.*) como de Tubuliflora (*Tricolporopollenites microechinatus* Trevisan) además de Magnoliáceas (*Magnoliopollis neogenicus* Krutzsch), Malváceas (*Malvaceaeapollenites sp.*), Juglandáceas (*Subtriporopollenites sp.*) y Nyssáceas (*Tricolporopollenites kruzstchi* Pot.)

Destaca la presencia de zigosporas de algas clorofíceas, atribuibles a *Spirogyra*, características de charcas o lagunas poco profundas, así como de borde de lago en aguas limpias. En la figura 2 se muestran las especies más representativas de las asociaciones palinológicas.

CONCLUSIONES

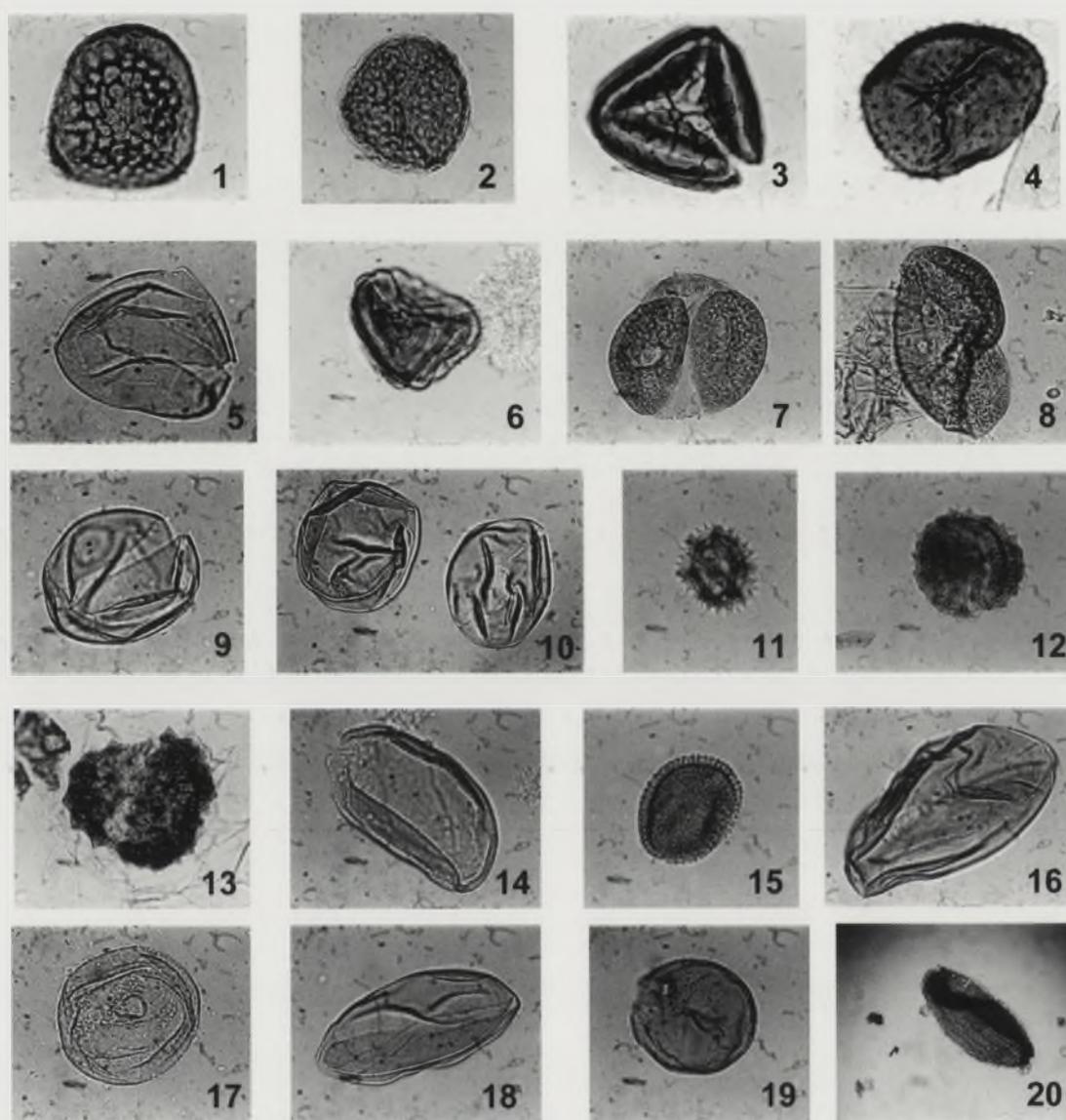
Es la primera vez que se estudian y analizan los niveles de arcillas de la zona de Orera y se han puesto de manifiesto unas asociaciones palinológicas muy ricas en número de granos y en diversidad. Baltuille *et al.*, 1992 en la revisión palinológica de las diversas cuencas terciarias españolas no mencionan este yacimiento. De la Cuenca de Calatayud citan el estudio realizado en la cuenca del río Jiloca en una muestra que era rica en granos pero pobre en especies; de ahí

la importancia de los niveles que hemos estudiado, ya que han proporcionado en cada uno casi un centenar de especies y en dos de ellos más de mil palinomorfos formando asociaciones muy ricas y diversas.

Todos los palinomorfos son continentales, formando una asociación mezclada (Fernández López 2000), en la cual son mayoría los elementos adémicos (por encontrarse fuera de su lugar o área de vida) depositados junto a elementos démicos (Cyperáceas, *Spirogyra* y posiblemente *Riccia sp.*).

Del análisis de los taxones determinados se puede inferir un área lacustre con elementos de vegetación hidrofítica (Cyperáceas, *Riccia sp.*, *Spirogyra sp.* etc.) donde se han depositado los pólenes de Coníferas transportados por el viento y producidos en áreas boscosas montañas, más o menos alejadas, junto a las Criptógamas vasculares que configuraban un sotobosque húmedo con Angiospermas de las familias Compuestas, Malváceas y Juglandáceas.

Se observa que en el nivel inferior el porcentaje de esporas es menor que el de Angiospermas, siendo casi paritarios en el nivel medio, mientras en el nivel superior las esporas duplican a las Angiospermas. Estas observaciones, unidas a unos mayores porcentajes de algas dulceacuícolas en los niveles medio y superior y a la abundancia en estos niveles de esporas atribuibles a *Riccia (Ricciaesporites sp.)*, que habita en medios dulceacuícolas de pH ácido o neutro o en suelos muy húmedos, sugieren un hábitat lacustre con oscilaciones del nivel del agua en la cuenca, con un gradiente positivo hacia el nivel superior.



- 1 y 2.- *Ricciaesporites* sp.
 3.- *Polyodiaceoisporites kedvesii* Stuchlik
 4.- *Echinatisporis* sp.
 5.- *Leiotriletes* cf. *adriennis* (Pot & Gell) Krutzsch
 6.- *Cicatricosisporites coriançonensis* Méon
 7.- *Pityosporites microalatus* Pot.
 8.- *Pityosporites labdacus* Pot.
 9.- *Inaperturopollenites dubius* (Pot.) Thom. & Pfl.
 10.- *Larixpollenites* (*Larixidites*) *gerceensis* (Nagy) Nagy
 11.- *Cichoriaeaerumpollenites gracilis* Nagy
 12.- *Compositaepollenites* sp.
 13.- *Compositaepollenites* sp. (*Asteroideae*)
 14.- *Magnoliopollis neogenicus* Krutzsch
 15.- *Ilexpollenites margaritatus* (Pot.) Thiergart
 16.- *Cyperaceapollis* sp.
 17.- *Graminidites* sp.
 18.- *Spirogyra* sp.
 19.- *Ovoidites cyclus* Krutzsch
 20.- *Semilla indeterminada*
 (Todas X 400, excepto la 20 X 12)



FIGURA 2. Especies más representativas de las asociaciones palinológicas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren expresar su agradecimiento al Dr. Remmer Damms(†), tristemente desaparecido, que nos proporcionó las muestras y al Prof. José Pedro Calvo Sorando por facilitarnos la columna estratigráfica, fotografías de la sección, datos geológicos y, sobre todo, su apoyo incondicional.

REFERENCIAS

- Baltuille, J.M., Becker-Platen, J.D., Benda, L. y Ivanovic Calzaga, Y. (1992): A contribution to the subdivision of the Neogene using palynology. *Newsletter Stratigraphy*, 27: 41-57.
- Calvo Sorando, J.P., Abdul Aziz, H., Hilgen, F., Sanz-Rubio, E. y Krijgsman, W. (1999): The Orera Section (Calatayud basin, NE Spain) a remarkable cyclically bedded lacustrine succession from the Spanish Mioocene. En: *Towards the Balanced management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium* (D. Baretino, M. Vallejo y E. Gallego, Eds.). Madrid, 186-192.
- Calvo-Sorando, J. P., Sanz Rubio, E. y Abdul Aziz, H. (2000): Ciclicidad sedimentaria en Orera (Zaragoza): un lugar geológico a proteger y preservar. *Ciencia y Tecnología*, 20:17-20.
- Fernández López, S. R. (2000): *Temas de Tafonomía*. Departamento de Paleontología. Univ. Complutense de Madrid, 167 p.

Estudio paleontológico (ictiofauna, malacofauna y foraminíferos) de dos secciones de Niebla (Huelva), Neógeno de la cuenca del Guadalquivir

E. X. M. García¹, A. Rico-García¹, D. Arcercedillo¹, J. Civis¹, M. Abad² y F. Ruiz²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, plaza de los Caídos s/n, 37008 Salamanca. edithxiomara@clubsanter.com

² Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, avda. de las Fuerzas Armadas s/n, 21071 Huelva. ruizmu@uhu.es

ABSTRACT

Fishes, Mollusca and Foraminifera were studied in two sections of the Neogene of Niebla (Huelva). Three parts were recognized 1) grey clays 2) a level of glauconite silts 3) levels of accumulation with sandy intercalations. 15 new taxas of Fishes were determined, for the Neogene of Huelva. Fish assemblages indicate species of tropical/subtropical thermal distribution, that are shore-neritic and that have a predominance of benthic species. Mollusca and Foraminifera assemblages reflect a progressively more shallow marine environment of inner shelf.

Key words: fishes, mollusca, foraminifera, Neogene, Huelva.

INTRODUCCIÓN

A partir de los años 80 del recién terminado siglo XX, el equipo de investigación en Paleontología de la Universidad de Salamanca así como investigadores de la Universidad de Huelva, iniciaron los estudios paleontológicos en el Neógeno marino del borde SW de la Cuenca del Guadalquivir abordando el análisis de diversos grupos bien representados en este sector de la Cuenca.

Civis *et al.* (1987) definieron 3 formaciones geológicas ricas en restos fósiles del Neógeno: Formación "Calcarenita de Niebla" (Tortonense superior), Fm. "Arcillas de Gibrleón" (Tortonense superior/Messiniense) y Fm. "Arenas de Huelva" (Plioceno inferior). Posteriormente, Mayoral y Pendón (1987) definieron la formación más moderna, Fm. "Arenas de Bonares" de edad Plio-Cuaternario, que marca el tránsito marino-continental para la zona

Entre los trabajos paleontológicos iniciales de la época referida, destacan las tesis doctorales en foraminíferos (Sierro, 1984 y González-Regalado, 1986), malacofauna (Andrés, 1982 y González-Delgado, 1983), y nanoplanton calcáreo (Flores, 1985).

En el presente trabajo se estudian, paleontológicamente, dos secciones ubicadas en las proximidades de Niebla, Huelva (Fig. 1), denominadas: sección Niebla A (coordenadas 37° 21' 4,86" N, 06° 36' 4" W) y sección Cabezo de San Cristóbal (coordenadas 37° 20' 38,91" N, 6° 39' 38" W); Mapa Geológico de España 982, 10-40 (1983), con el fin de analizar las asociaciones de ictiofauna, foraminíferos y moluscos.

En ambas secciones se registra la parte superior de la Formación "Arcillas de Gibrleón" y la Formación "Arenas

de Huelva", que comienza con un nivel de limos glauconíticos, nivel de referencia y considerado límite Mio/Plioceno en toda la zona neógena del oeste de la cuenca del Guadalquivir. Suprayacente al nivel de limos glauconíticos, alternan arenas limosas masivas y bioturbadas, con niveles de concentración de conchas, al igual que se registra en otros afloramientos de la zona y que han sido estudiados desde el punto de vista tafonómico, paleocológico y en donde se han citado más de 300 especies de moluscos (González-Delgado, 1983, 1987).

En una sección de las cercanías del Cabezo de San Cristóbal, Sierro *et al.* (1982) estudiaron los foraminíferos bentónicos y planctónicos, datándolo como Messiniense superior/Plioceno inferior.

METODOLOGÍA

En la sección de Niebla A, se recogieron 9 muestras en las arcillas limosas grisáceas, (techo de la Fm. "Arcillas de Gibrleón"), el nivel de glauconita y los niveles de concentración de conchas (Fm. Arenas de Huelva) (Fig. 2). En la sección Cabezo de San Cristóbal se recogieron 3 muestras de las arcillas con limos grisáceos y el nivel de glauconita, correspondientes a las mismas formaciones (Fig. 3).

Para el estudio de los restos de ictiofauna y malacofauna se disgregaron y levigaron muestras de 6 Kg. de sedimentos con tamices de 1mm y 0,5 mm de luz de malla. Para el análisis de los foraminíferos se utilizaron muestras de 400 gr. que se disgregaron y levigaron en tamices de luz de malla de 400, 250 y 125 micras. A partir de la fracción de 125 micras se realizó un conteo de 150 foraminíferos por muestra.

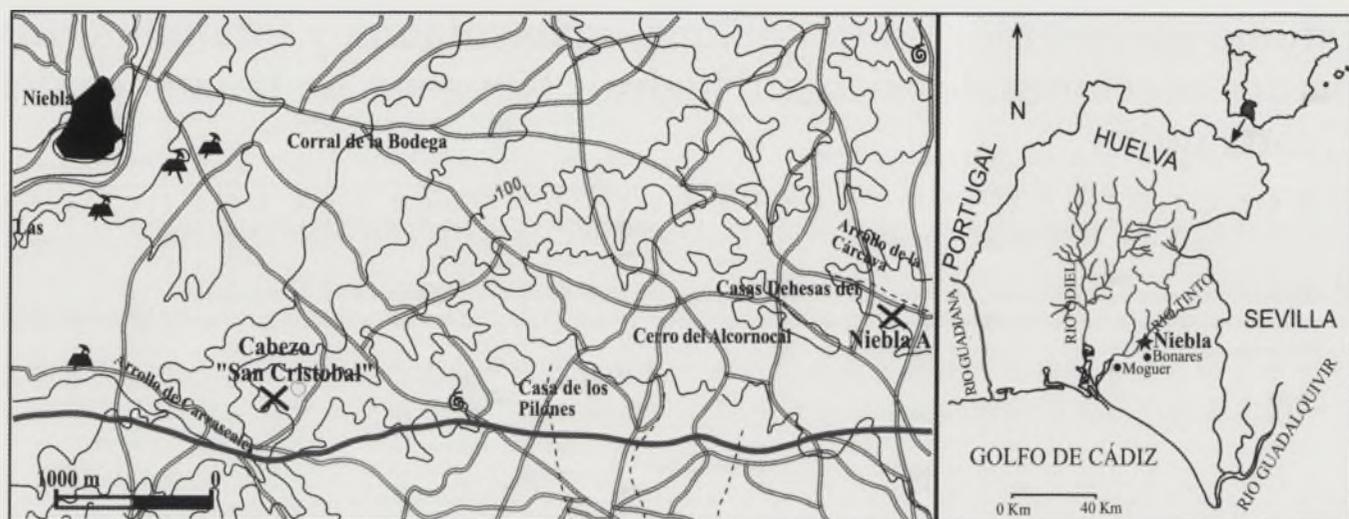


FIGURA 1. Figura de localización de las secciones de Niebla A y Cabezo de San Cristóbal.

SECCIÓN NIEBLA A

La sección Niebla A, de 9,85 m de potencia, consta de 1 metro de arcillas, 1,10 m de limos glauconíticos localmente cementados, 5,10 m de limos arenosos, con hasta 6 niveles de concentración, y a techo un tramo de 2,65 m de limos arenosos amarillentos.

En las arcillas no aparecieron restos de ictiofauna, sin embargo en nivel glauconítico se encontraron dientes de batomorfos: *Dasyatis* sp., *Dasyatis marmorata/pastinaca*, *Raja* sp., *Rhinobatos* sp., galeomorfos: *Carcharhinus* sp., *Mustelus* sp., *Notorhynchus primigenius*, *Premontreia* (*Oxyscyllium*) cf. *dachiardi*; escualomorfos: *Squalus* sp. y osteictios: *Sparus* spp. y *Diplodus* sp. En los niveles de acumulación se registraron batomorfos: *Dasyatis* sp., *Dasyatis* gr. *centrourea*, *Raja* sp.; galeomorfos: *P.* cf. *dachiardi*. Los restos de osteictios se encuentran representados por otolitos de *Arnoglossus* sp., *Boops* sp., *Cepola macrophthalma*, *Gobius* sp., *Ophidion* spp., *Pomadasyis* sp. y *Trachurus* sp. y dientes de *Sparus* spp. y *Dentex* sp. En los interniveles se encuentran dientes de *Dasyatis* sp. y *Carcharhinus* sp. y un otolito de *Gobius* sp.

La macrofauna, a techo de las arcillas se encuentra muy dispersa, con moldes de venéridos como forma más representativa.

En el nivel de glauconita, junto a restos de cirrípedos y ostreidos, destacan los pectínidos: *Pecten benedictus*, *P. revolutus* y *Amusiopecten spinulosus*. *Chlamys varia* y *Aequipecten scabrellus*.

En los niveles e interniveles de limos arenosos se registra una buena representación en moluscos. Los bivalvos están dominados por Veneridae, Pectinidae, Tellinidae, Cardiididae, Ostreidae y Corbulidae; los gasterópodos por Naticidae y Turritellidae y los escafópodos por Dentallidae. Esos datos coinciden con los aportados por Andrés (1982) y González-Delgado (1983).

Destaca la presencia de marcadores del Plioceno como *Callistoma cingulatum* y *Crassispira brocchii*, entre los gas-

terópodos y *Palliolium excisum* entre los bivalvos (González-Delgado y Andrés, 1987).

En relación a los foraminíferos bentónicos, hacia techo de las arcillas hay una progresiva disminución de la diversidad, definiéndose una asociación dominada por *Nonion boueanum* y *Ammonia beccarii* junto con *Fursenkoina schreibersiana* y *Bulimina elongata*, como formas mayoritarias. En el nivel de glauconita la diversidad es baja y la asociación es muy similar a la citada anteriormente aunque el predominio de *Nonion* y *Ammonia* es muy marcado.

En los niveles de limos superiores incremento la diversidad de especies y junto a los taxones dominantes, las formas más representativas corresponden a *B. elongata*, *F. schreibersiana*, *Heterolepa dutemplei*, *Reusella spinulosa* y *Cibicides pseudoungerianus*. Hacia techo de estos niveles la asociación viene caracterizada por el incremento en *Elphidium crispum* y *E. granosum* que acompañan a *Ammonia* y *Nonion*.

Los foraminíferos planctónicos suponen una proporción inferior al 5% y se encuentran representados por: *Globigerina bulloides*, *Globigerina apertura*, *Globorotalia obesa* y *Globorotalia margaritae* entre otros.

SECCIÓN CABEZO DE SAN CRISTÓBAL

La sección Cabezo de San Cristóbal esta constituida por 30,5 m de potencia. De muro a techo esta compuesta por 29 metros de arcillas, que hacia techo son más limosas, 1,5 m de limos glauconíticos, finalmente un pequeño tramo de 0,5 m arenas.

Los restos ictiológicos son muy escasos y se han registrado únicamente en el nivel de limos glauconíticos. Están representados los galeomorfos, por *Carcharias acutissima* y los osteictios por *Sparus* sp.

Entre los moluscos, en los niveles de arcillas, son características las formas de *A. spinulosus*, en las arenas son frecuentes las formas de *Ostrea edulis*, *Chlamys multistriata*, *Pecten* sp., equinodermos y cirrípedos etc.

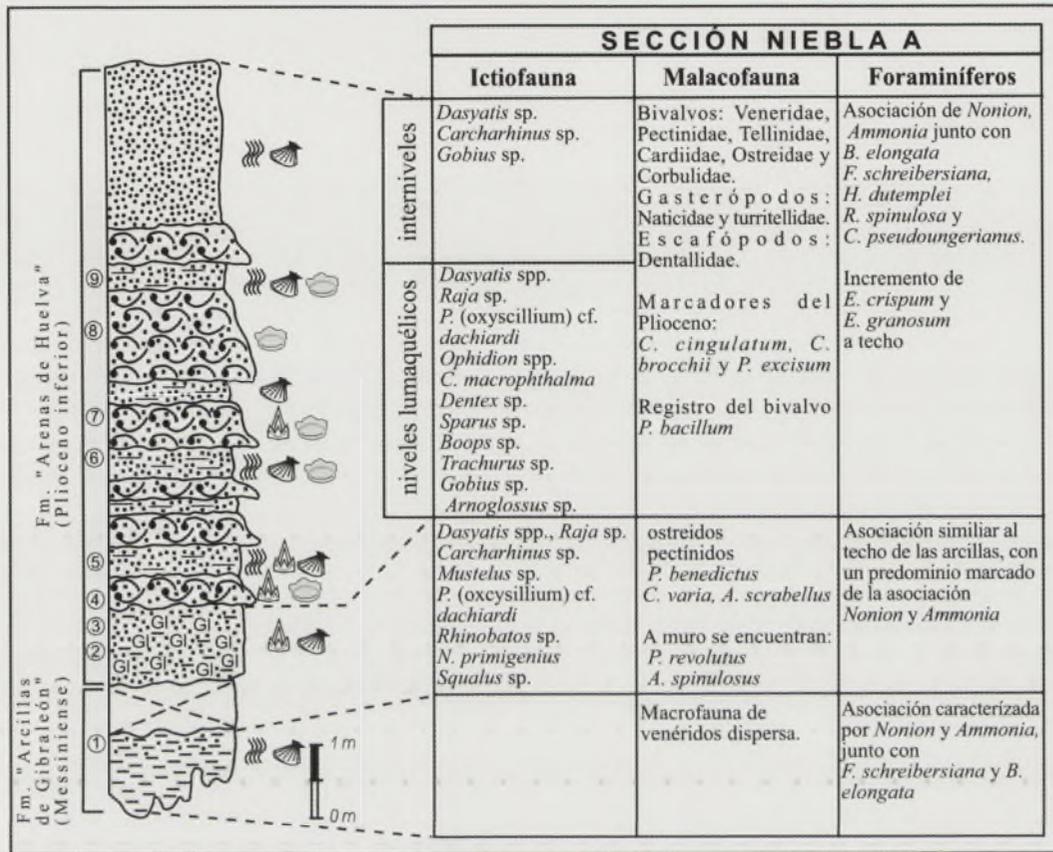


FIGURA 2. Asociaciones de macro y microfauna de la sección de Niebla.

En relación a los foraminíferos bentónicos se observa una disminución en la diversidad así como un cambio en las asociaciones de formas bentónicas hacia techo de las arcillas. En los niveles más inferiores hay una buena representación de Buliminidae (*Bulimina aculeata*, *B. costata*, *B. elongata* y *Globobulimina* spp.) y Uvigerinidae (*Uvigerina peregrinalpygmaea*, *Hopkinsina bononiensis* y *Rectuvigerina multicostata*) mientras que disminuye en el tramo superior más limoso y con una asociación caracterizada por *N. boueanum* y *A. beccarii* junto con *Pullenia*

bulloides, *Oridorsalis umbonatus*, *H. dutemplei* y *C. pseudoungerianus*.

En el nivel glauconítico, la diversidad es baja si bien hay una gran abundancia de las formas dominantes, *N. boueanum* y *A. beccarii*, que representan prácticamente el 80% de la asociación. Otras formas acompañantes corresponden a *F. schreibersiana*, *B. elongata*, *H. dutemplei* y *Valvulineria bradyana*.

Los foraminíferos planctónicos, relativamente abundantes en las arcillas (hasta el 29%) y prácticamente ausentes en el nivel de glauconita, están representados por *Globigerinoi-*

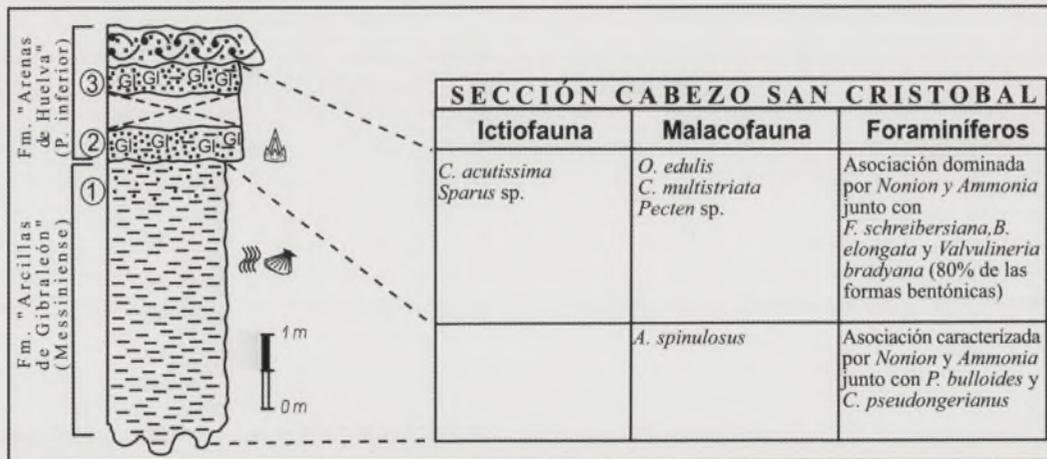


FIGURA 3. Asociaciones de macro y microfauna de la sección Cabezo de San Cristóbal.

des quadrilobatus, *Globigerinoides extremus*, *G. bulloides*, *Globigerina* sp., *Globigerina praebulloides*, *Globigerina falconensis*, *G. apertura*, *Globigerina decoraperta*, *G. margaritae*, *Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia praeumerosa*, *Globorotalia obesa*, *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*.

DISCUSIÓN

A través de este estudio se han podido encontrar formas de condrictios que indican una distribución tropical/subtropical y ocasionalmente aguas templadas: *Carcharias*, *Mustelus*, *Carcharhinus*, *Rhinobatos*, *Dasyatis*. Por otra parte los osteictios presentan formas exclusivas de aguas cálidas, tropicales/subtropicales: *Cepola*, *Dentex*, *Gobius*, *Pomadasy*, *Sparus* y *Trachurus*. Estos datos coinciden con los estudios de malaco-fauna aportados por González-Delgado (1987) que estiman una paleotemperatura entre 20 y 25°C de media anual.

En relación a la paleobatimetría, hay una mayoría de taxones de condrictios exclusivos de una distribución litoral/nerítica: *Carcharias*, *Dasyatis*, *Mustelus* y *Rhinobatos*; los representantes del género *Carcharhinus* poseen una distribución litoral/nerítica y pelágica; finalmente el género *Raja* incluye formas de distribución litoral/nerítica que pueden descender hacia la zona batial. Los osteictios presentan una mayoría de formas de distribución litoral/nerítica: *Arnoglossus*, *Boops*, *Gobius*, *Ophidion*, *Pomadasy* y *Trachurus*. Por otra parte existen formas que su rango de distribución es más amplia, de las zonas litoral/nerítica a batial *Cepola*, *Pagellus* y *Dentex*. Esta información se puede contrastar con la de González-Delgado (1987) en la que indica para la zona de estudio una biocenosis de arenas finas en un fondo infralitoral.

El modo de vida de las formas de condrictios es predominantemente bentónico: *Dasyatis*, *Mustelus*, *Raja* y *Rhinobatos*. Los taxones de *Carcharhinus* y *Carcharias* suelen ser de modo de vida neotónico. Los osteictios poseen una mayoría de formas exclusivamente bentónicas: *Arnoglossus*, *Boops*, *Gobius*, *Ophidion* y *Sparus*. Hay además presentes otras formas que poseen un modo de vida necto-bentónico: *Cepola*, *Diplodus*.

Están presentes los Moluscos *Calliostoma cingulatum*, *Crassispira brochii* y *Palliolum excisum*, formas típicas del Plioceno (González-Delgado y Andrés, 1987).

CONCLUSIONES

El nivel glauconítico es rico en dientes, con abundancia y diversidad de formas de condrictios. En los limos arenosos, los niveles de concentración presentan menos restos de condrictios, si bien hay una mayor diversidad en osteictios debido a la presencia de otolitos. Los interniveles son escasos en otolitos y dientes.

En relación a los foraminíferos existe una equivalencia en el techo de las arcillas y el nivel de glauconita de ambas secciones con una asociación marcada por *N. boueanum* y *A.*

beccarii junto con *F. schreibersiana* y *B. elongata*. En los niveles e interniveles de la sección Niebla A existen cambios en las asociaciones de foraminíferos, con un incremento de *E. granosum* y *E. crispum* hacia techo. Estos cambios reflejan un ambiente progresivamente más somero en el contexto de una plataforma interna y aguas cálidas. Así mismo las asociaciones de ictiofauna están dominadas por formas de repartición térmica tropical/subtropical, con una de distribución litoral-nerítica y una predominancia de formas bentónicas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación BTE2003-02916.

REFERENCIAS

- Andrés, I. (1982): *Estudio malacológico (Clase Bivalvia) del Plioceno marino de Bonares*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 410 p.
- Civis, J., Sierro, J. F., González-Delgado, J. A., Flores, J. A., Andrés, I., Porta, J. y Valle, M. F. (1987): El Neógeno marino de la provincia de Huelva, antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. *Paleontología del Neógeno de Huelva (W del Guadalquivir)*. Ediciones Universidad de Salamanca, 9-21.
- Flores, J. A. (1985): *El Nanoplancton calcáreo en el borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 714 p.
- González-Delgado, J. A. (1983): *Estudios de los Gasterópodos del Plioceno de Huelva*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 474 p.
- González-Delgado, J. A. (1987): Tafonomía y Paleoecología en diferentes yacimientos de la Formación "Arenas de Huelva". *Paleontología del Neógeno de Huelva (W del Guadalquivir)*. Ediciones Universidad de Salamanca, 89-125.
- González-Delgado, J. A. y Andrés, T. (1987): Significado cronoeestratigráfico de los moluscos en la Formación "Arenas de Huelva". *Paleontología del Neógeno de Huelva (W del Guadalquivir)*. Ediciones Universidad de Salamanca, 127-136.
- González-Regalado, M. L. (1986): *Las asociaciones de foraminíferos bentónicos en las arenas fosilíferas del Plioceno de Huelva*. Tesis Doctoral, Univ. de Huelva, 314 p.
- Mayoral, E. y Pendón, J. G. (1987): Icnofacies y sedimentación en zona costera, Plioceno superior (¿) litoral de Huelva. *Acta Geologica Hispanica*, 21-22: 507-514.
- Sierro, J. F., Civis, J., González-Delgado, J. A. (1982): Estudio de los foraminíferos del Neógeno de Niebla (Huelva). *Studia Geologica Salmanticensis*, XVII: 67-87.
- Sierro, J. F. (1984): *Foraminíferos planctónicos y Bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir (S.O. de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 391 p.

Ritmicidad de alta frecuencia en una plataforma mixta de alta energía tipo rampa (Tortonense Superior, Cuenca de Guadix, Cordillera Bética)

F. García-García¹, J. M. Soria², J. Fernández³ y C. Viseras³

1 Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Jaén, Campus Universitario, 23071 Jaén. fegarcia@ujaen.es

2 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, apdo. Correos 99, 03080 Alicante. jesus.soria@ua.es

3 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada. jferdez@ugr.es, viseras@ugr.es

ABSTRACT

During the Late Tortonian the stacking of 29 rhythms (10 to 25 m thick each) constituted a succession of high-energy mixed platform deposits (about 500 m thick) attached to the southwestern margin of the Guadix Basin, one of the Neogene-Quaternary basins of the Betic Cordillera. The ramp platform sequences consist of two lithofacies intervals: burrowed silty marl and cross-stratified calcarenites and calcirudites.

The high-frequency cyclicity in the succession is linked to changes reflecting the sum of climatic variations and tectonic subsidence. It is suggested two climatically-controlled models which could leave its signature on two different scales in the platform deposits: (1) Glacio-eustatic sea level changes and (2) Short period catastrophic events that cause instantaneous increase in carrying capacity of the rivers, erosion of coastal deposits and storm-dominated deposition on pelagic environments.

Each rhythm must have been deposited in a very short time period controlled by fifth- or sixth-order cycles on the basis of the biostratigraphy of the succession.

Key words: *mixed shelf, storm-dominated deposition, rhythmic sedimentation, climatic control, Late Tortonian.*

INTRODUCCIÓN

La excelente calidad de exposición de los depósitos marinos tortonienses en el borde suroccidental de la Cuenca de Guadix, al pie de Sierra Nevada, ha atraído a diferentes grupos de geólogos desde los trabajos pioneros de Vera, 1968 y 1970. De las tres unidades marinas representadas en este sector de la cuenca (Fernández *et al.*, 1996), la segunda es objeto de estudio en este trabajo, habiéndolo sido anteriormente de algunas publicaciones (Rodríguez-Fernández, 1984; Vera y Rodríguez-Fernández, 1988), desde su definición como unidad litoestratigráfica (Fm Molicias, Rodríguez-Fernández, 1982). El modelo sedimentario tradicionalmente establecido para esta unidad es el de un sistema de plataforma-talud-cuenca cuya arquitectura respondía a un dispositivo de clinofomas progradantes en un contexto de nivel del mar alto estable (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1984) o a bruscas caídas del nivel del mar que exponían los depósitos de plataforma que eran erosionados y redepositados en forma de turbiditas en el talud (Vera y Rodríguez-Fernández, 1988).

En el presente trabajo se describen las facies de esa segunda unidad marina del relleno de la cuenca y se establece un nuevo modelo sedimentario a la luz de una nueva

hipótesis de trabajo. Ésta tiene como punto de partida la interpretación del buzamiento actual que se observa en los materiales (25° hacia el noreste) como un buzamiento no sedimentario sino consecuencia del basculamiento de los materiales por un pulso de levantamiento tectónico de Sierra Nevada ocurrido hacia el final del Tortonense. Además de este punto de arranque, que también está basado en el análisis geométrico de la superficie erosiva de truncamiento observada sobre estos depósitos, la descripción de facies de los mismos se ajusta más a un modelo de plataforma mixta tipo rampa propuesto en este trabajo que a los modelos de sigmoides progradantes de plataforma-talud-cuenca propuestos en trabajos precedentes.

ESTRATIGRAFÍA

La Cuenca de Guadix es una de las cuencas intramontañas neógeno-cuaternaria del sector central de la Cordillera Bética (Fig. 1A). La principal característica diferenciadora de las cuencas de este sector de la cordillera respecto a otros sectores es su definitiva continentalización a finales del Tortonense tras una historia de sedimentación marina que abarcó el Tortonense superior no terminal (Rodríguez-Fernández, 1982; Soria *et al.*, 1999).

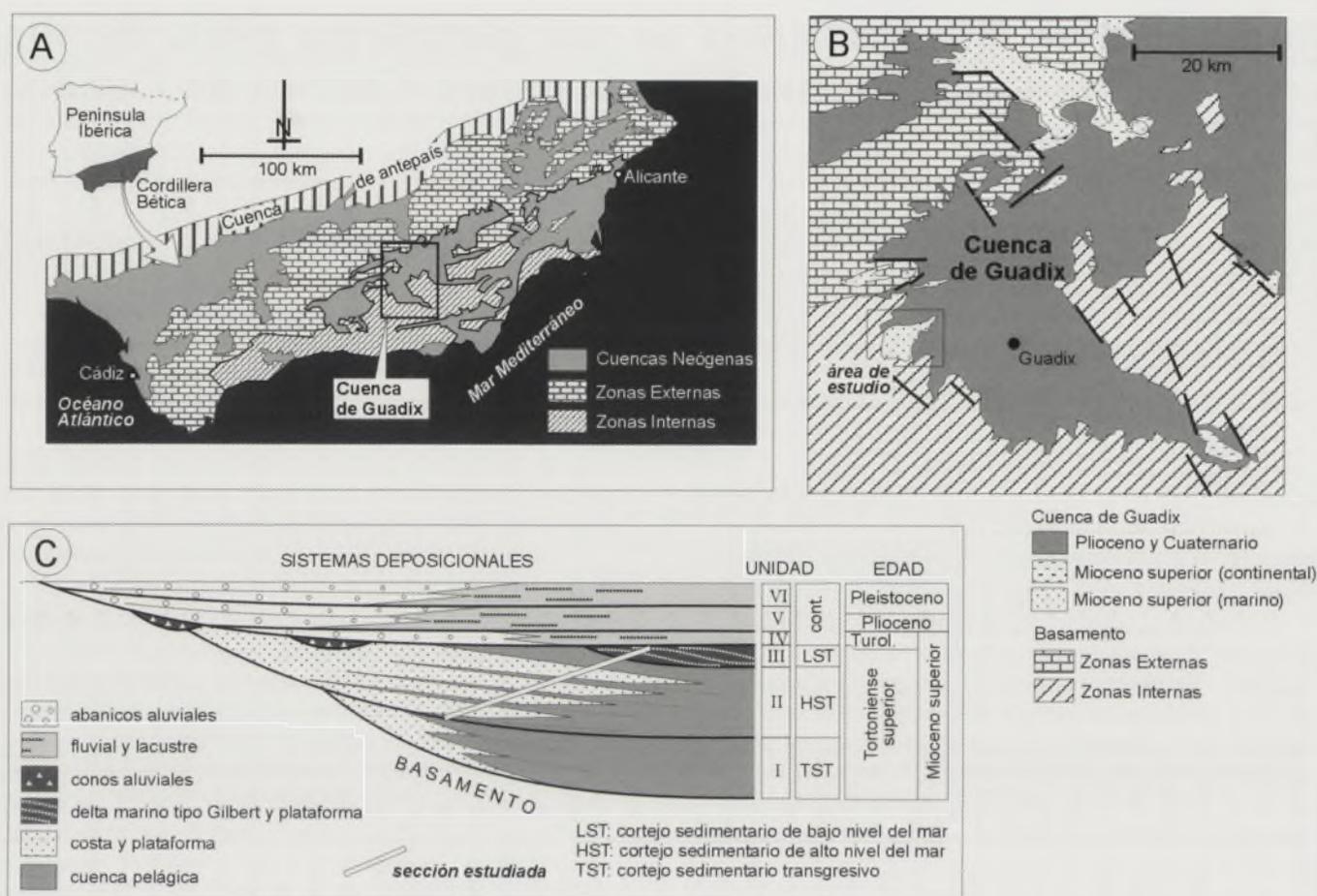


FIGURA 1. (A) Localización de la Cuenca de Guadix en el marco geológico de la Cordillera Bética; (B) Esquema geológico de la Cuenca de Guadix y situación del área estudiada en el borde suroccidental de la cuenca; (C) Corte geológico sintético del borde suroeste de la Cuenca de Guadix en el que se representan las unidades sedimentarias (I-VI), los sistemas "deposicionales" que las integran y su interpretación en términos de cortejos sedimentarios.

La sucesión de plataforma analizada se sitúa en el borde suroccidental de la Cuenca de Guadix, al pie de los relieves de Sierra Nevada (Fig. 1B). Representa la sedimentación de la segunda de las seis unidades aloestratigráficas (I-VI) en que se ha dividido el relleno sedimentario de las Cuencas Postorogénicas de la Cordillera Bética (Fernández *et al.*, 1996; Viseras *et al.*, 2004) (Fig. 1C). La sucesión está constituida por una serie monoclinial de capas basculadas tectónicamente 25° hacia el noreste y truncadas por una superficie erosiva. Sobre el tramo distal de dicha superficie se disponen los depósitos de un delta tipo Gilbert –tercera unidad aloestratigráfica– que progradó en un mar de batimetría entorno a 15 m (García-García *et al.*, 2001). Las capas del *topset* deltaico se conservan horizontales, por lo que posdatan el pulso de levantamiento de Sierra Nevada que basculó la sucesión de plataforma antes de la definitiva continentalización de la cuenca acontecida a final del Tortoniense. Sobre el tramo proximal de la superficie erosiva de truncamiento se disponen las capas horizontales del relleno continental de la cuenca (Unidades aloestratigráficas IV-VI), en solapamiento expansivo respecto a los depósitos deltaicos (Unidad III), definiendo geoméricamente una clara discordancia angular respecto a los depósitos de la Unidad II.

La sucesión de plataforma está constituida por 29 ritmos, cada uno constituido por un intervalo inferior margoso y otro superior calcarenítico-calcirrudítico. La potencia de los mismos oscila entre 10 y 25 m y se caracterizan por un límite neto, en ocasiones erosivo, entre los intervalos que los integran. El apilamiento de estos ritmos produjo los 500 m de espesor de la sucesión de plataforma.

SEDIMENTOLOGÍA A ESCALA DE RITMO

La evolución vertical de facies se repite, con ligeras variaciones, en los 29 ritmos apilados.

Las margas, o margas limosas, de los intervalos inferiores de los ritmos representan del 25 al 50% del espesor de los mismos. Se caracterizan tanto por una abundante y diversificada asociación de foraminíferos planctónicos y bentónicos como por bioturbaciones verticales. Dentro de las margas se presentan intercalaciones de arenas turbidíticas dispuestas en niveles delgados (2-5 cm) de base erosiva que exhiben secuencias de Bouma tipo Ta, Tab y Tac. Este intervalo se interpreta como resultado de la decantación sobre un fondo marino pelágico de partículas en suspensión, en el

cual se incorporan, esporádicamente, corrientes de turbidez de baja concentración.

Las calcarenitas de los intervalos superiores de los ritmos presentan una evolución vertical granocreciente, que se inicia con calcarenitas bioclásticas y que termina con calcirruditas. Las calcarenitas representan del 70 al 40% del espesor total del ciclo, mientras que las calcirruditas suponen el 5% de tal espesor total. Ambas participan de una similar composición litológica, básicamente constituida por litoclastos de cuarzo y rocas metamórficas y por bioclastos de algas rojas, briozoos, lamelibranquios, espículas de erizo y corales solitarios. Como estructuras de ordenamiento interno aparecen laminaciones horizontales y, de forma dominante, estratificaciones y laminaciones cruzadas tanto planas como en surco. Las estratificaciones cruzadas de mayor escala se sitúan hacia la base o mitad inferior del intervalo calcarenítico con un rango de altura entre 0,5 y 2 m. La parte superior de los sets de estratificación cruzada está truncada por superficies erosivas o sellada por un nivel intensamente bioturbado con trazas horizontales. Asimismo, la parte superior (20-30 cm más altos) de algunos sets de estratificación cruzada presentan deformaciones representadas por pliegues recumbentes. Los sentidos de inclinación dominantes en las estratificaciones cruzadas de mayor tamaño son hacia N50-60°E y N110°E, el mismo sentido en el que aumenta la altura del set. En las laminaciones cruzadas la dispersión es mayor, añadiéndose a las referidas sentidos de inclinación con componente oeste. Este intervalo representa el depósito de siliciclásticos y de carbonatos de aguas templadas (asociación esqueletal de tipo briomol) en un contexto de plataforma muy energética. Las dunas submarinas o *sand waves* migran en el fondo marino movidas por corrientes de régimen de flujo alto con un sentido persistente hacia noreste, mientras que los megarripples migran además hacia este-sureste. Estas corrientes pueden estar relacionadas con la fricción del viento durante tormentas de alta intensidad, que inducirían un movimiento de velocidad alta en toda la masa de agua marina somera.

CICLICIDAD

Factores de control

La regularidad en los 29 ritmos diferenciados, tanto en la evolución vertical de tamaño de grano como de las estructuras de ordenamiento interno indica un probable control climático en la ciclicidad sedimentaria. Por otro lado, el apilamiento de 29 ritmos de espesor decamétrico componiendo una sucesión de medio kilómetro de potencia, sin indicios de notables variaciones paleobatimétricas entre ciclos, así como la preservación del sedimento fino de las secuencias, apoya un contexto de creación de espacio de acomodación por subsidencia tectónica. En este marco de un margen de cuenca sometido a subsidencia tectónica, dos modelos hipotéticos (o un tercero combinación de ambos) de ciclicidad sedimentaria de alta frecuencia controlada por el clima explicarían el registro sedimentario descrito:

1. Fluctuaciones del nivel del mar controladas por ciclos glacio-eustáticos de alta frecuencia como los descritos en sucesiones deltaicas tortonienses en cuencas próximas a la de Guadix (García-García *et al.*, *en prensa*). Durante la etapa del ciclo glacio-eustático correspondiente a la situación de alto nivel del mar se produciría el depósito de los sedimentos pelágicos con intercalaciones turbidíticas. La bajada del nivel del mar provocó la progradación de la plataforma que, en un contexto marino abierto propio de subambiente de *offshore*, estuvo expuesta a corrientes muy energéticas orientadas hacia noreste y ligadas al oleaje de tormenta (calcarenitas con *sand waves*). La disminución de profundidad de agua permitió el retrabajamiento del fondo por el oleaje de buen tiempo en subambiente de *shoreface* (calcarenitas con *megarripples*). La regresión ligada a la caída del nivel del mar favoreció la progradación de los sistemas alimentadores de la costa y erosión de los depósitos de la franja marina costera que habían quedado expuestos (intervalo calcirrudítico). Un nuevo ascenso glacio-eustático renovarían las condiciones paleobatimétricas de sedimentación pelágica con el depósito de las margas del ciclo suprayacente.

2. Eventos climáticos catastróficos de alta frecuencia. Estos eventos repercutirían en los sistemas fluviales que nutren la franja costera mediante el incremento instantáneo en la competencia, descarga y eficiencia de transporte, llevando el sedimento grosero hasta ambientes pelágicos donde el sedimento autóctono está representado por margas con intercalaciones de turbiditas. Por otro lado, estos eventos climáticos de tipo catastrófico incidirían en los subambientes marinos generando fuerte oleaje y corrientes energéticas hacia noreste activadas por tormentas. Éstas provocarían erosión de sedimentos de la franja costera y redépósito en sectores más distales en forma de *sand waves*. La pérdida de energía de estos eventos quedaría registrada en la secuencia de facies por la disminución vertical en la escala de las formas de fondo, desde *sand waves* a *megarripples*. La completa atenuación del evento climático renovarían las condiciones de sedimentación autóctona caracterizada por el depósito de margas en una cuenca poco nutrida con esporádicas e intermitentes corrientes de turbidez.

Ambos modelos estarían condicionados por la compleja paleogeografía durante el Tortonense superior en la Cordillera Bética, en la que un conjunto de cuencas o corredores intramontañosos conectaban el Atlántico y el Mediterráneo. El sector estudiado se encuentra paleogeográficamente próximo al estrecho que conectaba las Cuencas de Granada y Guadix y que se abría en esta última cuenca hacia el noreste. El predominio del sentido de migración de las *sand waves* hacia noreste podría deberse al efecto paleogeográfico de embudo en relación con la acción de corrientes de tormenta, semejante al descrito en ambientes estuarinos.

Orden de la ciclicidad

La bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos y nanofósiles realizada por Martín Pérez (1997) sitúa temporalmente la sección aquí estudiada dentro de la Zona NBN-12

del mismo autor, caracterizada por la presencia de *Neogloboquadrina humerosa* y *Discoaster quinqueramus*. Los primeros sedimentos continentales de la cuenca que se superponen a los depósitos deltaicos marcan la continentalización de la Cuenca de Guadix a finales del Tortoniense (Rodríguez-Fernández, 1982; Soria *et al.*, 1999). Estas dataciones limitan cronoestratigráficamente la sucesión de plataforma dentro del Tortoniense superior alto y, correlacionando con la tabla de edades absolutas de Berggren *et al.* (1995), muestran una distribución temporal para toda la sucesión no superior a 500.000 años. Dividiendo este intervalo temporal entre los 29 ritmos que componen la sucesión, suponiendo una tasa de sedimentación media constante de uno a otro intervalo, se estima un rango de ciclicidad de quinto o sexto orden según la jerarquía de ciclos propuesta por Einsele (1992).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL 2005-06224 (Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER) y desarrollado en el seno de los grupos de investigación RNM-200 y 163 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

- Berggren, W. A., Kent, D.V., Swisher, C.C. y Aubry, M.P. (1995): A revisited Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. En: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry y J. Handerbol, Eds.). SEPM, Spec. Publ., 54: 129-212.
- Einsele, G. (1992): *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlín, 628 p.
- Fernández, J., Soria, J. y Viseras, C. (1996): Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): Tectonic control and base-level changes. En: *Tertiary Basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 353-358.
- García, F., Fernández, J., Soria, J.M. y Viseras, C. (2001): Sedimentación deltaica tras una regresión forzada por la tectónica (Mioceno superior, borde suroccidental de la Cuenca de Guadix). *Geotemas*, 3: 161-164.
- García-García, F., Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. (2006): High-frequency cyclicity in a vertical alternation of Gilbert-type deltas and carbonate bioconstructions in the late Tortonian, Tabernas Basin, Southern Spain. *Sedimentary Geology* (en prensa).
- Martín Pérez, J. A. (1997): *Nanoplankton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (Sector Oriental)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 329 p.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral Univ. de Granada, 224 p.
- Rodríguez-Fernández, J., Martínez del Olmo, W., Garrido-Megías, A. y Vera-Torres, J.A. (1984): Paralelismo entre algunas formaciones que colmatan el Mediterráneo español y la Depresión de Guadix (Cordilleras Béticas). En: *I Congreso Español de Geología*, III: 279-288.
- Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. (1999): Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeos*, 151: 255-266.
- Vera, J.A. (1968): El mioceno del borde SO de la Depresión de Guadix. *Acta Geológica Hispanica*, 3: 124-127.
- Vera, J.A. (1970): Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 81: 429-462.
- Vera, J.A. y Rodríguez-Fernández, J. (1988) Una modificación al modelo genético para la Formación Molicias (Tortoniense superior, Depresión de Guadix, S de España). *Geogaceta*, 5: 26-29.
- Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J. (2004): Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 576-581.

El sistema poroso de las areniscas y microconglomerados silicificados de Zamora tras la alteración experimental por hielo/deshielo

J. García-Talegón^{1,2}, R. Hinojal³, A. C. Iñigo^{1,3}, G. Alonso Gavilán², E. Molina^{1,2}
y S. Vicente-Tavera^{1,4}

1 Unidad Asociada IRNA-CSIC Salamanca/Universidad de Salamanca

2 Dpto. Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca. talegon@usal.es, gavilan@usal.es, emoli@usal.es

3 Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Salamanca (IRNA-CSIC), 37071 Salamanca. beckitas@hotmail.com, adolfo@usal.es

4 Dpto. Estadística, Universidad de Salamanca, Salamanca. svt@usal.es

ABSTRACT

The main factors and mechanisms involved in the decay of the building sandstones and microconglomerates are essentially related to the sharp temperature changes (thermoclasty) and freezing/thawing (gelifraction) is by that, in this work was made the experimental alteration of freezing/thawing and thermal shock of the stones. The studies concern physical properties of the different silicified sandstones and microconglomerates materials used in the construction and the successive restorations of the Cathedral of Zamora. The pore system is made in water, and also by using Hg-porosimeter. Determination of the following properties was carried out: total and open porosity, real and apparent density, absorption of water by total immersion, capillary absorption and pore size distribution. The water movement by capillarity absorption and pore network by Hg injection on fresh and artificial aged stone materials. Changes in pore size distribution are observed in samples where a pore network already exists in the unaltered samples. Variation in porosity observed upon experimental ageing are similar to those observed in historical building stones after weathering.

Key words: *experimental alteration, freezing/thawing, silicified sandstones, Hg-porosimeter, water properties.*

INTRODUCCIÓN

El comportamiento de las rocas como materiales de construcción depende de sus características intrínsecas (composición, textura y estructura) y de los factores extrínsecos a los que están expuestos (clima, seres vivos, orientación y localización en el edificio, agua en diferentes fases, etc.) (Rives y Vicente, 1993).

Una roca se compone de un agregado mono o polimineral y una serie de espacios vacíos (sistema poroso). En gran medida, el volumen y distribución de poros juegan un papel fundamental en su futura durabilidad cuando va a ser utilizada como material de construcción, ya que pone en contacto el interior de la misma con el exterior. Son las vías de transporte de fluidos que actúan durante los procesos físico-químicos de degradación y que condicionan otras propiedades de las rocas (dureza, absorción capilar, resistencia mecánica, etc.). El sistema poroso se caracteriza por una serie de parámetros que pueden ser cuantificados: volumen de poros, geometría, dimensiones, grado de conexión, tamaño (Esbert, 1997).

La ciudad de Zamora presenta un clima semiárido continental con baja contaminación atmosférica. De los estudios

de conservación realizados en la catedral de esa ciudad (Añorbe, 1997, Iñigo *et al.*, 2003, García-Talegón *et al.*, 2006), se puede concluir que: en el interior, el principal deterioro de las rocas se debe a las sales en los microambientes del edificio que cristalizan en el interior del sistema poroso (subeflorescencias) o en la superficie de los materiales (eflorescencias). La fuente de las sales procede de la disolución de las especies solubles de los morteros, o bien de las aguas subterráneas urbanas que ascienden por capilaridad; en el exterior, la termoclastia y gelifracción son los responsables de la microfisuración, desplazación, descamación, arenización y desagregación de los materiales pétreos.

La incidencia de las actuaciones de conservación al realizar la sustitución de sillares o materiales deteriorados del conjunto arquitectónico es tal, que se hace necesario un conocimiento preciso de las propiedades de los mismos y su posible evolución en el "ambiente" en que va a realizarse la sustitución (zona de humedades, fenómenos de termoclastia y gelifracción, contaminación atmosférica, etc.) (Iñigo *et al.*, 2003, García Talegón *et al.*, 2006).

En el presente trabajo se estudia el efecto de la alteración experimental por hielo/deshielo y choque térmico en arenis-

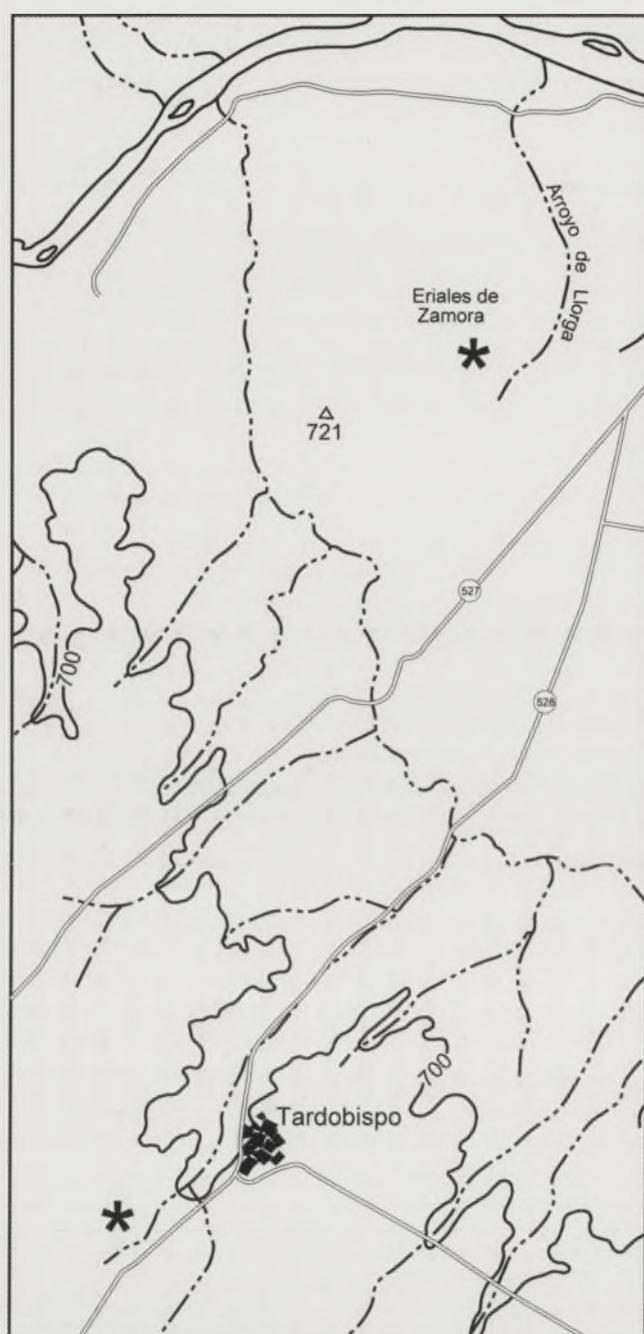


FIGURA 1. Situación geográfica de las canteras estudiadas.

cas y microconglomeradas silicificados con características petrofísicas bien diferenciados que se utilizaron en la conservación y restauración de los monumentos de Zamora.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y METODOLOGÍA

Uno de los hechos más destacados que aparecen en el borde SO de la Cuenca del Duero, es la presencia de restos de un potente manto de alteración desarrollado sobre el basamento. Éstos pueden aparecer protegidos por importantes silicificaciones a techo o bajo sedimentos fluviales también silicificados en sus niveles superiores. En este segundo caso,

la potencia de la cobertera sedimentaria aumenta hacia el E y NE separándose así verticalmente el manto de alteración del zócalo y la silicificación; este proceso va unido al desarrollo de una paleosuperficie cuyos restos se encuentran hoy desnivelados por la tectónica alpina de bloques (Martín-Serrano, 1988; Molina Ballesteros *et al.*, 1997).

La cobertera sedimentaria se denomina Fm Areniscas de Salamanca, constituye la "secuencia finicretácica-paleocena" y se caracteriza por un apilamiento de limos, arenas, y conglomerados. Según sus características litológicas se ordenan en tres unidades litoestratigráficas siendo los elementos diferenciadores la presencia de hierro y sílice, color y organización secuencial. El tramo superior (facies de Zamora) presenta una arquitectura estratigráfica grano y estratocreciente claramente progradante generada por la actividad de sistemas de abanicos aluviales. La sedimentación se realizó dentro de los canales anchos, poco profundos y gran movilidad por los cuales fluían corrientes con carga de fondo muy alta y material fino en suspensión (Alonso-Gavilán, *et al.*, 2004).

Las muestras objeto del presente estudio se recogieron en dos canteras (Fig. 1). Una, en las proximidades de Tardobispo (en explotación), caracterizada por una sucesión de arenas de grano grueso gris blanco y limos arenosos abigarrados (gris beige, blancos con tonos violáceos, rosas, etc). Las muestras de la cantera de Tardobispo se han denominado: TG, TR, TO, y TB. La otra cantera, se localiza en Los Eriales y arroyo de Llorga (Fig. 1) y forma parte de un conjunto de canteras históricas de la catedral de Zamora. Las muestras de esta cantera se han denominado: z-1, z-2, z-3, y z-3r. Son gravas, conglomerados y arenas conglomeráticas de cuarzo y cuarcita principalmente con megaripples, y estratificaciones cruzadas.

Metodología

Las variedades seleccionadas de areniscas y microconglomerados silicificados fueron caracterizadas antes y después de 25 ciclos de envejecimiento acelerado en cámara climática de hielo/deshielo y choque térmico. Las propiedades físicas se han determinado siguiendo las normativas y recomendaciones que a continuación se describen (ver Íñigo, *et al.*, 1994 y 2000): absorción de agua por inmersión total (NORMAL 7/81); coeficiente de absorción de agua (NF-B 10-504); absorción de agua por capilaridad (NORMAL 11/85); porosidad total y libre al agua (NF-B 10-503 y NF-B 10-504); densidad real y aparente en agua (NF-B 10-503). La superficie específica, distribución porométrica, porosidad total y atrapada se han realizado por porosimetría de mercurio con un equipo Quantachrome Poremaster 60.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Tabla 1 aparecen los datos de las características físicas medidas en agua de las ocho variedades seleccionadas antes del envejecimiento artificial: porosidad total (PT), porosidad libre (PL), densidad real (DR) y aparente (DA),

TABLA 1. Propiedades físicas (en agua), de ocho variedades procedentes de dos canteras en Zamora. Microconglomerados: z-1 (blanco), z-2 (ocre), z-3 (blanco), z-3r (rojo). Areniscas: TG (grano grueso, roja), TR (arenisca grano fino, roja), TO (arenisca con bioturbación, ocre), TB (arenisca grano grueso, blanca). PT (Porosidad total, %), PL (Porosidad libre, %), DR (Densidad real, g/cm³) y DA (aparente DA, g/cm³), CI (capacidad de imbibición por inmersión total, %) y CAC (coeficiente de absorción capilar, g/cm² s^{1/2}).

	PT	PL	DR	DA	CI	CAC
z-1	11,26	10,50	2,57	2,28	5,18	0,00107
z-2	9,78	9,09	2,59	2,34	4,19	0,00085
z-3	9,67	8,89	2,57	2,32	3,76	0,00103
z-3r	8,89	8,41	2,57	2,34	3,51	0,00087
TG	16,43	15,45	2,60	2,18	6,27	0,00235
TR	28,01	26,32	2,58	1,86	12,18	0,00468
TO	21,84	19,88	2,60	2,03	7,02	0,00266
TB	19,02	18,33	2,60	2,11	8,54	0,00234

capacidad de imbibición por inmersión total (CI) y coeficiente de absorción capilar (CAC). En todas las propiedades físicas al agua (Tabla 1), se observan valores más altos para las muestras T (areniscas) que los de las variedades z (microconglomerados), siendo la variedad TR la más porosa y la Z-3r la menos porosa con un 28,01% y un 8,89 %, de porosidad total respectivamente y, en consecuencia, el coeficiente de absorción capilar (CAC) es mayor para la muestra TR, 0,00468 g/cm² s^{1/2}, y el más bajo se corresponde con la muestra z-3r 0,001 g/cm² s^{1/2}. Estos resultados los interpretamos como debidos al proceso de silicificación, que ha afectado especialmente a los microconglomerados, que conlleva la precipitación del ópalo CT en el sistema poroso de los mismos y disminuye el volumen de poros y la circulación de fluidos por capilaridad.

Las probetas envejecidas artificialmente, presentan modificaciones "de visu" o formas de deterioro en dos variedades de las ocho variedades estudiadas, TR y TB respecti-



FIGURA 2. Cinética de absorción de agua por capilaridad en las areniscas silicificadas de cantera y envejecidas. TG (grano grueso, roja), TR (arenisca grano fino, roja), TO (arenisca con bioturbación, ocre), TB (arenisca grano grueso, blanca). TGE, TBE, TRE y TOE (nomenclatura para las probetas después de 25 ciclos de hielo/deshielo y choque térmico).

vamente. La arenisca de grano fino de color rojo (TR), presenta una descamación y en la arenisca de grano grueso de color blanco (TB), aparece desagregación por pérdida de granos de cuarzo del esqueleto.

En la figura 2 se han realizado dos gráficas de cinética de capilaridad en areniscas, una para las probetas de cantera (TG, TB, TR, TO), y otra para las mismas probetas después de ser envejecidas (TGE, TBE, TRE, TOE). No se presenta la figura para los microconglomerados porque no se han observado diferencias significativas entre las probetas de cantera y las envejecidas. A la vista de los resultados de la figura 2, en las curvas de ascensión capilar pueden distinguirse dos etapas caracterizadas por presentar diferentes pendientes, siendo la primera más rápida y la posterior más lenta. Los valores del coeficiente de ascensión capilar aparecen en la Tabla 1. Así, en las muestras de cantera (sin envejecer), de las primeras etapas, la velocidad de ascenso en la muestra TR es la más rápida, le sigue la muestra TO y más lentas las muestras TG y TB. Se observa cómo la variedad con mayor porosidad (Tabla 1), alcanza un mayor incremento de masa por unidad de superficie.

Por otro lado, en las muestras envejecidas (Fig. 2), puede apreciarse que la variedad TRE es la más rápida, la TBE presenta una velocidad intermedia, a continuación la TGE, y la más lenta es la muestra TOE. El envejecimiento ha producido una modificación en la cinética de absorción capilar en las muestras TBE y TGE, especialmente notable en la variedad de arenisca de grano grueso de color blanco (TBE).

En la figura 3 aparecen los histogramas de distribución de poros determinados con el porosímetro de mercurio de las muestras de cantera (TG, TB, TR, TO) y envejecidas (TGE, TBE, TRE, TOE). No se han manifestado cambios significativos en los microconglomerados por inyección de mercurio. Si comparamos los histogramas de las probetas de cantera y las envejecidas todas las muestras son microporosas, ya que el mayor volumen de mercurio intruido es inferior a 5 µm.

La arenisca de cantera TG y su envejecida TGE, muestran un predominio de poros con diámetros entre 2×10^{-2} – 3×10^{-2} µm. La arenisca envejecida (TGE), presenta una macroporosidad (poros mayores a 100 µm). La caracterización del sistema poroso en la variedad TO de cantera y envejecida (TOE) muestra resultados similares a la TG (Fig. 3). Las variaciones del sistema poroso por envejecimiento de hielo/deshielo y choque térmico son muy pequeñas en ellas, posiblemente porque la silicificación por ópalo CT impide que el agua penetre en sus poros.

La arenisca de cantera TB presenta dos zonas de distribución de poros, la mayoritaria en la zona de microporosidad 2×10^{-2} – 5×10^{-2} µm y otra en menor % de macroporosidad superior a 20 µm. La arenisca envejecida correspondiente TBE, manifiesta un mayor volumen de Hg intruido. Al envejecer se ha producido un aumento de la porosidad tanto de micro como de la macroporosidad (Fig. 3), es decir el efecto del hielo/deshielo conlleva la apertura del diámetro de poro de mayor rango (macroporosidad), y, como consecuencia, la pérdida de material del esqueleto (granos de cuarzo).

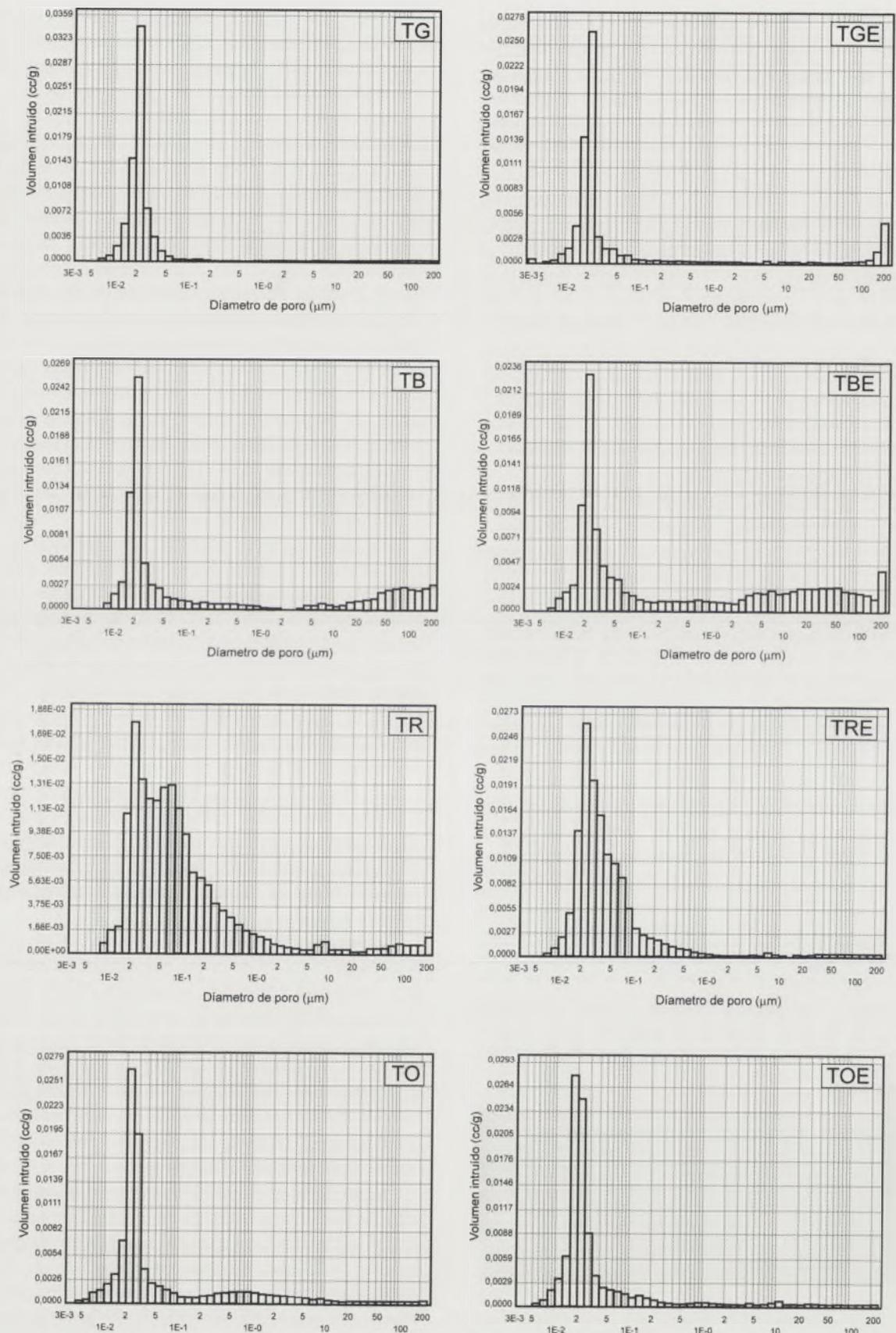


FIGURA 3. Distribución porométrica por inyección de mercurio en las areniscas silicificadas de cantera y envejecidas. TG (grano grueso, roja), TR (arenisca grano fino, roja), TO (arenisca con bioturbación, ocre), TB (arenisca grano grueso, blanca). TGE, TBE, TRE y TOE (nomenclatura para las probetas después de 25 ciclos de hielo/deshielo y choque térmico).

La variedad TR, es la que contiene un mayor volumen de poros y un rango de microporosidad mayor que el resto ($2 \times 10^{-2} - 1 \mu\text{m}$). La muestra envejecida (TRE), presenta un rango de microporosidad más reducido que la de cantera (TR), $2 \times 10^{-2} - 2 \times 10^{-1} \mu\text{m}$. El envejecimiento, que ha producido una disminución del tamaño de poro (Fig. 3), lo interpretamos como consecuencia del lavado y removilización de los óxidos de hierro y las arcillas (filosilicatos 1:1, illitas/micas) que contiene, lo que conlleva la disminución del diámetro de poro y de porosidad total.

CONCLUSIONES

Los valores de las propiedades al agua de los microconglomerados (z-1,1-2, z-3, z-3r) son inferiores a los valores que tienen las areniscas (TG, TB, TR, TO) que son más sensibles al envejecimiento artificial por hielo/deshielo y choque térmico; la porosidad total al agua es mayor en la arenisca de grano fino de color rojo (TR).

La distribución de poros de las areniscas TG y TO es muy similar, son microporosas. La arenisca de grano grueso y blanca, TB, presenta un pequeño porcentaje de macroporosidad. El sistema poroso de la variedad TR, muestra un rango mayor de distribución de poros que el resto de las areniscas. La alteración experimental produce una disminución en el tamaño de poros de la TR, posiblemente debido a una redistribución de las arcillas y de los óxidos de hierro. El efecto del hielo/deshielo en la TB produce un aumento de macroporosidad, y la pérdida de granos del esqueleto o desagregación *en visu*.

La cinética de absorción de agua de las areniscas de cantera es mucho más rápida en TR que en las TO, TG, y TB. Las probetas envejecidas de la TB y TG aumentan el volumen de poros conectados con la superficie, especialmente en la TB.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos CGL2004-07066-C02-01/BTE y CGL2004-07066-C02-02/BTE. Los autores agradecen la empresa REARASA (Zamora) su colaboración en la realización del presente estudio.

REFERENCIAS

Alonso Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J. M. (2004): Cuenca

- del Duero. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Añorbe, M. 1997: Valoración del deterioro y conservación en la piedra monumental. Madrid, *Monografías M-56*, CEDEX.
- Esbert, R.M., Ordaz, J., Alonso y F.J., Montoto, M. (1997): *Manual de diagnosis y tratamiento de materiales pétreos y cerámicos*. Col·legi d'Aparelladors i Arquitectes Tècnics de Barcelona, Spain, 135 p.
- García-Talegón, J., González-Sánchez, M., Íñigo, A.C., Vicente-Tavera, S. y Rives, V. (2006): *Microenvironments in the inner and outer parts of the Zamora Cathedral*. En: *Heritage, Weathering & Conservation* (R. Fort, M. Alvarez de Buergo, M. Gómez-Heras y C. Vázquez-Calvo, Eds.). A.A. Balkema Publishers-Taylor & Francis, The Netherlands.
- Íñigo, A.C., García-Talegón, J., Vicente, M.A., Vargas, M., Pérez-Rodríguez, J.L. and Molina, E. (1994): Granitos empleados en Ávila (España). II. Caracteres petrofísicos. *Materiales de Construcción*, 44: 28-37.
- Íñigo, A.C., Vicente-Tavera, S. and Rives, V. (2000): Weathering and decay of granitic rocks: its relation to their pore network. *Mechanics of Materials*, 32: 555-560.
- Íñigo, A.C., García-Talegón, J., Trujillano, R., Molina, E. and Rives, V. (2003): *Evolution and Decay Processes in the Villamayor and Zamora Sandstones*. En: *Applied Study of Cultural Heritage and Clays* (J.L. Pérez-Rodríguez, Ed.) CSIC, Madrid, 47-58.
- Martín-Serrano, A. (1988): *El relieve de la región occidental de zamorana. La evolución geomorfológico de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos. Florian de Ocampo. Ed. Diputación de Zamora, 311p.
- Molina Ballesteros, E., García-Talegón, J. y Vicente Hernández, M.A. (1997): Estudio de los perfiles silicificados en el borde SO de la Cuenca terciaria del Duero. Una nueva interpretación genética de la silicificación. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10(3-4): 327-338.
- Rives, V. y Vicente, M.A. (1993): Formas de alteración de la arenisca de Villamayor en distintos microambientes de edificios salmantinos. En: *Alteración de granitos y rocas afines* (M.A. Vicente, E. Molina-Ballesteros, V. Rives, Eds.). CSIC, Spain, 75-82.



Sedimentología y evolución de la toba de la Peña del Manto, río Henar (Deza-Soria)

J. J. González, I. Armenteros, P. Huerta y A. Corrochano

Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca, España. jhonjgonzalez@usal.es, ilde@usal.es, phuerta@usal.es, corro@usal.es

ABSTRACT

Recent spring-fed streams associated to the boundary between the Cretaceous carbonates and Palaeogene conglomerates deposited tufa sediments and covered the terraced slope in the left margin of the Henar river near Deza (Soria). Five main facies have been recognized: macrophytic and briophytic boundstones, oncoïd rudstones, clastic sediments (terrigenous and tufa materials) and diagenetic cements. Three episodes through the tufa development can be recognized. The first and older episode covers the lower terrace and mainly consists of algal components. The second is characterized by the sedimentation of a conglomeratic wedge that implies a possible change to drier and/or colder conditions. The third and more recent episode occupies the upper terrace and is dominated by briophytic buildups.

Key words: tufa, Quaternary, Henar river, Almazán basin.

INTRODUCCIÓN

Las tobas (toba < lat. *tofus*, piedra caliza muy ligera y porosa) son el producto de la precipitación de carbonato cálcico pobre en magnesio, bajo un régimen de aguas, no termal. Su formación va típicamente asociada a la presencia de macrofitas, microfítas, invertebrados y cianobacterias. La precipitación de carbonato está controlada principalmente por la química de las aguas y el equilibrio del sistema carbonatado entre la atmósfera y las aguas superficiales (Pedley, 1990).

Este estudio sedimentológico detallado de las tobas asociadas al río Henar trata de identificar e interpretar las construcciones biosedimentarias, explicar su distribución en la ladera del río Henar y aportar nuevos datos para el mejor conocimiento del desarrollo de la cuenca del río Henar.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La toba objeto de estudio se localiza en la margen izquierda del valle del río Henar a 2 Km al Sur de Deza, junto a la carretera a Cihuela, en el paraje denominado la Peña del Manto (Fig. 1). Geológicamente se encuentra en el límite occidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y en el borde oriental de la cuenca terciaria de Almazán. Se enraízan en el contacto entre las calizas del Cretácico Superior carbonatado y los conglomerados basales del Paleógeno, sobre los que se apoyan discordantemente (Fig. 1).

RESULTADOS

En la toba de la Peña del Manto se han realizado 9 secciones estratigráficas detalladas, en las cuales se ha hecho

un análisis sedimentológico que ha facilitado su correlación y ha permitido el establecimiento de 3 episodios sucesivos en la evolución de este sistema de toba de ladera. Según criterio de antigüedad, cada uno está representado por la correspondiente sección (Fig. 2). Las facies tobáceas identificadas presentan una distribución diferente en cada sección.

Secciones estratigráficas

La descripción de los tres episodios reconocidos en este sistema tobáceo se hace respectivamente sobre la base de las tres secciones que siguen (Fig. 2).

Sección 1

Es representativa del episodio inferior de la toba y tiene un espesor de 4,7 m. Comienza sobre un nivel de conglomerados, procedentes del Paleógeno conglomerático subyacente. Los conglomerados están constituidos por cantos de cuarcitas, calizas cretácicas, areniscas y esquistos en una matriz de arena media. Los cuerpos conglomeráticos se interdigitan lateralmente con los depósitos tobáceos y muestran una disposición en *onlap* ladera arriba en el tiempo.

En la parte media de la serie predominan niveles de facies de oncoïdes con gasterópodos y fragmentos de algas cianofíceas filamentosas que alternan con algunos niveles de facies de caráceas y facies de musgos muy cementadas.

A techo se observan conglomerados clastosoportados, poco cementados, mal calibrados con clastos subangulares de cuarcita y cuarzo.

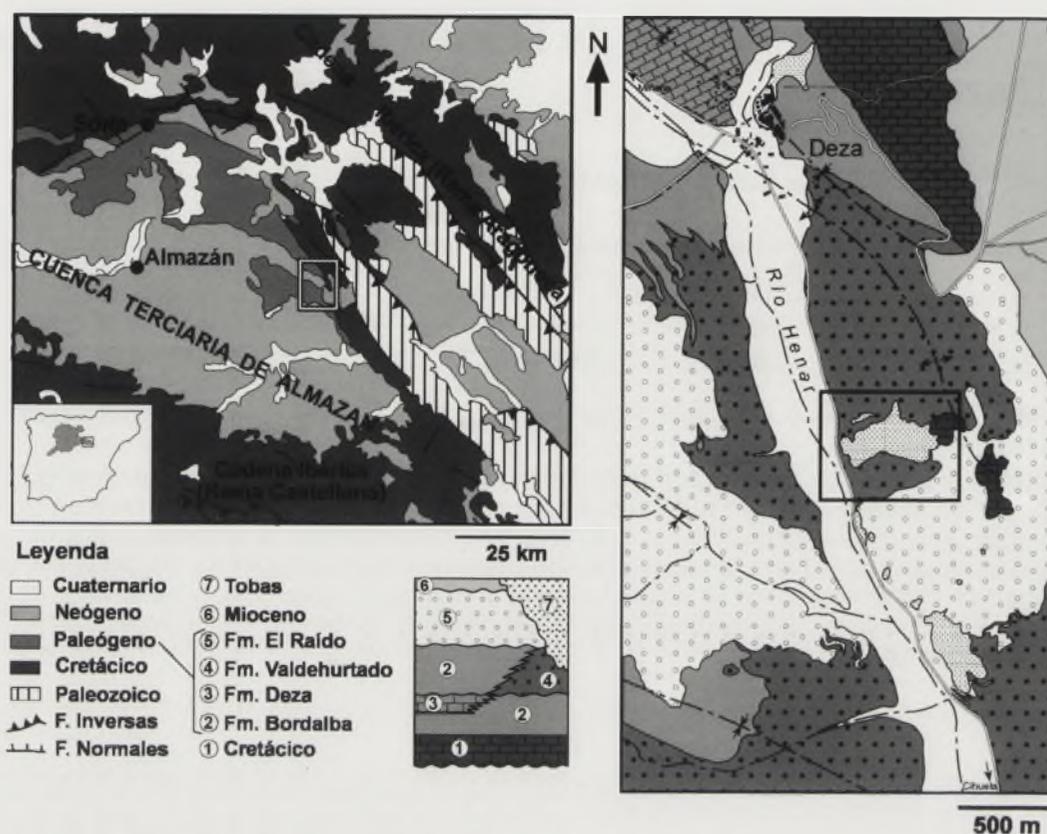


FIGURA 1. Situación geológica de la zona de estudio (Modificado de Huerta, in prep.).

Sección 2

Está ubicada en el episodio intermedio de la toba, con un espesor de 7,6 m y consta de 3 tramos. El tramo inferior consta de 3 secuencias clástico-tobáceas, constituidas por un nivel inferior conglomerático de cantos reciclados de cuarcita, cuarzo y, en menor medida, calizas en una matriz de arena fina; y un nivel superior formado por tobas de caráceas en la secuencia inferior y tobas de algas en las dos superiores, estando los gasterópodos presentes en todas. El tramo intermedio está constituido por niveles de conglomerado de composición similar a los anteriores. El nivel conglomerático inferior es de color rojizo y está muy cementado por carbonato, mientras que los niveles superiores son deleznales y de color amarillo. El tramo superior está constituido por secuencias clástico-tobáceas similares a las anteriores; los niveles tobáceos inferiores son ricos en estructuras de algas, con gasterópodos, mientras que hacia el techo del tramo se aprecian tobas de caráceas con alguna estructura de musgos.

Sección 3

Es la sección representativa del episodio superior de la toba, tiene un espesor de 17,6 m y presenta dos tramos de tobas separados por un tramo clástico en torno al metro 6. El tramo tobáceo inferior se dispone sobre un nivel de conglomerados con cantos de cuarcita rebozados de carbonato, que presentan una estratificación horizontal difusa (centil = 20 cm). Muestra abundantes construcciones decimétricas irregu-

lares debidas a encostramientos de algas de cianofíceas en torno a talos de caráceas; en menor medida, se aprecian oncoides, facies de musgos, gasterópodos y peloides, entre los cuales se dispone una matriz intraclástico-grumosa de naturaleza micrítica. Existe cementación en los pequeños poros interpartícula, y en forma de cortezas espeleotémicas en el techo de pequeñas cavernas.

En el tramo intermedio de la sección aparece un lentejón de 1,20 m de espesor medio por 15 m de extensión en pendiente. Está formado por un nivel basal de cantos cuarcíticos al que sigue un nivel de tobas de caráceas, y finaliza con un nivel de facies intraclásticas tobáceas en las que se observan clastos parcialmente carbonizados, con un tamaño máximo de 20 cm, soportados en una matriz lutítica.

El tramo superior lo constituyen estratos de facies laminadas de musgos, con asociaciones de pequeñas (mm) estructuras de algas cianofíceas y gasterópodos, y los poros entre estos elementos se ocupan por una matriz con texturas grumoso-peletoide (-intraclástica). Alternando con estas facies laminadas, aparecen formas dómicas de musgos y algunos niveles de caráceas con gasterópodos. Es frecuente la presencia de cavidades dejadas por troncos de hasta 30 cm de diámetro.

Facies

El análisis de las facies tobáceas se ha realizado a partir del estudio de campo, y de la descripción micromorfológica

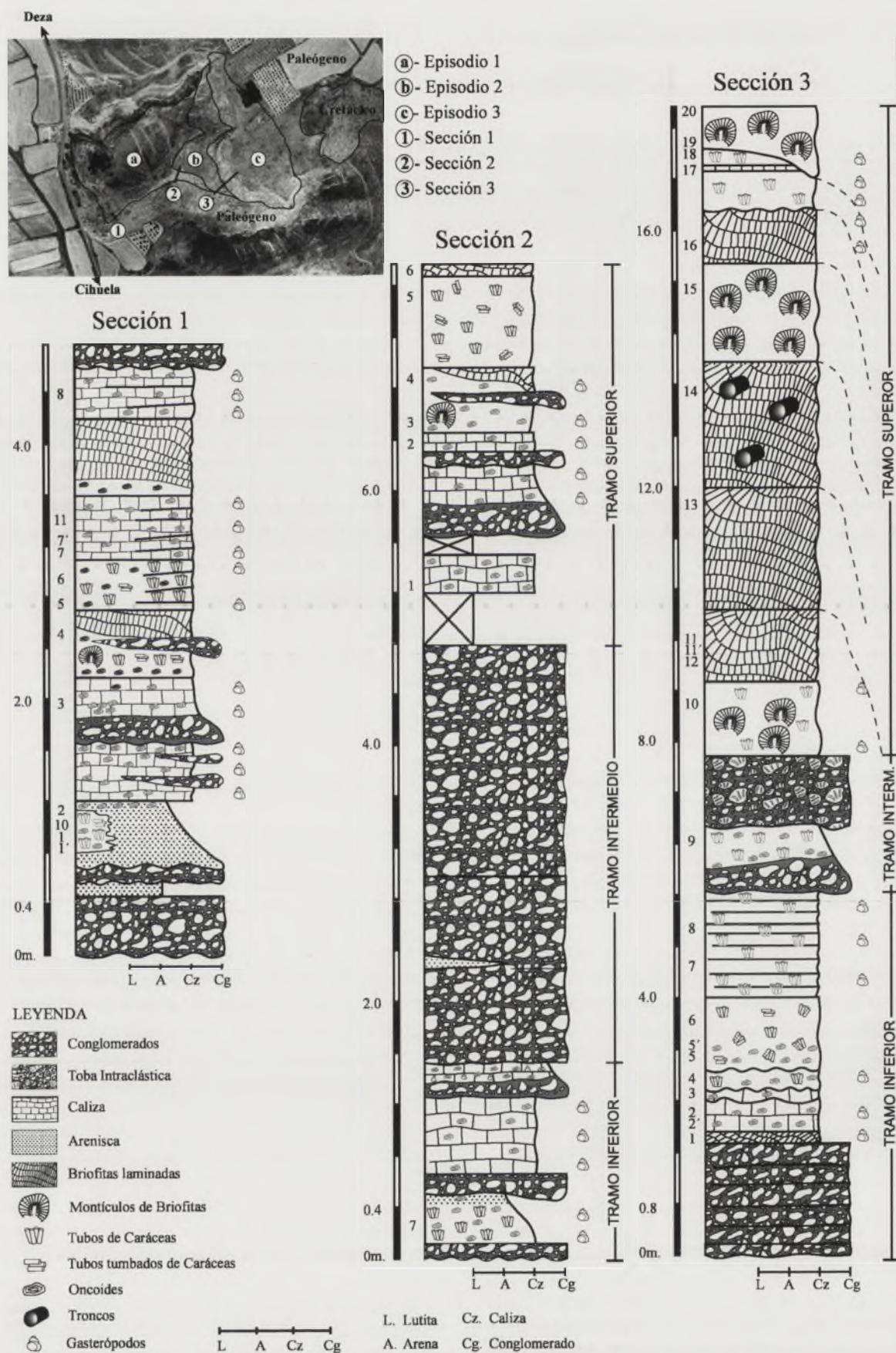


FIGURA 2. Secciones estratigráficas representativas de los 3 episodios de la toba de la Peña del Manto. En el panel superior se observan los diferentes episodios de la toba y la ubicación de las secciones estratigráficas realizadas.

y petrográfica de más de 60 láminas delgadas. La clasificación adoptada se basa en los trabajos de Pedley (1990), Arenas *et al.* (2004) y Carthew *et al.* (2006). Se han reconocido facies ligadas a precipitación sobre soportes vegetales (*boundstones* de macrofitas y de briofitas), a la actividad de cianobacterias (*rudstones* de oncoides), al encostramiento larvario, a la actividad de agentes físicos (facies clásticas) y a los procesos de cementación sobre las facies anteriores (Tabla 1).

Boundstone de macrofitas

Constituye capas tabulares y lenticulares de hasta 1,8 m de espesor, constituidas por talos de caráceas (diám. < 2,6 mm) y, en menor medida, tallos de juncos y otras herbáceas (8 mm), dispuestos tanto vertical como horizontalmente. Estas estructuras están rodeadas por una delgada película de cristales fibrosos de esparita, en disposición perpendicular a sus bordes. Entre ellas, se observa una matriz intraclástico-grumosa-peletoide, con oncoides y gasterópodos. En algunos sectores es difícil reconocer la naturaleza de estas estructuras debido su alta cementación y no es fácil separarlas de otras similares debidas al encostramiento de larvas de insectos. La presencia de caráceas indica condiciones subacuáticas someras (< 3 m) y de aguas tranquilas (Flügel, 2004).

Boundstone de briofitas

Aparece en tramos estratificados de hasta 2,5 m de espesor, formados por capas tabulares de 2 a 40 cm de espesor. Pueden formar edificios con estratificación plana a curvada, formando en este último caso, montículos dómicos de musgos. Al microscopio presentan estructuras arborescentes rodeadas por una matriz micrítica grumoso-peletoide de apariencia esponjosa en muestra de mano. En secciones transversales, estas estructuras tienen diámetros de hasta 0,2 mm. La cementación puede dificultar su identificación. Estas facies se ligan a tramos de pendiente acusada, como son los pequeños desniveles, pequeños saltos, cascadas dentro del canal, o a zonas alledañas donde se producen salpicaduras de agua que favorecen el crecimiento de musgos (Arenas *et al.*, 2004).

Rudstone de oncoides

Forman lentejones de hasta 40 cm de espesor, donde los oncoides oscilan entre los 2 mm y pueden llegar a alcanzar los 20 cm, con formas globosas, elipsoidales e irregulares. Sus núcleos no suelen estar muy definidos y pueden ser talos de caráceas, algas cianofíceas, gasterópodos y granos de cuarzo; otras veces, el núcleo es compuesto y está formado por estructuras más pequeñas de oncoides. Alrededor del núcleo, pueden aparecer montículos semicirculares, los cuales presentan una laminación simple, a veces muy tenue, constituida por una alternancia de capas claras (esparita) y oscuras (micrita), a veces discontinuas. El conjunto de

microestructuras descritas es similar a estructuras estromatolíticas formadas por algas cianofíceas (Monty, 1976). Los oncoides están incluidos en una matriz fundamentalmente clástica constituida por intraclastos micríticos con granos dispersos de cuarzo. Dada su posición en la toba, su desarrollo está favorecido en zonas de tránsito de pendientes suaves, con bajas a moderadas velocidades de corriente y con aportes esporádicos de material clástico.

Estructuras larvarias de insectos

Se suelen encontrar asociadas a facies de boundstone de macrofitas y a rudstones de oncoides.

Un primer tipo se presenta en forma de manojos decimétricos de tubos. Estos son estructuras tubulares huecas de formas ligeramente sinuosas y con terminaciones romas de hasta 5 mm de diámetro. En muestra de mano, semejan una vaina que, al microscopio, está constituida por un anillo micrítico simple o múltiple con arcos discontinuos. Son semejantes a estructuras asignadas a larvas de la familia Philopotomidae, que habitan cursos fluviales con alta velocidad de la corriente (Carthew *et al.*, 2006). Existen otras estructuras en forma de huecos ovoidales (300 micras de diámetro medio) revestidos por una fina película micrítica, que generalmente se encuentran en el interior de oncoides y se han atribuido a los habitáculos dejados por larvas de chironómidos (Irion and Muller, 1968).

Facies clásticas

En estas facies se agrupan los niveles conglomeráticos alóctonos, las capas de areniscas y las tobas intraclásticas. Los conglomerados son clastosoportados, mal calibrados, con cantos subangulares a subredondeados de cuarzo, cuarcita y, en menor proporción, de arenisca y caliza, en una matriz generalmente de arena fina a media; forman capas lenticulares de hasta 3,2 m de espesor. En la mayoría de los casos, son la base de la toba y derivan del substrato paleógeno constituido por la Formación paleógena de Valdehurtado.

Las areniscas se presentan en capas lenticulares formadas por granos mono- y policristalinos subidiomórficos de cuarzo y, en menor proporción, metamórficos, cementados por calcita.

Las tobas intraclásticas constituyen capas lenticulares de hasta 1,20 m de espesor y están formadas por clastos subangulares de tobas de talos de caráceas y de musgos, poco retrabajados en una matriz arcillosa (Fig. 2, sección 3, entre los 6 y 8 m).

Facies diagenéticas

En estas facies se incluyen los depósitos (cortezas espeleotémicas) de relleno de pequeñas cavernas, así como las diversas texturas cristalinas de cementación que pueden significar un volumen importante en algunas de las facies descritas. Existe una cementación extensiva que puede rellenar total o parcialmente las cavidades de las diversas estructuras y los

TABLA 1. Principales características de las facies identificadas en la toba de la Peña del Manto y su interpretación ambiental.

FACIES	GEOMETRÍA	CARACTERÍSTICAS	SUBAMBIENTES
<i>Boundstone de macrofitas</i>	Tabular y lenticular de hasta 1,8 m de espesor.	Talos de caráceas (diám. < 2,6 mm) y, en menor medida, tallos de juncos y otras herbáceas (8 mm), dispuestos tanto vertical como horizontalmente, rodeados por una envuelta carbonatada.	Remansos, represamientos.
<i>Boundstone de briofitas</i>	Cuerpos estratificados de hasta 2,5 m de espesor, formados por capas tabulares de 2 a 40 cm de espesor.	Edificios con estratificación plana a curvada, formando en este último caso, montículos dómicos de musgos.	Rápidos, cascadas.
<i>Rudstone de oncoides</i>	Lentes de hasta 40 cm de espesor.	Oncoides entre los 2 y 3 mm, con formas globosas, elipsoidales e irregulares, con núcleos de caráceas, algas cianofíceas, gasterópodos y granos de cuarzo.	Rellenos de canal Zonas de tránsito de pendiente suave.
<i>Estructuras larvarias de insectos</i>	Construcciones decimétricas en forma de manojo.	Están constituidas por estructuras tubulares huecas de formas ligeramente sinuosas y con terminaciones romas de hasta 5 mm de diámetro.	Asociadas a facies de oncoides y de macrofitas.
<i>Clásticas</i>	Lenticulares de hasta 3,2 m de espesor.	Conglomerados, areniscas y tobas intraclásticas en capas lenticulares.	Barras, sheet floods, caídas de bloques.
<i>Diagenéticas</i>	Mosaicos y empalizadas cristalinas en formas y dimensiones variables.	Cortezas espeleotémicas y cementos.	Sobreimpuestas a todas las facies.

huecos interpartícula en forma de mosaicos esparíticos equidimensionales y heterométricos. Es muy común la cementación en forma de empalizadas de calcita de hasta 2 mm de ancho que semejan formas espeleotémicas y que pueden alternar con capas de micrita. También se presentan como parte de la estructura laminada de los oncoides alternado con láminas más finas de micrita.

ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LA TOBA

La distribución de las facies no es homogénea y su análisis indica la situación preferente en el edificio tobáceo de algunas facies y estructuras. En el episodio 1 se hallan principalmente facies de algas cianofíceas (oncoides) y de caráceas con frecuentes cuñas de facies clásticas alóctonas. El episodio 2 presenta la singularidad del nivel conglomerático cuarcítico intermedio que separa facies con predominio de estructuras de algas y caráceas. Este nivel conglomerático ha servido para diferenciar los tres episodios tobáceos, ya que se encuentra en la mitad de la sección 2 y es fosilizado por la parte media y superior de la sección 3. El episodio 3 está integrado principalmente por facies de musgos que se disponen en montículos y frentes de ladera que pueden alcanzar elevada pendiente ($\geq 45^\circ$).

A la luz de los resultados obtenidos se puede realizar una interpretación aproximada sobre su evolución. Se reconocen 3 episodios en la formación de la toba: el inferior presenta mayor contenido en facies siliciclásticas y oncoides, el superior presenta mayor contenido en facies bioconstruidas, mientras que el intermedio es una transición entre los dos anteriores.

La toba se forma a expensas de fuentes, hoy inactivas, que surgen del afloramiento de carbonatos cretácicos que hoy se encuentra en la parte superior de la ladera a 90 m sobre el cauce del río Henar (Fig. 1 y 2). La toba cubre dos marcados escalones en la ladera del río, estando el inferior a una altura de 18 m sobre el cauce natural del río y el superior a una altura de 50 m. La correlación de secciones estratigráficas indica que es precisamente el edificio tobáceo que recubre el escalón inferior el primero en formarse, por lo que el desarrollo tobáceo comenzó cuando el río presentaba un encajamiento similar al actual. La edad del conjunto no se ha podido determinar por el momento, y sólo se conoce que, bajo un abrigo del episodio 3, se han encontrado restos arqueológicos del Paleolítico Superior, acumulados cuando la toba estaba probablemente inactiva o en franco retroceso. Sin embargo, las inclinaciones observadas en algunos niveles del episodio 3, que son oblicuas a la actual pendiente de la ladera, sugieren que el barranco situado al sur de la toba no presentaba un encajamiento tan pronunciado como el actual, por lo que parte del edificio tobáceo superior se encuentra desenraizada del relieve cretácico por un socavamiento del substrato paleógeno. En su evolución la toba presenta una etapa intermedia dominada por la sedimentación de conglomerados procedentes del substrato paleógeno, que fosilizan el episodio 1. Esta circunstancia representa una interrupción o drástica reducción en el desarrollo de la toba, probablemente relacionada con un descenso de las precipitaciones y/o de las temperaturas, que conducirían a una disminución de la cubierta vegetal y del caudal de las fuentes y a un aumento de la erosión de la ladera.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha contado con la ayuda del proyecto SA075A05 de la consejería de Educación y Cultura de la Junta de Castilla y León y del proyecto CGRL2005-05953-CO2-01.

REFERENCIAS

- Arenas, C., Auqué, L.F., Elías, M^a.J., Longares, L.A., Osácar, M.C., Pardo, G., Peña, J.L., Sancho, C y Vázquez, M. (2004): Depósitos tobáceos actuales y fósiles del río Piedra en el entorno del Monasterio de Piedra (Provincia de Zaragoza). En: *VI Congreso Geológico de España*. Geo-Guías, 1: 11-32.
- Carthew, K.D., Taylor, M.P. y Drysdale, R. N. (2006): An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. *Geomorphology*, 73: 78-100.
- Flügel, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and application*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 976 p.
- Irion, G y Muller, G. (1968): Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwabische Alb Germany. En: *Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe* (G. Muller y G. M. Friedman, Eds.). Springer, Verlag Pub., Berlín, 157-171.
- Monty, C.L.V. (1976): The origin and development of cryptalgal fabrics. En: *Stromatolites* (M. R. Walter, Ed.). Elsevier, Amsterdam, 193-249.
- Pedley, H.M. (1990): Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68: 143-154.

Aportación al conocimiento palinológico del Mioceno del Flanco Norte de los Andes venezolanos

O. Guerrero¹, R. Rivas Carballo² y A. Corrochano²

1 Departamento de Geología, Universidad de los Andes, 5101 Mérida, Venezuela. oguerre@ula.ve

2 Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca, España.

ABSTRACT

The Tertiary succession in the nucleus of northern Andine flank is mainly made up by siliciclastic rocks. Within them, the Miocene series comprises the Guayabo Group divided into three formations (Palmar, Isnotú and Betijoque) that were sampled for palynological analyses. The transition from the underlying León Formation to Miocene Palmar Formation shows paleoecological and palynological features that indicate an environmental ensemble where there were mixing of contrasting processes, fluvial freshwater supply and tidal influence. The association of the lower Palmar represents shallow swamps with palms and ferns associated to a forest fringing the fluvial courses. The data from Isnotú Formation point to an upper Miocene age. The lower part of Betijoque Formation (Vichú member) shows palynoflora representing riparian environments and scarcity of palms and ferns and abundance of elms and alders. The palynological analyses reflect a post-Eocene coastal vegetation of the Caribbean zone with a trend ranging from the flora affected by the tidal influence at the upper Oligocene to the vegetation propitious to fluvial environments at the late Miocene. The results allow to encompass the studied samples between the Magnastriatites-Cicatricosisporites dorogensis and Echitricolporites spinosus palynozones corresponding to the upper Oligocene-upper Miocene range.

Key words: pollen, spores, Miocene, northern Andes, Venezuela.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Andina de Venezuela tiene una orientación N 45°-50° E y se extiende por el occidente del país. Los Andes de Mérida se encuentran limitados por la cuenca de Maracaibo al NO conformando esta vertiente el Flanco Norandino que ocupa el N de los estados de Táchira, Mérida, Trujillo y parte de Lara (Fig. 1); el Flanco Surandino es la otra vertiente que mira hacia la cuenca de Barinas-Apure al NE.

En el núcleo del Flanco Norandino afloran rocas Precámbricas, pudiéndose observar a lo largo del mismo diversas unidades comprendidas desde el Paleozoico hasta el Cuaternario. La sucesión estratigráfica del Terciario es predominantemente siliciclástica; comienza con el Grupo Orocué de edad Paleoceno sobre el que se disponen las Formaciones Carbonera y Mirador del Eoceno (Arminio y Allen, 1990). El Oligoceno está representado por la Formación León de origen lacustre y que tiene un espesor máximo aproximado de 500 m en superficie; consta la unidad de lutitas moteadas y bioturbadas que se depositaron en ambientes lacustres (Maraven, 1993). El Mioceno está constituido por el Grupo Guayabo (Fig. 2) que integra las formaciones Palmar, Isnotú y Betijoque (Higgs y Mederos, 1992). La Formación Palmar es la base del Grupo y su edad es del Mioceno inferior a medio; litológicamente son rocas de grano fino correspondientes a ambientes costeros y estuarinos que

alcanzan 450 m de potencia. La Formación Isnotú es la unidad intermedia y está compuesta por una sucesión siliciclástica fluvial progradante que tiene 1.025 m de potencia y cuya edad es del Mioceno medio y superior. Por último, la Formación Betijoque de 1.360 m de espesor, es la superior del Grupo Guayabo y se subdivide a su vez en dos Miembros: Vichú (el basal) y Sanalejos (Feo Codecido, 1956 en CVET, 1997; González de Juana *et al.*, 1980). El Miembro Vichú está compuesto por lutitas con intercalaciones de areniscas de grano fino y representa el inicio de un nuevo ciclo con el que se instala de nuevo en la región las llanuras costeras con lagos salobres y pantanos marginales. El Miembro Sanalejos está constituido por areniscas de grano grueso y conglomerados que representan los depósitos molásicos del borde de cuenca, abanicos aluviales progradantes, cuya edad es del Mioceno superior-Plioceno.

El objetivo de este trabajo es dar a conocer los resultados palinológicos obtenidos en el estudio de las muestras recogidas durante el levantamiento de algunas secciones en el Neógeno del Flanco Norandino.

MATERIALES Y MÉTODOS

Las secciones estudiadas (Figs. 1 y 2) son: Mesa Bolívar (de 620 m de potencia), Agua Viva (1.723 m. de espesor) y Betijoque (1.360 m de potencia); ocupan la totalidad del

registro sedimentario del Mioceno y Plioceno. Durante el levantamiento estratigráfico, se muestrearon las facies más favorables palinológicamente; su posición estratigráfica está referida en la figura 2. Las muestras fueron tratadas y estudiadas en los laboratorios de Palinología del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca (España) y en Laboratorio de Bioestratigrafía de INTEVEP S.A. en Caracas (Venezuela), utilizando metodologías estándar para la preparación de láminas palinológicas. Estas fueron estudiadas cualitativa y cuantitativamente con objetivos cronoestratigráficos y ambientales.

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Hay diversas zonaciones para el intervalo de tiempo del Oligoceno al Plioceno, una general para Venezuela (desde la zona I del Oligoceno a la zona IX del Pleistoceno) propuesta por Lorente, (1986), y otra más de ámbito continental para el N de América del Sur, (en la que este intervalo de tiempo, del Oligoceno al Pleistoceno, incluye desde la zona 25 a la 31) elaborada por Muller *et al.* (1987).

Los resultados obtenidos están reflejados en la figura 2. Conviene aclarar que aunque la extensión en el tiempo de las especies superan los límites del muestreo (Oligoceno-Plioceno), en el gráfico sólo se representan en las muestras en las que han aparecido. De cualquier modo de todas las especies

identificadas, apenas una docena tienen valor bioestratigráfico. Los datos paleoecológicos que aportan los taxones identificados en cada muestra son coherentes con las interpretaciones sedimentológicas. La aproximación paleoambiental se ha realizado a partir de los datos que aportan otros autores sobre el hábitat de las especies y la afinidad botánica actual. A este respecto Rull (1997), en la sección del Río Chama (equivalente a los depósitos aquí estudiados), ha establecido tres grupos paleoecológicos (A, B y C) muy similares a los interpretados aquí.

El estudio de la sucesión miocena norandina permite hacer las siguientes precisiones:

1) Los depósitos más altos de la Formación León en la sección de Mesa Bolívar, (muestras EVET-Tole) están caracterizados por especies con rango temporal muy amplio, pues aparecen desde el Eoceno. El muro de la Formación Palmar (tres primeras muestras EVET-Tmp) posee, entre otras especies, *Verrucatosporites sp.* que es un marcador post-Eoceno (Lorente, 1986). Las especies identificadas en la Formación León y la base de la Formación Palmar tienen afinidad taxonómica con las esporas de Polypodiaceae, y polen de Rhizophoraceae, que actualmente se encuentra en los ambientes salobres de las marismas y cinturones de manglares de las llanuras deltaicas y estuarios; estos ambientes caracterizan los grupos A y C de Rull (1997). También se han identificado *Janduforia seamrogiformis* (afinidad botánica con *Catos-toma-Bombacaceae*) y *Retitricolporites sp.*, que son taxones típicos de llanuras aluviales, probablemente formando bosques en galería. El conjunto indicaría ambientes en los que hay mezcla de procesos muy contrastados, aporte fluvial de agua dulce y acción intensa de las mareas (Rull, 1997). La mezcla citada es la que define los ambientes del grupo C, que por otra parte son muy similares a los del grupo A. Estos resultados son coherentes con la interpretación paleoambiental de Pittelli (1990) sobre la base de las poblaciones de foraminíferos contenidos en los depósitos de estas unidades.

2) La parte basal de la Formación Palmar (muestras EVPT-Tmp 01) está dominada por las esporas de helecho, especialmente *Verrucatosporites spp.* y, sobre todo, *Polypodiisporites usmensis*. En cuanto a las Espermatofitas, destacan diversas Bombacáceas (*Bombacidites baumfalki*, *B. brevis* y *J. seamrogiformis*) y Palmas (*Arecipites spp.*; *Psilamonocolpites spp.*; *Mauritiidites sp.* y *M. franciscoi*). Esta asociación representa un pantano costero de palmas y de helechos, común en los geotrópicos, y la existencia de bosques en galerías ocupando las orillas de los cursos fluviales. Además, *M. franciscoi* (afinidad botánica con las palmas de la tribu Lepidocaryeae) constituye un tipo particular de comunidad vegetal en los pantanos de agua dulce de las sabanas y llanuras costeras, por detrás de la influencia de las mareas (Rull, 2001). Aunque la mayor parte del conjunto esporo-polinico señala una edad Mioceno inferior, en estas muestras se han identificado también algunos ejemplares, cuya última aparición en el área de estudio está datada como anterior al Oligoceno (*Proteacidites dehaani*, *Proxapertites cursus*, *Spinizocolpites baculatus* o *S. echinatus*). Su escasa



FIGURA 1. Situación geográfica del Flanco Norandino venezolano y localización de las secciones levantadas: (MB) Mesa Bolívar, (B) Betijoque y (AV-M) Agua Viva-Motatán.

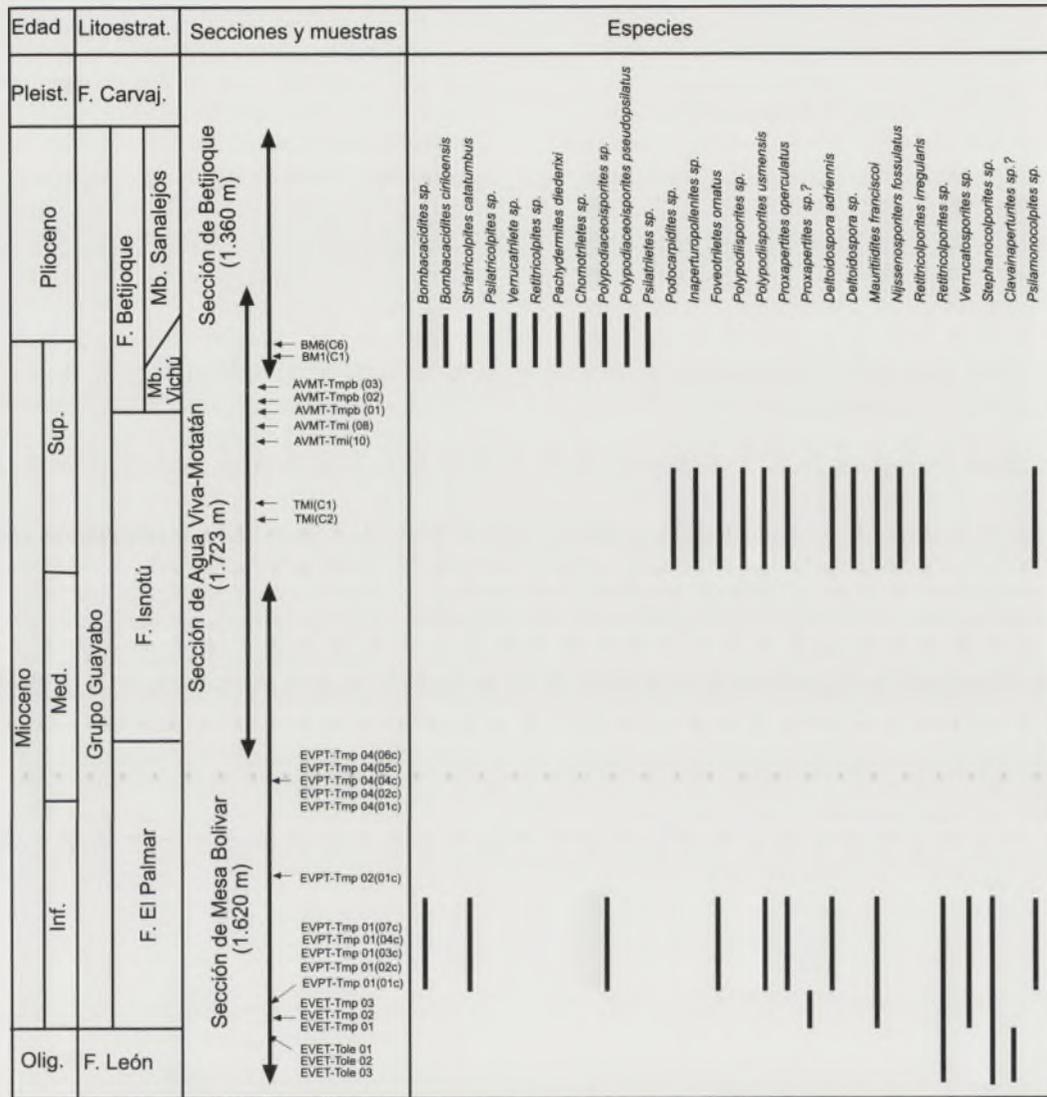


FIGURA 2. Cuadro estratigráfico del Neógeno del Flanco Norandino. Se observa la posición de las unidades litoestratigráficas del Mioceno, la posición de las muestras dentro de las secciones realizadas, así como la definición, rango temporal de las especies palinológicas identificadas más representativas.

representación sugiere la resedimentación de depósitos del Maastrichtiense/Paleoceno inferior y Eoceno, algo que ya ha sido detectado en varios estudios palinológicos de la zona, y se ha relacionado con eventos orogénicos durante el Oligoceno (Rull, 2001; 2003).

La parte media de la Formación Palmar está representada por una única muestra EVPT Tmp 02 que al igual que las muestras EVPT Tmp04, que pertenecen al techo de la unidad, son palinológicamente estériles.

3) El grupo de muestras TMI pertenecen a la parte alta de la Formación Isnotú; entre las especies identificadas aparece *Bombacacidites ciriloensis*, polen que se restringe al intervalo Mioceno tardío-Plioceno (Lorente, 1986), y las esporas *Foveotriteles ornatus* (todo el Mioceno), *Nijssensporites fossulatus* y *Polypodiaceoisporites pseudopsilatus* (estos dos últimos del Mioceno temprano-Reciente). Como se puede ver todas comparten el tiempo del Mioceno tardío, por lo que

según estos datos la edad de la parte alta de la Formación Isnotú es Mioceno superior. El techo de la Formación Isnotú está representado en la sección de Agua Viva por las dos muestras AVMT-Tmi (08 y 10) que han resultado estériles.

4) Las tres muestras AVMT-Tmpb obtenidas en la sección de Agua Viva corresponden al Miembro Vichú, que representa la base de la Formación Betijoque. Sólo la más alta (AVMT-Tmpb 03) ha ofrecido buenos resultados y presenta una palinoflora característica de ambientes riparios, y lo más destacado es la práctica desaparición de los helechos y las palmas; los grupos más abundantes corresponden a polen de clara afinidad botánica con gramíneas, tifáceas y ciperáceas, aunque también son abundantes los árboles (olmos y alisos fundamentalmente). Aunque en menos proporción están representadas algunas hierbas heliofíticas (Quenopodiáceas y Compuestas) y arbustos (Teáceas y Ericáceas) procedentes de los herbazales de los pisos montanos medios. La mayor

parte de los tipos polínicos encontrados tienen rangos temporales muy amplios, por lo que la edad de la muestra se encuadraría en un lapso Mioceno superior-reciente.

5) Por último, en los niveles de transición entre los miembros Vichú y Sanalejos en la sección de Betijoque (muestras BM1 y BM6), han aparecido las especies de polen *Bombacacidites ciriloensis* (Mioceno tardío-Plioceno) y *Pachydermites diderixi* (Mioceno tardío-reciente) y la espora *Polypodiaceoisporites pseudopsilatus* (Mioceno temprano-reciente), por lo que el contacto entre ambos miembros es del Mioceno superior. Los ambientes dominantes pertenecerían al grupo B de Rull (1997) caracterizado por plantas de bosques ribereños y áreas pantanosas, como señala la existencia de Bombacáceas y *Symphonia* (*P. diderixi*). La presencia de *Deltoidospora adriennis* que se asocia al helecho actual *Acrostichum aureum* que vive tanto en aguas salobres como dulces, puede indicar una cierta influencia con mayor salinidad.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos permiten encuadrar la muestra entre las palinozonas de *Magnastriatites-Cicatricosisporites dorogensis* y *Echitricolporites spinosus* (zona I a VII de Lorente (1986) y zonas 25 a 29 de Muller *et al.* (1987), correspondientes al lapso Oligoceno superior-Mioceno superior.

El análisis palinológico refleja una vegetación costera post-eocena propia de la zona del Caribe. Se observa una evolución de la flora que pasa de estar sometida a la acción de las mareas y por tanto, a condiciones salinas, al final del Oligoceno, a una situación en la que predomina las formas habituadas a los cauces fluviales al final del Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

Los autores manifiestan su reconocimiento a la Dra. Diana Cabrera Leandro del Laboratorio de Bioestratigrafía (Palinología) de PDVSA-INTEVEP S.A. el tratamiento y análisis de algunas muestras del límite Oligoceno-Mioceno. Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto SA075A05 de la Consejería de Educación y Cultura de la Junta de Castilla y León.

REFERENCIAS

- Arminio, J. y Allen, G. (1990): Estratigrafía litológica y secuencial de la sección terciaria del Río Chama en el flanco norte de los Andes centrales Venezuela. *V Congreso venezolano de Geofísica*, Caracas. Memoria, 244-251.
- CVET (1997): *Léxico estratigráfico de Venezuela*. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Boletín de Geología. Publicación especial, 756 p.
- González de Juana, C.; Iturralde, J. y Picard, X. (1980): *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Ediciones Foninves, Caracas, 1031 p.
- Higgs, R. y Mederos, S. (1992): *Sedimentological study of the uplift of the Venezuela Andes, and implications for petroleum exploration in the north Andes foothills*. MARAVEN S.A. Caracas, internal report EPC-12965.
- Lorente, M. (1986): Palynology and palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. *Dissertationes Botanicae*, 99: 222 p.
- MARAVEN (1993): Cretaceous and paleogene sedimentation in the southwestern Venezuelan Andes. *Field Trip 4, AAPG/SVG*, Caracas, Venezuela, 45 p.
- Muller, J.; Di Giacomo, E. y Van Erve, A. (1987): A palynological zonation for the Cretaceous and Quaternary of North South America. *AASP, Contributions series*, 19: 9-76.
- Pittelli, R (1990): *Estudio micropaleontológico-paleoambiental del la sección terciaria del Río Chama. El Vigía. Flanco Norandino*. MARAVEN, Informe interno. Caracas, 18 p.
- Rull, V. (1997): Oligo-Miocene palynology of the Rio Chama sequence (western Venezuela) with comments on fossil algae as paleoenvironmental indicators. *Palynology*, 21: 213-229.
- Rull, V. (2001): A quantitative palynological record from the Early Miocene of western Venezuela, with emphasis on mangroves. *Palynology*, 23: 109-126.
- Rull, V. (2003): Contributions of quantitative ecological methods to interpretation of stratigraphically homogeneous pre-Quaternary sediments: a palynological example from the Oligocene of Venezuela. *Palynology*, 27: 75-98.

Influencia de la tectónica en el paleodrenaje de la sedimentación fluvial miocena al sureste de la provincia de León

A. Herrero

Área de Geodinámica Externa, Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071 León. dimahh@unileon.es

ABSTRACT

The sedimentary record in the Leon province (Spain) has been divided into five Formations: Vegaquemada, Candanedo, Villarroquel, Mansilla de las Mulas and Barrillos. Four types of fluvial systems are recognized in the Miocene deposits of the Mansilla de las Mulas Formation cropping out in the province of Leon. The fluvial systems are interpreted as low sinuosity with gravel and sands load, high sinuosity with gravel and sands load. In this paper the sedimentary features of these fluvial systems are described and the tectonic control on paleocurrents is discussed.

Key words: Duero Basin, Miocene, Mansilla de las Mulas Formation, fluvial, tectonic control.

INTRODUCCIÓN

La sucesión cenozoica del cuadrante noroeste de la Cuenca del Duero se halla adosada a tres de las grandes zonas del Macizo Ibérico: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica. La columna estratigráfica general establecida para esta sucesión en el sector septentrional analizado (Fig. 1) ha sido organizada, en los trabajos de Herrero (2001) y Herrero *et al.* (2002), a través de cinco Formaciones: Vegaquemada, Candanedo, Villarroquel, Mansilla de las Mulas y Barrillos. De todas ellas, destaca por su extensión superficial la Formación Mansilla de las Mulas para la que se atribuye, en esos trabajos, una edad Ageniense inferior-Vallesiense superior apoyada en la correlación con otros sectores de la Cuenca del Duero y por datos de mamíferos. El modelo sedimentario propuesto para esta unidad está integrado por un conjunto de sistemas fluviales, que conectan los sedimentos proximales de abanicos aluviales con los ambientes lacustres y palustres del centro de la cuenca (Fig. 2).

Lateralmente, esta unidad pasa a las Formaciones Villarroquel (noroeste) y Candanedo (norte). Ambas unidades están constituidas por conglomerados y arenas, y representan la sedimentación de un conjunto coalescente de abanicos aluviales dominados por procesos gravitacionales y fluviales de alta eficacia de transporte.

Son abundantes los trabajos que analizan los materiales cenozoicos de esta zona, de los que la mayor parte son de índole cartográfica, paleontológica o estructural. Entre las contribuciones más importantes, desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico, cabe mencionar las de Evers (1967), Colmenero *et al.* (1982), Manjón *et al.* (1982), García-Ramos *et al.* (1982) y Corrales *et al.* (1986), entre otros.

El objetivo de este trabajo es analizar la influencia de la tectónica en la sedimentación de los depósitos miocenos del

sureste de la provincia de León. Para ello se han utilizado como herramientas de trabajo un conjunto de columnas estratigráficas, la cartografía superficial de las unidades estratigráficas, así como numerosos sondeos y perfiles de sísmica de reflexión profunda, analizados en trabajos previos y que han permitido interpretar la sedimentología y la paleogeografía de esta área de estudio.

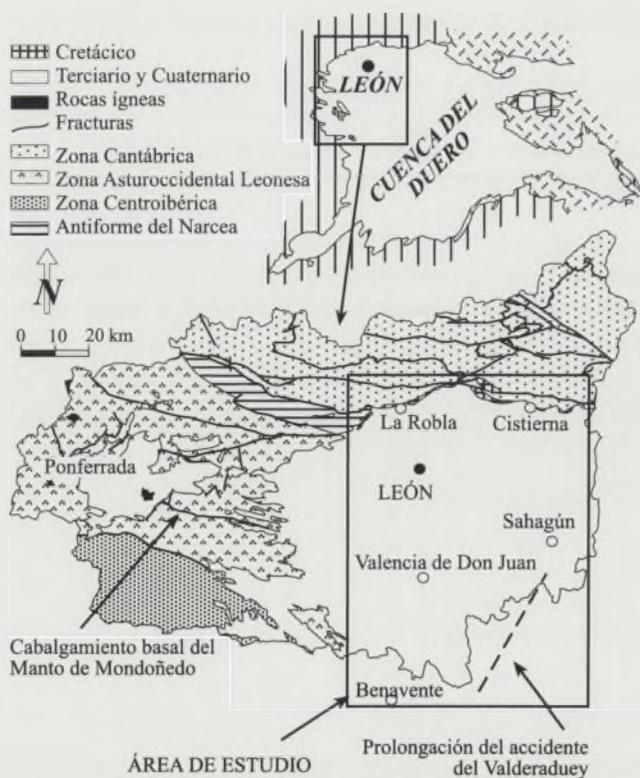


FIGURA 1. Situación geográfica y geológica del área de estudio.

LOS SISTEMAS FLUVIALES DE LA FORMACIÓN MANSILLA DE LAS MULAS

Estos sistemas fluviales alcanzan una extensión longitudinal que supera los 100 Km. Los tipos principales de canales fluviales varían desde alta a baja sinuosidad y, en ambos casos, tienen una carga de gravas y de arenas. Las características de estos canales, sus asociaciones de facies y su interpretación han sido analizadas en Herrero (2001 y 2004 b). En sus márgenes se localizan extensas llanuras de inundación fluvial de varias decenas de kilómetros de extensión lateral, con zonas muy amplias donde tiene lugar la formación de paleosuelos debido a la actuación de diferentes procesos de alteración del sedimento, bien por reemplazamiento o sustitución por carbonato (caliches), bien por movimientos de óxido-reducción del ion hierro (Herrero, 2001).

Dentro de esta unidad, en los sectores ubicados más al norte, los canales de los sistemas fluviales están dominados por conglomerados y arenas y en las llanuras de inundación de los mismos se localizan capas de arenas, lutitas y caliches. En cambio, en los sectores situados hacia el sur, la granulometría que se transporta en los canales fluviales disminuye, y en la llanura de inundación se da una alternancia frecuente de arenas y lutitas, disminuyendo la presencia de caliches.

RELACIÓN ENTRE EL PALEODRENAJE Y LAS DIRECCIONES ESTRUCTURALES REGIONALES

Las direcciones de paleodrenaje medidas en los sedimentos de la Formación Mansilla de las Mulas presentan una mayor unidireccionalidad entre $N 220^{\circ}$ - 230° para las medidas tomadas en estratificaciones cruzadas y en cantos imbricados. En cambio, las realizadas en ejes de canales proporcionan una red ortogonal con dos direcciones preferentes hacia 260° y 170° (Herrero, 2001 y 2004 b). Estas últimas direcciones se muestran como alineaciones preferentes para la transferencia de sedimentos en los sistemas fluviales de esta unidad. La primera es dominante en la zona centro-septentrional (Fig. 3) donde las paleocorrientes de los sistemas fluviales se dirigirían hacia el SSO y OSO. La segunda dirección de paleodrenaje está dirigida hacia el ESE y SSE

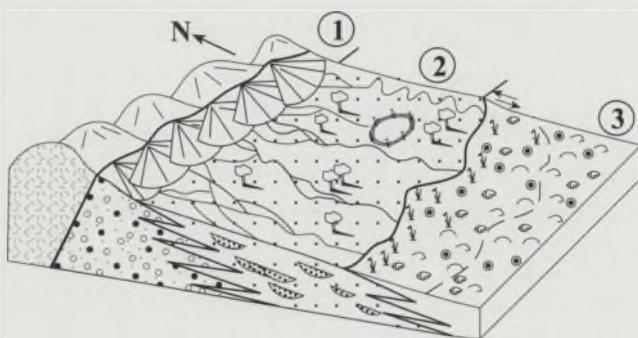


FIGURA 2. Modelo sedimentológico para la Formación Mansilla de las Mulas. 1, abanicos aluviales; 2, sistemas fluviales; 3, áreas lacustres y palustres. Modificada de Herrero (2001).

y es mayoritaria a partir de las proximidades de Valencia de Don Juan hacia el sur (Fig. 3).

Por otro lado, en el subsuelo la Formación Mansilla de las Mulas se identifica con la Unidad Sísmica Neógena (USNg) definida en los trabajos de Herrero (2001, 2004 a y b) y Herrero *et al.* (2004). Los datos de subsuelo analizados en dichos trabajos de sismica de reflexión, mapas de isobatas y sondeos, permiten definir la existencia desde Valencia de Don Juan hacia el sur de un zócalo elevado que forma un paleorrelieve de dirección NO-SE (Fig. 3). Teniendo en cuenta la estructura tectónica del zócalo en la Zona Asturoccidental-Leonesa, caracterizada por un numeroso conjunto de cabalgamientos, fracturas y pliegues de direcciones comprendidas entre $N 100^{\circ}$ y $N 140^{\circ}$, es probable que la estructura que ha generado ese basamento elevado se corresponda con la prolongación del Cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo hacia el interior de la Cuenca del Duero (Fig 1). En los datos de subsuelo citados se aprecia que este basamento se hunde progresivamente hacia el norte desde Valencia de Don Juan. Este zócalo elevado debió de actuar de forma pasiva y constituyó un paleorrelieve que controló la sedimentación representando una barrera paleogeográfica para varias unidades sedimentarias, puesto que todas las unidades definidas en el subsuelo muestran un adelgazamiento progresivo en esa dirección y alguna de ellas incluso desaparece.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de la Formación Mansilla de las Mulas revela que durante el Mioceno la zona sur de la provincia de León estuvo surcada por un conjunto de sistemas fluviales. Las direcciones de paleocorrientes obtenidas en esta unidad permiten deducir dos sistemas de paleodrenaje. El primero está dirigido hacia el SSO y OSO y sería subparalelo a la prolongación del accidente del Valderaduey (Fig. 3) situada al norte del río Duero y con otra alineación localizada más al sureste como es la del río Pisuegra ($N 30^{\circ}$).

El segundo sistema está orientado hacia el ESE y SSE y coincidiría con la prolongación bajo la cobertera sedimentaria cenozoica de la cuenca de las direcciones estructurales de la Zona Asturoccidental-Leonesa. En este último caso, en el fondo de este sector de la Cuenca del Duero se ha identificado un sistema de fallas inversas, que afecta a unidades paleozoicas y mesozoicas, con un trazado orientado entre $N 90^{\circ}$ y $N 140^{\circ}$ y planos de falla inclinados al sur (Herrero, 2001, 2004 a y b; Herrero *et al.*, 2004).

En resumen, la existencia en la zona suroeste de la provincia de León de un basamento elevado sobre el fondo de la Cuenca del Duero posibilitó la existencia de una barrera paleogeográfica que afectó a la Formación Mansilla de las Mulas. Su dirección NO-SE es coincidente con una de las direcciones de paleodrenaje medidas en el campo y perpendicular a la otra dirección de paleodrenaje que domina en la zona centro-septentrional del área. Esta elevación debió de controlar la evolución morfológica de ese sector, actuando de barrera para los sistemas fluviales y canalizando la salida de sedimentos hacia el centro de la cuenca a través de cana-

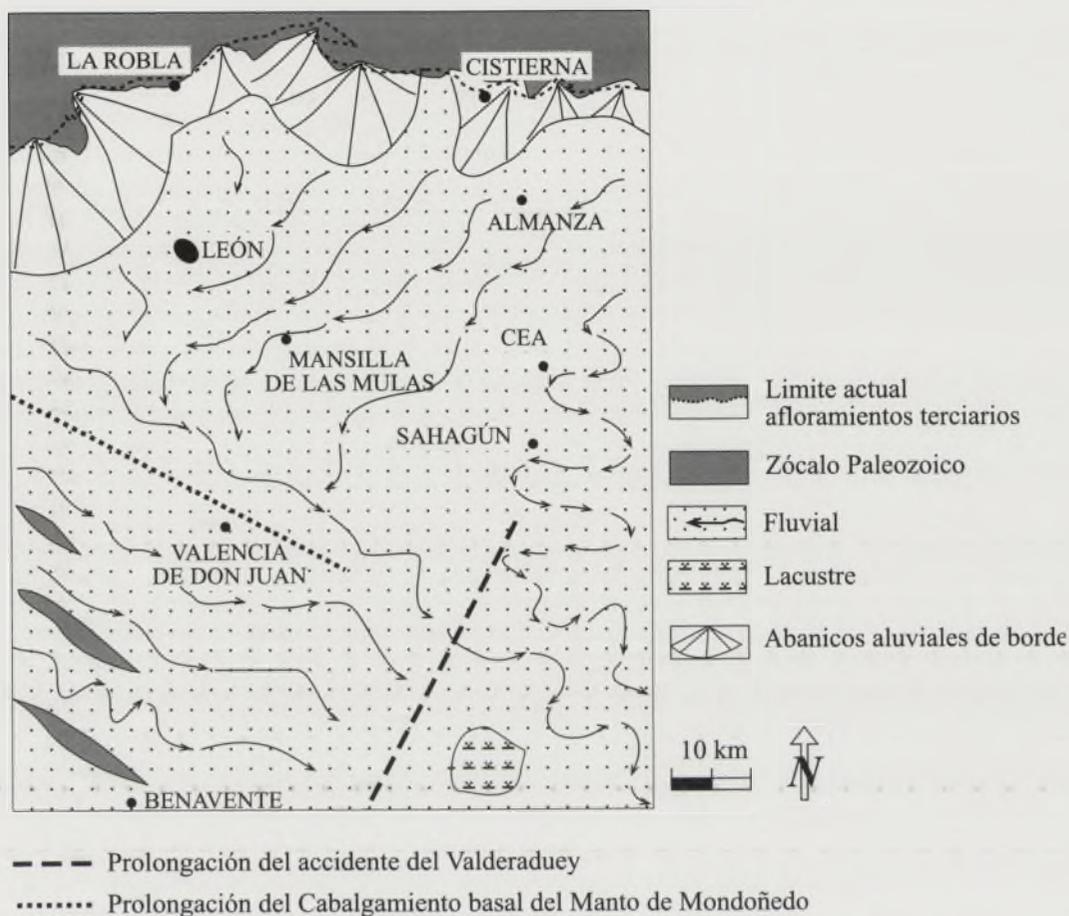


FIGURA 3. Esquema paleogeográfico de la Formación Mansilla de las Mulas respecto al borde noroeste de la Cuenca del Duero.

les fluviales dirigidos hacia el SE. A esta interpretación se une el hecho de la existencia más al sur de esta barrera de sucesivos crestones de cuarcitas y pizarras paleozoicas alineados NO-SE, que permanecieron emergidos sobre los sedimentos miocenos, formando paleovalles excavados en un relieve de tipo apalachiano que se rellenaron en esa dirección. Paleorrelieves similares se encuentran también al noroeste, como los destacados por Corrales *et al.* (1986) y al sur, como los señalados por Martín-Serrano (1988).

En la zona centro-septentrional los sistemas fluviales se dirigen hacia el SO y están controlados por una paleopendiente sedimentaria dirigida hacia esa dirección. Otra posibilidad es que esta paleopendiente se originara por el basculamiento hacia esa dirección de un bloque delimitado al SO por el basamento elevado antes mencionado y al SE por la prolongación del accidente del Valderaduey (Fig. 3). En este sentido, en la zona situada al este de dicho accidente se ha observado una mayor frecuencia de canales fluviales dirigidos hacia el S y SE, e interpretados como meandriformes o de alta sinuosidad en los trabajos de Herrero (2001) y Herrero *et al.*, (2002). Este incremento en la sinuosidad y el cambio en la dirección de las paleocorrientes, que también se aprecia a uno y otro lado de la traza supuesta de dicho accidente, posiblemente sean consecuencia de una variación en la pendiente o en el perfil del curso fluvial y ocasionados por la com-

partimentación en bloques con distintas inclinaciones de los bloques delimitados por las estructuras antes mencionadas.

AGRADECIMIENTOS

A J. R. Colmenero Navarro, G. Alonso Gavilán y a los dos revisores anónimos por las sugerencias y comentarios transmitidos que han permitido la mejora del trabajo.

REFERENCIAS

Colmenero, J.R., García Ramos, J.C., Manjón, M. y Vargas, I. (1982): Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N. de la Cuenca del Duero entre los valles del Torío y Pisuerga (León-Palencia). *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 6(1): 171-181.
 Evers, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers. Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41: 83-151.
 García Ramos, J.C., Colmenero, J.R. y Manjón, M. (1982): Utilización de minerales pesados y de espectros litológicos como ayuda en la identificación del área madre y en la separación de los diferentes sistemas de abanicos aluviales. Terciario del borde N. de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 6(1): 293-301.

- Herrero, A. (2001): *Estratigrafía y Sedimentología de los depósitos terciarios del sector norte de la Cuenca del Duero en la provincia de León*. Tesis doctoral, Univ. Salamanca, 435 p.
- Herrero (2004 a): Facies diagráficas en el subsuelo terciario de la provincia de León (Formación Mansilla). *Geogaceta*, 36: 79-82.
- Herrero (2004 b): Sedimentología e interpretación paleoambiental de los canales fluviales de la Formación Mansilla en el Mioceno de la provincia de León. *Geogaceta*, 36: 83-86.
- Herrero, A., Colmenero, J.R. y Alonso-Gavilán, G. (2002): Estratigrafía y sedimentología de los depósitos terciarios del sector norte de la Cuenca del Duero en la provincia de León. *Studia Geologica Salmanticensia*, 38: 129-181.
- Herrero A., Alonso Gavilán G. y Colmenero J.R. (2004): Estratigrafía del subsuelo en el sector noroeste de la cuenca del Duero (Provincia de León). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (3-4): 197-215.
- Manjón, M., Colmenero, J.R., García Ramos, J.C. y Vargas, I. (1982): Génesis y distribución espacial de los abanicos siliciclásticos del Terciario superior en el borde N de la Cuenca del Duero (León-Palencia). *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 6(1): 357-370.
- Martín-Serrano, A., (1988): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Tesis Doctoral, Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo-CSIC. Diputación de Zamora, 311 p.

Sedimentación fluvio-deltaica en el Mioceno medio-superior en las proximidades de Villabrágima (Valladolid)

A. Herrero¹ y A. Pineda²

¹ Área de Geodinámica Externa, Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071 León
dimahh@unileon.es

² Eptisa, Servicios de Ingeniería, S.C. c/ Arapiles 14, 28015 Madrid. apineda@eptisa.es

ABSTRACT

In the Villabrágima area (NW, Valladolid province) the marl, limestone, silt and sand deposits reveal the existence of a delta fluvio-lacustrine. They are described four facies types: internal lacustrine, prodelta and deltaic front with fluvial channel. In the upper part of this unity is installed a new lacustrine system.

Key words: delta fluvio-lacustrine, Cuestas Unit, Miocene, Duero Basin.

INTRODUCCIÓN

El área estudiada se sitúa en las proximidades de Villabrágima, (noroeste de Valladolid) (Fig. 1) donde los depósitos de la Facies de las Cuestas presentan un espesor inferior a los 55 m. Esta unidad fue definida en el centro de la Cuenca del Duero por Hernández-Pacheco (1915) y Hernández-Pacheco (1930). Se halla limitada a techo por la "caliza de los páramos" y a muro por la Facies Tierra de Campos. López Martínez y Sanchiz (1982) le atribuyen una edad Astarciense-Vallesiense superior.

Los objetivos de este trabajo se centran en el análisis sedimentológico y en la reconstrucción paleoambiental de los depósitos de la Facies de las Cuestas en el área estudiada. Para ello se han realizado un conjunto de columnas estratigráficas y cartografiado los depósitos de esta unidad.

FACIES SEDIMENTARIAS

Por encima de los niveles de arenas, lutitas y caliches, correspondientes a la Facies Tierra de Campos, se sitúan areniscas, limos, margas y calizas, que representan a la Facies de las Cuestas (Fig. 2). En el área estudiada, el límite inferior es de tipo transicional, ya que por encima siguen apareciendo capas de arenas y limos de color rojizo, y se ha situado cartográficamente en el techo de una capa de limos arenosos que desarrollan una importante hidromorfía y una coloración blanca y ocre pálido propia de paleosuelos (Pineda *et al.*, 2006 y Piles *et al.*, 2006). En otras zonas del sector central de la Cuenca del Duero este límite inferior se sitúa en un paleosuelo como se define en los trabajos de Sánchez de la Torre (1982) y Portero *et al.*, (1983), entre otros. En esta unidad se han identificado un conjunto de facies lacustres y deltaicas que evolucionan vertical y lateralmente, y que se describen a continuación.

Lacustre interno

Se localiza en la base de la Facies de las Cuestas con una geometría en forma de cuña, cuyo espesor aumenta progresivamente hacia el este, desde 2 m hasta 7,50 m



FIGURA 1. Localización geológica y situación geográfica de las columnas estudiadas.

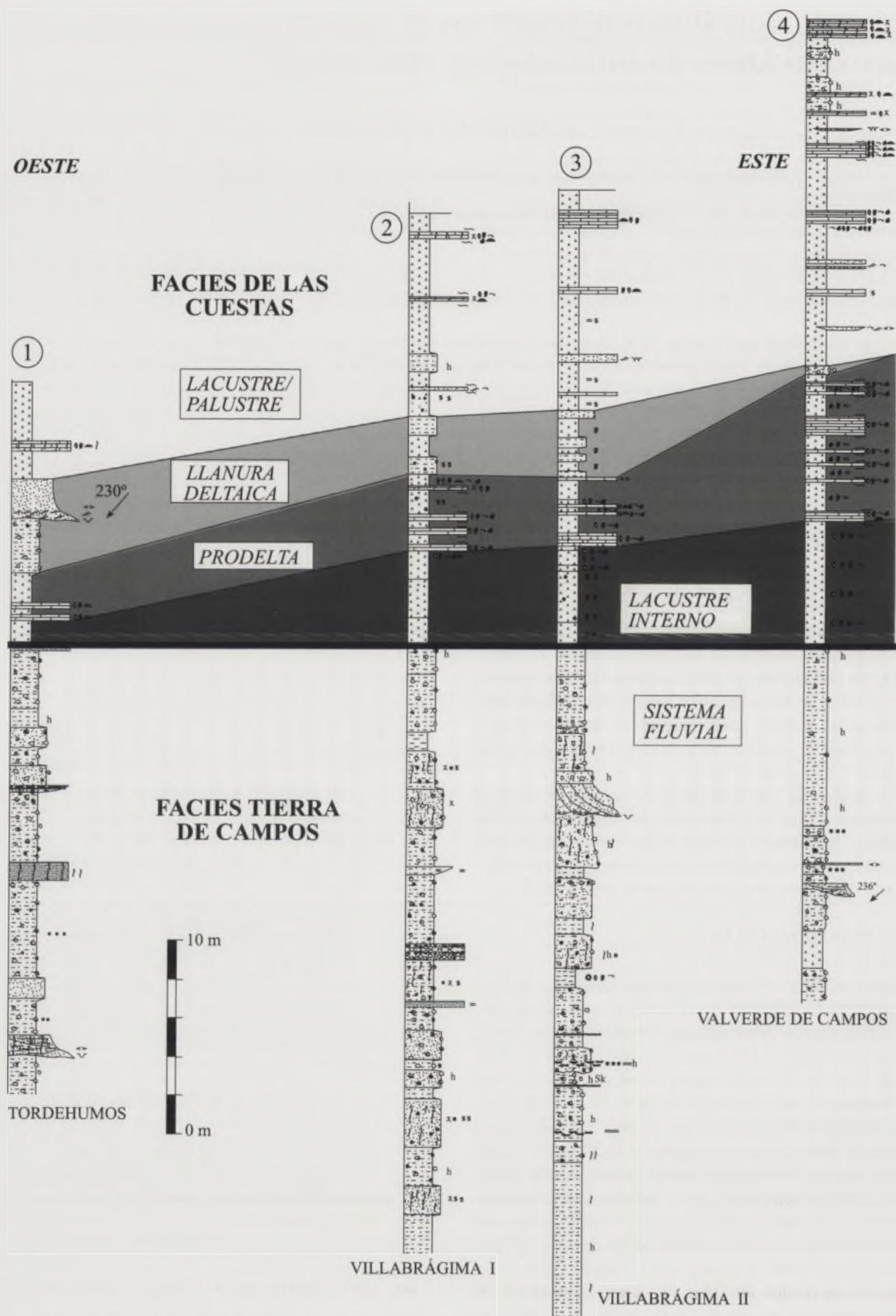


FIGURA 2. Correlación Oeste-Este de las columnas estudiadas donde se aprecia la evolución lateral y vertical de los sedimentos.

(Fig. 2). Se trata de margas de colores claros, gris, rosado y verde, ocasionalmente blanco. Se presentan masivas aunque, en ocasiones, se aprecia una marcada laminación horizontal. Muestran una fuerte bioturbación en el sedimento y, con frecuencia, suelen contener abundantes restos de gasterópodos, opérculos, ostrácodos y caráceas, que suelen aparecer enteros o fragmentados, y a veces, en posición horizontal.

Con este tramo se inicia la sedimentación en un ambiente lacustre profundo y constituye el paso de la sedimentación fluvial a la lacustre.

Prodelta

Sobre la facies anterior se sitúa un tramo de margas alternantes con niveles de calizas. Presenta una geometría en forma de cuña abierta hacia el este (Fig. 2), con un espesor desde los 2,50 m hasta los 7,50 m. Las margas son de colores blancos, con espesores que no superan los 2 m y se presentan masivas o con laminación horizontal. Algunas capas están bioturbadas y suelen contener restos de gasterópodos, opérculos, ostrácodos y caráceas, que suelen aparecer enteros o fragmentados.

Las calizas, a veces corresponden realmente a dolomías, presentan colores claros, blancos y grises, puntualmente cremas. Tienen un espesor inferior a 1,5 m, y una extensión lateral de decenas a centenas de metros. Los límites inferior y superior suelen ser netos, y a veces ondulados. Con frecuencia, suelen contener restos fósiles (gasterópodos, opérculos, caráceas y ostrácodos), enteros y fragmentados aunque, otras veces, sólo se reconocen moldes. Al microscopio son *packstones* a *wackestones* con abundantes restos de invertebrados dispuestos en una matriz microesparfítica. Ocasionalmente pueden presentar un porcentaje de detríticos finos del orden del 10-20%, con granos de cuarzo. Son frecuentes las bioturbaciones de animales, así como porosidad móldica y de tipo vug.

Estos sedimentos caracterizan a un medio sedimentario lacustre poco agitado.

Llanura deltaica

Se caracteriza por presentar litologías detríticas y su espesor aumenta de forma progresiva hacia el oeste, desde los 0,75 m hasta los 5 m (Fig. 2). Está constituido por limos y arenas, entre las que se intercalan niveles de margas.

Las arenas son más abundantes hacia el oeste y desaparecen hacia el este. Son litarenitas compuestas por más de un 25% de fragmentos de rocas y un porcentaje bajo de matriz, con un tamaño de grano medio a fino y colores ocre-amarelentos. Presentan una geometría canalizada, con un espesor máximo de 2 m y una extensión lateral menor de 10 m, que lateralmente se pierden entre limos. El límite inferior es erosivo y el superior es neto. Internamente presentan laminación cruzada de ripples pequeños, con 2 cm de altura y 3 cm de longitud de onda, o bien son masivas. Las paleocorrientes medidas se dirigen hacia N 230°.

Los limos tienen un color ocre, rojizo y verde y, ocasionalmente, contienen cantos dispersos entre el sedimento. Su espesor es de 3 m máximo en la zona oeste y disminuyen progresivamente hacia el este. Lateralmente pueden pasar a margas y tienen mayor extensión lateral que las arenas. No presentan estructuras tractivas, y los rasgos postsedimentarios edáficos son concentraciones y nódulos de carbonato cálcico dispersas entre el sedimento y rizocreciones verticales. También pueden aparecer nódulos y láminas de oxihidróxidos de hierro y manganeso y bioturbaciones de animales.

Las margas presentan colores claros verdes y blancos y son más abundantes hacia el este. Carecen de estructuras sedimentarias tractivas, y en ocasiones, contienen restos fósiles enteros y fragmentados de gasterópodos, ostrácodos y carófitas. Forman cuerpos de morfología tabular con espesores inferiores a 1,50 m, que lateralmente dan paso a los niveles de limo anteriormente citados.

Las facies de arenas y limos se interpretan como propias de un sistema fluvial que se introduce en un ambiente lacustre (margas). Hacia el oeste se aprecia como la llanura deltaica es surcada por un canal fluvial o canal distributivo. Los limos edafizados se interpretan como propios de las llanuras de inundación. En otros casos, capas de arenas de menor espesor, que se pierden lateralmente de forma rápida, es posible que se correspondan con acumulaciones de alta energía en zonas litorales, retrabajadas por el agua del lago.

Lacustre interno/palustre

Sobre todos los tramos anteriores se superponen facies carbonáticas de margas y calizas, entre las que se intercalan localmente niveles de limos y areniscas. Las margas tienen un espesor de hasta 4 m y presentan laminación paralela y bioturbaciones, encontrándose restos fósiles ocasionales.

En la zona este, las calizas se encuentran dispersas entre margas y tienen colores claros, blancos y grises, puntualmente cremas. Presentan espesores inferiores a 1 m y una geometría tabular. Los límites inferior y superior suelen ser netos y, a veces ondulados. Contienen restos fósiles enteros, fragmentados y en forma de moldes de gasterópodos, opérculos, caráceas y ostrácodos.

En la zona oeste aparecen bancos de calizas distribuidas de forma puntual en cuerpos lenticulares de espesor inferior a 0,5 m, que lateralmente se acunian entre margas. En este caso, suelen contener igualmente restos de invertebrados, gasterópodos, opérculos, caráceas y ostrácodos, enteros y fragmentados y, con frecuencia, suelen aparecer rizocreciones. Otras veces, estos restos se reconocen como porosidad móldica.

Las arenas muestran un color blanco y tienen un aspecto de calcarenitas con valvas enteras de ostrácodos y conchas de gasterópodos. Muestran una geometría lenticular, con un espesor inferior a los 0,45 m y una continuidad lateral observable en afloramiento de varias decenas de metros, aunque más allá se pierden entre las margas anteriores. En su interior aparecen laminaciones cruzadas y suelen mostrar una tendencia granocreciente.

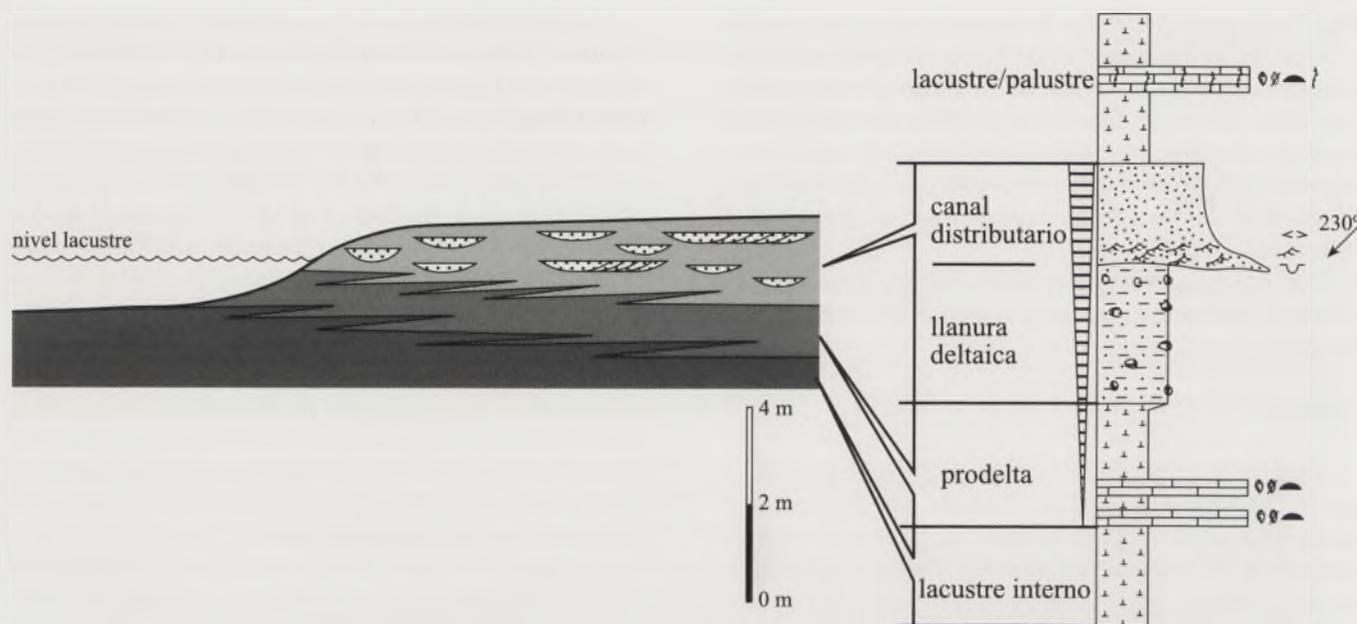


FIGURA 3. Modelo sedimentario y evolución vertical de facies fluvio-lacustres.

Los limos son similares a los descritos en las facies anteriores y reflejan la llegada de sedimentos detríticos a zonas internas del sistema lacustre. Las calcarenitas se interpretan como un producto de corrientes tractivas débiles que retrabajan el material detrítico en condiciones subacuáticas. En cambio, las calizas que aparecen en la zona oeste presentan rasgos de colonización por vegetación y de exposición subaérea propias de zonas palustres.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el Neógeno de la Cuenca del Duero se han definido sistemas deltaicos lacustres en los trabajos de Mediavilla y Dabrio (1986), Sánchez Benavides *et al.*, (1988) y Corrochano y Armenteros (1989), entre otros. Litológicamente, la Facies de las Cuestas está representada al noroeste de la provincia de Valladolid por un conjunto de sedimentos margosos entre los que se intercalan niveles de calizas, calizas margosas, arenas y limos. El borde de la cuenca lacustre y los sedimentos más proximales de los canales distributarios del frente deltaico estaban situados al oeste. Hacia el este, se acuñan las capas de origen fluvial y en cambio, adquieren mayor espesor las facies de prodelta y los sedimentos más profundos de la cuenca lacustre.

La evolución vertical de las facies descritas (Fig. 3) revela que en la base de la unidad aparecen margas que reflejan una sedimentación continua y lenta por decantación, y que representa un ambiente sedimentario lacustre interno y profundo. Sobre este tramo, se deposita un conjunto formado por margas alternando con calizas y calizas margosas, propia de un ambiente sedimentario de prodelta. Por encima se localizan margas, limos y arenas, que se integran en la asociación de llanura deltaica con canales fluviales distributarios más desarrollados al oeste. Los

sedimentos finos edafizados se incluyen en zonas de llanura entre los distributarios.

El espesor de las facies de prodelta aumenta hacia el este y se pierde hacia el oeste, mientras que, la llanura deltaica con sus canales lo hace en sentido contrario, acuñándose hacia el este. Su espesor aumenta hacia el sureste, indicando que en esa dirección las facies más internas del lago tienen un volumen mayor, representando una zona más subsidente en ese sentido.

Sobre este tramo deltaico se depositan margas, calcarenitas y calizas que representan la sedimentación de lagos carbonatados de tipo somero. En las zonas más internas se sedimentan las facies margosas y, en las zonas marginales, limos que indican una sedimentación detrítica, calcarenitas con un retrabajamiento por la acción de olas y corrientes y, calizas con rasgos de exposición subaérea propios de zonas palustres.

Este tramo culminante refleja una evolución en la sedimentación desde ambientes marginales deltaicos hacia un ambiente de tipo lacustre más abierto, lo que puede estar representando un ascenso del nivel lacustre, fluctuaciones en la tasa de entrada de sedimento o episodios de actividad tectónica.

El sistema lacustre es expansivo hacia el oeste, en la parte basal y en la parte superior de la Facies de las Cuestas, puesto que los espesores son mayores hacia la zona este. La existencia de canales distributarios al oeste indica que los sistemas sedimentarios progradaban sobre la cuenca lacustre situada al este.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio es resultado de los trabajos del campo llevados a cabo por EPTISA para el Proyecto MAGNA. Agradecemos a la Dirección de Geología y Geofísica del IGME las facilidades dadas.

REFERENCIAS

- Corrochano, A. y Armenteros, I. (1989): Los sistemas lacustres de la Cuenca terciaria del Duero. *Acta Geologica Hispanica*, 24: 259-279.
- Hernández-Pacheco, E. (1915): Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Com. de Invest. Paleont. y Prehist.*, Madrid, 5: 204 p.
- Hernández-Pacheco, E. (1930): Sobre la extensión del Neógeno al Norte de la altiplanicie de Castilla la Vieja. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 30: 396-398.
- López Martínez, N. y Sanchiz, F. B. (1982): Los primeros microvertebrados de la Cuenca del Duero. Listas faunísticas preliminares e implicaciones bioestratigráficas y paleofisiográficas. *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 6(1): 339-353.
- Mediavilla, R. y Dabrio, J.C. (1986): La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la Depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Studia Geologica Salmantica*, 22: 111-132.
- Piles Mateo, E., Herrero, A. y Cabra Gil, P. (2006): Estratigrafía. *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja nº 342 (Villabrágima)*. IGME, Madrid, 6-82.
- Pineda Velasco, A., Herrero, A. y Salazar Rincón, A. (2006): Estratigrafía. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 371 (Tordesillas)*. IGME, Madrid, 6-82.
- Portero García, J. M., del Olmo, P. y Olivé, A. (1983): El Neógeno de la transversal norte-sur de la Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (Libro Jubilar de J.M. Ríos). IGME, Madrid, II: 494-502.
- Sánchez Benavides, F. J., Dabrio, C. J. y Civis, J. (1988): Interpretación paleoecológica de los depósitos lacustres neógenos de Castrillo del Val (Noreste de la Depresión del Duero). *Studia Geologica Salmantica*, 25: 87-108.
- Sánchez de la Torre, L. (1982): Tránsito de Facies Tierra de Campos a Facies de Cuestas y depósitos de Ciénaga. Zaratán. *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 6(2): 759-762.



Estratigrafía secuencial del Paleógeno de la cuenca de Almazán

P. Huerta e I. Armenteros

Dpto. de Geología, Fac. Ciencias, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca. phuerta@usal.es

ABSTRACT

The recent stratigraphic work developed in the Almazán basin allows to establish a new stratigraphic framework. This contribution synthesizes the sequential stratigraphy of the Paleogene of the Almazán basin in which 4 depositional sequences have been established. These four depositional sequences include 11 lithostratigraphic units with the rank of formation. These formations represent fluvial systems, alluvial fans, lacustrine/palustrine systems and evaporitic mudflats. The scarcity of paleontological sites does not allow a precise estimation of the age of the depositional sequences. The sequence boundaries correspond with important allocyclic changes recorded all along the basin. These changes are mainly influenced by the tectonic activity.

Key words: Almazán basin, Stratigraphy, Paleogene, depositional sequences, Iberian Chain.

INTRODUCCIÓN

Al hacer una revisión del Paleógeno de la cuenca de Almazán se ha evidenciado la necesidad de fusionar la nomenclatura estratigráfica existente, realizada a partir de distintos trabajos en la zona de estudio que no se avienen plenamente a las recomendaciones de la ICS (Guisado *et al.*, 1988; Sánchez de la Vega, 1988; Bond, 1996).

El análisis estratigráfico del Paleógeno de la cuenca de Almazán, que se está llevando a cabo con motivo la realización de una tesis doctoral permite proponer un marco litoestratigráfico y secuencial (Figs. 1 y 2) que se encuentra en vías de publicación. Este trabajo pretende adelantar la estratigrafía secuencial del Paleógeno de la cuenca de Almazán. Se describen brevemente las 4 secuencias de depósito propuestas siguiendo los criterios de Mitchum *et al.* (1977) y que pretenden tener validez para toda la cuenca.

La cuenca de Almazán es una cuenca de tipo *piggy back* desarrollada en el bloque de techo del cabalgamiento de Cameros (Maestro, 1999; Casas-Sainz *et al.*, 2000). El levantamiento de la cordillera Ibérica y la sedimentación en la cuenca de Almazán está asociado a la compresión Alpina. Es precisamente este tipo de asentamiento el que produjo una macarda subsidencia durante al menos la segunda mitad del Paleógeno que acogió más de 3.500 m de sedimentos en los depocentros de la cuenca.

CRONOESTRATIGRAFÍA

Los yacimientos encontrados en la cuenca de Almazán son el yacimiento de Mazaterón y el de Deza para el Paleógeno y el de Cetina en la base del Mioceno (Fig. 2). El primero se ha datado como Eoceno Medio (MP 15-16) (Cuesta y Jiménez Fuentes, 1994) y se encuentra a unos 350 m sobre la base de

la sucesión terciaria. El yacimiento de Deza se ha datado como Eoceno Superior (MP17) (Cuesta y Jiménez Fuentes, 1994; Cuesta Ruiz-Colmerares, 2003) y se dispone estratigrá-

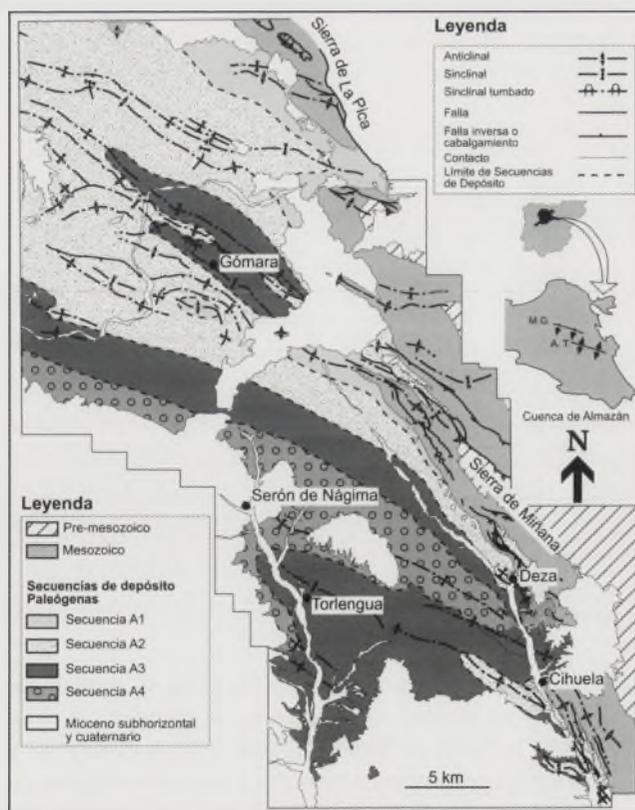


FIGURA 1. Mapa sintético de las Secuencias de Depósito del Paleógeno de la cuenca de Almazán al este del río Duero. En el mapa de encuadre de la cuenca de Almazán se indica la posición del monoclinio de Gómara (M.G.) y del anticlinio de Torlengua (A.T.).

ficamente por encima del anterior. Ambos se localizan en margas y calizas lacustres pertenecientes a las formaciones de Mazaterón y Deza, respectivamente. Por su parte el yacimiento más reciente de Cetina de Aragón se encuentra en una unidad de lutitas, caliches, margas, lignitos y calizas palustres discordantes sobre la sucesión paleógena. Su edad es Ageñense superior (biozona MN2a) (Álvarez Sierra, 1986). Las dataciones a partir de mamíferos en cuencas continentales, como es el caso del Paleógeno de la cuenca de Almazán, tienen un alto grado de incertidumbre ya que la evolución de las asociaciones faunísticas en una cuenca puede presentar variaciones con respecto a otras. Mientras no se disponga de más de datos de edad y/o estos sean más precisos tan sólo se podrá saber la edad aproximada de las distintas unidades.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Se han identificado cuatro secuencias que van desde la discontinuidad con las rocas Cretácicas hasta el Mioceno subhorizontal. Estas se han denominado A1, A2, A3 y A4 (Fig. 2). La letra A hace referencia a Almazán. Estas secuencias de depósito son similares a las UTSs definidas por Maestro (1999), si bien el tipo de ruptura y la posición estratigráfica y cartográfica de éstas no es la misma.

Secuencia A1

La Secuencia A1 (SD A1), aflora en el borde septentrional y oriental de la cuenca en una franja adosada a los relieves cretácicos de la Sierra de Miñana, donde alcanza 400 m de espesor, y de la Sierra de la Pica donde su espesor es mayor. Hacia el centro de la cuenca, según se deduce de la interpretación de los perfiles sísmicos, se acuña, disponiéndose en *onlap* sobre el Cretácico. Hacia el sureste también se acuña y se dispone en *onlap* según se observa en la cartografía (Fig. 1).

Su límite inferior es una disconformidad y localmente una paraconformidad.

A lo largo de esta secuencia se observa una retrogradación de los sistemas aluviales desde ambientes proximales hasta llanuras aluviales distales y sistemas lacustres. Su límite superior es un cambio de la tendencia evolutiva que deja de ser retrogradante. El yacimiento de Mazaterón aparece en la parte superior de esta secuencia (Fig. 2), por lo que la SD A1 podría comprender la parte más moderna del Eoceno medio y la base del superior.

Secuencia A2

Esta secuencia domina en la parte norte de los afloramientos paleógenos de la cuenca (Fig. 1). Hacia el sureste, a lo largo de la Sierra de Miñana alcanza 900 m de espesor y se convierte progresivamente en una franja más delgada. Al igual que la secuencia anterior se dispone en *onlap* hacia el sur y sureste sobre el Cretácico Superior.

Su límite inferior es una disconformidad o una paraconformidad que se apoya sobre el Cretácico, lateralmente pasa a una conformidad con la SD A1 que supone un cambio en

la tendencia evolutiva. En la zona del monoclin de Gómara la SD A2 es progradante en su base y retrogradante en su parte superior. En la zona de Deza, al sureste, la secuencia es retrogradante.

Su límite superior es junto al margen este de la Sierra de Miñana (localidad de Cihuela) una discordancia que pasa lateralmente a una conformidad marcada en buena parte de la cuenca por un nivel de encostramiento carbonato-yesífero que coincide con una retracción del sistema fluvial representado por la Formación Gómara (Fig. 2).

Secuencia A3

La secuencia aflora en el monoclin de Gómara, en el núcleo de sinclinales en las proximidades de la localidad de Gómara y en el anticlinal de Torlengua (Fig. 1). Su espesor es de unos 1100 m y disminuye progresivamente tanto hacia el sur como hacia el sureste.

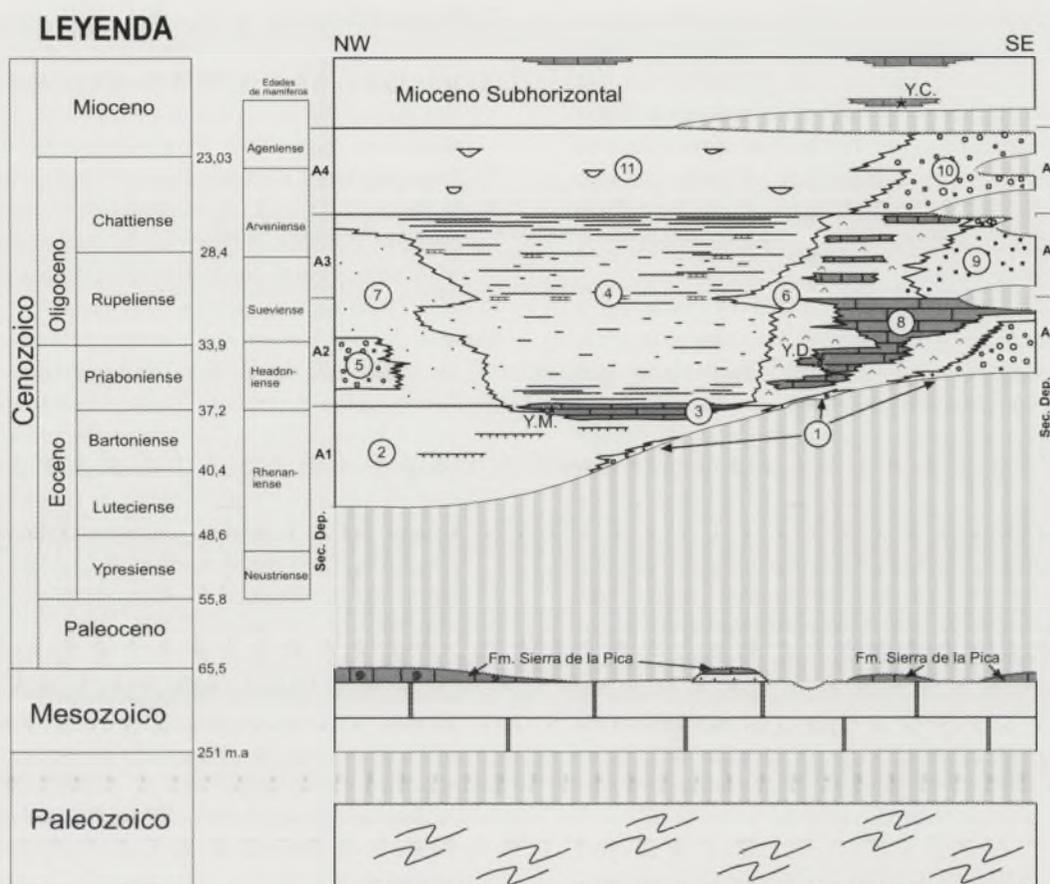
En las zonas próximas al margen sureste de la cuenca se apoya discordante sobre la SD A2 y lateralmente pasa a una conformidad.

El límite superior de esta secuencia es una discordancia en la zona sureste (proximidades de Deza) que pasa progresivamente a su conformidad correlativa hacia el monoclin de Gómara. La tendencia de esta secuencia en el sistema fluvial de la Fm Gómara es progradante mientras que hacia el sureste el sistema aluvial de la Fm Barranco de Valdehurtado presenta progradación en su tercio inferior y retrogradación en su parte superior. En las zonas más marginales se aprecian discordancias y depósitos aluviales que suponen una reactivación previa a la ruptura que da paso a la SD A4. Dentro de la SD A3 se reconocen ciclos hectométricos del mismo signo y tendencia reflejados tanto en la Fm Gómara como en la Fm Bordalba. En la Fm Gómara estos ciclos muestran variaciones en la anchura de los cuerpos conglomeráticos y aumento del tamaño de los clastos. Los cuerpos conglomeráticos pasan de ser acintados con anchuras que no superan los 50 m a ser tabulares con anchuras de más de 500 m. Los cuerpos de gran anchura alternan con facies lutíticas en las que se desarrollan encostramientos mientras que asociado a los cuerpos acintados no aparecen. Los niveles dominados por cuerpos de gran anchura se correlacionan lateralmente con niveles de secuencias apiladas de encostramientos carbonatados intercalados en la Fm Bordalba.

Secuencia A4

Es la secuencia más potente de todas según se observa en los perfiles sísmicos y la que tiene peor representación. Aflora en el núcleo del sinclinal de El Raído y se extiende hacia el monoclin de Gómara. Más al norte no aparece.

El espesor de esta secuencia, a diferencia de todas las anteriores, aumenta hacia el sur, y según se deduce de los perfiles sísmicos, se abre mediante un abanico de capas en esta dirección. Este abanico de capas se articula en el monoclin de Gómara que representa el límite por el norte de esta secuencia.



	U.L.E	Litología	Medio Sedimentario
①	Formación El Hocino	Conglomerados calizos	Abanico aluvial
②	Formación Almazul	Lutitas rojas y areniscas	Abanico aluvial distal
③	Formación Mazaterón	Caliches, caliches dolomíticos, calizas y margas	Lacustre/palustre y encostramientos periféricos
④	Formación Gómara	Lutitas, conglomerados polimícticos y areniscas.	Fluvial
⑤	Formación Peroniel	Conglomerados polimícticos	Abanico aluvial
⑥	Formación Bordalba	Lutitas con yeso intersticial, costras de yeso, Caliches, calizas y dolomías	Llanuras evaporíticas, Playa-lake
⑦	Formación Ribarroja	Areniscas y lutitas	Fluvial
⑧	Formación Deza	Calizas, calizas con yeso, dolomías y margas	Lacustre/palustre con influencia evaporítica
⑨	Formación Barranco de Valdehurtado	Conglomerados cuarcíticos	Abanico aluvial
⑩	Formación El Raído	Conglomerados calizos	Abanico aluvial
⑪	Formación Alparrache	Lutitas, conglomerados y areniscas	Fluvial

FIGURA 2. Esquema cronoestratigráfico del Paleógeno de la cuenca de Almazán. Las estrellas indican la posición de los yacimientos de Mazaterón (Y.M.), Deza (Y. D.) y Cetina (Y.C.).

Hacia la parte superior da paso a las rocas del Mioceno subhorizontal que se apoya conforme en las zonas de centro de cuenca y discordante en sus afloramientos septentrionales.

La evolución de la SD A4 en las proximidades de Deza es retrogradante aunque es difícil deducir la evolución en la zona del monoclin de Gómara dada la mala calidad de los afloramientos y que en buena medida está cubierta por los depósitos miocenos.

PRINCIPALES EVENTOS ASOCIADOS A LAS SECUENCIAS DE DEPÓSITO

Las secuencias de depósito están relacionadas con procesos aloclícos que quedan reflejados en toda la cuenca y son en su mayoría de origen tectónico.

Los últimos depósitos marinos en la Cordillera Ibérica datan del Campaniense (Floquet, 1998). La retirada del mar

da paso al desarrollo de sistemas aluviales y lacustres (lutitas y areniscas y Fm Sierra de la Pica) que revelan una incipiente creación de relieve durante el final del Mesozoico. Más tarde existe una laguna estratigráfica que puede llegar hasta el Eoceno inferior o medio. En buena medida esta laguna estratigráfica se corresponde con un hiato marcado por el desarrollo de una importante alteración en las calizas Mesozoicas mediante desarrollo de caliches de cobertera y carstificación (Armenteros, 1989).

A partir de este momento, durante la SD A1, comienza la creación de relieve, incisión fluvial en las rocas cretácicas y sedimentación aluvial en los bordes de la cuenca que desarrolla sistemas lacustres hacia las partes distales. Estos primeros relieves se situaban al norte de la actual cuenca (macizo de Cameros y parte norte de la rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica) como se deduce de la composición de clastos y paleocorrientes.

Durante la SD A2 se produce una reactivación de estos relieves que aumenta los aportes clásticos invirtiendo la tendencia retrogradante que existía hasta el momento. Estos aportes constituyen importantes sistemas fluviales que drenaban a la cuenca en dirección sur-suroeste. Adosados al borde sur del macizo de Cameros, junto a la Sierra de la Pica se desarrollan abanicos aluviales que evidencian la existencia de relieve en esta zona asociado al levantamiento del cabalgamiento de Valdecuerueña-La Pica.

La SD A3 comienza con el levantamiento de la rama Aragonesa. El macizo de Ateca (parte sur de la Rama Aragonesa) se constituye como un relieve que aporta detritos paleozoicos. En este momento, el sistema fluvial de la Fm Gómara acusa una disminución de la acumulación de sedimentos evidenciado por una retracción del sistema y desarrollo de encostramientos en las llanuras de inundación. A lo largo de la SD A3, se observan ciclos hectométricos en los que los canales fluviales se solapan lateralmente constituyendo cuerpos conglomeráticos tabulares de gran anchura. Estas secuencias pudieran estar controladas por el desarrollo de las estructuras tectónicas que existen bajo la cuenca. En la parte superior de esta secuencia aumenta la proporción de cuerpos conglomeráticos con respecto a facies lutíticas esto se interpreta como una disminución de la subsidencia previa al levantamiento del monoclinial de Gómara.

El comienzo de la SD A4 implica el levantamiento de relieves como la Sierra de Miñana y el monoclinial de Gómara que hacen que las rocas paleógenas del norte de la cuenca constituyan una zona elevada que comienza a erosionarse. La discordancia entre la sucesión miocena y las secuencias paleógenas está relacionada con una ligera reactivación del borde y desarrollo de abanicos aluviales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto de investigación BTE2002-04017-C02-02 y del proyecto CGRL2005-05953-C02-01. El Dr. G. Pardo mejoró substancialmente con sus críticas el manuscrito original.

REFERENCIAS

- Álvarez Sierra, M. A. (1986): *Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia, Mammalia) del Oligoceno superior y Mioceno inferior español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 346 p.
- Armenteros, I. (1989): Alteración del sustrato y encostramiento carbonáticos ligados a la discontinuidad Cretácico-Terciaria en el borde este del Sistema Ibérico. *Studia Geologica Salmantica*, Vol. Esp. No. 5: 13-54.
- Bond, J. (1996): Tectono-sedimentary evolution of the Almazán basin, NE Spain. En: *Tertiary basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, World and Regional Geology, 6: 203-213.
- Casas-Sainz, A. M., Cortés-García, A. L. y Maestro-González, A. (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: origin and evolution of the Almazán basin. *Tectonics*, 19: 258-289.
- Cuesta, M. A. y Jiménez Fuentes, E. (1994): Síntesis del Paleógeno del borde oriental de la cuenca de Almazán (Soria): Vertebrados de Mazaterón. *Studia Geologica Salmantica*, 29: 157-170.
- Cuesta Ruiz-Colmenares, M. A. (2003): Mamíferos del Paleógeno de la cuenca del Duero. En: *Los vertebrados fósiles en la historia de la vida. Excavación, estudio y patrimonio* (E. Jiménez Fuentes y J. Civis, Eds.). Ediciones Universidad de Salamanca, Salamanca, Aquilafuente, 57: 197-236.
- Floquet, M. (1998): Outcrop cycle stratigraphy of shallow ramp deposits: the Late Cretaceous Series on the Castilian ramp (Northern Spain). En: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins* (P. C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y P. R. Vail, Eds.). Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 60: 343-361.
- Guisado, R., Armenteros, I. y Dabrio, C. J. (1988): Sedimentación continental paleógena entre Almazul y Deza, cuenca de Almazán oriental, Soria. *Studia Geologica Salmantica*, 25: 67-83.
- Maestro, A. (1999): *Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica)*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 334 p.
- Mitchum, R. M., Jr., Vail, P. R. y Thompson, S., III (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 2, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En: *Seismic Stratigraphy; applications to Hydrocarbon Exploration* (C. E. Payton, Ed.) American Association of Petroleum Geologist Memoirs, 26: 53-62.
- Sánchez de la Vega, A. (1988): *Sedimentación continental terciaria del sector suroriental de la cuenca de Almazán*. Trabajo de Grado, Univ. de Salamanca, 140 p.

Variación isotópica desde ambientes de llanura lutítico-evaporítica a lago salino efímero (Fm Bordalba, Paleógeno de la cuenca de Almazán)

P. Huerta, I. Armenteros, I. Canitrot y C. Recio

Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca, España. phuerta@usal.es, ilde@usal.es, crecio@usal.es

ABSTRACT

The Bordalba Formation of the Almazán basin is a Palaeogene unit characterised by evaporitic facies belonging to an alluvial fan-playa lake system largely rooted on Mesozoic and Palaeozoic rocks of the Iberian Chain (Aragonian branch). It includes two main facies associations: dry/saline mud flat association and ephemeral saline lake (playa-lake) association. Gypsum $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ values are consistent with derivation mainly from the dissolution of Upper Triassic evaporites, but a small contribution from oxidized sulphides derived from Palaeozoic metasediments slightly decreased the $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ values of the dry/saline mudflat samples. The ephemeral saline lake samples, on the other hand, have $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ values that are heavier and on average more similar to the Triassic source area. This fact can be attributed to limited sulphate-reduction processes on an originally similar sulphate reservoir. $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values are much higher in the ephemeral saline lake (around 7 ‰), which has been attributed to the reservoir effect, more enhanced in the central evaporitic facies.

Key words: mud/saline mud flat, ephemeral saline lake, sulphur and oxygen isotopes, Palaeogene, Almazán basin.

INTRODUCCIÓN

El estudio de sistemas evaporíticos antiguos tiene gran interés por cuanto desvela sus características paleoambientales y paleohidrológicas y ayuda a conocer el registro de los cambios climáticos y tectónicos que controlan la sedimentación en la cuenca.

Dentro de las cuencas interiores terciarias de la Península Ibérica se han realizado diversos estudios tendentes a caracterizar la señal isotópica presente en las evaporitas terciarias (Birbaum y Coleman, 1979; Ordoñez *et al.*, 1983; Utrilla *et al.*, 1991; 1992; Armenteros y Recio, 1995). Las evaporitas paleógenas de la cuenca de Almazán se hallan ligadas a sistemas evaporíticos enraizados en la rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1) por lo que su estudio requiere conocer la señal de las evaporitas mesozoicas que constituyen la posible área fuente de los yesos paleógenos, así como la sedimentología de las sucesiones paleógenas yesíferas. Este trabajo se centra en el análisis isotópico de las facies yesíferas del sistema de llanura lutítico evaporítica-playa lake, representado en la Formación paleógena de Bordalba en la cuenca de Almazán, si bien el análisis sedimentológico, paleogeográfico y petrológico de la unidad es parte esencial para una mejor interpretación de los resultados isotópicos

CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO

La Fm. Bordalba es una unidad lutítico-yesífera con intercalaciones de niveles carbonatados y arenosos. Esta unidad se enmarca dentro de la segunda y tercera secuencia de depósito del Paleógeno de la cuenca de Almazán (SD A2 y SD A3) (Huerta y Armenteros, en este volumen). La Fm. Bordalba representa una llanura lutítico-evaporítica desde ambientes de llanura lutítica seca (*dry mudflat*) a lago salino efímero (*ephemeral saline lake*) (Huerta *et al.*, 2004) siguiendo el modelo de Hardie *et al.* (1978) (Fig. 1B). Esta unidad pasa lateralmente hacia el NW a la Fm. Gómara que representa un sistema fluvial proveniente fundamentalmente de la rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. La Fm Bordalba ocupa posiciones restringidas de la cuenca en las que el aporte clástico y la subsidencia son menores que en la Fm. Gómara.

En una primera etapa (SD A2) pasa hacia el margen de la cuenca a sistemas lacustres carbonatados someros con influencia evaporítica. Posteriormente (SD A3), cambia hacia el borde de la cuenca a un abanico aluvial con carga fundamentalmente siliciclástica que está representado al sur de la localidad de Deza e implica la creación de relieve en la rama Aragonesa (Fig. 1).

CARACTERÍSTICAS DE LAS ÁREAS MADRES

La rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica es el área madre de la Fm. Bordalba y su cambio lateral hacia el margen

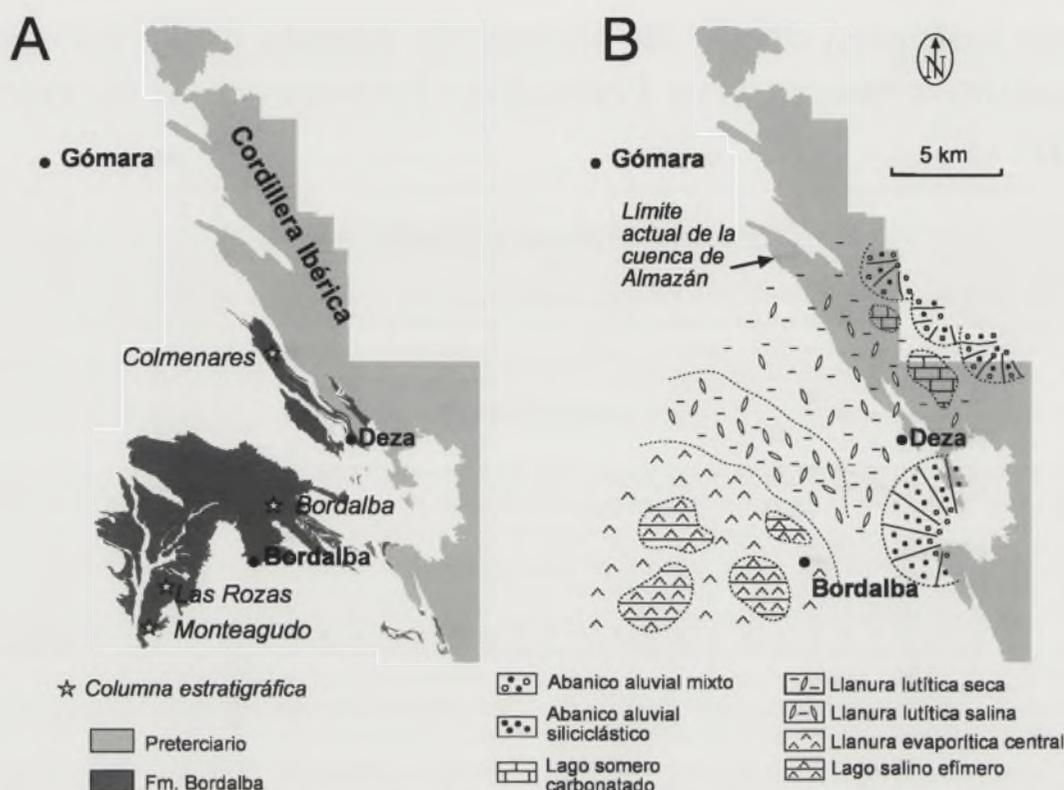


FIGURA 1. (A) Esquema geológico de los afloramientos de la Fm Bortalba y situación de las columnas estudiadas. (B) Esquema paleogeográfico de la Fm Bortalba durante la secuencia de depósito A3.

está representado por la Fm. Barranco de Valdehurtado de carácter aluvial. Este hecho se pone de manifiesto por la posición paleogeográfica, la composición de los clastos presentes en ambas unidades, el cortejo arcilloso detrítico de la Fm. Bortalba (Huerta *et al.*, 2004), las paleocorrientes y porque, además, la Fm. Barranco de Valdehurtado se apoya discordante sobre las rocas Paleozoicas de la rama Aragonesa (Fig. 1A).

Esta rama de la Cordillera Ibérica está constituida por un núcleo paleozoico formado por pizarras y cuarcitas, cubierto por la sucesión mesozoica que presenta notables diferencias de espesor de una zona a otra ya que estuvo controlada por fallas sinsedimentarias durante la primera fase de *rifting* de la cuenca Ibérica. Esto hace que en muchos casos las rocas cretácicas se apoyen directamente sobre las rocas paleozoicas y que en muchos otros se registren importantes espesores de rocas triásicas y jurásicas.

La Fm. Bortalba presenta un conjunto detrítico arcilloso dominado por illita y clorita con proporciones inferiores de caolinita. Se observa una buena correlación entre el índice de cristalinidad de la illita (I.K.) y la profundidad de enterramiento en la formación, aunque es una correlación inversa, ya que sus niveles inferiores, más enterrados, muestran menor cristalinidad ($> I. K.$) (más profundos $I. K. = 0,38$; más someros $I. K. = 0,25$) (Huerta *et al.*, 2005). Esta circunstancia se interpreta como el resultado del desmantelamiento normal de la Rama Aragonesa, es decir, en la parte inferior de los depósitos paleógenos se encuentran las arcillas de los niveles menos enterrados del área madre (Huerta *et al.*, 2005).

Las formaciones evaporíticas más características de las áreas madres se encuentran en la sucesión triásica, dentro de las facies *Keuper*. En la Fm. Santo Domingo de Silos del Cretácico Superior también aparecen evaporitas aunque en la mayor parte de los afloramientos en superficie están disueltas y tan sólo se conserva una textura *boxwork* marcada por un enrejado carbonatado, y no se conoce si en el tiempo en que se sedimentó la Fm. Bortalba, las evaporitas cretácicas habían desaparecido.

SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN BORDALBA

La Fm. Bortalba constituye un sistema de llanura lutítica evaporítica-*playa lake* desarrollado en la cuenca de Almazán durante el Paleógeno. Dentro de este sistema se reconocen dos asociaciones de facies (según los modelos de Hardie *et al.*, 1978): una en las partes marginales del sistema (asociación llanura lutítica seca-llanura lutítica salina, *dry mudflat-saline mudflat*) y otra en las partes más distales (asociación llanura lutítica salina-lago salino efímero, *saline mudflat-ephemeral saline lake*). La primera asociación aparece en la parte norte (columna de Colmenares) (Fig. 1 A) y está constituida por areniscas en capas tabulares, lutitas, lutitas con yeso intersticial y costras de yeso (Fig. 2). El yeso lenticular intersticial que aparece tanto en las lutitas como en las costras varía de microcristalino a mesocristalino y sólo en algunos casos aparece como macrocristales. Hacia el sur, zonas

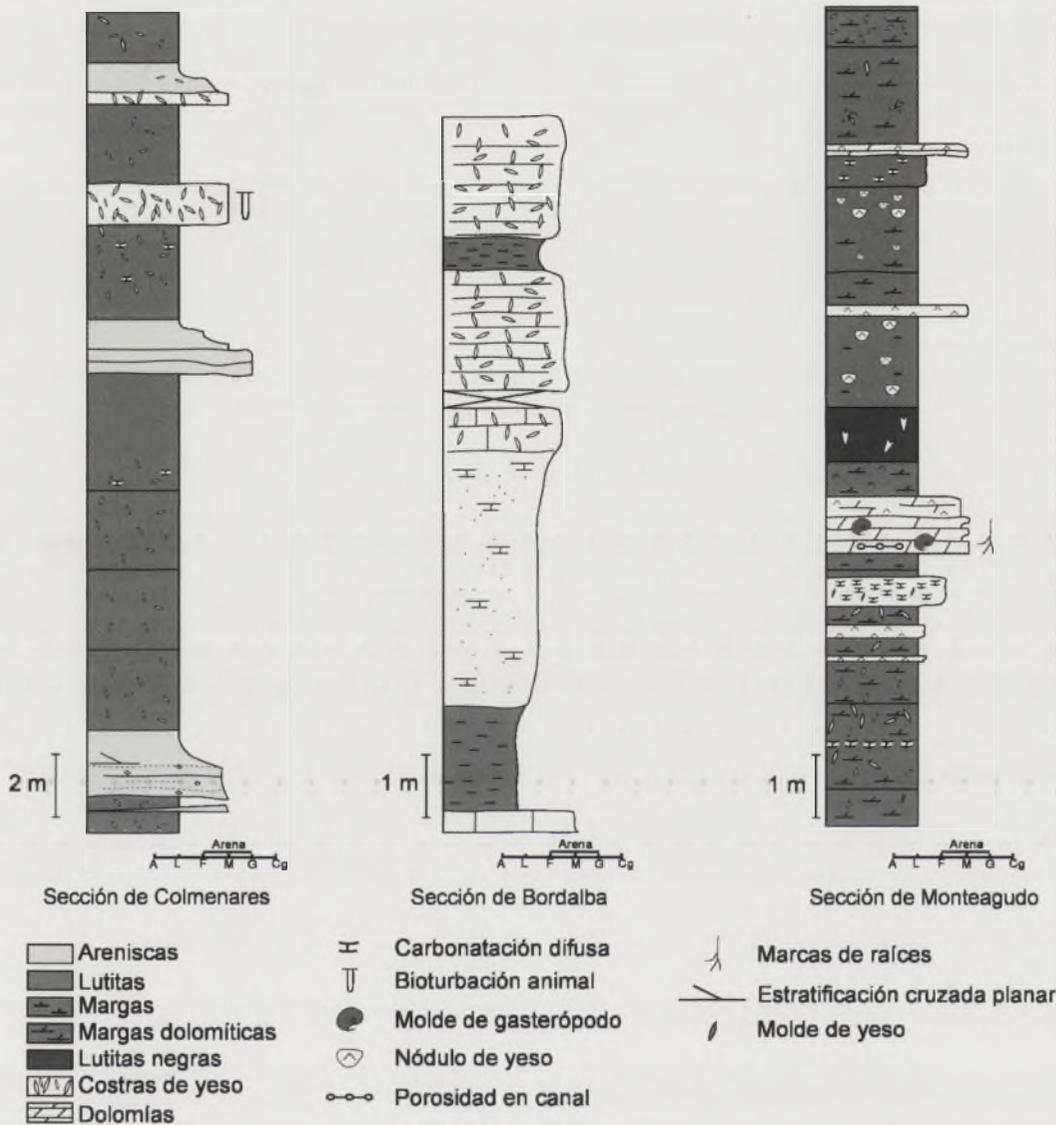


FIGURA 2. Secciones representativas de las columnas estratigráficas que caracterizan las zonas proximales (columna de Colmenares) y de las zonas distales (columna estratigráfica de Bordalba y Monteagudo). La posición de las columnas se indica en la figura 1.

de Bordalba y Monteagudo, (Fig. 1 A) la asociación de facies de *playa-lake* está constituida por costras de yeso lenticular intersticial, yeso lenticular en láminas de 2-3 mm, margas dolomíticas, dolomías y calizas laminadas con marcas de raíces (Fig. 2). En las zonas marginales (llanura lutítica seca-llanura lutítica salina) las costras de yeso alternan con lutitas de color pardo-rojizo, mientras que en las zonas distales (lago salino efímero) las lutitas presentan en general un color gris verdoso. Este color puede deberse a condiciones anóxicas en el agua de poro intersticial, favorecidas por encharcamientos temporales y presencia de materia orgánica.

Las costras de yeso en la asociación proximal están formadas principalmente por yeso y filosilicatos. Estos últimos llegan a desaparecer en muchos casos debido al crecimiento desplazante del yeso y a procesos de epigénesis. También aparece calcita en porcentajes muy bajos. Las costras de carbonato presentan altos contenidos en calcita y dolomita

variando desde extremos dominados por calcita a otros en los que predomina la dolomita. En menor medida presentan filosilicatos y cuarzo. La asociación arcillosa tanto para las costras evaporíticas como para las carbonatadas presenta altos contenidos en paligorskita, que indicarían medios alcalinos, ricos en Mg y SiO₂.

METODOLOGÍA

Las relaciones de isótopos estables se determinaron en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca.

Las relaciones de ³⁴S/³²S se analizaron sobre el SO₂ obtenido en la línea de Recio construida según los principios descritos por Robinson y Kusakabe (1975), con modificaciones según Coleman y Moore (1978) por combustión de BaSO₄ previamente obtenido por disolución de yeso en HCl

2,5M. (a 80 C°) y precipitación del SO_4^{2-} por adición del BaCl_2 al 5%.

El análisis isotópico se llevó a cabo en el espectrómetro de masas de doble entrada SIRA-II. La reproducibilidad determinada por análisis repetido NBS-127 y otras referencias internas es mejor de $\pm 0,27\%$. Los resultados para el azufre se expresaron como δ (‰) relativos al CDT.

Para determinar la relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el oxígeno del yeso se efectuó sobre el mismo BaSO_4 en un analizador elemental EuroVector conectado en la línea de flujo ISOPRIME. Múltiples análisis de NBS-127 indican una reproducibilidad mejor de $\pm 0,1\%$.

Los resultados para el Oxígeno se expresaron como δ (‰) valores relativos a SMOW.

RESULTADOS

Las muestras estudiadas proceden de yesos del Paleógeno de la cuenca de Almazán (Fm. Bordalba) ($n = 33$) y de yesos del Triásico Superior (Keuper) ($n = 4$) de la rama Aragonesa del Sistema Ibérico (Fig. 3, Tabla 1).

Los valores del yeso triásico presentan valores de $13,6 < \delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} < 16$ mientras que los de oxígeno son de $13,76 < \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} < 16,12$, acordes con los datos procedentes de las formaciones evaporíticas triásicas del Keuper del Sistema Ibérico (Utrilla *et al.*, 1992).

Las muestras correspondientes al Paleógeno tienen grupos de valores diferentes en función del medio sedimentario que ocupan en el sistema evaporítico de la Fm. Bordalba.

TABLA 1. Valores $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ para las muestras estudiadas. Se indica las facies sobre las que se ha obtenido el yeso que en todos los casos es primario.

Muestra	Descripción	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$
Triásico			
Alhama			
AH-1	Yeso laminado	16	15,7
AH-2	Yeso laminado	15,9	16,12
Río Piedra			
Venas	Nódulos	13,8	13,76
Masivo	Fibroso	13,6	13,85
Paleógeno			
Colmenares			
Col-1	Eoceno. Deza	13	15,54
Col-4	Yeso	11,9	16,52
Col-7	Eoceno. Deza	12,2	14,57
Col-16	Eoceno. Deza	12,5	14,82
Col-16'	Yeso intersticial apiñado	12	15,38
Col-19	Lutitas pardas rojas con yeso intersticial	12	15,67
Col-20	Cemento de yeso en arenisca	10,8	15,76
Col-23	Eoceno. Deza	12,4	12,23
Col II-5	Yeso intersticial microcristalino	11,5	17,94
Col II-11	Yeso lenticular mesocristalino	12,8	15,6
Col II-13	Yeso intersticial	11,2	13,41
Col II-14	Yeso intersticial	11,6	13,56
Col II-16	Costra de yeso formada por yeso intersticial	11,9	13,85
Col II-17	Yeso intersticial	12,3	14,09
Col II-19	Yeso intersticial	12,5	13,97
Bordalba			
Bord-2	Yeso laminado	15,8	20,35
Bord-3-2	Yeso laminado	15,9	21,47
Bord-5	Yeso laminado	15,8	21,48
Bord-6	Yeso laminado	16,4	22,99
Las Rozas			
Roz-1	Yesoarenita, dolomita (alteración superficial reciente)	16,7	19,82
Roz-2	Yesoarenita (alteración superficial reciente)	17,4	23,15
Roz-3	Yeso deleznable masivo (alteración superficial reciente)	17,7	22,79
Roz-4	Yeso masivo microcristalino	17,7	21,66
Roz-5	Macrocristales intersticiales en margas	19,9	23,79
Roz-6	Cristales intersticiales en margas	16,1	20,17
Roz-7	Yeso intersticial	15,6	20,54
Roz-8	Yeso intersticial	16,4	21,59
Roz-9	Yeso recristalizado	17,6	23,82
Monteagudo			
MTG-1	Macrocristales de yeso intersticial en carbonato compacto	15,9	20,43
MTG-2	Yeso intersticial macrocristalino dentro de margas oscuras	11,9	20,01
MTG-3	Yeso intersticial lenticular apiñado	16	23,5
MTG-4	Yeso intersticial masivo >60%	15,9	23,16
MTG-5	Yeso en masas irregulares en caliza compacta	16,1	22,24

Los medios marginales de llanura lutítica seca y llanura lutítica salina representados en la columna de Colmenares contienen valores de $10,8 < \delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} < 13$ ($n = 15$, $\sigma = 0,59$) y de $12,23 < \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} < 16,52$ ($n = 15$, $\sigma = 1,42$). Por su parte, los medios de lago salino efímero presentan valores más altos tanto para el azufre como para el oxígeno en los dos afloramientos estudiados. El afloramiento de Bortalba tiene valores de $15,8 < \delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} < 16,4$ ($n = 5$) y de $20 < \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} < 22,99$. Los afloramientos próximos a Monteagudo (columnas de las Rozas y Monteagudo) despliegan valores de $11,9 < \delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} < 19,9$ ($n = 14$, $\sigma = 1,75$) y de $19,8 < \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} < 23,82$ ($n = 14$, $\sigma = 1,5$), sin embargo el valor de $11,9$ para el ^{34}S está fuera del rango normal de estos afloramientos ($15,6 < \delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} < 19,9$).

DISCUSIÓN

La interpretación de los valores isotópicos resulta complicada por el hecho de existir muchas variables difíciles de controlar. En primer lugar la contribución de las áreas fuentes es en ocasiones difícil de estimar. En la cuenca de Almazán se considera que los principales contribuidores de sulfato son las evaporitas del Triásico Superior y los sulfuros de pizarras paleozoicas, si bien esta última contribución es difícil de cuantificar.

Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos a partir de yeso de muestras triásicas son ligeramente superiores a los valores del azufre en las zonas proximales caracterizadas por subambientes de llanura lutítica seca-llanura lutítica salina (columna de Colmenares) y se encuentran próximos a los valores obtenidos para las facies de lago salino efímero que aparecen en las zonas distales (columna de las Rozas) (Fig. 3).

Las características, arriba indicadas, de las áreas madres de la Fm Bortalba sugieren que las evaporitas triásicas fueron la fuente principal del azufre para los depósitos paleógenos proximales.

Los valores algo más ligeros en ^{34}S de las facies marginales del Paleógeno con respecto a los yesos triásicos (Fig. 3) podrían explicarse por el posible aporte desde la misma área fuente de sulfuros oxidados a SO_4^{2-} ya que está constatado el aporte de metasedimentos finos procedentes del Paleozoico. Pudiera ser también que los valores que presentan las facies marginales se correspondan con valores triásicos que no han sido identificados en las muestras estudiadas (Tabla 1) y que serían similares a los valores medios para el Triásico Superior- Jurásico Inferior, obtenidos por Utrilla *et al.* (1991; 1992).

La clara separación de dos concentraciones de valores (Fig. 3) correspondientes respectivamente a las zonas proximales (valores inferiores) y a las partes distales (valores superiores) evidencian la actuación de procesos de fraccionamiento o mezcla relacionados con el medio sedimentario y/o diagénesis temprana.

Si se asume que los valores obtenidos para el Triásico son los representativos del área madre, los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para las facies distales se pueden explicar por un ligero fraccionamiento (+1,65 ‰) asociado a la precipitación de

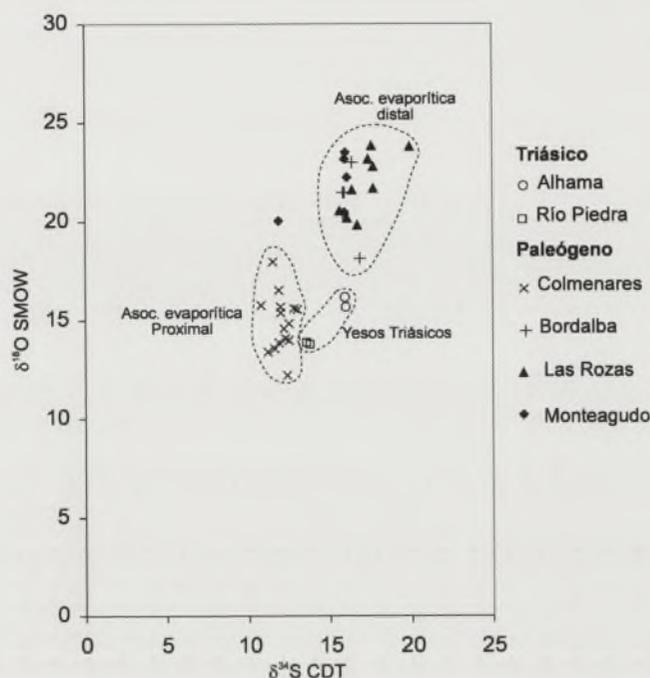


FIGURA 3. Valores $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para muestras de yeso obtenidas de rocas triásicas de la rama Aragonesa (río Piedra y Alhama de Aragón) y de rocas paleógenas de la Fm. Bortalba (columna de Colmenares, Bortalba, las Rozas y Monteagudo).

yeso. En cambio, si los valores del SO_4^{2-} que llega a la cuenca, están representados por las muestras de la asociación proximal (Colmenares), dicho fraccionamiento sería mayor y tendría que explicarse por procesos de sulfato-reducción bacteriana asociados a la presencia de materia orgánica en los medios distales con encharcamientos temporales (lago salino efímero). En los ambientes de lago salino efímero el yeso aparece en capas intercaladas en margas y margas dolomíticas grises y gris-verdosas. Estas facies pueden albergar procesos de reducción en la interfase agua-sedimento del lago.

La variación que presentan los valores del oxígeno desde las zonas proximales a las distales es de un 7,1%. Este incremento en el $\delta^{18}\text{O}$ está relacionado con la evaporación de las aguas desde las zonas proximales a las distales (efecto reservorio). La imposibilidad de hacer una correlación precisa de los afloramientos proximales con los distales nos impide asegurar que la variación en el $\delta^{18}\text{O}$ del yeso se deba exclusivamente a causas paleogeográficas ya que variaciones climáticas también podrían causar este cambio.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro del Proyecto CGRL2005-05953-CO2-01 y el primer autor agradece la ayuda prestada por IAS. Los análisis fueron realizados en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. La Dra. R. Marfil aportó valiosos comentarios al texto original.

REFERENCIAS

- Armenteros, I. y C. Recio, C. (1995): Composición isotópica de los yesos terciarios de la Cuenca del Duero: Resultados preliminares. *XIII Congreso Español de Sedimentología*, Teruel, 139-140.
- Birnbaum, S.J. y Coleman, M. (1979): Source of sulfur in the Ebro Basin (Northern Spain) tertiary nonmarine evaporite deposits as evidenced by sulfur isotopes. *Chemical Geology*, 25: 163-168.
- Coleman, M. L. y Moore, M. P. (1978): Direct reduction of sulfates to sulfur dioxide for isotopic analysis. *Analytical Chemistry*, 50 (11): 1594-1595.
- 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.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 2: 7-41.
- Huerta, P., Suárez, M. y Armenteros, I. (2004): Sedimentology and mineralogy of a distal alluvial fan to saline mud flat succession in the Almazán Basin (Late-Eocene, North-Central Spain). En: *23th IAS Meeting of Sedimentology*. Abstracts Book, 146.
- Huerta, P., Suárez, M. y Armenteros, I. (2005): Caracterización mineralógica de los depósitos aluviales y lacustres del Paleógeno de la Cuenca de Almazán (España). En: *XIX Reunión Científica de la Sociedad Española de Arcillas*, 97-98.
- Ordóñez, S., Fontes, J.C. y García del Cura, M.A. (1983): Contribución al conocimiento de la sedimentogénesis evaporítica de las Cuencas Neógenas de Madrid y del Duero en base a datos de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$). En: *X Congreso Nacional de Sedimentología*, 1: 49-51.
- Robinson, B. W. y Kusakabe, M. (1975): Quantitative preparation of sulfur dioxide for $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ analyses from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Analytical Chemistry*, 47 (7): 1179-1181.
- Utrilla, R., Orti, F., Pierre, C. y Pueyo, J.J. (1991): Composición isotópica de las evaporitas continentales de la cuenca del Ebro: relación con los ambientes deposicionales. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4 (3-4): 353-360.
- Utrilla, R., Pierre, C., Orti, F. y Pueyo, J.J. (1992): Oxygen and sulphur isotope compositions as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. *Chemical Geology*, 102: 229-244.

Sedimentología y datos preliminares sobre la diagénesis de los niveles con fósiles de vertebrados de Huérmeces del Cerro y Viana de Jadraque (Cuenca del Tajo, Guadalajara)

E. Iriarte¹, A. Badiola^{1,2}, A. Berreteaga¹ y M. A. Cuesta³

1 Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Fac. de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, apdo. 644, 48080 Bilbao. gpbirave@lg.ehu.es, gpbbeesa@lg.ehu.es

2 Palaeontology Department, The Natural History Museum, Cromwell Road, London SW7 5BD, UK. gpbbakoa@lg.ehu.es

3 Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, plaza de los Caídos s/n, 37008 Salamanca. macuesta@agro.uva.es

ABSTRACT

The sedimentologic features of the Palaeogene continental vertebrate-bearing deposits of Huérmeces del Cerro and Viana de Jadraque (Tajo Basin, Guadalajara) and the petrographic features of the fossils are here studied. The vertebrate fossils are preserved in distal alluvial channel infillings, which were deposited in littoral carbonate lacustrine paleoenvironments. The activation of the alluvial channels and the interplay between alluvial and lacustrine systems, which favoured the conservation of the fossil remains, were controlled by the alternation of dry/humid periods due to climate seasonal variations and/or syndepositional tectonic events. The histological structures of the fossil bones are well preserved in both sites, but there is evidence of an alteration of the primary phosphate, which is replaced by late phosphate (secondary francolite) through internal fractures. The fossil bones exhibit a complete carbonate filling. The cathodoluminescence study suggests that the Huérmeces del Cerro bones were affected by an initial oxidizing diagenetic episode, whereas those of Viana de Jadraque were affected by more reducing conditions.

Key words: Sedimentology, Petrography, vertebrate fossils, Palaeogene, Tajo Basin.

INTRODUCCIÓN

Los niveles fosilíferos objeto de este trabajo se ubican en las proximidades de las poblaciones de Huérmeces del Cerro y Viana de Jadraque (Guadalajara). Desde un punto de vista geológico, se localizan en el Norte de la Cuenca Terciaria del Tajo, en depósitos continentales de edad Paleógeno (Fig. 1A). Entre las localidades de Beleña de Sorbe y Baides (Guadalajara) los sedimentos del Paleógeno presentan un máximo desarrollo y se ordenan en una sucesión litológica, que ha sido denominada por Arribas (1986) sucesión carbonática-detrítica. En general, los sedimentos correspondientes a las bases de las asociaciones estratigráficas de dicha sucesión se caracterizan por presentar facies típicas de ambientes de sedimentación lacustre-palustre, asociadas, en ocasiones, a desembocaduras de canales. De forma gradual y hacia el techo van dominando facies detríticas, relacionadas a sistemas de sedimentación de abanicos aluviales. Dentro de dicha sucesión se han diferenciado tres sectores: el sector de Beleña de Sorbe, el de Torremocha de Jadraque y el de Huérmeces del Cerro. Los fósiles de vertebrados estudiados se localizan en materiales carbonatados de este último sector, correspondientes a ambientes lacustre-palustres (Arribas, 1986).

La sucesión carbonática-detrítica presenta en su base una asociación fósil de macro y micromamíferos de edad, al menos, Eoceno Superior y Oligoceno Inferior (Arribas *et al.*, 1983, Crusafont *et al.*, 1962). El yacimiento de Huérmeces del Cerro contiene una de las agrupaciones de restos óseos más ricas de esta sucesión. Abundan principalmente fósiles de grandes mamíferos terrestres. La dureza y el alto buzamiento de los materiales que los contienen, sin embargo, hacen que su extracción no sea fácil. Hasta la fecha, no se han realizado estudios tafonómicos y paleontológicos detallados. Los niveles fosilíferos fueron atribuidos al Eoceno Superior y al Oligoceno inferior. Entre las especies representadas en el yacimiento Crusafont *et al.* (1960) y Franzen (1968) mencionan los perisodáctilos *Palaeotherium crassum* y *Palaeotherium magnum* y un artiodáctilo (Anoplotheriidae indet.). Casanovas y Santafé (1987) añaden la presencia del perisodáctilo ibérico *Cantabrotherium truyolsi*. No se dispone de datos paleontológicos del yacimiento de Viana de Jadraque.

Recientemente se han visitado ambos yacimientos y se han observado fósiles del esqueleto craneal (mandíbulas y maxilares) y postcraneal (vértebras, huesos apendiculares, etc.) de perisodáctilos (principalmente paleotéridos, incluyendo una posible especie del género ibérico *Cantabrothe-*

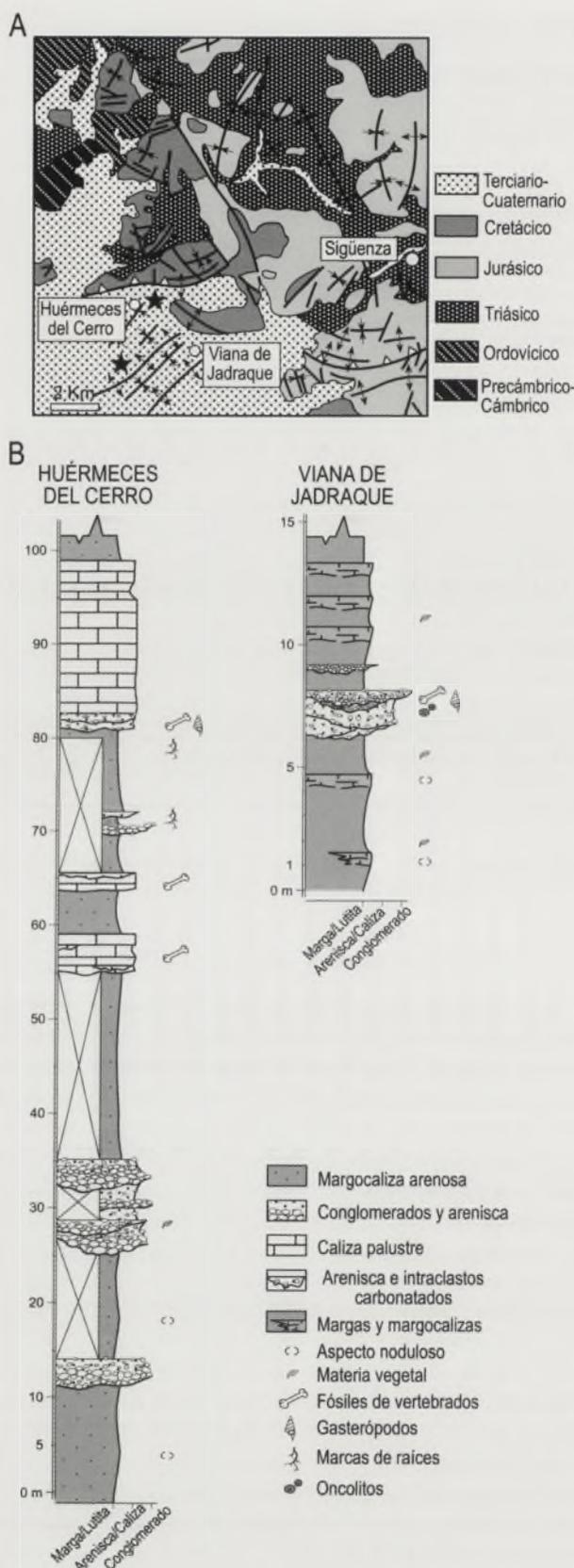


FIGURA 1. Contexto geológico (A) y columna estratigráfica de los materiales sedimentarios (B) de Huérmeces del Cerro y Viana de Jadraque (Cuenca del Tajo, Guadalajara). ★ = localización de los yacimientos; A: tomado de la hoja 1/50.000, n° 461 (Sigüenza) IGME.

rium) y artiodáctilos (un posible anoploterino del género *Anoplotherium*), correspondientes, probablemente, a formas del Eoceno Superior (Fig. 2B y 2C). El objetivo de este trabajo es ampliar el conocimiento del ambiente sedimentario y diagenético en el cual se formaron los niveles que contienen los fósiles de vertebrados de Huérmeces del Cerro y Viana de Jadraque, antes de completar los estudios tafonómicos y paleontológicos en curso.

SEDIMENTOLOGÍA

Huérmeces del Cerro

Descripción. Los fósiles de vertebrados se localizan en litosomas carbonatados palustres que se indentan con niveles terrígenos finos con canales arenosos y conglomeráticos, pertenecientes a llanuras aluviales de abanicos cercanos (Fig. 1B). Las calizas palustres presentan facies originariamente lacustres litorales (micritas con ostrácodos), dispuestas en niveles decimétricos a métricos, que fueron repetidamente afectadas por procesos pedogénicos, convirtiéndolas en típicamente palustres. Se observan periódicas exposiciones subaéreas y procesos pedogénicos, con desarrollo de calcretas, pseudomicrokarst, texturas fenestrales y peloidales, entre otros. En las calizas palustres se observan eventuales canales, de extensión métrica a decamétrica y potencia métrica, rellenos por areniscas gruesas de cuarzo (hasta microconglomeráticas) e intraclastos de calizas palustres en los que se hallan concentrados los fósiles de vertebrados (Fig. 2B). El cemento de estos materiales terrígenos es carbonatado, pudiendo observarse, a menudo, una cementación temprana por cementos isópacos típicos de ambientes meteóricos freáticos.

Interpretación. Los restos fósiles de vertebrados se concentran en el relleno de canales fluvio-aluviales distales, en zonas de desembocadura de ambientes lacustres litorales. El sistema lacustre presentaría periódicos ciclos de variación de la lámina de agua dejando, a menudo, los depósitos lacustres más litorales en exposición subaérea y sometidos a procesos pedogénicos (Freyet y Plaziat, 1982; Platt y Wright, 1992). Eventualmente, debido a periodos más húmedos, la reactivación de los sistemas aluviales cercanos propiciaría el desarrollo de cauces aluvio-fluviales hasta las zonas lacustres. Dichos cauces supusieron el aporte de materiales terrígenos y la erosión y transporte de intraclastos de calizas palustres expuestas subaéreamente, hasta zonas de litoral lacustre. Los restos óseos habrían sido concentrados y transportados por estos flujos, desde zonas de llanura aluvial relativamente cercanas hasta zonas de litoral lacustre, donde serían depositados. Posteriormente, durante una época más húmeda, el sistema lacustre vería nuevamente incrementado su nivel de agua y los sedimentos y los restos óseos serían rápidamente cementados, reactivándose la sedimentación carbonatada lacustre/palustre sobre dichos depósitos.

Viana de Jadraque

Descripción. Los fósiles de vertebrados también se encuentran concentrados en niveles canaliformes, compues-



FIGURA 2. Fotografías de los materiales paleógenos de Huérmeces del Cerro (Cuenca del Tajo, Guadalajara); (A) vista general de las unidades de calizas palustres (a); (B) relleno de canal arenoso con abundantes fósiles de vertebrados; (C) fragmento maxilar de un posible artiodáctilo anoploterino del género *Anoplotherium*.

tos por niveles amalgamados de areniscas cuarcíticas e intraclastos de calizas micríticas lacustres. Entre estos materiales cabe resaltar la intercalación de un nivel oncolítico (Fig. 1B). A diferencia de Huérmeces del Cerro, en Viana de Jdraque los niveles canaliformes se disponen entre materiales margocalizos, a veces nodulares, compuestos por micritas margosas porosas, con restos vegetales y bioclastos de organismos lacustres (ostrácodos y gasterópodos), observándose cantidades accesorias de cristales de pirita autigénica. Estos materiales, aunque presentan rasgos palustres, están mucho menos desarrollados que en Huérmeces del Cerro.

Interpretación. Los fósiles de vertebrados de Viana de Jdraque habrían sido concentrados y transportados de manera análoga a la descrita en Huérmeces del Cerro, aunque depositados en zonas algo más internas del litoral lacustre. En dichas zonas, los depósitos carbonatados lacustres fueron afectados por menor número de eventos de exposición subaérea y/o periodos más cortos de alteración pedogénica, con un menor desarrollo de rasgos palustres. Queda de manifiesto el carácter polifásico del funcionamiento de los canales aluvio-fluviales, dado que un mismo litosomo canaliforme presenta rellenos de niveles areniscosos con restos óseos, otros compuestos por intraclastos calizos y sin restos óseos y, otro muy significativo, compuesto por oncolitos centimétricos. Estos últimos, son típicos en zonas marginales de ambientes lacustres con flujos que permiten el movimiento de los sedimentos, como cauces fluviales, o en zonas litorales sometidas a oleajes.

PETROLOGÍA DE LOS FÓSILES DE RESTOS ÓSEOS

Huérmeces del Cerro

Descripción. Las estructuras paleohistológicas están bien preservadas. Se observa una red de fracturas de tensión a favor de las cuales han migrado fluidos ricos en fosfato y producido un fino reemplazamiento, conservando los osteoplastos originales (Fig. 3A: F, fr). El fosfato original parece haber sufrido una alteración tardía, presentando tonos amarillos-rojizos con nícoles paralelos. La cavidad medular de los huesos largos, los espacios libres del tejido esponjoso y los canales de Havers presentan un completo relleno de cemento carbonatado, con cristales irregulares de tonos oscuros y tamaño variable. Dicho cemento responde en catodoluminiscencia (CL) con tonos rojos apagados y homogéneos. En condiciones favorables se aprecia una ligera zonación, iniciándose el relleno del espacio libre con un carbonato no luminiscente, para seguir con una luminiscencia rojiza-amarillenta no intensa. Un fino sedimento aparece de forma minoritaria en algunas cavidades medulares de los huesos largos. Se aprecian pequeños granos de óxidos de hierro en el cemento carbonatado y relleno de los osteoplastos. Los resultados obtenidos por difracción de rayos-X indican que los fósiles están compuestos por francolita (carbonato fluorapatito; $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F})]$) como fase mayoritaria, con valores de índices de cristalinidad entre 0,27 y 0,29, y de calcita (CaCO_3) como fase minoritaria.

Interpretación. El hidroxiapatito inicial ha sido sustituido por la francolita durante la fosildiagénesis y se ha producido una removilización posterior a favor de fracturas tensionales, con formación de un fosfato tardío (segunda francolita). El completo relleno de cemento carbonatado que se observa en las cavidades de los fósiles y los óxidos de hierro de los osteoplastos estarían formados inicialmente en un ambiente oxidante. Los pequeños granos de óxidos de hierro que aparecen encima del cemento carbonatado se formarían en una fase más tardía.

Viana de Jadraque

Descripción. Las estructuras paleohistológicas están bien preservadas. A diferencia de las muestras de Huérmeces del Cerro, los fósiles de Viana de Jadraque parecen haber sufrido una menor alteración del fosfato original y una menor removilización del fosfato primario a favor de fracturas tensionales. En el fosfato tardío se distinguen mejor los osteoplastos y los canalículos originales (Fig. 3B: o). Las cavidades también están completamente ocupadas por carbonatos, pero con cristales mejor desarrollados y más limpios. En CL éstos responden con un tono rojizo intenso, siendo visible una neta zonación en algunas muestras. En una primera parte se refleja un dominio de tonos oscuros (no luminiscente), alternantes con delgados episodios con tonos rojizos (*dull*), repetidos al menos en cinco ocasiones. Una segunda parte corresponde a una cementación de tonos rojizos dominantes y más vivos, que ocasionalmente pasan a finas bandas de tonos oscuros hasta finalizar en varios núcleos no luminiscentes. En otras zonas no llegan a este estadio y se quedan en el anterior claramente luminiscente. Se aprecia una fuerte fracturación del hueso con desplazamiento y acumulación irregular de fragmentos que incluso se han seguido fragmentando "in situ" en otra etapa posterior. Las fracturas son irregulares y de mayor grosor y desarrollo, con relleno carbonatado (Fig. 3B: C2), que cortan tanto el hueso como el cemento carbonatado previo (Fig. 3B: C1), y que en

CL responden con unos tonos más amarillos como indicación de un mayor contenido de Mn frente al Fe. Los resultados de difracción de rayos-X también indican que los fósiles están compuestos por francolita, con un índice de cristalinidad de 0,34, y que los rellenos corresponden a calcita.

Interpretación. El hidroxiapatito inicial ha sido sustituido por la francolita durante la fosildiagénesis, aunque con una menor cristalinidad. Los fósiles presentan una menor alteración del fosfato original, así como una menor removilización de éste con la aparición de la segunda francolita a través de las fracturas tensionales. El enterramiento parece progresivo, con el paso poco marcado de un ambiente oxidante a un mayor dominio del ambiente reductor, a juzgar por las secuencias de luminiscencia observadas en CL. Los fósiles han sufrido un desplazamiento y fracturación considerable en una etapa diagenética más tardía.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los restos de vertebrados de Huérmeces del Cerro y Viana de Jadraque (Guadalajara) fueron depositados en relleños de canales fluvio-aluviales distales, en zonas de desembocadura de ambientes lacustres litorales. Tanto su concentración y transporte, desde zonas de llanura aluvial cercanas, como su depósito en zonas de desembocadura en márgenes lacustres (ambientes palustres en Huérmeces del Cerro y zona litoral *s.s.* en el caso de Viana de Jadraque), estaría controlado por la presencia de periodos húmedos con eventuales episodios de precipitación intensa, que posibilitaban la reactivación de sistemas aluviales adyacentes a los sistemas lacustres. Estos periodos húmedos se intercalarían con periodos más áridos en los que los sistemas aluviales quedaban desactivados y los sistemas lacustres sufrían la retracción de sus orillas, propiciando la exposición subaérea y el desarrollo de procesos pedogenéticos, tanto sobre los materiales lacustres de las zonas más marginales, como en los materiales de la llanura aluvial. La alternancia de periodos húmedos y secos podría deberse a causas climáticas (estacionales, etc.)

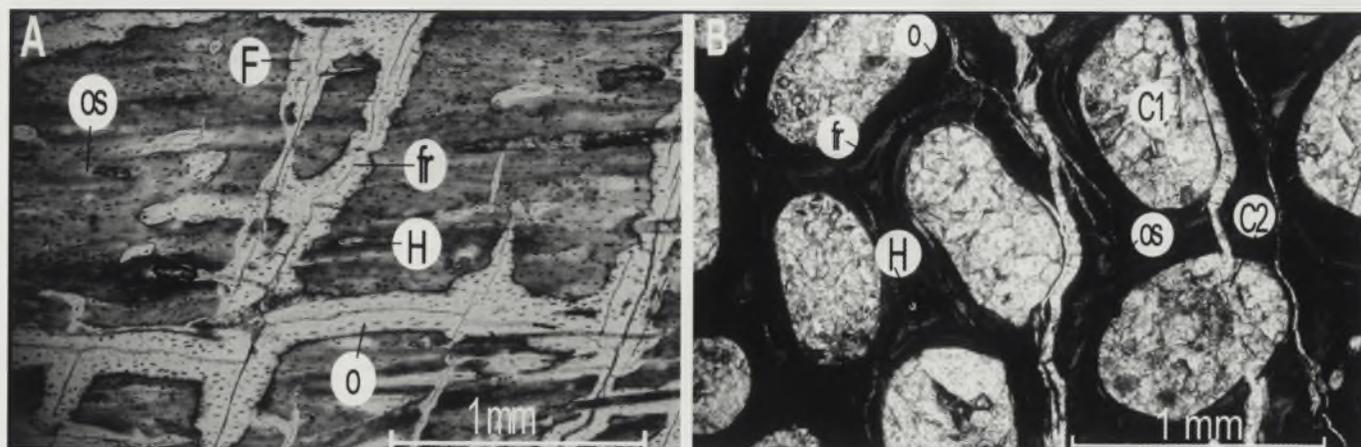


FIGURA 3. Características microscópicas de dos fósiles de vértebras de mamífero de los yacimientos de Huérmeces del Cerro (A) y Viana de Jadraque (B). A: tejido compacto; y B: tejido esponjoso. Abreviaturas: OS, osteonas secundarias; H, canales de Havers; o, osteoplastos; C1 y C2, calcita; F, fracturas de tensión; fr, segunda francolita.

y/o a la actividad tectónica sinsedimentaria de cabalgamientos cercanos durante la Orogenia Alpina. Materiales carbonatados similares con vertebrados fósiles de finales del Eoceno Medio del yacimiento de Mazaterón (subcuenca de Almazán, Cuenca del Duero) denotan una ciclicidad climática entre períodos secos y húmedos en condiciones cálidas (Armenteros, 1993). Resultados similares se han observado a partir del estudio sedimentológico de los depósitos lacustres del Eoceno Superior del yacimiento de Zambrana (Cuenca de Miranda-Treviño, Álava) (Iriarte *et al.*, 2003).

El hidroxiapatito original de los restos óseos ha sido sustituido por la francolita (carbonato fluorapatito; $[Ca_5(PO_4)_3(F)]$) durante la fosildiagénesis en ambos yacimientos, aunque con una menor cristalinidad en Viana de Jadraque. Los fósiles han sufrido una removilización de la francolita a favor de fracturas tensionales, formándose una segunda francolita, siendo este proceso mucho más acentuado en los fósiles de Huérmeces del Cerro. En ambos yacimientos se genera un completo relleno-cementación de las cavidades de los restos óseos por calcita. El estudio de estos rellenos en catodoluminiscencia indica que se formaron en un ambiente predominantemente más reductor en Viana de Jadraque que en Huérmeces del Cerro. Esto coincide con los criterios sedimentológicos, que denotan ambientes de depósito lacustres más profundos y apenas sometidos a exposición subaérea para los restos óseos de Viana de Jadraque, mientras que los de Huérmeces del Cerro fueron acumulados en ambientes palustres, sometidos a frecuentes eventos de exposición subaérea (condiciones oxidantes) y un enterramiento relativamente más lento. Análisis geoquímicos en curso ayudarán a una mejor caracterización de las condiciones y procesos de enterramiento de los restos óseos de ambos yacimientos. Los huesos de Viana de Jadraque han sufrido un desplazamiento y una mayor fracturación en una fase diagenética tardía, sin que la alteración química haya afectado con claridad a las estructuras paleohistológicas.

AGRADECIMIENTOS

A Rafael Vela por mostrarnos la ubicación del yacimiento de Viana de Jadraque, a los Drs. Begoña Sánchez-Chillón, Jorge Morales (MNCN) y Angel Galobart (IPS) por el préstamo del material de Huérmeces del Cerro, y a Javier Elorza (UPV/EHU) por su ayuda en el estudio petrográfico de los fósiles. Trabajo realizado gracias a una Beca Posdoctoral (A. Ba.) y financiado por el proyecto de investigación CGL2004-02338/BTE del MEC y las ayudas 9/UPV 00121.310-15303/2003 a Grupos de Investigación Consolidados de la UPV/EHU.

REFERENCIAS

- Armenteros, I. (1993): Síntesis del Paleógeno del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria): Geología del yacimiento de Mazaterón. *Studia Geologica Salmanticensis*, 29: 145-156.
- Arribas, M.E. (1986): Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad Paleógena. Sector de la Cuenca Terciaria del Tajo (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 42: 103-116.
- Arribas, M. E., Díaz Molina, M., López Martínez, N. y Portero, J. M. (1983): El abanico aluvial Paleógeno de Beleña de Sorbe (Cuenca del Tajo): facies, relaciones espaciales y evolución. *X Congreso Nacional de Sedimentología*, Menoría. Libro de Comunicaciones, 1: 34-1.85.
- Casanovas-Cladellas, M.L. y Santafé-Llopis, J.V. (1987): *Cantabrotherium truyolsi* nov. gen. nov. sp. (Palaeotheriidae, Perissodactyla), un exemple d'endémisme dans le Paléogène ibérique. *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A, 10: 243-252.
- Crusafont-Pairó, M., Meléndez, B. y Truyols, J. (1960): El yacimiento de vertebrados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara) y su significado cronoestratigráfico. *Estudios Geológicos*, 16: 243-254.
- Crusafont-Pairó, M., Ginsburg, L. y Truyols, J. (1962): Mise en évidence du Sannoisien dans la haute vallée du Tage (Espagne). *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 255: 2155-2157.
- Franzen, J.L. (1968): *Revision der Gattung Palaeotherium Cuvier, 1804 (Palaeotheriidae, Perissodactyla, Mammalia)*. Inaugural Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Naturwissenschaftlich mathematischen Fakultät der Albert-Ludwigs Universität zu Freiburg, 1 y 2: 181 p.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12: 213 p.
- Iriarte, E., Badiola, A., Hernández, J. M. y Berreteaga, A. (2003): Sedimentología e interpretación paleoambiental de la sucesión con niveles de vertebrados fósiles del Eoceno superior de Zambrana (Cuenca de Miranda-Treviño, Álava). *Geogaceta*, 34: 131-134.
- Platt, N.H. y Wright, V.P. (1992): Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1058-1071.

Main body of faint text, appearing to be several paragraphs of a document or report.

Second main section of faint text, continuing the document's content.

Final section of faint text at the bottom of the page, possibly a conclusion or footer.

Magnetoestratigrafía de las sucesiones continentales Miocenas aflorantes en las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la cuenca del Ebro)

J. C. Larrasoña¹, X. Murelaga² y M. Garcés³

1 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España. jclarra@unizar.es

2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco, aptdo. 644, 48080 Bilbao, España. xabier.murelaga@ehu.es

3 Group of Geodynamics and Basin Analysis, University of Barcelona, Facultat de Geologia, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona, España. mgarces@ub.edu

ABSTRACT

In this study we present a magnetostratigraphic study of the Tudela Formation, which is composed of lacustrine, palustrine and distal aluvial facies that represent the Miocene sedimentary filling of the central sector of the western Ebro basin. Our magnetostratigraphic results enable accurate dating of the Tudela Formation, whose lower and upper boundaries can be dated at ca. 20.7 Ma (base of chron C6An.2n) and ca. 15.5 Ma (chron C5Br), respectively. These results also allow the dating of several Ramblian (MN3) mammal fossil localities from the Tudela Formation, and therefore to give the first steps into the calibration of Lower Miocene European mammal biozones.

Key words: Magnetostratigraphy, Miocene, Ramblian, Ebro Basin.

INTRODUCCIÓN

Las Bardenas Reales de Navarra se asientan sobre los materiales continentales Miocenos de la Formación Tudela (Fig. 1). Dicha formación se apoya concordante sobre los yesos de la Formación Lerín, y sus tramos superiores constituyen los materiales más recientes conservados en el sector navarro de la cuenca terciaria del Ebro. La Formación Tudela está constituida por materiales fluviales y lacustres que registran los últimos estadios de la evolución sedimentaria de la cuenca del Ebro en su sector occidental. Asimismo, la parte intermedia de la Formación Tudela contiene numerosos yacimientos de vertebrados fósiles (Murelaga, 2000), que incluyen una variada fauna de micro- y macro-mamíferos (Murelaga *et al.*, 2004a y 2004b), reptiles y anfibios (Murelaga *et al.*, 2002) y aves (Murelaga, 2000). El contenido en mamíferos permite asignar dichas faunas a las biozonas locales Z y A (biozona MN3), y permite establecer una edad Ramblense (Mioceno inferior, Daams *et al.*, 1987) para la parte intermedia de la formación (Murelaga *et al.*, 2004a). En este trabajo se presentan los resultados derivados del estudio magnetoestratigráfico llevado a cabo en los últimos años en la Formación Tudela (Larrasoña *et al.*, 2006). El objetivo principal del estudio magnetoestratigráfico ha sido el enmarcar en un contexto cronológico preciso toda la información estratigráfica y bioestratigráfica registrada en los materiales de dicha formación.

MATERIAL Y MÉTODOS

Las Facies de Tudela están constituidas por lutitas de tonalidades rojizas, ocre, amarillentas y grisáceas entre las que se intercalan niveles de orden decimétrico y centimétrico de calizas, areniscas y yesos. Estos materiales se depositaron en la zona de transición situada entre los lagos que ocupaban el sector central de la cuenca del Ebro, que en ocasiones tenían carácter evaporítico, y las extensas llanuras aluviales distales que drenaban la Cordillera Ibérica y los Pirineos (Faci *et al.*, 1997). El estudio se ha centrado en 8 secciones magnetoestratigráficas que se integran en una sección compuesta de 700 m y que incluyen los materiales del techo de la Formación Lerín y toda la Formación Tudela. Las series muestreadas incluyen, asimismo, cuatro de los yacimientos de vertebrados fósiles de edad Ramblenses descritos por Murelaga (2000) y Murelaga *et al.* (2004a; 2004b). El muestreo paleomagnético se ha realizado con una perforadora de gasolina y con un espaciado medio de 2.5 m, lo cual se correspondería con una duración de 25-35 ka teniendo en cuenta las tasas de sedimentación (7-15 cm/ka) típicas de sedimentos Miocenos de otros sectores de la cuenca del Ebro (Pérez-Rivarés *et al.*, 2002; 2004). Esta densidad de muestreo se considera óptima para resolver la secuencia de cambios de polaridad correspondientes al periodo estudiado, donde la duración media de los crones supera los varios cientos de miles de años (Cande y Kent, 1995). El análisis paleomagnético se ha llevado a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tie-

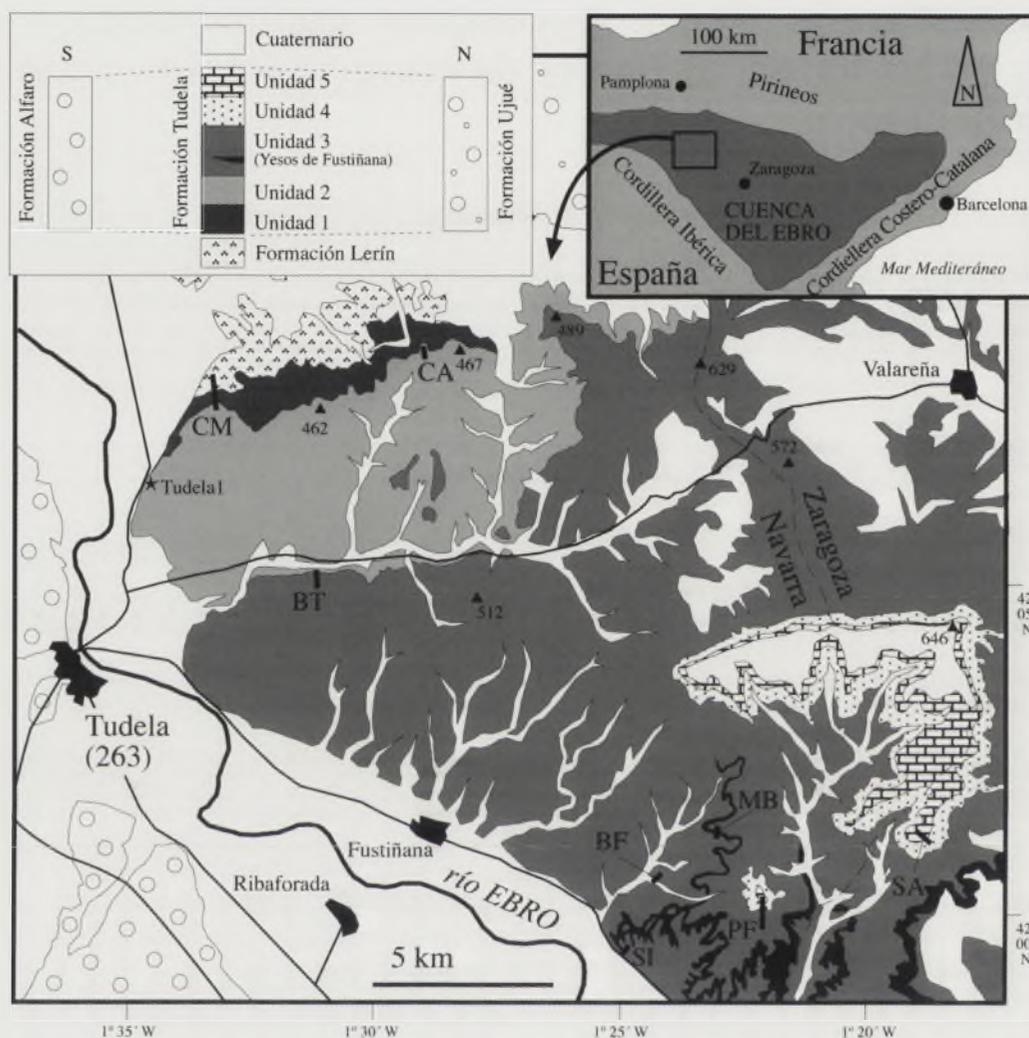


FIGURA 1. Esquema geológico de las Bardenas Reales de Navarra, donde se ha indicado la localización de las secciones estudiadas: CM: Cabezo Marijuán; CA: Cuesta Agujeros; BT: Barranco Tudela; BF: Barranco del Fraile; SI: Sisares; MB: Mugablanca; PF: Pico del Fraile; SA: Sancho Abarca.

rra "Jaume Almera" (UB-CSIC), y ha supuesto la desmagnetización térmica progresiva, con pasos de entre 100 °C y 30 °C, de unas 400 muestras.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La mayoría de las muestras estudiadas, especialmente las lutitas de tonos ocre y amarillentos y algunas calizas, presentan una componente de baja temperatura que suele ser subparalela al campo actual (Fig. 2a). La temperatura de desbloqueo (< 200 °C) indica que dicha componente reside en goetita, formada presumiblemente durante procesos de alteración subactuales. Las características de la componente de alta temperatura varían en función de la litología. En la mayoría de las arcillas rojizas, dicha componente se desbloquea completamente por encima de 650 °C, lo que indica el predominio de la hematites. En el caso de las lutitas ocre y amarillentas y de alguna lutita rojiza, la componente carac-

terística se desbloquea completamente por debajo de 600 °C, lo que indica la contribución predominante de la magnetita. Las lutitas grises y las calizas muestran magnetizaciones iniciales más débiles que el resto de las lutitas, así como comportamientos más inestables. Destacan las caídas bruscas de la desmagnetización por debajo de 420 °C, lo que indica la presencia de magnetita. La componente característica de la mayoría de las muestras presenta trayectorias rectilíneas que se dirigen al origen de coordenadas del diagrama de desmagnetización, y aparece con ambas polaridades independientemente del tipo de roca. Debido a que las series estudiadas se disponen en posición sub-horizontal, no se puede realizar una prueba del pliegue para determinar el origen de la magnetización característica. Sin embargo, la presencia de polaridades normales e inversas sugiere, junto con el valor medio de las inclinaciones, que la dicha componente representa una magnetización dipolar miocena adquirida en el momento de formación de las rocas (Fig. 2b).

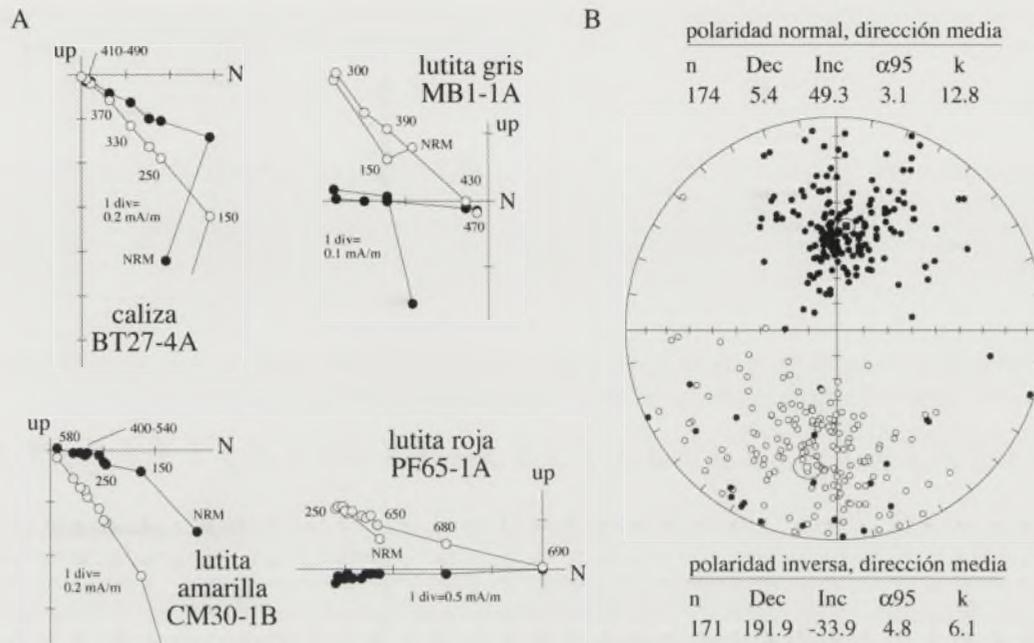


FIGURA 2. (A) Diagramas ortogonales de desmagnetización progresiva de varias muestras significativas, representativas de los cuatro tipos principales de litologías del muestreo hecho. Los puntos negros (blancos) representan proyecciones en el plano horizontal (vertical). Los números indican la temperatura de los pasos de desmagnetización, en grados centígrados. (B) Proyección estereográfica de las direcciones de la componente característica. Los puntos negros (blancos) indican proyección en el hemisferio inferior (superior). Los cuadrados grises señalan la dirección media obtenida para cada polaridad, que viene acompañada de su ángulo de confianza (α_{95}) y su parámetro de precisión (k).

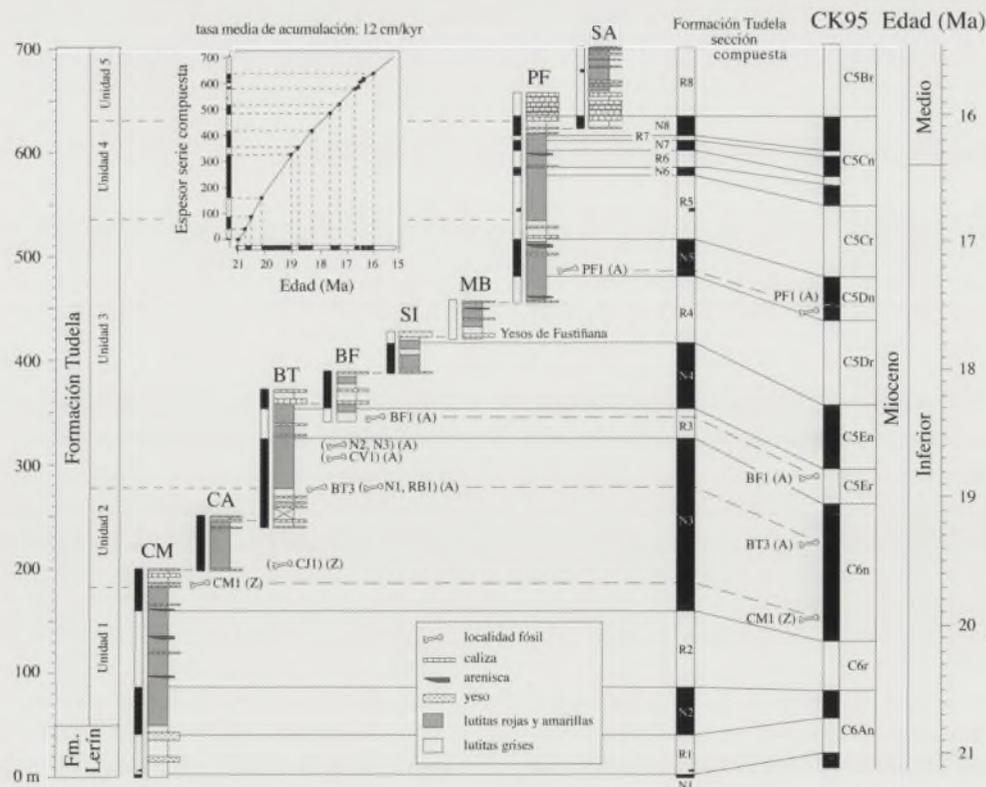


FIGURA 3. Patrón de cambios de polaridad obtenidos para la Formación Tudela y correlación propuesta con la ETPM. Se ha señalado la posición de los yacimientos de mamíferos fósiles estudiados por Murelaga (2000), Murelaga et al. (2004a, 2004b) y Larrasoana et al. (2006), tanto de los situados en las series estudiadas como en otras series vecinas (entre paréntesis). Las líneas continuas señalan los niveles de correlación litológica entre las distintas series, mientras que las líneas discontinuas indican la correlación de las magnetozonas con la ETPM. CM: Cabezo Marijuán; CA: Cuesta Agujeros; BT: Barranco Tudela; BF: Barranco del Fraile; SI: Sisares; MB: Mugablanca; PF: Pico del Fraile; SA: Sancho Abarca.

Teniendo en cuenta las direcciones paleomagnéticas obtenidas, se puede construir una secuencia de cambios de polaridad para todas las secciones estudiadas y, sobre la base de la correlación estratigráfica de las mismas, la magnetoestratigrafía de la serie compuesta (Fig. 3). Los rasgos más significativos de dicha serie son la presencia de un potente intervalo de polaridad normal (denominado N3) en la parte baja de la serie y un triplete característico de tres intervalos de polaridad normal (denominados N6, N7 y N8) hacia el techo de la misma. La presencia de faunas pertenecientes a las biozonas Z y A del Ramblense (MN3) permite establecer, junto al claro patrón de cambios de polaridad obtenido, una correlación inequívoca con la escala de tiempo de la polaridad magnética (ETPM) de Cande y Kent (1995). Así, el intervalo N3, que triplica en potencias al resto de intervalos, debe corresponderse con el cron C6n, que triplica en duración a cualquiera de los crones adyacentes. Asimismo, el triplete N6-N7-N8 debe corresponderse con el cron C5Cn. Sobre la base de esta correlación, los intervalos N1, N2, N4 y N5 deben corresponderse con los crones C6An.1n, C6An.2n, C5En y C5Dn, respectivamente, mientras que los intervalos R1 a R8 deben corresponder a los sucesivos crones inversos que van desde el C6An al C5Br. La correlación de la magnetoestratigrafía con la ETPM permite datar con precisión la Formación Tudela (Fig. 3). El límite entre esta formación y la Formación Lerín se localiza en la base del cron de polaridad normal C6An.2n y tiene, por tanto, una edad de ca. 20,7 millones de años. El techo de la formación se localiza en el cron C5Br y, en función de su posición estratigráfica respecto al último límite datado magnetoestratigráficamente (techo de C5Cn) y considerando una tasa de sedimentación similar a la de dicho cron, se le puede asignar una edad *circa* 15,5 millones de años. Esta cronología permite, asimismo, dar los primeros pasos encaminados a la calibración de la escala bioestratigráfica continental europea correspondiente al Mioceno inferior, ya que aporta las primeras dataciones de faunas correspondientes al Ramblense (biozonas Z y A) y a la MN3. En función de los datos obtenidos y de una reevaluación de datos previos en otras zonas (ver Larrasoña *et al.*, 2006), se propone calibrar la base del Ramblense con la base del cron C6r (*circa* 20,4 Ma), el límite entre el Ramblense inferior y superior con la base del cron C6n (*circa* 19,6 Ma), y el límite Ramblense/Aragoniense con el cron C5Cr (16,8-17 Ma). Asimismo, se propone calibrar la base y el techo de la MN3 con el límite entre los crones C6r y C6n (*circa* 20,1) y el cron C5Cr (16,8-17 Ma), respectivamente.

CONCLUSIONES

El estudio magnetoestratigráfico presentado en este trabajo ha permitido establecer con precisión la edad de la Formación Tudela. La base y la parte más alta aflorante de la formación quedan datados *circa* 20,7 (base del cron C6An.2n) y *circa* 15,5 (cron C5Br) millones de años, respectivamente. La datación magnetoestratigráfica de los yacimientos de mamíferos fósiles de la Formación Tudela permite, asimismo, dar los primeros pasos encaminados a la

calibración de la escala bioestratigráfica europea correspondiente al Mioceno inferior.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la ayuda de Alejandro Urmeneta, Rubén Arcos (Comunidad de las Bardenas), Bet Beamud (UB), Salvador García (Aula Paleontológica de Cenicero), Carmen Sesé (CSIC) y Eliseo Martínez por la inestimable ayuda prestada durante el desarrollo de este trabajo. También agradecemos la financiación del trabajo a los proyectos BTE2003-07252, CGL2004-00780/BTE y 9/upv00121.310-15303/2003.

REFERENCIAS

- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Daams, R., Freudenthal, M. y Werd van der, A. (1987): Ramblian: a new stage for continental deposits of Early Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, 65: 297-308.
- Faci, E., Castiella, J., del Valle, J., García, A., Díaz, A., Salvany, J.M., Cabra, P., Ramírez del Pozo, J. y Meléndez, A. (1997): *Mapa geológico de Navarra 1:200.000*, Gobierno de Navarra, 142 p.
- Larrasoña, J.C., Murelaga, X. y Garcés, M. (2006): Magneto-biochronology of Lower Miocene (Ramblian) continental sediments from the Tudela Formation (western Ebro basin, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 409-423.
- Murelaga, X. (2000): *Estudio de las faunas de vertebrados del Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra y áreas colindantes (Cuenca del Ebro, Navarra)*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 363 p.
- Murelaga, X., Pereda-Suberbiola, X., de Broin, F.L., Rage, J.C., Duffaud, S., Astibia, H. y Badiola, A. (2002): Amphibians and reptiles from the Early Miocene of the Bardenas Reales of Navarra (Ebro Basin, Iberian Peninsula). *Geobios*, 35: 347-365.
- Murelaga, X., Astibia, H., Sesé, C., Soria, D. y Pereda-Suberbiola, X. (2004a): Mamíferos del Mioceno inferior de las Bardenas reales de Navarra (Cuenca del Ebro, Península Ibérica). *Munibe*, 55: 7-102.
- Murelaga, X., Larrasoña, J.C. y Garcés, M. (2004b): Nueva localidad fosilífera en el Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra (Cuenca del Ebro, Península Ibérica). *Geogaceta*, 36: 179-182.
- Pérez-Rivarés, J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Magnetocronología de la Sierra de Alcubierre. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (3-4): 211-225.
- Pérez-Rivarés, J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2004): Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro basin, Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geologica Acta*, 2: 221-234.

Magnetoestratigrafía de la sección de Vilanova de Prades y su implicación en la datación de las estructuras de las cadenas costeras catalanas (Paleógeno, margen SE de la Cuenca del Ebro)

M. López-Blanco, M. Garcés, X. Barberà y L. Cabrera

Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias marinas, Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuencas, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Zona Universitaria, 08028 Barcelona. m.lopezblanco@ub.edu

ABSTRACT

Magnetostratigraphic data have been studied and interpreted along a stratigraphic section on the palaeogene deposits of the SE margin of the Ebro Basin at Vilanova de Prades locality. The ages obtained for the succession range from Bartonian (Eocene) to Rupelian (Oligocene). The results of the study of the sedimentary facies and the evolution of the depositional rates suggest a start of the deformation of the Catalan Coastal Ranges at Bartonian (17n) and an acceleration of this deformation at upper Priabonian (13r). The Vilanova de Prades section has been measured in sediments deformed by an anticline-syncline flexure and those sediments have been correlated to other belonging to magnetostratigraphic sections in undeformed central parts of the Ebro basin. After the isopach geometry of the chronostratigraphic units obtained from the correlation between marginal (folded) and central (unfolded) basin sections we can state that main deformation (folding) took place totally after the sedimentation of the Scala Dei deposits forming La Llena range (after 12n, 32.5 Ma).

Key words: Magnetostratigraphy, syntectonic, Ebro Basin, Catalan Coastal Ranges, Palaeogene.

INTRODUCCIÓN

La evolución sedimentaria de la Cuenca del Ebro está relacionada con la deformación existente en las tres cadenas montañosas que la limitan (Pirineos, Cadenas Costeras Catalanas y Cadena Ibérica). La datación de los materiales sintectónicos de la cuenca es de gran utilidad de cara a conocer la evolución de la deformación en dichos sistemas montañosos.

Los sedimentos continentales del Paleógeno del margen SE de la Cuenca del Ebro han sido objeto de datación por varios trabajos (ver Barberà *et al.*, 2001). En el trabajo de Barberà *et al.* (2001) se realiza una datación a partir de una decena de series magnetoestratigráficas que abarcan desde el Eoceno superior hasta el Oligoceno superior. Dicho trabajo constituye un marco cronoestratigráfico detallado para los materiales del sector SE la Cuenca del Ebro. Sin embargo, para establecer la relación con la deformación tectónica que afecta el borde de cuenca, resulta imprescindible datar las sucesiones sintectónicas en los márgenes. Así, se planteó la realización de un estudio magnetoestratigráfico a partir de una serie en las proximidades de Vilanova de Prades (Fig. 1). Sobre la base de ésta y de su correlación con las series de áreas más centrales de la cuenca, se presenta la datación de la deformación asociada a un sector de las Cadenas Costeras Catalanas.

ESTRUCTURA

La estructura tectónica de la zona se caracteriza por un cabalgamiento dirigido hacia el NW, que representa el contacto entre la Cuenca del Ebro y el Dominio Catalano-Valenciano (Sàbat *et al.*, 1995), cuyo bloque superior es una lámina cabalgante de gran espesor constituida por materiales del zócalo paleozoico, cobertera triásica y paleógenos (Figs. 1 y 2). En relación con este cabalgamiento principal, diversos autores (Anadón *et al.*, 1986; Colombo y Vergés, 1992) han descrito una serie de estructuras asociadas como cabalgamientos, flexiones y discordancias progresivas, constatando el carácter sintectónico de los materiales del Terciario.

Las estructuras principales observadas en la zona, de orientación general ENE-WSW y vergencia NNW, son (1) una flexión anticlinal-sinclinal de gran escala (Flexión de La Llena-Montsant) y (2) una falla inversa (Falla de Gandesa-Ulldemolins) cuya traza está afectada por una serie de fallas transversales subverticales (Figs. 1 y 2). La suma de estas estructuras produce más de 2.000 m de levantamiento y de 1500m de desplazamiento hacia el NNW del bloque de Prades (Cadenas Costeras Catalanas) con respecto a la Cuenca del Ebro.

ESTRATIGRAFÍA

El Terciario de la zona está constituido por una sucesión de unidades continentales (Figs. 2 y 3) que se inicia con las facies aluviales distales del Complejo de Ulldemolins



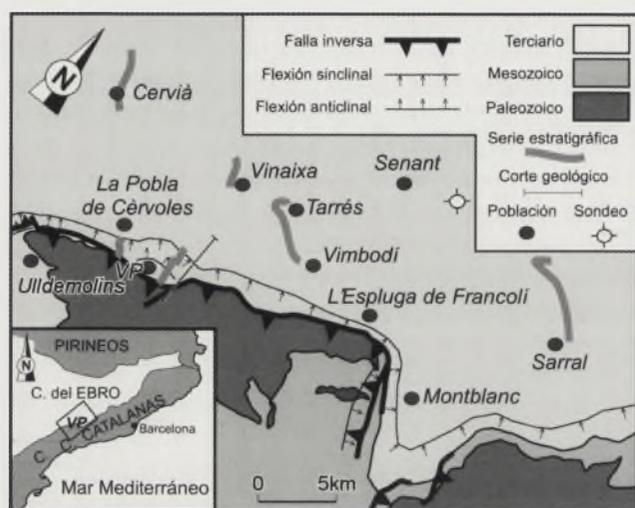


FIGURA 1. Esquema geológico del área estudiada. Los materiales paleozoicos y mesozoicos configuran el Macizo de Prades (Cadenas Costeras Catalanas) mientras que los terciarios pertenecen a la Cuenca del Ebro. VP = Vilanova de Prades.

(Thanetiense-Luteciense) a las que se superponen las calizas lacustres y palustres, de edad Luteciense-Bartoniense, de la Formación Morera del Montsant. Sobre éstas yacen los depósitos del Grupo Scala Dei (Eoceno/Oligoceno), constituido por facies conglomeráticas aluviales proximales (Formación Montsant) que, rápidamente hacia la cuenca, pasan a formaciones aluviales distales (Margalef, Blancafort, Albi, Cogul, Rauric y Gavatxa) y lacustres y evaporíticas (Colombo 1986 y Colldeforns *et al.*, 1994).

MAGNETOESTRATIGRAFIA DE LA SERIE DE VILANOVA DE PRADES

El perfil de Vilanova de Prades tiene una potencia total de 800 metros, y está realizado sobre una sucesión de sedimentos aluviales de edad Eoceno-Oligoceno, que yacen discordantes sobre el Paleozoico de la Sierra de Prades. El estudio magnetoestratigráfico se realizó a partir de un total de 120 estaciones de muestreo repartidas a lo largo del perfil. El análisis de laboratorio consistió en la desmagnetización progresiva térmica de las muestras, con la finalidad de aislar la magnetización estable de cada muestra. De las 184, tan solo 72 fueron consideradas de calidad suficiente para calcular la dirección de magnetización. Una vez restituidas las direcciones de magnetización por el buzamiento de las capas, se calculó la latitud del polo geomagnético virtual y se estableció la secuencia de polaridad magnética (Fig. 3).

La correlación de la magnetoestratigrafía local con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (Fig. 3) ha sido posible gracias a la correlación cartográfica con el perfil de Sarral (Barberà *et al.*, 2001), donde existen datos magnetoestratigráficos previos (Fig. 4). En base a esta información, la correlación de las magnetozonas normal e inversa N4-R5 del techo de la serie con los cronos 13n y 12r del Oligoceno Inferior resulta directa. De aquí se deduce que R3-N3-R4 se corresponden por su parte con los cronos 15r-15n-13r del Priaboniense Superior. La correlación de la parte inferior de la serie con la ETPG resulta menos definida, ya que no existe proporcionalidad entre la potencia de las magnetozonas y la duración de los cronos de la escala de tiempo.

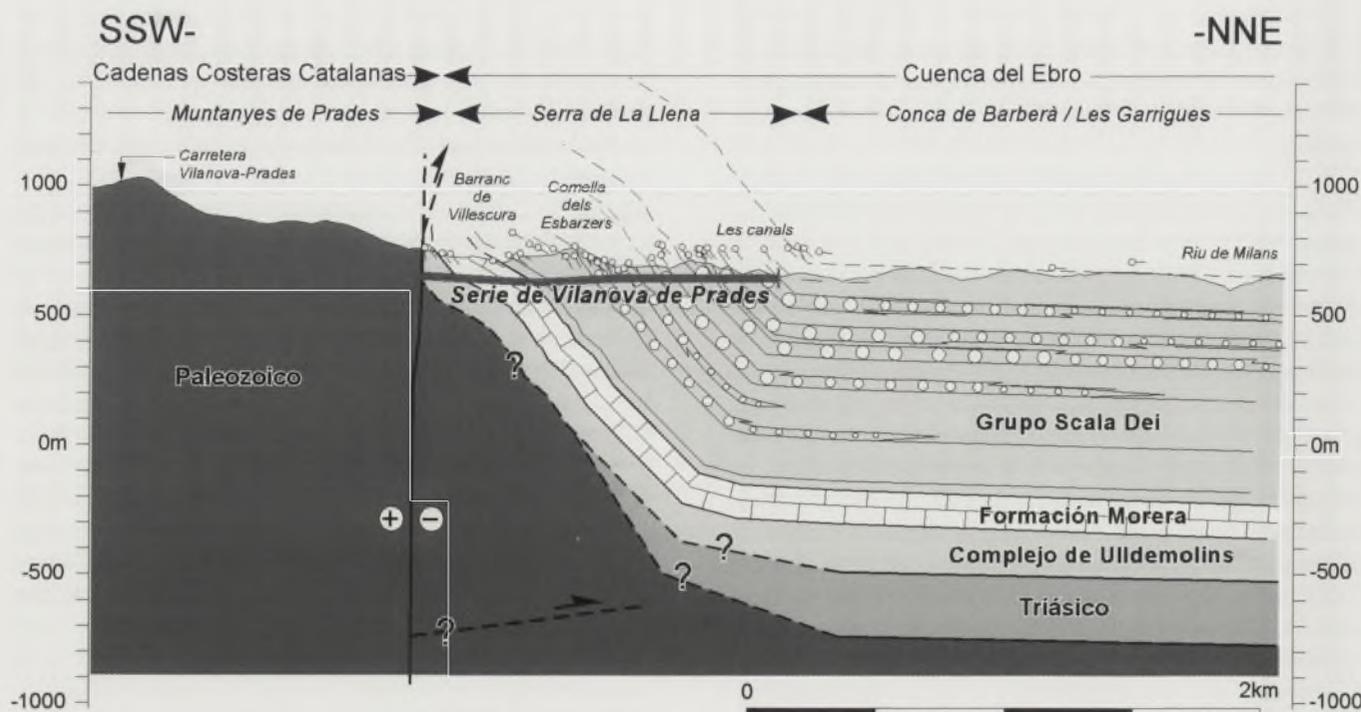


FIGURA 2. Corte geológico al E de Vilanova de Prades.

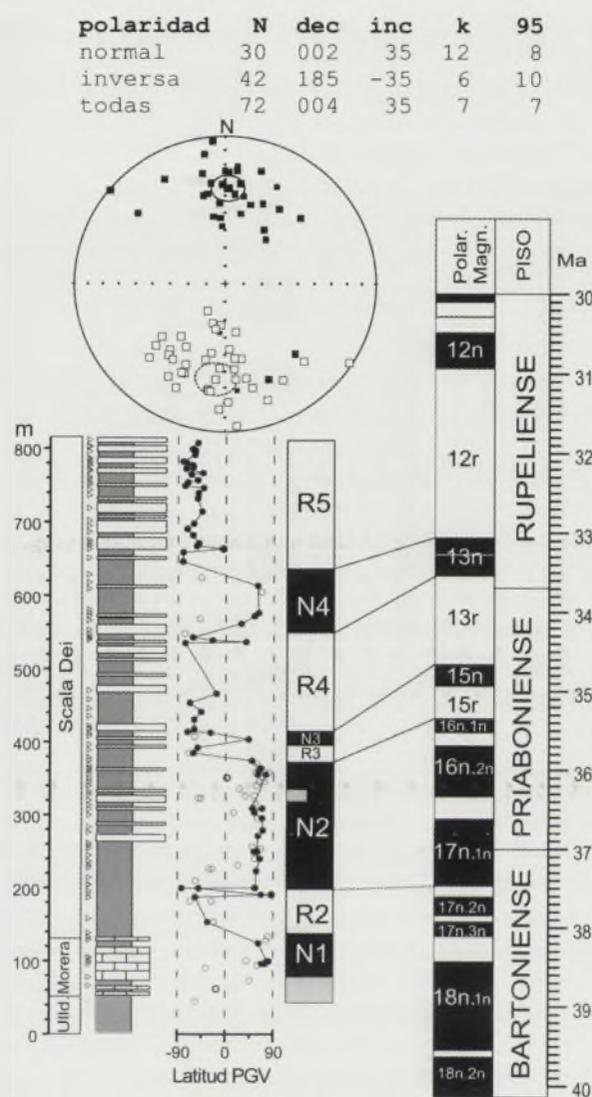


FIGURA 3. Magnetoestratigrafía de la serie de Vilanova de Prades y su correlación con la escala de tiempo de polaridad magnética. Arriba, proyección estereográfica de las direcciones de magnetización y estadística de las direcciones medias obtenidas.

Es posible que la parte inferior de la serie registre tasas de sedimentación bajas y que el registro de todas las inversiones haya sido enmascarado por procesos postdeposicionales. Teniendo en cuenta este posible escenario, se sugiere que la extensa magnetozona normal N2 pueda representar desde la base de 17n.1n al techo 16n.1n. Siguiendo esta propuesta, la N1, registrada en las calizas de la Fm Morera, se correlacionaría con 17n.2n / 17n.3n, de acuerdo con su atribución bioestratigráfica al Bartonense (Anadón *et al.*, 1992; Colombo *et al.*, 1995).

CORRELACIÓN MARGEN-CUENCA

La serie magnetoestratigráfica de Vilanova de Prades (Fig. 3) está levantada en los materiales afectados por la flexión de La Llena-Montsant en el margen SE de la Cuenca del Ebro (Figs. 1 y 2). Esta serie no es del todo completa, ya

que no incluye todo el espesor de materiales de la Serra de la Llena afectada por la flexión de La Llena-Montsant. Este hecho condujo a la necesidad de levantar un par de series estratigráficas adicionales (La Carretera y La Pobla de Cèrvoles), correlacionables físicamente con la de Vilanova de Prades y que incluyeran toda la serie afectada por la flexión (Figs. 1 y 4). Dichas series se han correlacionado entre sí y con las series de Sarral, Tarrés, Vianaixa y Cervià (Figs. 1 y 4), situadas en zonas más centrales de la cuenca, que presentan una deformación apenas apreciable. Estas cuatro series poseen una datación magnetoestratigráfica precisa y están correlacionadas entre sí (Barberà *et al.*, 2001).

Al existir dentro del Grupo Scala Dei una importante variabilidad de facies sedimentarias y la rápida interdigitación de las mismas, la correlación entre los materiales de la Serra de La Llena y las series de centro de cuenca no es directa ni se puede establecer en base a criterios litoestratigráficos.

La utilización de datos previos (Colldeforns *et al.*, 1994; Barberà *et al.*, 2001), y el seguimiento de niveles fotogeológicos ha permitido correlacionar el cron N4 de Vilanova de Prades con el N2 de la serie de Sarral (13n). A posteriori, la serie de La Pobla de Cèrvoles se correlacionó físicamente con la base de Cervià (techo de Vianaixa); la base de la serie de La Carretera se pudo correlacionar física y fotogeológicamente con la base de Tarrés y su techo con la base de la serie de Vianaixa. En esta correlación se aprecia que los espesores estratigráficos para los sedimentos depositados entre los 34,5 y 31,4 Ma son similares tanto en la zona deformada (Serra de La Llena) como en el centro de la Cuenca del Ebro (Cervià, Vianaixa, Tarrés y Sarral).

EDAD DE LA DEFORMACIÓN

A partir de la datación de la serie de Vilanova de Prades y la correlación de las series de la Serra de La Llena con las de centro de cuenca se puede tener una idea aproximada de la edad de las principales estructuras presentes.

La implantación de una sedimentación de tipo aluvial (grupo Scala Dei) que comenzaría en el Bartonense superior (17n) indica el inicio de la creación de relieves fuertes en las Cadenas Costeras Catalanas al S de la zona estudiada. Durante el Priabonense superior las tasas de deposición, al igual que la granulometría de las facies aluviales, aumentan, lo que nos indica la existencia de una mayor denudación en el área fuente y subsidencia en la cuenca, probablemente ligadas a un incremento de la actividad tectónica en las Cadenas Costeras Catalanas.

El hecho de que el espesor de los materiales del Rupeliense inferior y medio (13n, 12r, 12n y 11r), sea similar en las zonas afectadas por la flexión de La Llena-Montsant y las zonas alejadas del margen de cuenca, nos indica que las tasas de sedimentación y subsidencia fueron similares, por lo que la estructura de plegamiento que las afecta no fue coetánea con la deposición, sino posterior. Así la flexión de La Llena-Montsant tendría una edad posterior al Rupeliense medio (post-12n). La falla inversa (Gandesa-Ulldemolins) es posterior a la flexión ya que ésta está cortada por la primera, quedando su edad, también, posterior al Rupeliense medio.

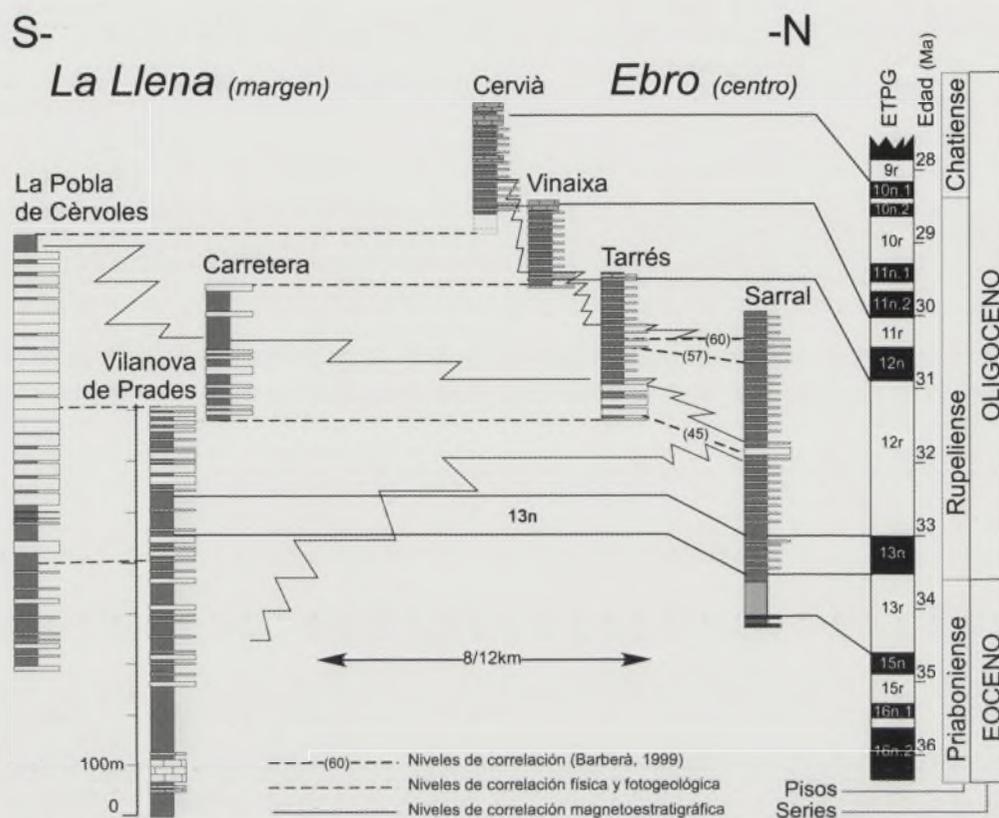


FIGURA 4. Correlación entre las series de la Serra de La Llena (margen de cuenca) y las de Cervià, Vinaixa, Tarrés y Sarral (centro de cuenca).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CENOCRON CGL2004-00780/BTE y MARES 3D CGL2004-05816-C02-02/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia y por la Generalitat de Catalunya, dentro del Grupo de Investigación: Geodinámica i Anàlisi de Conques CIRIT 2005 SGR 00397. Agradecemos a Esmeralda Lacunza su colaboración durante el trabajo de campo.

REFERENCIAS

- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo y M., Riba, O. (1986): Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro basin margins (NE-Spain). En: *Foreland basins* (P. Allen y P. Homewood, Eds.). IAS, Spec. Publs., 8: 259-271.
- Anadón, P., Cabrera, L., Choi, S.J., Colombo, F., Feist, M. y Sáez, A. (1992): Biozonación del Paleógeno continental de la zona oriental de la Cuenca del Ebro mediante carófitas: implicaciones en la biozonación general de carófitas de Europa occidental. *Acta Geologica Hispanica*, 27 (1-2): 69-94.
- Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M., Parés, J.M. y Agustí, J. (2001): A complete terrestrial Oligocene magnetobiostratigraphy from the Ebro Basin, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 187 (1-2): 1-16.
- Coldeforns, B., Anadón, P. y Cabrera, L. (1994): Nuevos datos sobre la litoestratigrafía del Eoceno-Oligoceno inferior de la zona suoriental de la Cuenca del Ebro (Sector de Pontils-Montblanc, Provincias de Tarragona y Barcelona). *Geogaceta*, 16: 98-101.
- Colombo, F. (1986): Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 55-115.
- Colombo, F. y Vergés, J. (1992): Geometría del margen SE de la Cuenca del Ebro: discordancias progresivas en el grupo Scala Dei, Serra de la Llena, Tarragona, España. *Acta Geologica Hispanica*, 27: 241-286.
- Colombo, F., Moya, S., Checa, L., Agustí y J., Köhler, M., (1995): Yacimientos de vertebrados en los materiales Paleógenos de la zona de Ulldemolins y Conca de Barberà, (Cuenca del Ebro, Tarragona): significado Estratigráfico. *Geogaceta*, 17: 31-34.
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Sans, M., Massana, E., Estevez, A. y Santisteban, C.M. (1995): Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-València Trough seismic profile. En: ESCI, Estudios sísmicos de la corteza ibérica (P. Santanach, Ed., 1997). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8 (4): 431-448.

Estratigrafía de los depósitos cenozoicos al sur del anticlinal de Honrubia-Pradales (Cuenca del Duero)

J. Luengo, F. Nozal, M. Montes y F. López Olmedo

IGME, Dirección de Geología y Geofísica, Área de Cartografía Geológica, c/ Calera 1. Tres Cantos, 28760 Madrid. j.luengo@igme.es, f.nozal@igme.es, m.montes@igme.es, fa.lopez@igme.es

ABSTRACT

Tertiary deposits in the north of Sepúlveda-Ayllón range (southeastern border of the Duero Basin) are constituted by different clastic systems that were fed up by the erosion of the paleozoic and mesozoic rocks of the Central System. The age of these sedimentary systems is Late Miocene to Pliocene. The oldest are folded due to tectonic uplift. By means of a detailed lithostratigraphic research, new stratigraphic units in the area have been defined. Results show the relationships between these new units and other regional Units previously defined in Sepúlveda-Ayllón Sub-basin.

Key words: Miocene-Pliocene, lithostratigraphy, southeast Duero basin.

INTRODUCCIÓN

El Sistema Central se configura como un basamento con estructura en *pop-up* de doble vergencia, hacia el NO y SE, en donde las grandes depresiones del Duero y del Tajo funcionan como cuencas de antepaís. El levantamiento del Sistema Central en diversos bloques durante el Oligoceno y el Mioceno inferior, generó en el sector nororiental del Sistema Central un pliegue anticlinal en la parte trasera del cabalgamiento más septentrional del Sistema Central (Falla del Borde Norte). Este pliegue-falla de dirección NE-SO y vergente al NO, con cobertera mesozoica y basamento implicado y aflorante, dio lugar a una zona elevada denominada anticlinal de Honrubia-Pradales (Fig 1A y B). Al mismo tiempo que se generaba dicha estructura, se creaba una zona relativamente deprimida en su flanco sur, que es lo que configura el surco de Sepúlveda-Ayllón, cuyo relleno cenozoico en su borde meridional ha sido recientemente estudiado (López-Olmedo *et al.*, 2005).

El presente estudio trata de caracterizar los materiales depositados en el sector NE de dicho surco y la correlación con las unidades detrítico-carbonatadas del sector SE de la Cuenca del Duero, adyacentes a la zona de estudio y recientemente revisadas (Nozal y Montes, 2004; Nozal y Herrero, 2005; Nozal *et al.*, 2006; Montes *et al.*, 2006, en este mismo volumen). Otro de los objetivos del trabajo es la comparación del registro sedimentario de esta zona con el ya conocido del sector meridional (López-Olmedo *et al.*, 2005), completándose así la estratigrafía del Neógeno del surco de Sepúlveda-Ayllón.

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS Y FACIES

Los sedimentos cenozoicos del borde septentrional del Surco de Sepúlveda-Ayllón, se depositaron en ambientes semiáridos (Armenteros *et al.*, 1995). Estos son principal-

mente de origen aluvial y muestran una cierta diversidad de facies hacia las zonas más distales, conformadas por areniscas en paleocanales, lutitas de llanura fangosa y carbonatos de origen palustre-lacustre, éstas últimas aflorantes en el extremo NE del área estudiada.

La cartografía de las diversas litofacies, junto con sus relaciones laterales, aparecen esquematizadas en la figura 1B y C.

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Las relaciones estratigráficas entre las diversas litofacies, permiten dividir el registro sedimentario cenozoico de la zona, en una serie de unidades genéticas, limitadas a muro y a techo por discontinuidades y/o sus continuidades correlativas.

En la mitad septentrional del surco de Sepúlveda-Ayllón se han identificado al menos tres límites en la sucesión estratigráfica (Fig. 1B y C), que se manifiestan fundamentalmente como discordancias, cambios bruscos de facies en la vertical, cambios en la polaridad sedimentaria, y encostramientos interpretados como interrupciones en la sedimentación.

Estos tres límites dividen el depósito en cuatro unidades genéticas que por comparación con las recientemente revisadas en el borde SE de la Cuenca del Duero (Nozal y Montes, 2004; Nozal y Herrero, 2005; Nozal *et al.*, 2006; Montes *et al.*, 2006, en este mismo volumen), se han denominado: Unidad del Páramo Inferior, Unidad del Páramo Intermedio, Unidad del Páramo Superior y "Facies Rojas" (Fig. 1C). Sus edades se corresponden con las asignadas por dichos autores.

Unidad del Páramo Inferior (Aragoniense medio-superior)

Aflora en la parte oriental de la zona de estudio (Fig. 1B). El límite inferior lo constituye el techo de la Unidad de

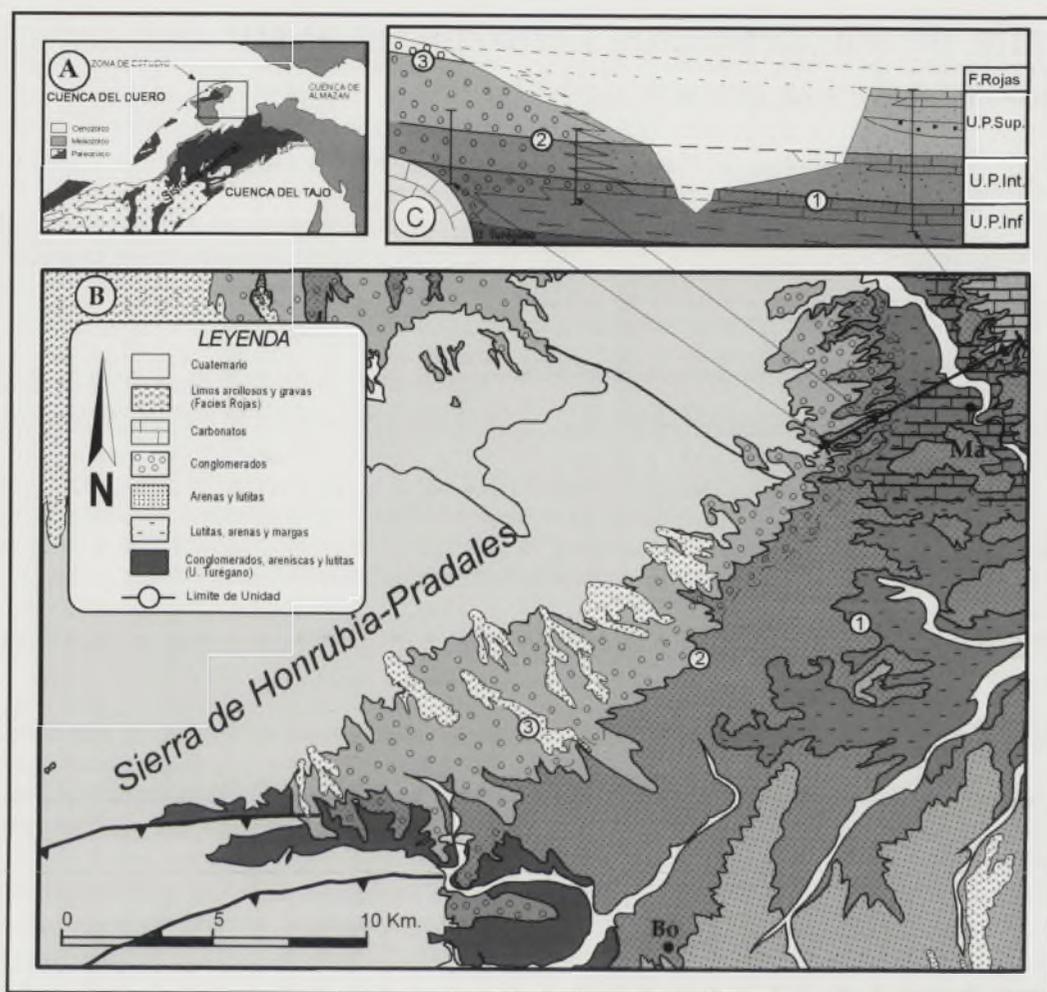


FIGURA 1. (A) Situación de la zona de estudio. (B) Esquema geológico del área estudiada; Ma, Maderuelo, Bo, Boceguillas. (C) Corte geológico que muestra las relaciones laterales entre las litofacies presentes en las distintas unidades.

Turégano de edad Oligoceno-Aragoniense medio (López-Olmedo *et al.*, 2005), que aflora parcialmente junto a los materiales mesozoicos del SO. Los depósitos más proximales adosados a la Sierra de Honrubia-Pradales son niveles de conglomerados matriz-soportados en capas de hasta 1 m de espesor con clastos calcáreos y silíceos. Hacia el techo de los conglomerados de esta unidad, se observan costras carbonatadas acintadas de color pardorrojizo muy características. Los encostramientos pueden ser tanto de tipo pisolítico (en forma de envueltas concéntricas) como de tipo laminar (formando un retículo irregular). Estas costras acintadas representarían una interrupción pronunciada en la sedimentación (Esteban y Klappa, 1983).

Las facies proximales progradan lateralmente hacia el este sobre lutitas y areniscas rojizas, observándose una clara tendencia granocreciente en la vertical. El conjunto detrítico pasa lateralmente hacia la parte oriental (NE de Maderuelo), a carbonatos (Calizas del Páramo Inferior) que llegan a tener hasta 20 m de potencia. Estas calizas blanco-grisáceas presentan una estratificación en bancos tabulares con espesores que varían de 0,5 a 2 m. Petrológicamente son micritas (*mudstone*) con gasterópodos, ostrácodos y ocasionalmente

presentan en la zona de borde oncolitos centimétricos y laminación estromatolítica. Estas calizas lacustres, muestran una tendencia expansiva sobre las facies detríticas más proximales, llegando a solapar (*onlap*) sobre los conglomerados en zonas próximas a la de estudio (Nozal y Montes, 2004).

Unidad del Páramo Intermedio (Aragoniense superior-Vallesiense inferior)

Junto a la Sierra de Honrubia esta unidad está representada por conglomerados clastosoportados con cantos de calizas mesozoicas principalmente. Se dispone sobre la costra acintada situada a techo de la unidad anterior, erosionándola en parte, como lo demuestra la existencia de brechas de costras, incorporadas en los paquetes de conglomerados. La potencia estimada del conjunto de la unidad en la zona es de 27 m. Hacia el este y sur los conglomerados pasan lateralmente en tendencia agradante, a facies de lutitas y areniscas rojas que se superponen sobre las calizas de la unidad precedente. Hacia el este, el techo de la unidad se correlaciona con unas calizas lacustres. Este tramo carbonatado, apreciable pero de escasa potencia y representación en esta zona,

situado entre el páramo culminante de la región y las calizas a techo de la unidad precedente se han denominado como Calizas del Páramo Intermedio y se correlaciona (Nozal *et al.*, 2006; Montes *et al.*, 2006, en este mismo volumen) con el nivel de carbonatos donde se sitúa el yacimiento de Los Valles de Fuentidueña, de edad Vallesiense inferior (MN9).

Unidad del Páramo Superior (Vallesiense inferior-superior)

Se dispone sobre la unidad anteriormente descrita. Sus facies proximales son asimismo conglomerados y su diferenciación cartográfica estriba en la tendencia claramente retrogradante que experimentan sus depósitos con respecto a los de la unidad anterior (agradante). Esta retrogradación, en último término, hace solapar en discordancia (*onlap*) a los conglomerados sobre los materiales mesozoicos y paleozoicos de la Sierra de Honrubia. El conjunto conglomerático de unos 50 m de espesor, pasa hacia el este a areniscas y lutitas y en último término se correlacionan por cota topográfica y posición estratigráfica con las litofacies detrítico-carbonatadas, cuyo nivel carbonatado culminante constituye las Calizas del Páramo Superior y que aparecen en el sector mas nororiental de la zona de estudio (Páramo de Castillejo de Robledo).

Facies Rojas (Tuoliense superior-Plioceno?)

Sobre el borde mesozoico de la Sierra de Honrubia-Pradales, y discordantes sobre la anterior unidad, se dispone un nuevo conjunto denominado como Facies Rojas (Ordóñez *et al.*, 1976), fácilmente reconocible por su color rojizo y que esta constituido por arenas y limos arcillosos sobre los que se disponen lateralmente y en la vertical conglomerados y gravas de composición silíceas. La edad atribuida a este tipo de depósitos en la región, se obtiene al relacionarlos (López-Olmedo *et al.*, 2005) con el inicio de la incisión de la red fluvial en el centro de la cuenca (Santisteban, *et al.*, 1996).

En cuanto a la génesis, puede decirse que los dispositivos generales en *onlap* (no rotatorio) que muestran las unidades del Páramo Intermedio, Páramo Superior y Facies Rojas, indicarían una cierta estabilidad tectónica para el anticlinal de Honrubia-Pradales, descartándose por tanto, una causa tectónica como generadora de estas unidades genéticas. Habría que pensar, por tanto, en otros procesos alocíclicos de tipo climático como responsables de los cambios en la sedimentación. La zona de estudio, por su posición estructural (no es el flanco activo), no ofrece una buena observación de los dispositivos geométricos para la Unidad del Páramo Inferior. Sin embargo, en el flanco septentrional de dicho anticlinal, se observan abanicos de capas sintectónicas para los materiales de esta misma unidad (Nozal y Montes, 2004).

CORRELACIÓN CON EL BORDE MERIDIONAL DEL SURCO

En la figura 2 se muestra la correlación con la estratigrafía del otro borde del surco de Sepúlveda-Ayllón según López-Olmedo *et al.*, (2005). Esta correlación se ha realizado basándose en criterios fundamentalmente cartográficos, siguiendo los límites de las unidades hasta dicho borde. Esta nueva correlación ha permitido hacer algunas puntualizaciones con respecto a la estratigrafía establecida.

La Unidad de Turégano, no ofrece dificultades de correlación, considerando los afloramientos del área estudiada equivalentes a los de la zona meridional del Surco de Sepúlveda-Ayllón.

En el anterior trabajo, la Unidad de Somosierra se hacía equivaler a las Unidades del Páramo Inferior e Intermedio, y la Unidad de Riaza a la del Páramo Superior. Sin embargo, el seguimiento cartográfico de los límites de unidades hace más plausible correlacionar la Unidad de Somosierra sólo con la Unidad del Páramo Inferior y la de Riaza con las unidades del Páramo Intermedio y Superior (Fig. 2).

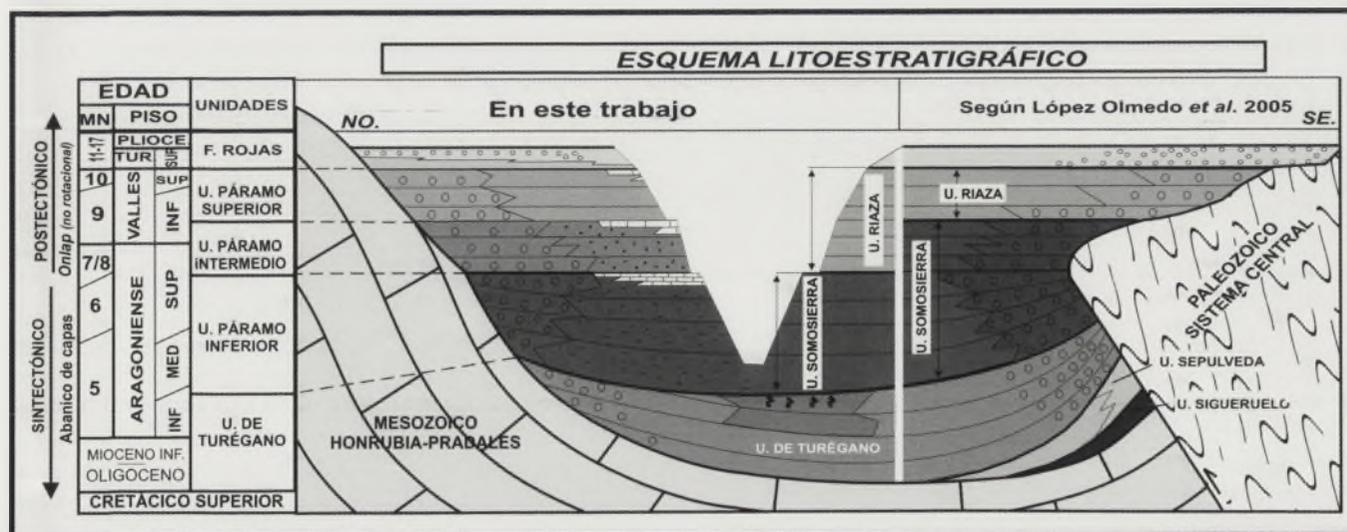


FIGURA 2. Esquema litoestratigráfico de las unidades descritas y su correlación con las unidades definidas para el surco de Sepúlveda-Ayllón (López-Olmedo *et al.*, 2005).

Esta nueva correlación es más adecuada con los dispositivos geométricos de las secuencias, puesto que la Unidad de Somosierra siempre se observa cabalgada por los materiales del Sistema Central, sugiriendo una cierta sincronía con el depósito, tal y como ocurre con la U. del Páramo Inferior (Nozal y Montes, 2004). Por otra parte, los materiales de la U. de Riaza siempre se observan solapando expansivamente la rampa del borde del Sistema Central y fosilizando los cabalgamientos vergentes al N, indicando una clara estabilidad durante el depósito de estos materiales. Estos últimos dispositivos y la génesis de los mismos, son iguales a los atribuidos para las unidades del Páramo Intermedio y Superior.

Esta nueva interpretación obligaría a redefinir alguna de las Unidades del borde meridional, bajando el límite inferior de la U. de Riaza, que pasaría a abarcar la parte superior de la U. de Somosierra (Fig. 2)

En cuanto a las Facies Rojas, son totalmente correlacionables con sus equivalentes de la parte meridional del surco, aunque en dicha zona sólo aparecen los conglomerados de composición silíceo que constituye el techo del piedemonte en la región y que genéricamente se conocen como "Rañas".

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca dentro del plan de investigación que el Área de Cartografía Geológica de la Dirección de Geología y Geofísica del IGME esta llevando a cabo en esta cuenca en los proyectos "Investigación Geológica de las hojas a escala 1:200.000 nº 38 (Segovia) y nº 45 (Madrid)" y "Elaboración de la Cartografía Geológica Continua Digital a escala 1:50.000 (Plan GEODE) en la Cuenca del Duero-Almazán" Agradecemos a dicho Organismo las facilidades dadas para su publicación. Agradecemos igualmente también, a los editores y a los revisores del manuscrito, las correcciones y sugerencias que han contribuido sin duda, a la mejora del mismo.

REFERENCIAS

- Armenteros, I. Bustillo, M.A. Blanco, J.A. (1995): Pedogenic and groundwater processes in a closed Miocene basin (northern Spain). *Sedimentary Geology*, 99: 17-36.
- Esteban, M. y Klappa, C.F. (1983): Subaerial exposure Environments. En: *Carbonate depositional environments* (P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, Eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 33: 1-55.
- López-Olmedo, F., Montes, M., Nozal, F. y Luengo, J. (2005): Unidades Litoestratigráficas del Terciario del sector de Sepúlveda-Ayllón. Borde suroriental de la Cuenca del Duero. *Geogaceta* 38: 75-78.
- Nozal, F. y Montes, M. (2004): Relaciones estratigráficas y sintectónicas de los conglomerados miocenos de Montejo de la Vega (Borde SE de la Cuenca del Duero) *Geogaceta*, 36: 91-94.
- Nozal, F. y Herrero, A. (2005): El Mioceno del borde meridional del Corredor Aranda de Duero-Burgo de Osma (SE Cuenca del Duero). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 21-37.
- Nozal, F., Montes, M., López Olmedo, F. y Luengo, J. (2006): Los tres "páramos" del SE de la Cuenca del Duero y su cronestratigrafía. *Geo-Temas*, 9 (en este mismo volumen).
- Montes, M., Beamud, B., Garcés, M., Nozal, F., López-Olmedo, F. y Luengo, J. (2006): Datos preliminares de la magnetoestratigrafía del sureste de la Cuenca del Duero. *Geo-Temas*, 9 (en este mismo volumen).
- Ordóñez, S.; López Aguayo, F. y García del Cura, M.A. (1976): Estudio geológico de las facies rojas pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero. *Estudios Geológicos*, 32: 215-220.
- Santisteban, J.I., Alcalá, L., Mediavilla, R.M. Alberdi, M.T., Luque, L., Mazo, A., Miguel, I., Morales, J. y Pérez, B. (1997): El yacimiento de Tariego de Cerrato: El inicio de la red fluvial actual en el sector central de la Cuenca del Duero. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 431-446.

Estudio isotópico preliminar de los carbonatos de la unidad lacustre Calizas de Torrente de Cinca (Cuenca del Ebro, NE España)

A. Luzón, M. J. Mayayo, A. Yuste y B. Bauluz

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. aluzon@unizar.es, mayayo@unizar.es, alfon@unizar.es, bauluz@unizar.es

ABSTRACT

The Torrente de Cinca Unit was deposited during the Oligocene-Miocene transition in a carbonate precipitating lacustrine system. Previous sedimentological studies show that this system evolved through the time towards shallower conditions. The preliminary isotopic study of the carbonates displays variations among the oxygen ($\delta^{18}O_{PDB}$) and carbon ($\delta^{13}C_{PDB}$) values from the lower and the upper part of the unit. Thus, the $\delta^{18}O$ values of the carbonates from the lower part (deposited in deeper inner zones) are lighter than those of the upper part. The combination of the sedimentological and isotopic results allows us to suggest a change toward conditions of lower hydrological balance (precipitation/evaporation) during the sedimentation of this unit. On the other hand, the increase in vegetal remains was the responsible for a change towards lighter $\delta^{13}C$ values of the carbonates of the upper part.

Key words: $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$, carbonate lacustrine systems, Oligocene-Miocene, Ebro Basin.

INTRODUCCIÓN

Desde el Eoceno superior al Mioceno superior la Cuenca del Ebro se configuró como un surco sedimentario endorreico en el que tuvo lugar una sedimentación exclusivamente continental. Durante el estadio endorreico el marco paleogeográfico se caracterizó por la existencia de sistemas aluviales que se expandieron desde los márgenes de la cuenca hacia el interior, donde sus partes distales interfirieron entre sí y conectaron con sistemas lacustres, carbonatados o evaporíticos, localizados en el sector central. El sistema lacustre de los Monegros (Cabrera, 1983) integra un complejo de lagos y lagunas someras de carácter perenne-semiperenne que se desarrolló en la Cuenca del Ebro entre el Oligoceno y el Mioceno inferior. En este complejo se produjo una sedimentación esencialmente carbonatada. La Unidad calizas de Torrente de Cinca (Cabrera, 1983; Luzón, 2001) pertenece al sistema lacustre de los Monegros y representa la sedimentación en un lago carbonatado somero que evolucionó en el tiempo siguiendo una tendencia clara a la some-rización (Luzón y González, 2000; Luzón, 2001).

Debido a que los sistemas lacustres son muy sensibles a las condiciones climáticas y a sus cambios, el estudio de las variaciones en los valores $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ en numerosas series estratigráficas ha resultado ser una herramienta especialmente útil en la interpretación de cambios paleoclimáticos en el pasado (Leng y Marshall, 2004). Por ello, y con objeto de plantear la hipótesis de un cambio climático en relación con la evolución deducida para el sistema lacustre en el que se depositó la Unidad Torrente de Cinca, se ha llevado a cabo un estudio isotópico preliminar de los carbonatos presentes.

LA UNIDAD CALIZAS DE TORRENTE DE CINCA

La Unidad calizas de Torrente de Cinca (Cabrera, 1983; Luzón, 2001) pertenece al sistema lacustre de los Monegros y aflora predominantemente en la margen izquierda del río Ebro (Fig. 1). Se reconoce desde Mequinzena, al este, hasta las proximidades de Gelsa, al oeste. La unidad está constituida por materiales predominantemente carbonatados, fundamentalmente calizas y margas en proporciones aproximadamente equivalentes, con intercalaciones dispersas de areniscas, yesos y, muy escasas, de lignitos. Estos materiales se depositaron en un lago carbonatado somero de baja energía que a lo largo de su evolución experimentó varias fases de expansión-retracción (Cabrera, 1983; Luzón, 2001). El depocentro del sistema se localizó en las proximidades de la localidad de Candanos, donde aflora la serie completa, que llega a alcanzar los 160 m metros de potencia. La zona lacustre se organizó en una parte interna, en la que la lámina de agua permaneció relativamente estable, y una zona externa, con abundante vegetación enraizada y episódicamente sometida a condiciones de exposición subaérea como resultado de las frecuentes fluctuaciones de la lámina de agua. Durante los periodos de incremento de la salinidad, probablemente ligados a un menor balance hídrico, se vio propiciado el crecimiento intersticial de yeso entre los sedimentos marginales.

La datación de la unidad se basa en criterios paleontológicos y magnetoestratigráficos. En la Unidad calizas de Torrente de Cinca se han localizado algunos yacimientos de vertebrados (Cabrera, 1983; Cuenca *et al.*, 1992) que permiten asignarla al Chattiense-Aquitaniense. Más recientemente el estudio magnetoestratigráfico de dos secciones de la uni-

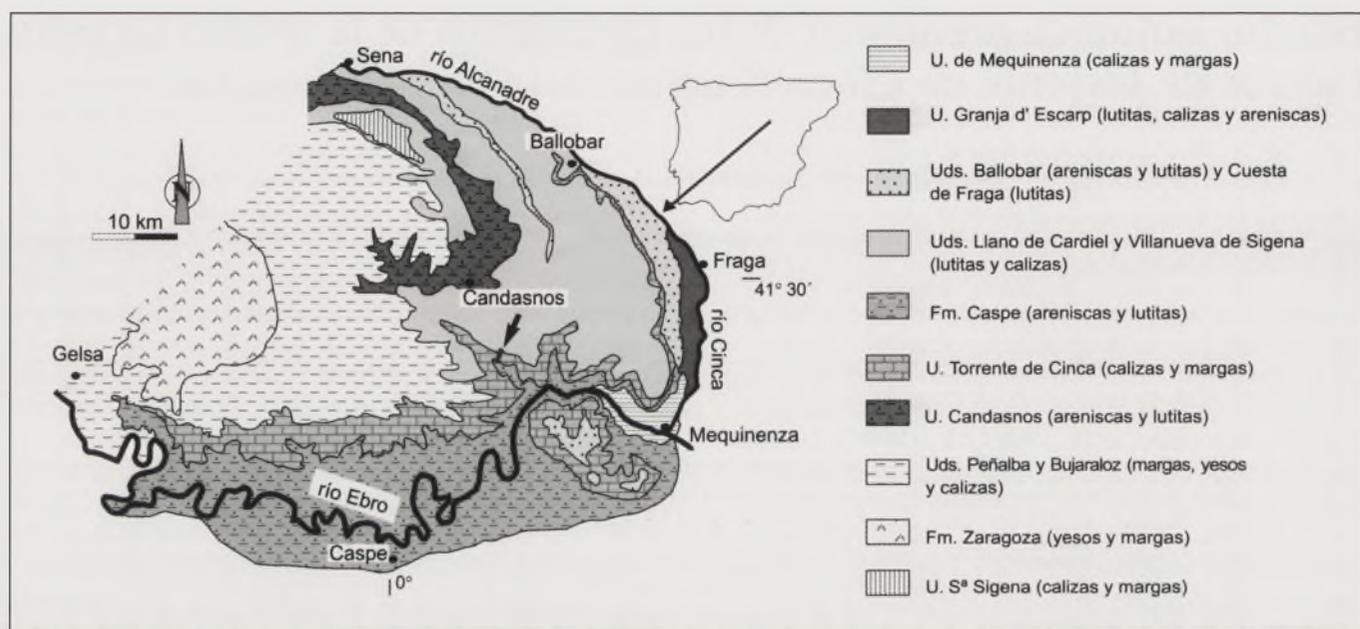


FIGURA 1. Cartografía de las unidades litoestratigráficas que afloran en la zona central de la Cuenca del Ebro (sector centro-oriental). Se indica la localización del perfil de Candasnos de la figura 2.

dad (Barberá *et al.*, 1994; Gomis *et al.*, 1999) permite precisar que se corresponde con los magnetocrones 6 Cn a 6 AAr.

En cuanto a la evolución vertical de esta unidad, en la mayor parte de los afloramientos es posible identificar dos tramos (Luzón y González, 2000; Luzón, 2001). El tramo inferior (85 m) se caracteriza por la presencia de niveles calcáreos laminados y masivos generalmente tabulares. El tramo superior (75 m) se caracteriza por un predominio de niveles calcáreos tabulares o lenticulares, masivos y/o con intensa bioturbación vertical por raíces, siendo poco frecuentes los niveles laminados. Además, en este tramo es característico que los cuerpos calcáreos contengan nódulos de yeso y/o de sílex. La evolución vertical de la unidad evidencia una somerización del sistema lacustre durante el depósito de la misma, que coincide con el final del Oligoceno y el comienzo del Mioceno. Esta evolución pudo estar controlada por causas climáticas y/o tectónicas y ser el resultado de un descenso de la cantidad de agua, de un descenso en la relación subsidencia/aportes terrígenos o una combinación de ambas situaciones.

ISÓTOPOS DE ^{18}O Y ^{13}C EN CARBONATOS

Las muestras analizadas proceden de una de las secciones mejor expuestas de la Unidad calizas de Torrente de Cinca, la sección de Candasnos (Figs. 1 y 2). Su composición mineralógica se determinó por difracción de rayos-X (DRX) de muestra global en polvo con un difractor Philips PW 1729. La composición isotópica de los carbonatos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) se ha determinado siguiendo las técnicas convencionales de extracción y se ha analizado en un espectrómetro de masas tipo SIRA II del Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. Los datos se presentan referidos al standard internacional PDB.

Las muestras analizadas están constituidas casi exclusivamente por calcita (92-100%), acompañada por cuarzo, presente en casi todas las muestras aunque en porcentajes muy bajos (< 5%), y dolomita, que tan sólo aparece en una muestra (7%) de la parte inferior de la unidad (Tabla 1). En general el contenido en cuarzo, aunque escaso, es mayor en las muestras procedentes de la parte superior. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Tabla 1, Fig. 3) varían entre -9,78‰ y -4,72‰, con un valor medio de -6,24‰. El $\delta^{13}\text{C}$ varía entre -5,09‰ y -0,70‰, con un valor medio de -3,40‰. Si se analizan estos resultados teniendo en consideración la posición de las muestras dentro de la sucesión estratigráfica, se comprueba que las muestras tomadas en la parte inferior de la unidad presentan contenidos isotópicos más ligeros de $\delta^{18}\text{O}$ (entre -9,78‰ y -6,05‰, con un valor medio de -7,41‰) y mayor dispersión que los de la parte superior de la unidad (entre -5,33‰ y -4,72‰, con un valor medio de -5,06‰). En el caso del $\delta^{13}\text{C}$ los valores de las muestras procedentes de la parte inferior de la unidad son más pesados (-3,42‰ y -0,70‰, con un valor medio de -2,19‰) y presentan mayor dispersión que los de la parte superior de la unidad (-5,09‰ y -3,96‰, con un valor medio de -4,61‰). Por otra parte, el coeficiente de correlación de los valores para muestras procedentes de la parte inferior de la unidad, aunque no es muy alto ($r = 0,65$, 8 muestras) es muy superior al obtenido para muestras procedentes de la parte superior ($r = -0,35$, 8 muestras).

DISCUSIÓN

A partir de los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos se puede interpretar que el depósito de la parte inferior de la Unidad calizas de Torrente de Cinca tuvo lugar en un cuerpo de agua

PERFIL DE CANDASNOS

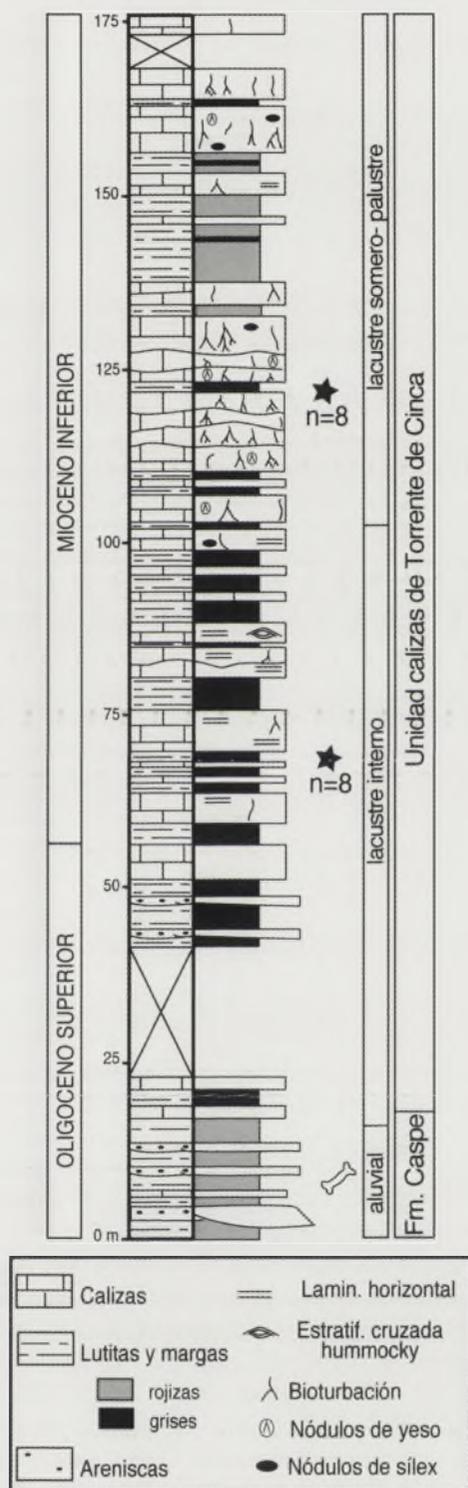


FIGURA 2. Perfil estratigráfico de Candanos (localización en figura 1) en que se observa claramente la existencia de dos tramos bien diferenciados dentro de la Unidad calizas de Torre de Cinca. El inferior con predominio de niveles tabulares de calizas laminadas o masivas, y el superior en el que predominan los niveles lenticulares de calizas masivas y bioturbadas. Las estrellas marcan la situación de las muestras estudiadas. Se ha indicado la posición estratigráfica del yacimiento de vertebrados de Valcuerna (Cuenca et al., 1992).

TABLA 1. Composición mineralógica (DRX) e isotópica de las muestras analizadas.

	muestra	Calcita (%)	Dolomita (%)	Cuarzo (%)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ (PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$ (PDB)
Tramo superior	F1	97	-	<5	-5.20	-4.39
	F2	100	-	-	-4.85	-4.90
	F3	98	-	<5	-5.01	-4.43
	F4	99	-	<5	-5.01	-5.09
	F5	96	-	<5	-4.72	-4.74
	F6	99	-	<5	-5.32	-5.05
	F7M	99	-	<5	-5.07	-4.29
	F7B	97	-	<5	-5.33	-3.96
Tramo inferior	2.1	100	-	-	-9.78	-3.42
	2.2M	99	-	<5	-8.34	-2.55
	2.2L	98	-	<5	-7.77	-3.13
	2.3	100	-	-	-6.05	-1.76
	2.4	100	-	-	-6.74	-3.10
	2.5	100	-	-	-7.30	-1.42
	2.6	99	-	<5	-6.50	-0.70
2.7	92	7	<5	-6.79	-1.40	

caracterizado por un menor tiempo de residencia de las aguas, aspecto relacionado con un balance hídrico (precipitación/evaporación) superior (Talbot, 1990) al existente durante el depósito de la parte superior de la unidad. Si se asume que la calcita precipitó en equilibrio con el agua del lago a una temperatura de 20 °C y se aplica la ecuación de fraccionamiento propuesta por Kim and O'Neil (1977) a los datos isotópicos obtenidos, las calcitas procedentes de la parte inferior de la unidad habrían precipitado en una agua con un $\delta^{18}\text{O}$ de -6,11‰, mientras que las de la parte superior de la unidad habrían precipitado en equilibrio con un agua caracterizado por un $\delta^{18}\text{O}$ de -3,76‰, es decir, un agua isotópicamente más evolucionada. Por otra parte, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ reflejan más influencia de ^{12}C derivado de la descomposición de la materia orgánica durante el depósito de la parte superior.

Estas deducciones concuerdan con la interpretación sedimentológica realizada para el sistema lacustre en el que se

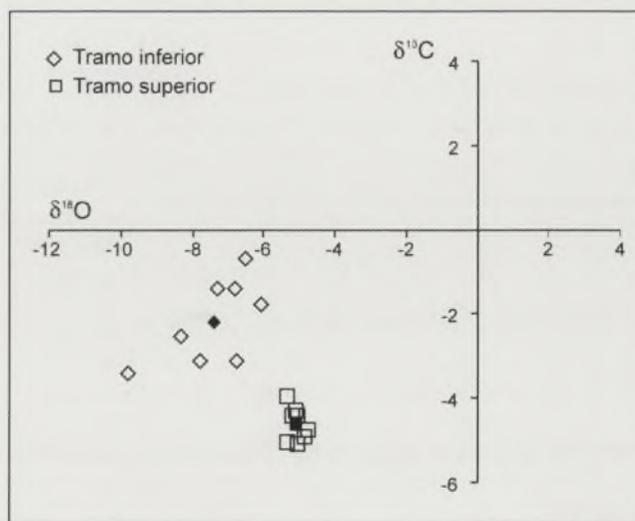


FIGURA 3. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (‰) de las calcitas analizadas referidos al estándar PDB. Los símbolos rellenos representan las medias de las muestras procedentes de cada uno de los dos tramos diferenciados en la Unidad Calizas de Torre de Cinca.

depositaron los materiales analizados y sugieren una tendencia general a condiciones más áridas. Tal y como se ha comentado anteriormente, la parte inferior de la unidad ha sido interpretada como resultado del depósito en un sistema lacustre en el que en la parte interna no se desarrolló vegetación enraizada capaz de bioturbar el sedimento del fondo lacustre. Las características que presentan las facies no reflejan emersiones, tan sólo pequeñas variaciones de profundidad en la lámina de agua (dominan las secuencias de somerización integradas, en el caso de las más completas, por tres términos: margas, calizas laminadas, calizas masivas). En cambio, la parte superior de la unidad se depositó en relación con un sistema lacustre más somero con gran desarrollo de vegetación enraizada, que experimentó frecuentes oscilaciones de la lámina de agua, e incluso algunos episodios de emersión. Todo ello se pone de manifiesto por la existencia de secuencias de somerización integradas (de base a techo) por margas, calizas masivas y bioturbadas (e incluso brechificadas), así como por el crecimiento intersticial de yeso en relación con las facies bioturbadas.

La combinación entre estos resultados isotópicos preliminares y los datos sedimentológicos previos permite interpretar que la evolución de la unidad Calizas de Torrente de Cinca en el tiempo supuso una somerización del sistema lacustre en el que ésta se depositó, que pudo estar ligada a un cambio en el tiempo hacia condiciones con menor balance hídrico (precipitación/evaporación); tales condiciones darían lugar al desarrollo de carbonatos con $\delta^{18}\text{O}$ más pesados. En este sentido se ha establecido a partir de criterios fundamentalmente estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos, que desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior tuvo lugar en la Península Ibérica un cambio a condiciones de mayor aridez (Calvo *et al.*, 1993) que podría ser la causa de la evolución descrita para la Unidad calizas de Torrente de Cinca. Por otra parte, cabe indicar que estudios previos ya demostraron la influencia de factores orbitales, y en concreto del ciclo climático de precesión, en la sedimentación de la unidad lacustre de Torrente de Cinca (Luzón *et al.*, 2002).

Finalmente, a pesar de que condiciones de menor balance hídrico favorecerían una degasificación preferencial del ^{12}C , el amplio desarrollo de vegetación enraizada en relación con la parte superior de la unidad supondría un gran aporte de materia orgánica (fuente principal de ^{12}C) al sedimento, de manera que los carbonatos presentan valores isotópicos más ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ que los de la parte inferior.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos IBE2004-CIE-10 y IBE2005-CIE-O6 de la Universidad de Zaragoza.

REFERENCIAS

- Barberá, X., Parés, J.M., Cabrera, L. y Anadón, P. (1994): High-resolution magnetic stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in an alluvial-lacustrine succession (Ebro Basin, northeast Spain). *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 85: 181-193.
- Cabrera, L. (1983): *Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, 443 p.
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Eliazaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. (1993): Up-to-date-Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6(3-4): 29-40.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. y Andrés, J.A. (1992): Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: Ensayo de síntesis. *Acta Geologica Hispanica*, 27: 127-144.
- Gomis, E., Parés, J.M. y Cabrera, L. (1999): Nuevos datos magnetoestratigráficos del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector SE de la Cuenca del Ebro (provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca, NE de España). *Acta Geologica Hispanica*, 32(3-4): 185-199.
- Kim, S.T. y O'Neil, J.R. (1997): Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(16): 3461-3475.
- Leng, M.J. y Marshall, J.D. (2004): Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 23: 811-831.
- Luzón, A., González, A., Muñoz, A. y Sánchez-Valverde, B. (2002): Upper Oligocene-Lower Miocene shallowing upward lacustrine sequences controlled by periodic and non-periodic processes (Ebro Basin, northeastern Spain). *Journal of Paleolimnology*, 28: 441-456.
- Luzón, A. y González, A. (2000): Sedimentology and Evolution of a Paleogene-Neogene Shallow Carbonate Lacustrine System, Ebro Basin, Northeastern Spain. En: *Lake basins through space and time* (E.H Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds). AAPG Studies in Geology, 46: 407-416.
- Luzón, A. (2001): *Análisis tectosedimentario de los materiales terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza)*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 465 p.
- Talbot, M.R. (1990): A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 80: 261-279.

Evidencias petrográficas y geoquímicas sobre la procedencia de las areniscas de la Formación Sariñena (sector septentrional de la Cuenca del Ebro, España)

A. Luzón, A. Yuste y B. Bauluz

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. aluzon@unizar.es, alfon@unizar.es, bauluz@unizar.es

ABSTRACT

The aim of this study has been to determine the possible influence of several source areas on the sedimentation which took place on the septentrional limit of the Ebro Basin (Central sector) during the Oligocene-Miocene. Such sediments correspond to the Sariñena Formation and were deposited in relation to alluvial systems coming from the north. In this study mineral and geochemical techniques have been combined with sedimentological data in order to get the aim. Studied sandstones (25) come from proximal alluvial fans located at the S of Sierras Surpirenaicas; from alluvial-fluvial fans (fluvial system of Huesca); and from Sierra de Sis, located at the S of the Axial Zone. The mineralogical and geochemical data show that the alluvial sandstones would come mainly from carbonate areas (Sierras Surpirenaicas) and those of alluvial-fluvial from more heterogeneous areas and mainly with silica composition (Axial Zone). On the other hand, the compositional differences between the alluvial-fluvial sandstones and those collected from Sierra de Sis imply that, despite the latter acted as a channel for the alluvial-fluvial fans, its mineralogical or geochemical signature has not been reflected in the alluvial-fluvial sandstones. This may be due to the sedimentary process and to the addition of other sediments to the system during its crossing by the zone of the Graus-Tremp Basin.

Key words: alluvial systems, alluvial-fluvial systems, Geochemistry, mineralogy, Ebro Basin.

INTRODUCCIÓN

Los materiales detríticos que afloran en el borde septentrional de la Cuenca del Ebro (zona central) (Fig. 1) pertenecen a la Formación Sariñena (Quirantes, 1978; Luzón, 2001) y se depositaron durante el Oligoceno y el Mioceno en relación con sistemas aluviales procedentes del norte. En función de los procesos dominantes se diferencian dos tipos de sistemas (Luzón, 2001; Luzón y González, 2003; Luzón, 2005): abanicos aluvio-fluviales de gran desarrollo (incluidos en el sistema fluvial de Huesca de Hirst y Nichols, 1986) y abanicos aluviales de corto desarrollo. Estudios previos han demostrado que los primeros drenaron áreas fuente silíceas y carbonatadas. Estas áreas se corresponden con las Sierras Interiores y la zona Axial Pirenaica. Asimismo, estos abanicos recibieron aportes desde la Depresión Intermedia (Cuencas de Tremp-Graus y Jaca) y las Sierras Surpirenaicas (Hirst y Nichols, 1986; Vincent y Elliot, 1997; Vincent, 2001; Yuste *et al.*, 2004). El área fuente de los segundos, en cambio, se localizó en las Sierras Surpirenaicas, a las que se encuentran adosados.

Vincent y Elliot (1997) y Vincent (2001) interpretaron los conglomerados de las Sierras de Sis y de Gulp, al este de Poble de Segur (Fig. 2), como vestigios de paleovalles situados inmediatamente al sur de su área fuente (Zona Axial y

Sierras Interiores). La edad, localización geográfica, paleocorrientes y similitud litológica de los términos superiores de estos conglomerados con respecto a los conglomerados que afloran en el sector septentrional de la Cuenca del Ebro, permiten considerar que tanto la parte superior de los conglomerados de las Sierras de Sis y Gulp (Fm Collegats), como sus equivalentes no conservados hacia el oeste, formarían parte del sistema al que pertenecen los abanicos aluvio-fluviales desarrollados en el margen norte de la Cuenca del Ebro (Vincent y Elliot, 1997; Vincent, 2001; Luzón, 2001; Luzón y González, 2003; Luzón, 2005).

En este trabajo se caracteriza la composición mineralógica y geoquímica de los depósitos arenosos intercalados entre los conglomerados de la Sierra de Sis y los conglomerados septentrionales de la Cuenca del Ebro, con objeto de determinar la posible influencia de distintas áreas fuente en la sedimentación de la Fm Sariñena y establecer herramientas mineralógicas y geoquímicas para determinar procedencia en sedimentos reciclados.

METODOLOGÍA

Se han muestreado las zonas proximales de distintos abanicos desarrollados en la parte septentrional de la Cuenca del

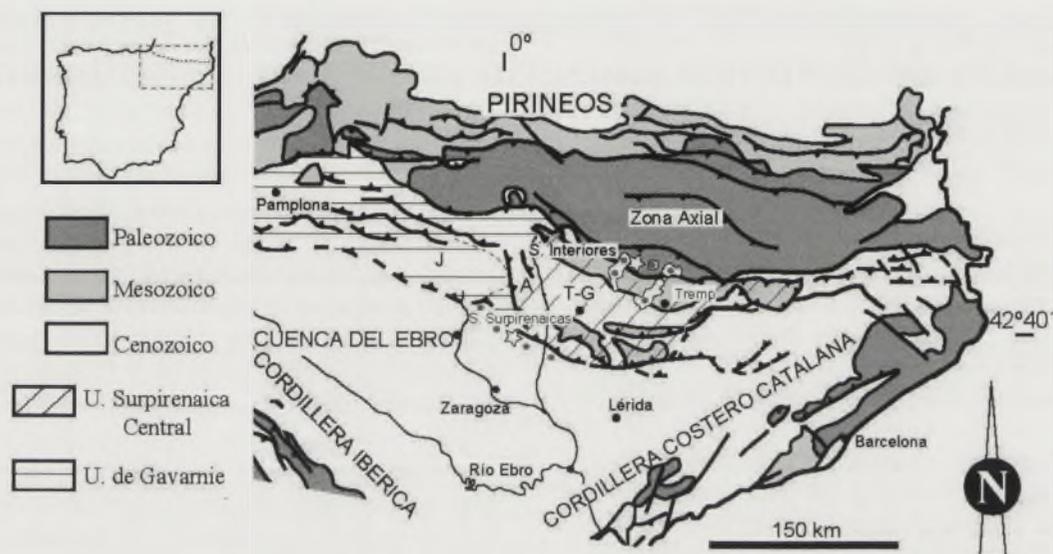


FIGURA 1. Mapa geológico del NE de la Península Ibérica donde se señalan las zonas muestreadas (estrellas).

Ebro; su situación se muestra en la figura 2. En concreto, se han estudiado cinco muestras procedentes de los abanicos aluviales de corto desarrollo, localizados preferentemente en el sector occidental, y ocho muestras procedentes de los abanicos aluvio-fluviales de gran desarrollo, concretamente los abanicos de Balces y de Huesca (ab y ah en figura 2). Además, se tomaron doce muestras de la Sierra de Sis, inmediatamente al sur de la Zona Axial.

Las areniscas fueron trituradas al objeto de realizar preparaciones homogéneas y determinar su composición mineralógica y geoquímica. Las muestras totales y sus fracciones 20-2mm y < 2mm fueron estudiadas por difracción de rayos-X (DRX) utilizando un difractómetro Philips PW1710 con radiación CuK α y rendija automática. Las fracciones fueron extraídas por decantación y posteriormente se prepararon agregados orientados secados a temperatura ambiente y solvatados con etilenglicol y dimetilsulfóxido a 60°C y 80°C,

respectivamente. Además, se caracterizaron por microscopía de luz transmitida los esqueletos de las areniscas, identificando la composición mineral de los clastos y realizando contajes de puntos para determinar las proporciones relativas de los distintos tipos de clastos presentes. La composición química de las areniscas se determinó por ICP (espectrometría por plasma de acoplamiento inductivo) en el caso de los elementos mayores y por ICP-MS (espectrometría de masas por plasma de acoplamiento inductivo) para los elementos traza, incluyendo las tierras raras.

RESULTADOS

Los datos de DRX reflejan que todas las areniscas presentan mineralogías similares. La única diferencia observada es que, en promedio, las areniscas procedentes de los abanicos aluviales son ligeramente más ricas en calcita que las

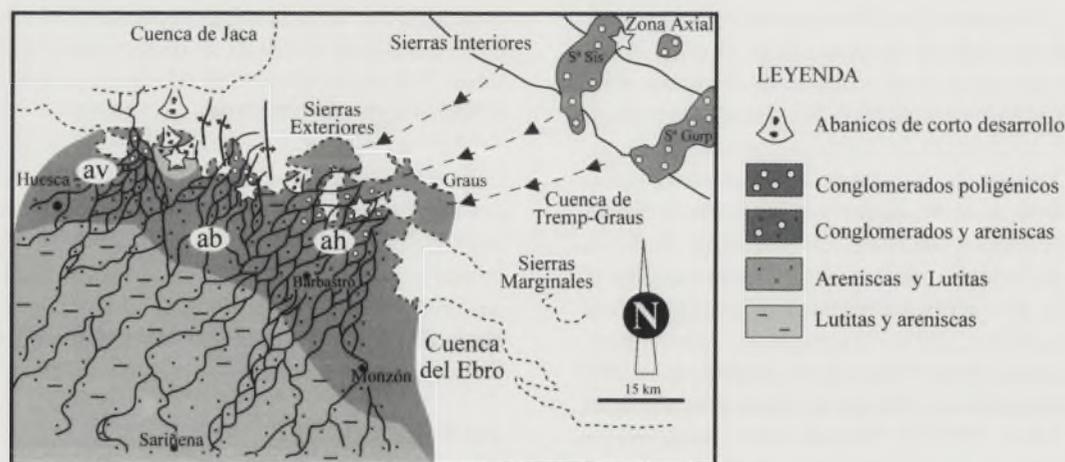


FIGURA 2. Esquema paleogeográfico del área de estudio; las estrellas señalan las zonas muestreadas. Av = abanico de Vadiello; ab = abanico de Balces; ah = abanico de Huesca.

de los abanicos aluvio-fluviales. Por otra parte, se observa que las areniscas de la Sierra de Sis no presentan dolomita y son más ricas en filosilicatos. A pesar de estas diferencias, las desviaciones estándar implican que los datos de los tres grupos se solapan. La caracterización de las fracciones finas refleja que el filosilicato predominante en ambas fracciones de todas las areniscas es la illita, asociada a clorita y pequeñas proporciones de esmectita. Además, en algunas de las areniscas, tanto aluviales como fluvio-aluviales, se ha detectado paligorskita y caolinita.

El estudio petrográfico muestra que las areniscas aluviales presentan texturas granosostenidas; en contraposición, las aluvio-fluviales muestran texturas no granosostenidas. Siguiendo la nomenclatura de Zuffa (1980) los clastos de los esqueletos son de origen extracuenal, pudiendo diferenciarse dos tipos: clastos carbonatados y clastos no carbonatados. Según las proporciones en estos dos tipos de clastos, las areniscas aluviales se clasifican como extrarenitas carbonatadas y las

fluviales como extrarenitas no carbonatadas. Los clastos carbonatados diferenciados son fragmentos micríticos y microesparíticos, y bioclastos. Los clastos no carbonatados distinguidos son: cuarzo mono y policristalino, fragmentos de sílex de coloraciones marrones oscuras y fragmentos de areniscas y lutitas. Otros componentes minoritarios de las areniscas son: moscovita, biotita, parcialmente alterada a clorita, turmalina, circón, epidota y apatito. Los datos petrográficos indican que las areniscas de los abanicos de Balces y Huesca presentan un esqueleto fundamentalmente de composición silíceo, mientras que las de la Sierra de Sis, además de diversos clastos de sílice, tienen porcentajes significativos de fragmentos de areniscas de tonalidades rojas. En todas las areniscas analizadas se observan evidencias del desarrollo de un cemento carbonatado de composición calcítica, que ha reemplazado la matriz arcillosa inicial. Este reemplazamiento es responsable de los altos contenidos en calcita detectados por DRX y que modifica significativamente la mineralogía primaria.

Los contenidos en elementos mayores muestran que, aunque por DRX los tres grupos de muestras presentan composiciones mineralógicas similares, hay diferencias geoquímicas significativas. Un ejemplo de estas diferencias se muestra en la figura 3A en la que se discriminan claramente los tres grupos citados en función de la razón $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$. Por otra parte, los contenidos en algunos elementos traza, tales como Nb, Y, Zr, y los elementos de las tierras raras (REE), permiten de nuevo observar diferencias composicionales entre los tres grupos de areniscas (Fig. 3B). El tratamiento estadístico de los datos geoquímicos refleja que existen altas correlaciones positivas entre algunos de los elementos analizados. Las asociaciones más significativas están entre los contenidos en $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ y los de REE ($r = 0,81$), Nb ($r = 0,87$), Y ($r = 0,85$), así como Zr con REE ($r = 0,91$) y Hf ($r = 0,90$). Estas correlaciones implican que las fases minerales que posiblemente concentran dichos elementos traza son minerales accesorios tales como óxidos de Fe y/o Ti y circones. REE, Nb, Y y Zr, entre otros, son elementos considerados relativamente inmóviles durante los procesos sedimentarios por lo que serían heredados del área fuente. Por otra parte, también existen altas correlaciones positivas entre el contenido en Al_2O_3 y el TiO_2 , Fe_2O_3 , REE y Zr, lo que sugiere que las fases anteriormente citadas (óxidos de Ti y Fe y circones) se concentran en muestras con altos contenidos en filosilicatos, lo que también atestigua la figura 3A. Además, algunas razones entre elementos relativamente inmóviles tales como Co/Th , Th/Sc y La/Sc presentan valores diferentes entre las areniscas de la Sierra de Sis y las de los abanicos aluvio-fluviales de Balces y Huesca. Dichos valores son los siguientes: $\text{Co}/\text{Th} = 1,3 (\pm 0,1)$, $\text{Th}/\text{Sc} = 0,82 (\pm 0,1)$ y $\text{La}/\text{Sc} = 2,7 (\pm 0,2)$ para las arenas de Sis y $0,55 (\pm 0,1)$, $1,02 (\pm 0,1)$ y $4,0 (\pm 0,2)$ respectivamente para las areniscas de Balces y Huesca. Estas diferencias implicarían que éstas últimas tuvieron un área fuente relativamente más ácida (Cullers, 2000) que las de la Sierra de Sis.

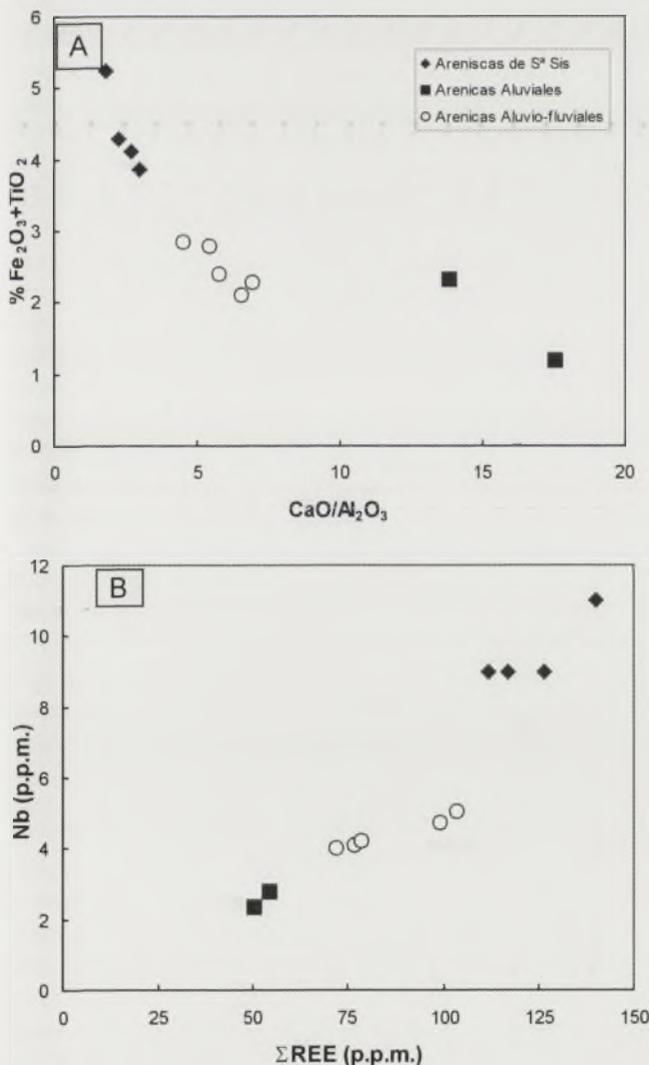


FIGURA 3. Proyección de la composición química de las areniscas en el gráfico $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ vs. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (A) y en el gráfico Nb vs. ΣREE (B). ppm = partes por millón.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos presentados implican que al combinar el estudio petrográfico con el geoquímico es posible discriminar la influencia de diversas áreas fuente que tuvieron las areniscas estudiadas. En contraposición, la caracterización mineralógica (DRX) no muestra dichas diferencias ya que refleja la composición mineral promedio, no siendo posible discriminar entre fases detríticas y diagenéticas.

El estudio petrográfico refleja que las areniscas aluviales procederían de áreas fundamentalmente carbonatadas (Sierras Surpirenaicas), mientras que las areniscas aluvio-fluviales procederían de áreas más heterogéneas y dominadas por composiciones silíceas. Por otra parte, y a pesar de que los materiales de la Sierra de Sis corresponden a uno de los canales alimentadores de los abanicos aluvio-fluviales desarrollados en la Cuenca del Ebro, se detectan diferencias entre las areniscas analizadas en ambas zonas. No se han encontrado en las areniscas de Balces y Huesca los clastos de areniscas rojizas presentes y abundantes en las areniscas de Sis, hecho que podría ser debido a que dichos fragmentos, más lábiles que los silíceos, habrían sido disgregados durante el proceso de transporte hacia el sur. Por otro lado, sería esperable que la señal geoquímica presente en la Sierra de Sis permaneciera sin modificar durante el proceso de transporte y que fuese transferida a los abanicos aluvio-fluviales de Balces y Huesca. Sin embargo, los datos geoquímicos expuestos reflejan que dicha señal no se mantiene. Este hecho podría ser atribuido a la incorporación de otros sedimentos al sistema (a través de afluentes) a su paso por la zona correspondiente a la Cuenca de Graus-Tremp, de manera que se produciría una "dilución" de la señal geoquímica original.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos IBE2004-CIE-10 y IBE2005-CIE-O6 de la Universidad de Zaragoza.

REFERENCIAS

- Cullers, R.L. (2000): The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181-203.
- Hirst, J.P.P. y Nichols, G.J. (1986): Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. En: *Foreland Basins* (A. Allen y P. Homewood, Eds.). IAS, Spec. Pubs., 8: 247-258.
- Luzón, A. (2001): *Análisis Tectosedimentario de los materiales Terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza)*. Tesis doctoral, Univ. Zaragoza, 465 p. (Inédita).
- Luzón, A. (2005): Oligo-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, 177: 19-39.
- Luzón, A. y González, A. (2003): Los sistemas aluviales Oligo-Miocenos del margen norte de la Cuenca del Ebro: caracterización sedimentaria y síntesis paleogeográfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16: 239-256.
- Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario Continental de los Monegros*. Publ. Institución Fernando el Católico, (C.S.I.C.), Diputación Provincial de Zaragoza, 207p.
- Vincent, S.J. (2001): The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. *Sedimentology*, 48: 1235-1276.
- Vincent, S.J. y Elliot, T. (1997): Long-lived transfer zone paleovalleys in mountain belts: an example from the Tertiary of the Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 303-310.
- Yuste, A., Luzón, A. y Bauluz, B. (2004): Provenance of Oligo-Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (Spain): a XRD, petrographic and SEM study. *Sedimentary Geology*, 172 (3-4): 251-268.
- Zuffa, G.G. (1980): Hybrid arenites; their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 21-29.

Rasgos tectónicos y deformación de las cuencas terciarias de O Barco de Valdeorras, Quiroga y El Bierzo (Noroeste del Macizo Ibérico)

F. Martín-González

Área de Geología -ESCET-, Universidad Rey Juan Carlos, c/ Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid. fidel.martin@urjc.es

ABSTRACT

Some Tertiary continental basins are located in the North-West of the Iberian Peninsula, over the variscan basement of the Iberian Massif. The tectonic interpretation of the Tertiary basins has been very controversial. The aim of this work has been to identify and map the structures that bound some of these basins and to recognise the deformations in the Tertiary deposits. The Bierzo, Barco de Valdeorras and Quiroga basins are bounded and deformed by northward and southward dipping thrusts, generating pop-down structures, where the Tertiary deposits are preserved.

Key words: *Tectonics, Tertiary basins, north-western Iberian Peninsula, Iberian Massif.*

INTRODUCCIÓN

En el Noroeste del Macizo Ibérico (Fig. 1) se encuentran una serie de cuencas terciarias, rellenas de materiales generalmente terrígenos, con niveles de carbonatos y margas, todos ellos de origen continental. Estos materiales están distribuidos de forma irregular y discordante sobre el Zócalo Varisco. Las potencias de sus depósitos son muy variables, desde apenas una decena hasta varios centenares de metros.

Uno de los problemas del estudio de estas cuencas radica en la naturaleza de los sedimentos que las rellenan, ya que se trata principalmente de depósitos detríticos continentales y mal preservados; factores que han impedido hasta la fecha dataciones fiables (Martín Serrano *et al.*, 1996). Además, la escasa extensión de los afloramientos, su segmentación, la diferencia de espesores, litologías, distintos controles tectónicos y la poca continuidad lateral de las formaciones, hacen que su estudio, modelos de génesis y edades propuestas sean controvertidos. En este trabajo se estudian tres cuencas del Noroeste del Macizo Ibérico, como son las de Quiroga, O Barco de Valdeorras y El Bierzo. Estas cuencas se sitúan entre los relieves de El Caurel y Ancares al Norte, y los Montes Galaico-Leoneses al Sur (Fig. 1). Las cuencas se encuentran atravesadas por el río Sil que discurre de Este a Oeste. En los terciarios de las cuencas estudiadas en este trabajo, la ausencia de lignitos de interés económico hizo que los trabajos de investigación se abortaran en las fases preliminares, y sólo se realizaron estudios completos para la investigación de oro en las cuencas de El Bierzo.

La tectónica en las cuencas terciarias estudiadas en este trabajo, ha sido generalmente abordada de manera general dentro de estudios de sedimentología, paleontología o mineralogía, o

dentro de grandes modelos tectónicos para todo el Noroeste peninsular (Santanach, 1994; Heredia *et al.*, 2004). En estos estudios, se han propuesto para una misma cuenca tectónica soluciones muy diferentes que, incluso, llegan a veces a ser contradictorias. Así, se han interpretado tectónicas extensionales de *grabens* (Heraíl, 1984); zonas transtensivas dentro de tectónicas transcurrentes (Olmo, 1985); y tectónicas compresivas (Santanach, 1994). Por otro lado, la deformación de las cuencas ha sido también objeto de controversia, ya que los materiales se presentan subhorizontales en la mayor parte ellas.

Por estos motivos, se presentan en este trabajo los primeros resultados de un estudio que tiene por objeto identificar las principales estructuras que controlaron y/o limitan las cuencas, así como las deformaciones de los depósitos. Para ello, se han reconocido y cartografiado las distintas estructuras tectónicas que limitan las cuencas, las relaciones fallas-depósitos, las deformaciones de los mismos y su interacción con la red de drenaje como indicador de actividad tectónica reciente. Dicho análisis se ha limitado a tres cuencas, que, junto al estudio llevado a cabo en las cuencas de Sarria y Monforte de Lemos (Martín-González, en este volumen), pretende aportar nuevos datos sobre la tectónica y deformación de estas cuencas, pero no pretende plantear o extrapolar un modelo tectónico para el terciario del Noroeste peninsular o para todas las cuencas, sobre alguna de las cuales existen ya numerosos trabajos.

LAS CUENCAS TERCIARIAS DEL CORREDOR DEL SIL

El tramo en el que el río Sil abandona la cuenca del Bierzo y su continuación hasta su confluencia con el río Miño se

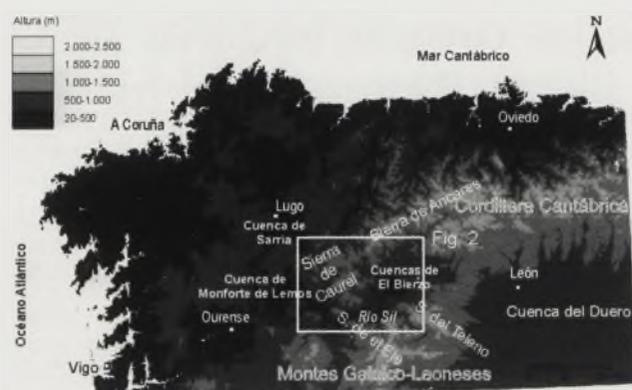


FIGURA 1. Situación dentro del Noroeste Peninsular de las cuencas estudiadas y de la figura 2.

encuentran jalonados por un rosario de cuencas y afloramientos cenozoicos de diferentes extensiones. En este trabajo, se han estudiado por su mayor tamaño la cuenca de Quiroga y la de O Barco, que incluye las subcuencas de O Barco, en sentido restringido, y A Rúa.

La cuenca terciaria de Quiroga

A grandes rasgos, la cuenca de Quiroga tiene el borde Norte actual limitado por la falla de Quiroga de dirección N 60° (Fig. 2), y el borde Sur limitado por la falla de Vilanova; del mismo tipo que la que controla el borde Norte pero con vergencia opuesta. El borde sur también aparece cabalgado por un cabalgamiento de dirección NE-SO.

Los materiales terciarios aparecen deformados y afectados por fallas inversas de igual dirección que los bordes de la cuenca. Este tipo de deformaciones ya fueron descritas por Vergnolle (1990).

La cuenca de O Barco

La cuenca de O Barco s.l. muestra su borde Norte actual limitado por los cabalgamientos de La Portela y Rubiana con dirección N 65° y N 50°, respectivamente (Fig. 2). Se trata de cabalgamientos vergentes al Sur cabalgando y deformando los materiales terciarios de la cuenca. El cabalgamiento de Rubiana llega a invertir los depósitos más modernos del terciario. El borde Sur está limitado, principalmente, por el cabalgamiento de O Barco, vergente al Noroeste y de más de 45 km. Sin embargo, los depósitos terciarios meridionales no están limitados por las mismas fallas que la cuenca actual, sino que están controlados además de por el cabalgamiento de O Barco por el cabalgamiento de Silva en el límite Suroriental de la cuenca y por el de Rubiana en el Norte.

Los materiales de la cuenca aparecen deformados, cortados y con altos buzamientos en los bordes (llegando a observarse sucesiones invertidas y buzamientos de más de 80° hacia el Sur, como en el cabalgamiento de Rubiana).

En cuanto a la relación con el drenaje actual, los sedimentos terciarios no están ligados al curso actual del río Sil. Así, se observa cómo los sedimentos terciarios de la cuenca

continúan por las localidades de Rubiana y Biobra limitados por los cabalgamientos de Robledo y de la Portela y Rubiana, completamente desligados del drenaje actual que se realiza ceñido al cabalgamiento Sur de O Barco. Esto indicaría una variación del drenaje terciario respecto al actual, ya que el actual tras abandonar la cuenca de El Bierzo discurre rumbo Sur hasta Puentes, donde después de encontrarse con el cabalgamiento de O Barco, toma rumbo Oeste paralelo al cabalgamiento, lejos de los depósitos terciarios.

Discusión conjunta para las cuencas del corredor del Sil

Las cuencas del corredor del Sil, se encuentran cabalgadas e intensamente deformadas en sus bordes. Estos bordes delimitan en la actualidad los afloramientos de depósitos terciarios. Las diferentes cotas de estos depósitos y los importantes buzamientos medidos, indican una actividad tectónica que ha dislocado las formaciones con posterioridad a su depósito. Además, los cabalgamientos levantan los bordes y sustratos de las cuencas a distintas cotas, quedando generalmente preservadas dichas cuencas dentro de estructuras de tipo *pop-down*.

LAS CUENCAS TERCIARIAS DEL BIERZO

Las cuencas de El Bierzo son las de mayor extensión y mejor registro sedimentario de todas las cuencas del Noroeste. En este trabajo sólo se estudiará su mitad occidental y se incluirán bajo la denominación de El Bierzo a todas las cuencas y depósitos terciarios desde el Sur de la Sierra de Ancares hasta las laderas septentrionales de los montes Aquilianos y el Teleno. Así, en este apartado se tratan conjuntamente todos los depósitos que tendrían un origen y génesis similar y que fueron posteriormente individualizados por la actividad tectónica posterior (Martín-González, 2005).

Las cuencas de El Bierzo se encuentra limitada por cabalgamientos y fallas que, además de controlar el depósito de la mayor parte de los sedimentos, los cortan y restringen los lugares donde se pueden encontrar en la actualidad (Figs. 2 y 3). Los límites septentrionales de las subcuencas de Vega de Espinareda, Fabero y San Pedro de Olleros se encuentran cabalgados por cabalgamientos de orientación N 50° y N 30°, y de vergencia Sur que cobijan los sedimentos terciarios. Estas subcuencas se hallan individualizadas lateralmente por el distinto avance de los cabalgamientos, a su vez condicionado por zonas de transferencia. Los cabalgamientos cortan los depósitos terciarios inferiores y generan el depósito sintectónico de los conjuntos de depósitos superiores, como ocurre en el cabalgamiento de Paradaseca, donde se puede observar discordancia progresiva de los depósitos terciarios causada por el emplazamiento del cabalgamiento. Por otro lado, los depósitos que rellenan las cuencas son indicativos de grandes abanicos aluviales generados por reactivación tectónica del relieve (Hovius, 2000). La subcuenca de Ponferrada se encuentra cabalgada al Norte por dos sistemas de cabalgamientos, uno vergente al Sur pero con dirección N 70° como el de Villafranca, y otros más

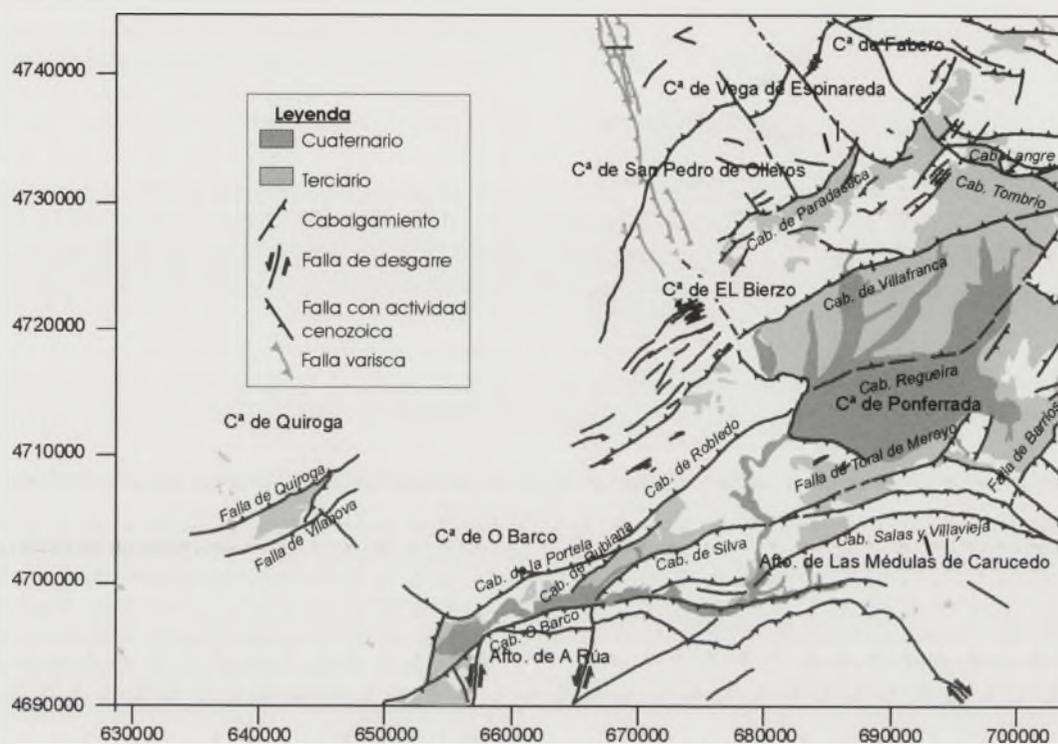


FIGURA 2. Mapa estructural de las cuencas de Quiroga, O Barco de Valdeorras y El Bierzo con las principales fallas y cabalgamientos, así como su relación con los depósitos terciarios.

E-O pertenecientes al subdominio de Ancares con direcciones E-O y ENE-OSO, como los de Langre, Tombrío y Berlanga. Estos cabalgamientos deforman los depósitos terciarios midiéndose buzamientos de 40° cerca del de Villafranca, y 50° en los de Tombrío y Langre. Debajo de la cuenca, tal y como atestigua la red de drenaje y la continuidad de las

estructuras reconocidas fuera de la cuenca, existe al menos un cabalgamiento con vergencia Sur, del mismo tipo que los descritos para articular el basamento de la cuenca (Cab. de Regueira).

La cuenca de El Bierzo se encuentra también afectada por las fallas NE-SO que basculan los sedimentos terciarios

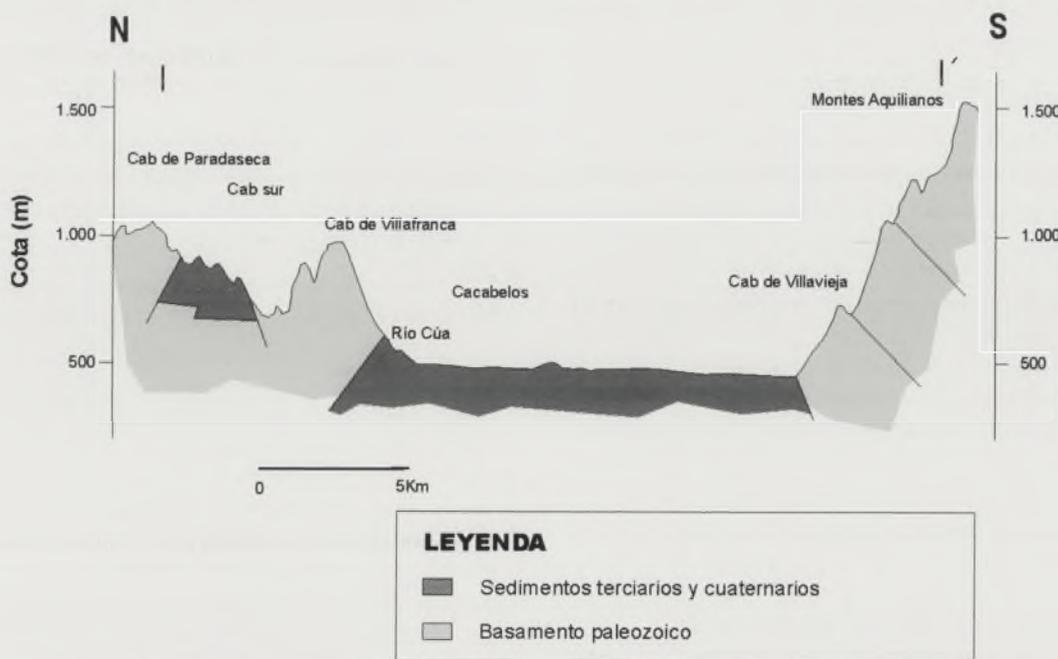


FIGURA 3. Corte esquemático de las cuencas terciarias de El Bierzo, en el que se observa las principales estructuras que limitan las cuencas, las superficies basculadas.

entre 45° y 60° en la falla de Barrios y entre 30° y 40° en la falla de Toral de Merayo.

El borde meridional de la cuenca es más complejo que el septentrional, ya que está controlado por cabalgamientos vergentes al Norte, de geometrías complejas y que reactivan en algunos tramos estructuras variscas antiguas y fallas de desgarre N 30°. En general, el terciario está afectado por estas fallas N 30° que actúan también como cabalgamientos; midiéndose buzamientos en los depósitos terciarios desde 20° a 70°. Estas fallas llegan incluso a cortar a los cabalgamientos que, vergentes al Norte, afectan a los depósitos del Sur de la cuenca (Fig. 3). Además, los cabalgamientos E-O como los de Salas y Villavieja cabalgan los depósitos más modernos del Terciario de la cuenca, que en esta zona corresponde a la Formación Médulas (Martín-González, 2005).

Por otro lado, existen en la cuenca una serie de indicadores morfotectónicos que señalan una actividad tectónica reciente importante (Martín-González, 2005). Así, existe un patrón de drenaje paralelo característico de una red con pendiente hacia el SSO y una cuenca fuertemente basculada, lo que también justificaría la importante asimetría del Sil. Además, se observa la migración del Sil que, fluyendo desde del Norte, choca perpendicularmente con el borde Sur disponiéndose paralelamente a él y desarrollando terrazas exclusivamente en la vertiente derecha. La asimetría de la cuenca, es decir el área que queda en la vertiente izquierda o derecha con respecto al canal principal, ha sido cuantificada en un 71% hacia el SSO (según el índice AF es de 85), lo que indicaría un importante basculamiento de la cuenca.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las cuencas terciarias del corredor del Sil y el Bierzo están limitadas por cabalgamientos E-O y ENE-OSO, con vergencias opuestas y que hunden y deforman los depósitos a modo estructuras de tipo *pop-down*. Los cabalgamientos afectan los depósitos terciarios, deformándolos incluso hasta invertirlos. Aunque en gran parte de los afloramientos de las cuencas se observa horizontalidad, esto se debe a que la deformación en este tipo de cuencas se concentra en los bordes, cerca de las estructuras tectónicas que las limitan; mientras que el interior de la cuenca no registra la deformación. Por otro lado, se observa una relación sintectónica para los depósitos más modernos del terciario de las cuencas, en los que se pueden observar discordancias progresivas relacionadas con el emplazamiento de los cabalgamientos, aunque las relaciones son de corte en la mayor parte de los terciarios, indicando emplazamiento con posterioridad a su depósito.

En general, para todas las cuencas terciarias estudiadas, se observa que la extensión que podemos cartografiar en la actualidad no es la que originariamente tuvieron. Esto viene originado por la actividad tectónica que continuó con posterioridad a su depósito, responsable de la deformación y segmentación de los depósitos en las cuencas actuales.

La importante asimetría que presenta la red de drenaje y el trazado del río Sil a su paso por la subcuenca de Ponferrada indica un basculamiento hacia el SSO, posiblemente originado por el emplazamiento hacia el norte de los cabalgamientos de Villavieja y Salas.

REFERENCIAS

- Heraud, G. (1984): *Géomorphologie et géologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne (Le Bierzo, León)*. Editions du CNRS, París, Science de la Terre, 1: 456 p.
- Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Vegas, R., De Vicente G., Cloetingh, S., Giner, J. y González Casado, J.M. (2004): Cadenas Cenozoicas del Noroeste Peninsular. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 619-621.
- Hovius, N. (2000): Macroscale process systems of mountain belt erosion. En: *Geomorphology and global Tectonics* (M. A. Summerfield, Ed.). John Wiley and Sons, England, 77-105.
- Martín-González, F. (2005): *Tectónica Alpina, Neotectónica y Sismotectónica en la terminación occidental de los relieves cantábricos (Macizo Ibérico)*. Marco tectónico de las crisis sísmicas de Lugo. Tesis doctoral. Univ. Complutense, Madrid, 313 p.
- Martín-Serrano, A., Mediavilla R. y Santisteban J.I. (1996): North-western Cainozoic record: present knowledge and the correlation problem. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 237-246.
- Olmo Sanz, A. (1985): Estudio geológico-sedimentario de las cuencas terciario-cuaternarias de Monforte de Lemos, Maceda y Quiroga. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 10: 83-93.
- Santanach, P. (1994): Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 57-71.
- Vergnolle, C. (1990): Morfogénese des reliefs cotières associés a la marge continentale nord-espagnole. L'exemple du nord-est de la Galice. *Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Serie Nova Terra*, 1: 315 p.

Rasgos tectónicos y deformación de las cuencas terciarias de Sarria y Monforte de Lemos (Noroeste del Macizo Ibérico)

F. Martín-González

Área de Geología -ESCET-, Universidad Rey Juan Carlos, c/ Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid. fidel.martin@urjc.es

ABSTRACT

Some Tertiary continental basins are located in the North-West of the Iberian Peninsula, over the variscan basement of the Iberian Massif. The tectonic interpretation of the Tertiary basins has been very controversial. The aim of this work has been to identify and map the structures that bound some of these basins and to recognise the deformations in the Tertiary deposits. Sarria and Monforte de Lemos basins are both bounded and deformed by subvertical NE-SW faults. These faults have a vertical component as hinge and pivotal faults, that is the reason why the Tertiary deposits have been preserved.

Key words: Tectonics, Tertiary basins, north-western Iberian Peninsula, Iberian Massif.

INTRODUCCIÓN

En el Noroeste del Macizo Ibérico (Fig. 1) se encuentran una serie de cuencas terciarias, rellenas de materiales generalmente terrígenos, con niveles de carbonatos y margas, todos ellos de origen continental. Estos materiales están distribuidos de forma irregular y discordante sobre el Zócalo Varisco. Las potencias de sus depósitos son muy variables, desde apenas una decena hasta varios centenares de metros. Uno de los problemas del estudio de estas cuencas radica en la naturaleza de los sedimentos que las rellenan, ya que se trata principalmente de depósitos detríticos continentales y mal preservados; factores que han impedido hasta la fecha dataciones fiables (Martín Serrano *et al.*, 1996). Además, la escasa extensión de los afloramientos, su segmentación, la diferencia de espesores, litologías, distintos controles tectónicos y la poca continuidad lateral de las formaciones, hacen que su estudio, modelos de génesis y edades propuestas sean controvertidos. En este trabajo se estudian dos de las cuencas más extensas del Noroeste del Macizo Ibérico, como son las de Sarria y Monforte de Lemos. Estas cuencas están situadas al oeste de los relieves de El Caurel y Ancares, donde estos se articulan con las llanuras Lucenses y Orensanas. En los terciarios de las cuencas estudiadas en este trabajo, la ausencia de lignitos de interés económico hizo que los trabajos de investigación se abortaran en las fases preliminares.

La tectónica en las cuencas terciarias estudiadas en este trabajo, ha sido generalmente abordada de manera general dentro de trabajos de sedimentología, paleontología o mineralogía, o dentro de grandes modelos tectónicos para todo el Noroeste peninsular (Santanch, 1994; Heredia *et al.*, 2004). En estos estudios, se han propuesto para una misma cuenca

tectónica soluciones muy diferentes que, incluso, llegan a veces a ser contradictorias. Así, se han interpretado para estas cuencas tectónicas extensionales de *grabens* (Vergnolle, 1990) y zonas transtensivas dentro de tectónicas transcurrientes (Olmo, 1985). Por otro lado, la deformación de las cuencas ha sido también objeto de controversia, ya que los materiales se presentan subhorizontales en la mayor parte de ellas (Martín-Serrano, 1982). Por ello, y al no encontrarse deformaciones tectónicas de importancia, varios autores citan como ejemplo de la nula deformación en este tipo de cuencas el trabajo De Groot (1974), que sólo observa 1° de basculamiento para la Formación Iris en la cuenca de Monforte de Lemos.

Por estos motivos, se presentan en este trabajo los primeros resultados de un estudio que tiene por objeto identificar las principales estructuras que controlaron y/o limitan las

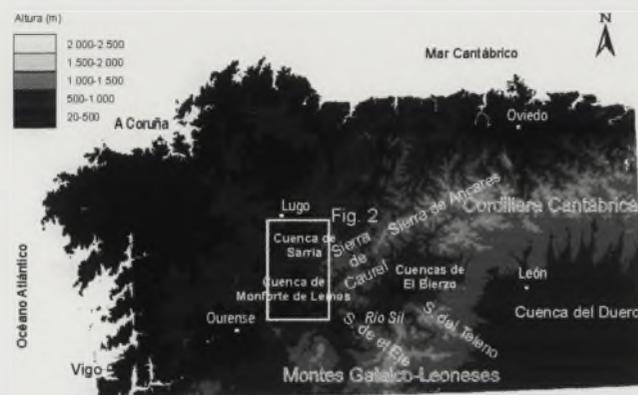


FIGURA 1. Situación dentro del Noroeste Peninsular de las cuencas estudiadas y de la figura 2.

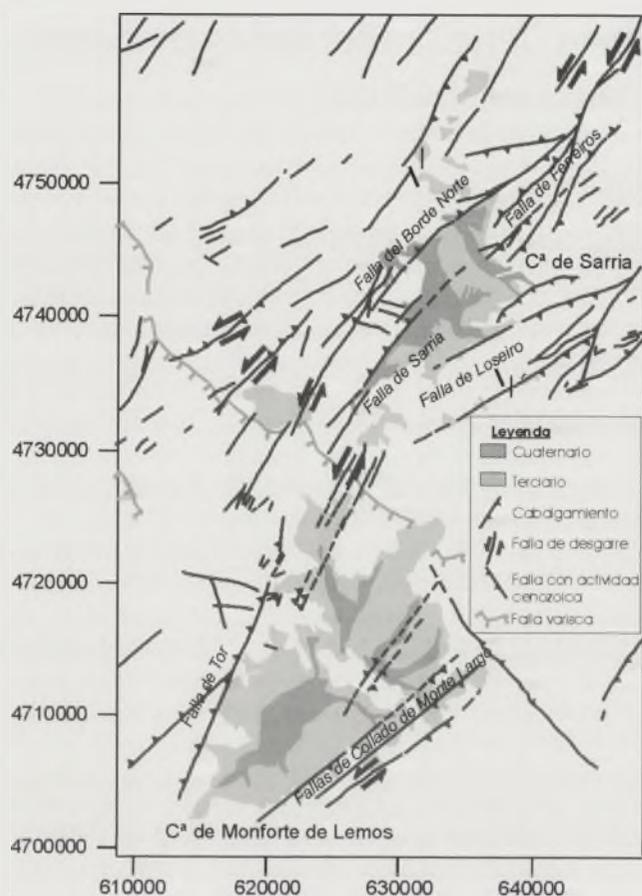


FIGURA 2. Mapa estructural de las cuencas de Sarria y Monforte de Lemos, con las principales fallas, así como su relación con los depósitos terciarios.

cuencas, así como las deformaciones de los depósitos. Para ello, se han reconocido y cartografiado las distintas estructuras tectónicas que limitan las cuencas, las relaciones fallas-depósitos, las deformaciones de los mismos y su interacción con la red de drenaje como indicador de actividad tectónica reciente. Dicho análisis se ha limitado a dos de las cuencas más extensas del Noroeste peninsular, que junto al estudio llevado a cabo en las cuencas de O Barco de Valdeorras,

Quiroga y El Bierzo (Martín-González, en este volumen), pretende aportar nuevos datos sobre la tectónica y deformación de estas cuencas, pero no pretende plantear o extrapolar un modelo tectónico para el terciario del Noroeste peninsular o para todas las cuencas, sobre alguna de las cuales existen ya numerosos trabajos.

LA CUENCA TERCIARIA DE SARRIA

La cuenca de Sarria (Fig. 2) se encuentra limitada, tanto en el Norte como en el Sur, por fallas de dirección N 50° (Fallas de Laseiro y Borde Norte). El borde Norte tiene una expresión morfológica importante y presenta evidencias de una actividad tectónica reciente al cortar los depósitos más modernos del terciario de la cuenca. Además, este borde corta las formaciones de calizas y calizas margosas de los tramos inferiores sin desarrollo de facies de borde de cuenca, indicando que las fallas son posteriores a los depósitos terciarios. El borde Sur está limitado por fallas de igual dirección que el Norte, pero el contacto está más degradado. Las fallas N 50° son desgarres sinistras con importantes movimientos en la vertical; estas fallas son además las que controlan la morfología del sustrato de la cuenca, como se ha observado en los estudios gravimétricos allí realizados (Martín-González *et al.*, 2003). Además, estas fallas preservan los sedimentos de la cuenca en una serie de bloques hundidos y basculados en forma de teclas de piano (Fig. 3).

LA CUENCA DE MONFORTE DE LEMOS

La cuenca se encuentra limitada por el Oeste por una falla de dirección N-30° (falla de Tor), con una cinemática de desgarre que ha respondido en algunos momentos como falla con importante salto en la vertical. Apenas existe contacto entre ella y el límite de los depósitos terciarios de la cuenca, fuertemente erosionados. Sin embargo, en las zonas en que sí están en contacto, la falla corta a los depósitos (Fig. 2). En la actualidad esta falla constituye uno de los rasgos morfoestructurales más importantes de la zona.

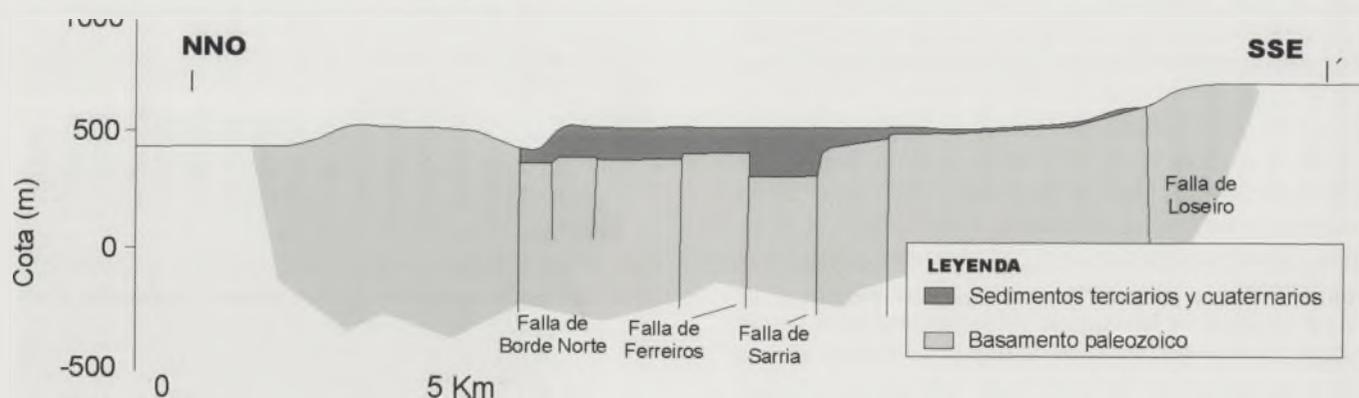


FIGURA 3. Corte esquemático de la cuenca de Sarria, donde se muestran las estructuras principales y la tectónica en bloques. Situación en la figura 2.

El límite Sureste presenta alineados los depósitos terciarios, aunque la ausencia de una falla clara que corte los materiales y de un escarpe bien desarrollado ha hecho que se interprete como un límite no tectónico o como una flexura (De Groot, 1974). No obstante, este límite presenta las mismas direcciones que las fallas N 40°-50° del Collado de Monte Largo; todas de desgarre sinistro y que ante la compresión NO-SE han funcionado como inversas, hundiendo y basculando los bloques de igual dirección previamente generados.

En cuanto a las repercusiones de la tectónica sobre la red de drenaje, destacar la asimetría de los ríos Cabe, Cinsa, Mao y Saa, indicadora de la actividad de los bloques limitados por las fallas NO-SE. Por otro lado, se observa una importante modificación del drenaje de la cuenca en tiempos recientes, tal y como atestiguan los paleodrenajes de dirección SE de la Puebla de Brollón y de Cima de Vila. Esta modificación se habría producido por los movimientos verticales de las fallas del Collado de Monte Largo, fallas pertenecientes a la familia N 40°-50° que controla el borde Sureste (Martín-González, 2005).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las cuencas de Sarria y Monforte de Lemos, se encuentran limitadas por un gran corredor de fallas de alto ángulo y orientación N 30°-50°. Este corredor está situado en el límite occidental de los relieves de El Caurel y Ancares; además, se trata de fallas originariamente de desgarre sinistro que, con posterioridad, se mueven como fallas inversas en una tectónica en bloques que desmiembra y articula los afloramientos actuales. Así pues, estas fallas controlan el zócalo sobre el que se apoyan las cuencas, preservando los materiales sedimentarios, subhorizontales en la mayor parte de este grupo de cuencas. Por este motivo, y al no encontrarse deformaciones tectónicas de importancia, De Groot (1974) indicó un basculamiento de la Formación Iris de sólo 1° en la cuenca de Monforte de Lemos; aunque existen numerosos criterios que indican una importante actividad tectónica sin-sedimentaria y posterior al depósito de los materiales terciarios en este grupo de cuencas. Por un lado, la existencia de unos bordes de cuenca limitados por fallas que incluso llegan a afectar las formaciones más modernas del terciario de las cuencas (bordes que además presentan una importante expresión morfológica) y, por otro, los depósitos que rellenan las cuencas, son indicativos de grandes abanicos aluviales generados por reactivación tectónica del relieve (Hovius, 2000). Además, la deformación, aunque inapreciable en la mayor parte de los sedimentos terciarios, se concentra en pequeñas franjas y en los bordes fallados, donde se han podido medir importantes basculamientos. Finalmente, la red de drenaje presenta patrones y asimetrías característicos de actividad tectónica reciente, tal y como atestigua la existen-

cia de paleodrenajes de la cuenca de Monforte, y asimetrías de los ríos que la atraviesan.

En general, para todas las cuencas terciarias estudiadas, se observa que la extensión que podemos cartografiar en la actualidad no es la que originariamente tuvieron. Esto viene originado por la actividad tectónica posterior a su depósito, responsable de la deformación y segmentación de los depósitos en las cuencas actuales. De esta forma, se observan por ejemplo, restos de la cuenca original al sur de los límites actuales de la cuenca de Sarria (afloramientos de Loureiro-Oural).

REFERENCIAS

- De Groot, R., (1974): *Quantitative analysis of pediments and fluvial terraces applied to the basin of Monforte de Lemos*. Bodemkundig Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam, 22: 127 p.
- Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Vegas, R., De Vicente G., Cloetingh, S., Giner, J. y González Casado, J.M. (2004): Cadenas Cenozoicas del Noroeste Peninsular. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 619-621.
- Hovius, N. (2000): Macroscale process systems of mountain belt erosion. En: *Geomorphology and global Tectonics* (M.A. Summerfield, Ed.). John Wiley and Sons, England, 77-105.
- Martín-González, F. (2005): *Tectónica Alpina, Neotectónica y Sismotectónica en la terminación occidental de los relieves cantábricos (Macizo Ibérico)*. Marco tectónico de las crisis sísmicas de Lugo. Tesis doctoral. Univ. Complutense, Madrid, 313 p.
- Martín-González, F., Insúa, J.M., Capote, R. y Martínez-Díaz, J.J. (2003): Estudio gravimétrico de la cuenca terciaria de Sarria (Lugo-España). *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 28: 329-341.
- Martín-Serrano, A. (1982): El terciario de Galicia; Significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito. *Tecniterrae*, 48: 19-41.
- Martín-Serrano, A., Mediavilla R. y Santisteban J.I. (1996): North-western Cainozoic record: present knowledge and the correlation problem. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 237-246.
- Olmo Sanz, A. (1985): Estudio geológico-sedimentario de las cuencas terciario-cuaternarias de Monforte de Lemos, Maceda y Quiroga. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 10: 83-93.
- Santanach, P. (1994): Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 57-71.

First column of faint text, likely the beginning of a paragraph or section.

Second column of faint text, continuing the content from the first column.

Third column of faint text, possibly containing a list or detailed notes.

Fourth column of faint text, likely the end of a section or page.

Magnetoestratigrafía de la Cuenca de Madrid (Aragoniense-Vallesiense): datos preliminares

M. Montes¹, B. Beamud², M. Garcés³ y J. P. Calvo⁴

1 IGME, Dirección de Geología y Geofísica, Área de Cartografía Geológica, c/ Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. m.montes@igme.es

2 Servicios Científicotécnicos U.B., CSIC, Instituto de Ciencias de La Tierra Jaime Almera, c/ Sole i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. beamud@ub.edu

3 Depto. Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuenca, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, 08028 Barcelona. mgarces@ub.edu

4 IGME, Dirección General, c/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. jose.calvo@igme.es

ABSTRACT

Four stratigraphic successions covering most of the lithological record from the Lower and Intermediate Miocene genetic units in the Madrid Basin have been correlated by means of magnetostratigraphic data. The correlation is also based on paleontological and sedimentological information, this representing the first, although preliminary, magnetostratigraphic approach to the distal alluvial and lacustrine Miocene deposits of the Madrid Basin. The composite magnetostratigraphic succession of the Madrid Basin spans from chron C5Br to chron C5n, which represents around 6 Ma, in the middle and upper Miocene, recorded by a 185 m thick succession. The boundary between the Lower and Intermediate genetic units is set within chron C5AD, with an interpolated age around 14.35 Ma.

Key words: Magnetostratigraphy, Miocene, Madrid Basin.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se sitúa en el sector occidental de la Cuenca de Madrid (Fig. 1). La sucesión miocena de la Cuenca de Madrid ha sido dividida clásicamente en tres unidades genéticas denominadas Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior (Junco y Calvo, 1983; Calvo *et al.*, 1989; Alonso Zarza *et al.*, 2004). La Unidad Inferior, datada como Ageniense-Aragoniense medio, presenta un espesor máximo de unos 800 m y se caracteriza por la presencia de sedimentos lutíticos y evaporíticos en los sectores centrales de la cuenca, evolucionando hacia el norte y noroeste a depósitos de areniscas arcósicas y localmente conglomerados, mientras que hacia el oeste pasan a facies lutítico-carbonatadas. La Unidad Intermedia, de edad Aragoniense medio-Vallesiense superior, está formada esencialmente por sedimentos carbonatados y yesos en las zonas centrales y por depósitos terrígenos en el resto, observándose en estos variaciones composicionales en función del área fuente. Por lo que respecta a la Unidad Superior, datada como Vallesiense superior-Turolense superior, los depósitos presentan espesores inferiores a 50 m y sólo afloran en la zona centro-oriental de la cuenca. Está constituida por depósitos detríticos fluviales, erosivos sobre la serie carbonatada infrayacente, y carbonatos de carácter lacustre.

Estas unidades han sido datadas por faunas de vertebrados presentes en la sucesión neógena, en especial en la U. Intermedia (Peláez-Campomanes *et al.*, 2000). Sin embargo, no existe hasta el momento ningún estudio magnetoestrati-

gráfico que complemente de forma precisa y continua la información cronológica de la sucesión estratigráfica miocena de la Cuenca de Madrid. Dar a conocer los resultados preliminares del estudio magnetoestratigráfico es el objeto del presente trabajo.

SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

El registro estratigráfico de la parte alta de la Unidad Inferior y los dos ciclos de la Unidad Intermedia queda bien representado en las columnas de la carretera M-45, Gurugú, Cerro de los Guardias y Pico del Águila (Fig. 1). Estas secciones se han elegido entre otras posibles atendiendo a la presencia de yacimientos fosilíferos, litología favorable para los estudios paleomagnéticos (predominio de lutitas) y correlación litoestratigráfica sencilla. Sus materiales representan ambientes de sedimentación aluvial de zonas media y distal, palustre y lacustre (Calvo *et al.*, 1989).

La sección M-45 (Fig. 2) pertenece por entero a la Unidad Inferior del Mioceno. Está formada por una alternancia de lutitas de colores grises, rojizos, marrones y verdosos con niveles de carbonatos dolomíticos de espesor decimétrico con laminaciones algales y lutitas margosas blanquecinas. Representan un ambiente de sedimentación de llanura fangosa próxima a una zona lacustre evaporítica en retracción que va siendo ocupada por depósitos aluviales distales (abundancia hacia techo de los tramos lutíticos rojos). A lo largo de esta sección de 48 m se estudiaron 29 testigos.

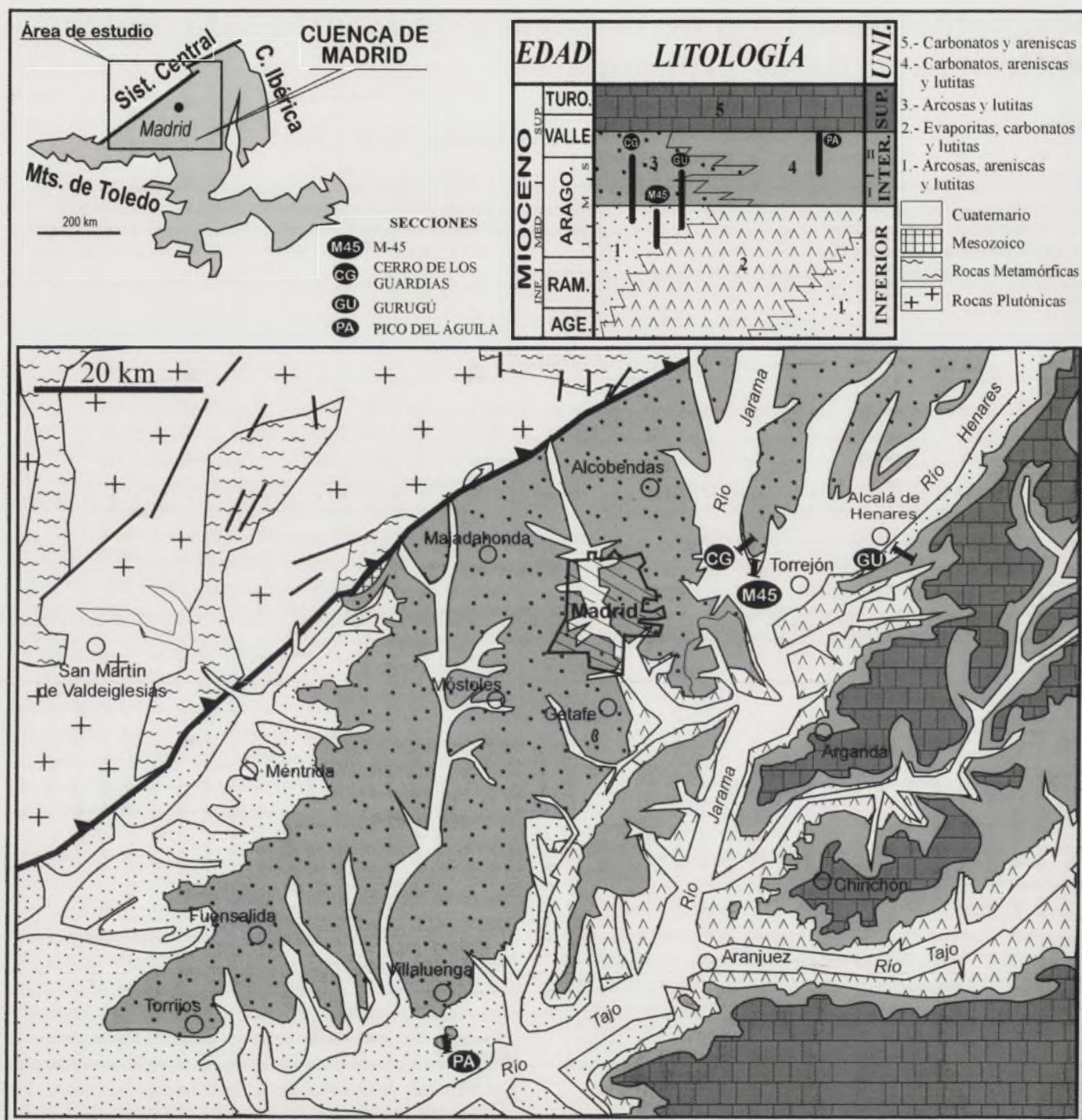


FIGURA 1. Esquema geológico del sector central de la Cuenca de Madrid con la cartografía de las unidades estratigráficas principales, leyenda con las relaciones laterales de las facies y situación geográfica y estratigráfica de las secciones estudiadas.

En la sección de Gurugú se reconocen el techo de la Unidad Inferior y la base de la Intermedia (Fig. 2). La parte inferior está constituida por lutitas rojizas con bioturbación por raíces, sobre las que se intercalan niveles de areniscas micáceas con ligera tonalidad verdosa. Hacia el techo de la parte inferior aparecen niveles de carbonatos grises edafizados alternando con lutitas rojas y areniscas. La parte superior está constituida por lutitas rojas y areniscas arcóscicas cuya poten-

cia, frecuencia y morfologías canalizadas aumentan a techo. El inicio de los depósitos detríticos que se observa hacia la mitad de la sección se ha considerado clásicamente en otros lugares de la cuenca, como límite entre la Unidad Inferior e Intermedia (Junco y Calvo, 1983, Calvo *et al.*, 1989). Sobre los 66 m de sección se han estudiado 37 testigos.

La sección de Cerro de los Guardias abarca el techo de la Unidad Inferior y gran parte de la Unidad Intermedia

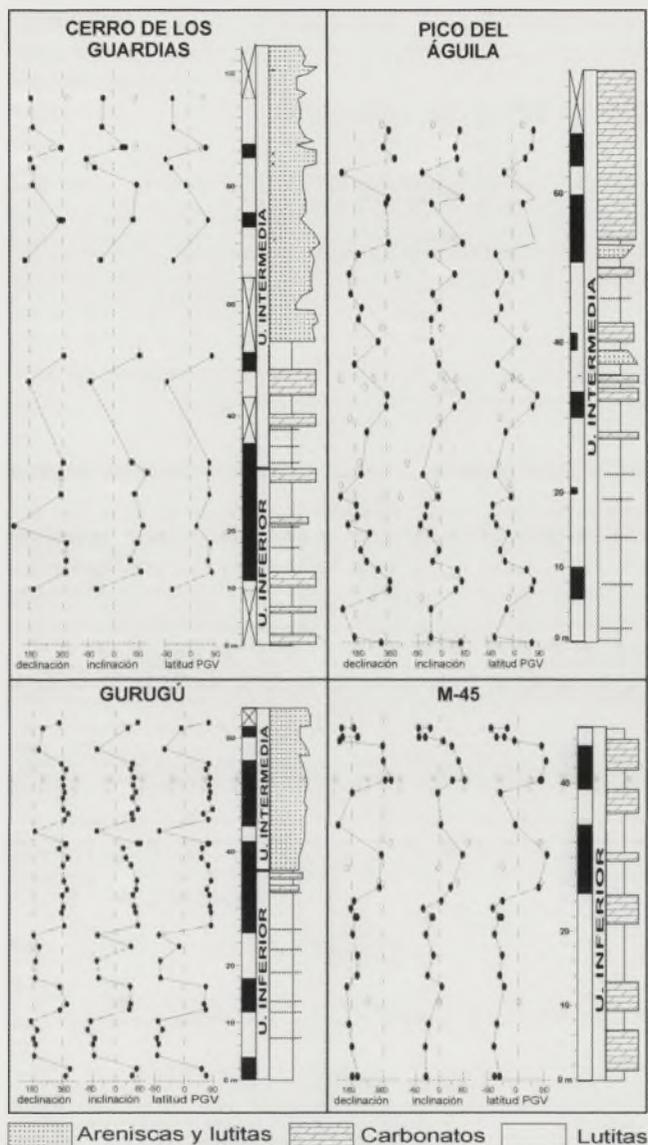


FIGURA 2. Columnas estratigráficas y magnetoestratigráficas de las secciones estudiadas. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, los círculos blancos representan direcciones menos fiables. En la sucesión de polaridad magnética, las bandas negras indican polaridad magnética normal y las bandas blancas polaridad magnética inversa.

(Fig. 2). La parte inferior de la sección consiste en una alternancia de lutitas amarillentas y niveles de carbonatos dolo-míticos frecuentemente con sílex, que se interpreta como facies distales de abanico aluvial con paleosuelos carbonatados. La parte superior se caracteriza por un incremento de niveles intercalados de areniscas arcósicas que presentan frecuentemente bases con cantos de cuarzo. El yacimiento Paracuellos III (PA III) se encuentra a techo de la sección, mientras que los yacimientos Paracuellos VI (PA VI) y Paracuellos V (PA V) se sitúan por debajo en sucesiones próximas, habiéndose extrapolado su posición estratigráfica. El conjunto de yacimientos indica un intervalo de edades comprendido entre el Aragoniense medio y el superior (Calvo *et*

al., 1984; Herráez, 1993; Alcalá *et al.*, 1994). Esta parte superior de la sucesión del Cerro de los Guardias se interpreta como una progradación extensa de los sedimentos detríticos arcósicos gruesos de características aluviales procedentes del borde occidental de la cuenca. El total de muestras estudiadas es de 18, en los 105 m de espesor medidos en la sucesión.

La sección de Pico del Águila (Fig. 2) es estratigráficamente la más alta de las cuatro estudiadas y todos los depósitos que registra pertenecen a la Unidad Intermedia (Fig. 2). Cerca de la base de la sección está situado el yacimiento de Villaluenga, de edad Aragoniense superior (Díaz de Neira y López Olmedo *et al.*, 1999). La parte inferior está dominada por lutitas de tonalidades verdosas en las que se intercalan niveles de areniscas micáceas y esporádicos niveles de carbonatos y limolitas carbonatadas. Hacia la mitad de la serie aparecen niveles compactos de areniscas micáceas, lutitas gris verdosas y carbonatos y hacia el techo dominan los tramos margosos y carbonatados de tonalidades blanquecinas que culminan con niveles de sílex. En conjunto, los depósitos representan facies de llanura fangoso-carbonatada que dan paso a facies lacustre-palustres en los tramos superiores, con episodios de avenidas detríticas. Se han estudiado 41 muestras sobre 78 m de serie.

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Metodología. En total se han analizado 125 muestras. La técnica utilizada ha consistido fundamentalmente en la desmagnetización progresiva de 1 a 3 muestras por cada estación (Fig. 2). La desmagnetización progresiva (térmica o por campos alternos) se aplica rutinariamente a las muestras con el fin de aislar diferentes componentes que contribuyen a la Magnetización Remanente Natural de las Rocas (MRN).

Al menos una muestra por estación fue desmagnetizada térmicamente, aplicando una media de 15 pasos de temperatura, con incrementos variables en función de la litología y hasta alcanzar la desmagnetización completa de la MRN. En muestras con baja intensidad de magnetización, como las lutitas verdosas en la sección de la M-45 o la de Pico del Águila, se aplicaron incrementos cortos de temperatura a partir de 250 °C (20 °C, 100 °C, 150 °C, 200 °C, 250 °C, 280 °C, 310 °C, 340°C, 370°C, 400°C, 430°C). En muestras de lutitas rojas con altas intensidades de magnetización, como las de la sección de Gurugú, los pasos de temperatura fueron más amplios y la desmagnetización se continuó hasta temperaturas máximas de 650 °C (20 °C, 100 °C, 180 °C, 250 °C, 320 °C, 380 °C, 440 °C, 500 °C, 550 °C, 600 °C, 630 °C, 650 °C). Aparte, una pequeña fracción de muestras se desmagnetizó mediante campos alternos con el fin de caracterizar la mineralogía magnética portadora.

Propiedades magnéticas. En la mayoría de muestras se observa que existe una componente de baja temperatura que, en general, se desmagnetiza por debajo de 150 °C. La desmagnetización por campos alternos a 20 mT también es eficaz eliminando esta componente, sugiriendo que no se trata

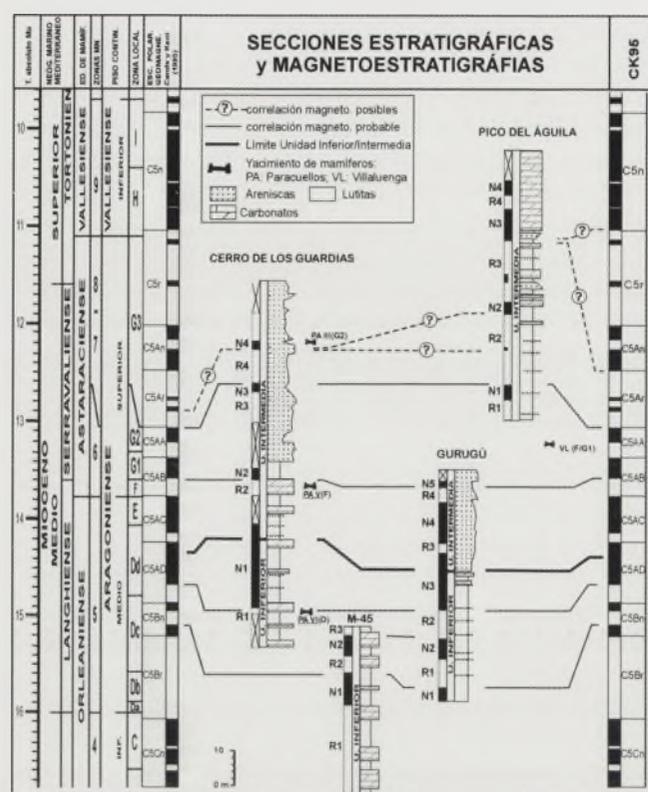


FIGURA 3. Correlación magnetoestratigráfica entre las sucesiones litológicas estudiadas y la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (Cande y Kent, 1995): El límite U. Inferior/U. Intermedia queda establecido en el cron C5AD, calibrándose por interpolación en 14,35 Ma. En la columna del Pico del Águila existen diferentes opciones de correlación.

de una magnetización residente en goetita, hidróxido de hierro que habitualmente puede aparecer como alteración superficial de otros minerales con hierro. En algunos casos, esta componente muestra direcciones aleatorias, pero frecuentemente se orienta paralela al campo geomagnético actual. En cualquier caso, se trata de una componente de baja estabilidad muy probablemente asociada a una magnetización viscosa reciente. Por encima de 200 °C, las muestras presentan una única componente, estable en muchos casos hasta 450 °C-500 °C. Esta componente más estable, denominada componente característica, presenta en todas las secciones direcciones con polaridad normal e inversa claramente distinguibles.

Las medias de las direcciones características de polaridad normal e inversa son antipodales, indicando que el procedimiento de desmagnetización en el laboratorio ha sido eficaz eliminando la componente viscosa de la MRN. Se debe señalar que en la sección de Pico del Águila y en menor proporción en la M-45 y Cerro de los Guardias, se han encontrado muestras con magnetización muy baja (inferior a 1E-5 A/m) y que por encima de 300 °C no presentaban direcciones estables por lo que no se han tenido en cuenta en el análisis magnetoestratigráfico.

Aparte de la desmagnetización de la MRN también se estudió la adquisición de la Magnetización Remanente Iso-

térmica (MRI) con el fin de caracterizar la mineralogía magnética presente en los sedimentos. Las curvas de adquisición de la MRI muestran que los sedimentos de Cerro de los Guardias y el Gurugú se saturan rápidamente a campos relativamente bajos, por debajo de 0,3 T, indicando que la magnetita es prácticamente el único mineral magnético presente en los sedimentos y que es de origen detrítico. En los sedimentos de la M-45 y Pico del Águila, las propiedades magnéticas indican una composición más heterogénea, con la presencia de varias fases magnéticas (magnetita y hematites incluídas).

MAGNETOESTRATIGRAFÍA

La figura 3 muestra la correlación de columnas obtenida con el patrón de magnetozonas asignado a cada una de las mismas, una vez obtenidas la posición y latitud del Polo Geomagnético Virtual (PGV) en cada una de las muestras.

La atribución bioestratigráfica de los sedimentos de la base de la Unidad Intermedia al Aragoniense medio-superior es un dato suficientemente contrastado por la abundancia de yacimientos de vertebrados fósiles. Asumiendo esta información biocronológica y la calibración de las faunas del Aragoniense en su área tipo de la Cuenca de Calatayud-Daroca (Daams *et al.*, 1999), el patrón de inversiones de la magnetoestratigrafía local en la Cuenca del Madrid es suficientemente característico para esbozar una correlación con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG) (Cande y Kent, 1995).

Así, la potente magnetozona inversa de la base de la sección M-45 (R1, Fig. 3) corresponde con el característico cron inverso del Langhiense (C5Br), mientras que las dos cortas magnetozonas normales N1 y N2 de la M-45 y el Gurugú corresponden con los dos cronos normales de C5Bn. Asimismo, las dos potentes magnetozonas normales N3 y N4 en el Gurugú correlacionan muy bien con la sucesión de cronos normales C5AD y C5AC.

La correlación de Cerro de los Guardias con la ETPG en general es menos fiable debido a la baja resolución del muestreo. Tan sólo la magnetozona N1 puede correlacionarse sin ambigüedades con el cron C5AD, dado que dicha atribución está a su vez apoyada por los resultados del Gurugú y la M-45. A techo de esta magnetozona se sitúa el límite estratigráfico entre la U. Inferior y la U. Intermedia.

La correlación de la mitad superior de Cerro de los Guardias con la ETPG es altamente dependiente de los datos bioestratigráficos aportados por las localidades de vertebrados de Paracuellos. Así, la atribución del yacimiento PA V a la zona local F, determina una correlación de la magnetozona R2 con el cron C5ABr. Asimismo, la atribución de PA III a la biozona G2 favorece una correlación del tramo inverso del techo de Cerro de los Guardias con el cron C5Ar. La presencia de una magnetozona normal (N4) próxima al yacimiento PA III no es segura dado que está representada tan sólo por una muestra de baja calidad, por lo que su correlación con algún subcron dentro de C5Ar resulta posible, pero poco fiable.

La correlación de Pico del Águila con la ETPG cuenta, como anclaje principal, con la asociación faunística del yacimiento de Villaluenga, atribuida a las zonas F/G1 que, en Calatayud-Daroca, han sido correlacionadas con el cron C5AB (Daams *et al.*, 1999). Este dato favorece la correlación de la magnetozona normal de la base de la serie (N1) con el cron C5AA, al estar el inicio de la columna unos metros por encima del yacimiento. Sin embargo, la integración del resto de la sección es problemática debido a su localización más distante con respecto a las otras tres, lo que dificulta su correlación estratigráfica, y a la escasa resolución de las magnetozonas. Para acotar las diferentes opciones posibles de correlación (Fig. 3), se impone la realización de un estudio más detallado, con integración de datos estratigráficos, cartográficos y análisis de las tasas de sedimentación.

La magnetoestratigrafía incluida en el ámbito del estudio se extiende desde el cron C5Br al cron C5n, si se admiten las hipótesis de correlación más amplias, lo cual representaría casi 6 Ma dentro del Mioceno medio y superior. El límite entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia queda establecido en el cron C5AD, calibrándose, mediante interpolación, en ~ 14,35 Ma.

AGRADECIMIENTOS

Al Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (UB-CSIC), en Barcelona, donde se han realizado los análisis instrumentales. A F. Nozal y F. López Olmedo y C. Arenas por sus comentarios y sugerencias que han contribuido a la mejora del manuscrito original. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto "Investigación Geológica de las hojas a escala 1:200.000 n° 38 (Segovia) y n° 45 (Madrid)" del IGME.

REFERENCIAS

- Alcalá, L., Alonso, A.M., Calvo, J.P., Hoyos, M. y Morales, J. (1994): Cenozoico de Madrid (Paracuellos del Jarama): Excursión B. *X Jornadas de Paleontología*, Madrid, 232-343.
- Alonso-Zarza, A., Calvo, J. P., Silva, P. G., y Torres, T. (2004): Cuenca del Tajo. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Calvo, J.P., Ordóñez, S., García del Cura, M.A., Hoyos, M., Alonso-Zarza, A.M., Sanz, M. E. y Rodríguez Aranda, J. P. (1989): Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geologica Hispanica*, 24: 281-298.
- Calvo, J. P., Ordóñez, S., Hoyos, M. y García del Cura, M. A. (1984): Caracterización sedimentológica de la unidad intermedia del Mioceno de la zona sur de Madrid. *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, 2: 145-176.
- Cande, S. C., y Kent, D. V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic: *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Daams, R., Van der Meulen, A. J., Álvarez Sierra, M.A., Peláez-Campomanes, P. y Krijgsman, W. (1999): Aragonian stratigraphy reconsidered, and a re-evaluation of the middle Miocene mammal biochronology in Europe: *Earth and Planetary Science Letters*, 165: 287-294.
- Díaz de Neira, A., y López Olmedo, F. (1999): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja n° 604 (Villaluenga)*, 2ª serie MAGNA. IGME, Madrid (en prensa).
- Herráez, E. (1993): *Micromamíferos (roedores y lagomorfos) del Mioceno del área de Madrid. Estudio sistemático y bioestratigráfico*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid (inédita).
- Junco, F., y Calvo, J.P. (1983): Cuenca de Madrid. En: *Geología de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos, II: 534-542.
- Peláez-Campomanes, P., Azanza, B., Calvo, J.P., Daams, R., Herráez, E., Morales, J., Nieto, M. y Soria, D. (2000): Bioestratigrafía de las faunas de mamíferos del Mioceno de Madrid: Datación de las Unidades Estratigráficas. En: *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid* (J. Morales, Coord.). Comunidad Autónoma de Madrid: Arqueología, Paleontología y Etnografía, 6: 103-109.

[The page contains extremely faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document. The text is arranged in approximately two columns.]

Magnetoestratigrafía del sureste de la Cuenca del Duero (Aragoniense-Vallesiense): datos preliminares

M. Montes¹, B. Beamud², M. Garcés³, F. Nozal¹, F. López-Olmedo¹ y J. Luengo¹

1 IGME, Dirección de Geología y Geofísica, Área de Cartografía Geológica, c/ Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. m.montes@igme.es, f.nozal@igme.es, fa.lopez@igme.es, j.luengo@igme.es

2 Servicios Científicotécnicos U.B, Instituto de Ciencias de La Tierra Jaime Almera, c/ Sole i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. beamud@ub.edu

3 Depto. Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuenca, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona. mgarcés@ub.edu

ABSTRACT

Two stratigraphic successions covering most of the lithological record from the Lower, Intermediate and Upper Páramo, Miocene sequential units in the SE of Duero Basin, are correlated by means of magnetostratigraphy. The correlation is also based on the paleontological record and geological mapping and represents the first, although preliminary, magnetostratigraphic approach to the fluvial and lacustrine Miocene deposits of the SE Duero Basin. The composite magnetostratigraphic succession spans from chron C5AB to chron C4Ar, which represents around 4.5 Ma, in the middle and upper Miocene, recorded by a 144 m thick succession. Tops of Lower and Upper Páramo units, are correlated with chrons C5Ar and C4Ar, with an interpolated age of 12.5 and 9.3 Ma, respectively. A possible hiatus between Lower and Intermediate "Páramo" units has been also postulated.

Key words: Magnetostratigraphy, Miocene, Duero Basin.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se sitúa en el SE de la Cuenca del Duero (Fig. 1A), entre Piquera de San Esteban (Soria) y Peñafiel (Valladolid). Los sedimentos neógenos que afloran en la zona estudiada son principalmente detríticos de origen fluvial, y carbonatados de génesis palustre y lacustre, que dada su naturaleza más competente y resistente a la erosión son los que constituyen los "páramos calcáreos" característicos de este sector de la cuenca. Los sedimentos detríticos provenientes de las zonas proximales, pasan lateralmente y en la vertical a las facies carbonatadas, dentro de un esquema general de relleno de cuenca endorreica, con las facies lacustres expansivas respecto a las aluviales.

Trabajos recientes como los de Nozal y Montes (2004), Nozal y Herrero (2005), Nozal *et al.*, (2006) y Luengo *et al.*, (2006) (estos últimos en este mismo volumen), han contribuido notablemente al esclarecimiento de la estratigrafía de este sector de la cuenca. En esos trabajos citados, se dividen los depósitos miocenos en tres unidades estratigráficas secuenciales y de carácter detrítico-carbonatadas (en especial hacia la zona oriental), que se han denominado Unidad Páramo Inferior, Unidad Páramo Intermedio y Unidad Páramo Superior (Figs. 1 y 2).

La *Unidad del Páramo Inferior*, es detrítico-carbonatada, constituida en su parte inferior por sedimentos aluviales con niveles carbonatados, que lateralmente hacia el norte y noroeste pasan a facies fluviales de la Unidad Detrítica de

Aranda (Fig. 1B). El término carbonatado con el que culmina, es el denominado Calizas del Páramo Inferior, y desaparece hacia el oeste (Fig. 1). La *Unidad del Páramo Intermedio*, consiste en depósitos aluviales (conglomeráticos), fluviales y de llanura de inundación compuestos por una alternancia de areniscas, lutitas y limos margosos que hacia la zona occidental pasan lateralmente a facies margo-yesíferas y carbonatadas conocidas como Facies Cuestas de génesis palustre y lacustre (Fig. 1). El nivel carbonatado culminante de la unidad denominado Calizas del Páramo Intermedio, se encuentra intercalado entre las calizas culminantes de la región (Calizas del Páramo Superior) y los carbonatos del techo de la unidad precedente (Calizas del Páramo Inferior), ganando representación cartográfica hacia el oeste (Fig. 1B y C). La *Unidad del Páramo Superior* constituye un nuevo ciclo detrítico-carbonatado muy similar al infrayacente con facies aluviales y detrítico margosas, procedentes de los relieves mesozoicos y paleozoicos (Honrubia-Pradales y Somosierra) que lateralmente y hacia el noroeste pasan a facies fluviales microconglomeráticas. El nivel carbonatado que culmina la unidad, morfológicamente constituye los páramos que se conservan al sur del río Duero en la zona estudiada (Fig. 1).

El registro paleontológico de vertebrados existente en la región, ha permitido datar las unidades de forma razonable, una vez que se han precisado la posición de los yacimientos dentro de la serie (Nozal y Montes, 2004, Nozal y Herrero, 2005). Sin embargo, no existe hasta el momento ningún

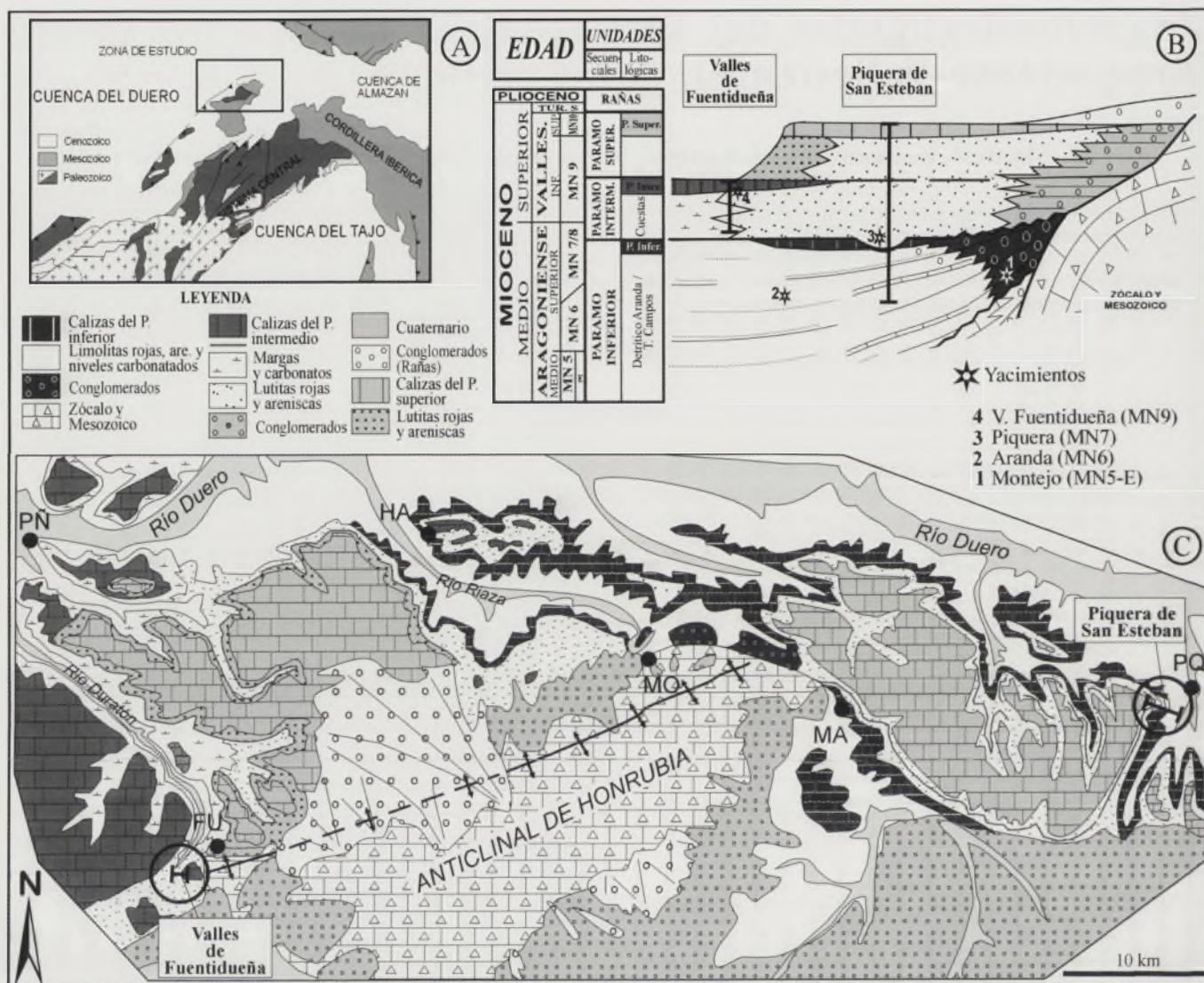


FIGURA 1. (A) Situación del área de estudio. (B) Leyenda del mapa geológico y esquema estratigráfico sintético con las unidades litológicas y secuenciales utilizadas en este trabajo. (C) Mapa geológico sintético basado en Pineda *et al.* (2006), con la situación de las columnas magnetoestratigráficas estudiadas. PN: Peñañiel; HA: Haza; FU: Fuentidueña; MO: Montejo de la Vega; MA: Maderuelo; PQ: Piquera de San Esteban.

estudio magnetoestratigráfico que aporte un registro cronológico continuo de la sucesión estratigráfica miocena en este sector de la Cuenca del Duero. Además, en la Unidad del Páramo Superior no se ha localizado hasta el momento, ningún yacimiento, ni en este sector ni en el resto de la cuenca, por lo que sobre su edad y correlación siempre ha existido incertidumbre.

El objeto del presente trabajo es dar a conocer los resultados preliminares del estudio magnetoestratigráfico y precisar las edades de las unidades mencionadas.

SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

El registro estratigráfico de la parte alta de la Unidad del Páramo Inferior queda razonablemente bien representado en las columnas de Piquera de San Esteban (zona oriental) y Valles de Fuentidueña (zona occidental) (Fig. 1 y 2). Estas

secciones se han elegido, entre otras posibles, atendiendo a la presencia de yacimientos de vertebrados fósiles, predominio de una litología favorable para los estudios paleomagnéticos (lutitas rojas y carbonatos micríticos) y una correlación litoestratigráfica apoyada en una cartografía de detalle basada en el Mapa Geológico de Síntesis de la Cuenca del Duero de Pineda *et al.*, (2006) (en este mismo volumen), que pone de manifiesto la continuidad de los niveles carbonatados culminantes de las unidades estratigráficas mencionadas (Fig. 1C).

La sección de Piquera de San Esteban (Figs. 1 y 2) ofrece un buen registro de la parte superior de la Unidad del Páramo Inferior y de las Unidades del Páramo Intermedio y Superior, estando representados sus tres tramos carbonatados culminantes. Su sedimentología ha sido descrita con detalle por Nozal y Herrero (2005). El tramo correspondiente a la *Unidad del Páramo Inferior* consiste en una alternancia de lutitas rojas y areniscas microconglomeráticas amari-

lentas de origen fluvial, sobre las que se intercalan canales oncolíticos y niveles margo-carbonatados edafizados sedimentados en un ambiente palustre (Nozal y Herrero, 2005). Las calizas culminantes del ciclo son las denominadas Calizas del Páramo Inferior y se interpretan como lagos carbonatados someros. A techo de este nivel se observan un caliche compacto rojizo interpretado como el final del ciclo lacustre. Este caliche se reconoce en buena parte de la región y siempre en la misma posición estratigráfica. La *Unidad del Páramo Intermedio* comienza localmente con un potente canal de conglomerado, que incide directamente sobre el nivel carbonatado precedente erosionándolo parcialmente. Dentro de este canal es donde se sitúa el yacimiento de Piquera de San Esteban de edad Aragoniense superior (MN 7, Mazo y Jordá, 1994). La serie, sin embargo se ha realizado en afloramientos donde dicho canal ya no aparece por acuñamiento, tomándose las muestras de forma continua. El resto de la sección consiste en alternancias de lutitas y delgados niveles de areniscas que culminan en unos niveles carbonatados blanquecinos de unos 6 m de potencia y denominados Calizas del Páramo Intermedio. Este tramo representa un nuevo ciclo de facies aluviales-lacustres, con estas últimas expansivas. La *Unidad del Páramo Superior* constituye un nuevo ciclo aluvial-lacustre que culmina con las Calizas del Páramo Superior de extensa representación en este sector SE de la cuenca (Fig. 1C). El total de muestras estudiadas es de 87, en los 144 m de espesor medidos en la sucesión.

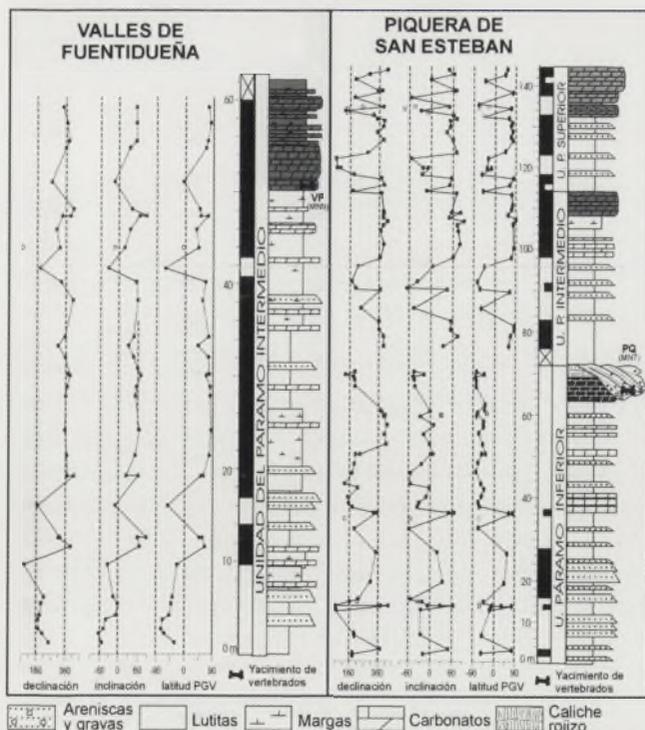


FIGURA 2. Columnas estratigráficas y magnetoestratigráficas de las secciones estudiadas. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, los círculos blancos representan direcciones menos fiables. En la sucesión de polaridad magnética las bandas negras indican polaridad magnética normal y las bandas blancas polaridad magnética inversa.

La sección de Valles de Fuentidueña (Figs. 1 y 2) pertenece por entero a la Unidad del Páramo Intermedio. Registra una alternancia de lutitas y areniscas de colores rojizos, con niveles margoso-carbonatados blanquecinos que culminan con un potente nivel carbonatado que morfológicamente origina un "páramo". Este "páramo" se nivela a una cota inferior a la del culminante en la región localizado en la margen derecha del río Duratón (Calizas del Páramo Superior, Fig. 1). El yacimiento de los Valles de Fuentidueña de edad Vallesiense inferior (MN 9, Alberdi *et al.*, 1997), se sitúa en la base del tramo carbonatado a techo de la sección (Fig. 2). A lo largo de esta sección de 63 m se estudiaron 41 testigos.

MÉTODOS PALEOMAGNÉTICOS

El análisis de las muestras se ha realizado en el Laboratorio de Paleomagnetismo de Barcelona (*Serveis de Suport a la Recerca UB-CSIC*) y ha consistido en la desmagnetización térmica progresiva de una a tres muestras por estación y en la medida de la magnetización remanente natural (MRN). Las muestras fueron sometidas a temperaturas crecientes mediante un desmagnetizador térmico *Schönsted TSD-1*, hasta su completa desmagnetización. El tratamiento aplicado constaba de los siguientes pasos de temperatura 100, 150, 180, 210, 240, 270, 300, 330, 350, 370, 390, 410, 440, 480, 520 y 550 °C. La MRN se midió después de cada paso de desmagnetización mediante un magnetómetro superconductor (2G Enterprises).

La proyección del vector magnetización en dos planos ortogonales (horizontal y vertical) permite la identificación visual de las distintas componentes que contribuyen a la MRN y el cálculo de la intensidad y dirección de cada una de ellas. La mayoría de muestras analizadas presentan una componente de baja temperatura, generalmente eliminada por debajo de 200 °C, que reproduce el campo geomagnético reciente. Por encima de esta temperatura, las muestras presentan una única componente, estable por lo general hasta los 400 °C y, en algunos casos, hasta los 550 °C. Esta componente más estable, denominada componente característica, se ha calculado mediante regresión lineal de los puntos que la definen y presenta en las dos secciones direcciones de polaridad tanto normal como inversa. En la serie de Piquera de San Esteban, aproximadamente un 15% de las muestras presentan magnetizaciones muy bajas (del orden de 10-06 A/m) y comportamientos erráticos a partir de 300 °C, con direcciones poco fiables que no se han considerado a la hora de construir la escala magnetoestratigráfica local.

MAGNETOESTRATIGRAFÍA

La figura 3 muestra la correlación de columnas obtenida con el patrón de magnetozonas asignado a cada una de las mismas, una vez obtenidas la posición y latitud del Polo Geomagnético Virtual (PGV) en cada una de las muestras.

La atribución bioestratigráfica de los sedimentos estudiados al Aragoniense medio-Vallesiense, es un dato razonablemente contrastado por la presencia de yacimientos de vertebrados

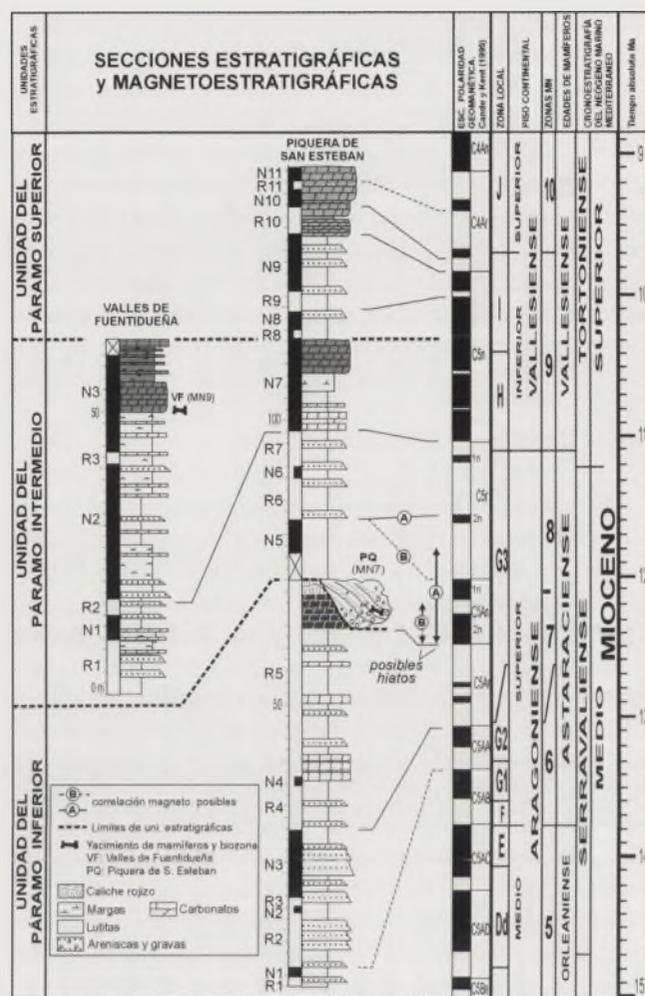


FIGURA 3. Correlación magnetoestratigráfica entre las secciones estudiadas de la Cuenca del Duero y la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (Cande y Kent, 1995). Las flechas señaladas como A y B son los lapsos de tiempo que comprenderían hiatos sedimentarios según sendas interpretaciones de correlación magnética.

dos fósiles, algunos de los cuales se encuentran en las secciones estudiadas. Asumiendo esta información biocronológica y la calibración de las faunas del Aragoniense en su área tipo de la Cuenca de Calatayud-Daroca (Daams *et al.*, 1999), el patrón de inversiones de la magnetoestratigrafía local del SE de la Cuenca del Duero es suficiente para esbozar una correlación preliminar con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG) (Cande y Kent, 1995).

La correlación de la columna de los Valles de Fuentidueña con la ETPG, cuenta como vínculo la presencia del yacimiento homónimo de edad Vallesense inferior (MN 9). De esta forma, el conjunto de las dos mayores magnetozonas de polaridad normal (N2 y N3) presentes en la sección, deben correlacionarse con parte del extenso cron de polaridad normal C5n, característico del Vallesense inferior (Garcés *et al.*, 1996). El cron C5n en la columna de Piquera podría corresponder al conjunto de magnetozonas normales N7, N8 y N9 (Fig. 3). La correlación de magnetozonas en la parte superior de la columna de Piquera de San Esteban ofrecería en cual-

quier caso una edad Vallesense superior para el techo de las Calizas del Páramo Superior.

La parte inferior de la serie de Piquera, no tiene equivalencia con la de los Valles de Fuentidueña (Fig. 3) y su correlación con la ETPG, en general es menos fiable. No obstante, el yacimiento situado en el canal conglomerático y atribuido a la biozona MN 7 (en la práctica MN 7-8), ayuda a correlacionar la magnetozona N5 con el cron C5r.2n o con el cron C5An.1n. Por otra parte la gran magnetozona inversa constituida por el conjunto R4 y R5 sugiere una correlación con el cron C5Ar, siendo la pequeña N4 equivalente a uno de las magnetozonas normales internas del cron. Estas opciones de correlación magnetoestratigráfica implicarían sendos hiatos de diferente magnitud, ~700 Ka en el caso de la ausencia de todo el cron C5An (opción A en Fig. 3) o ~300 Ka en el caso de la ausencia solo del subcron C5An.1n (opción B en Fig. 3). En cualquier caso, los hiatos estarían localizados a techo de las calizas y podrían corresponder al tiempo de formación del nivel de caliche compacto rojizo de gran extensión en el sector SE de la cuenca. Las magnetozonas N3 y N1 se han correlacionado respectivamente con los cronos C5AA y C5AB, aunque para este último caso existe más incertidumbre. Sin embargo, ambos cronos están calibrados dentro de la biozona de mamíferos MN 6, siendo esta atribución coherente con la posición del yacimiento de Aranda de Duero (Vindoboniense medio-superior, ~Aragoniense superior, MN 6) situado en niveles estratigráficamente compatibles, y con la del yacimiento de Montejo de la Vega (Aragoniense medio, MN 5-E, Mazo *et al.*, 1998), que se sitúa por correlación cartográfica, claramente por debajo de la base de la sección de Piquera de San Esteban (Fig. 1B).

CONCLUSIONES

La magnetoestratigrafía incluida en el ámbito del estudio, se extiende desde el cron C5AB al cron C4Ar.2n, si se admiten las hipótesis de correlación más amplias, lo cual representaría ~ 4,5 Ma desde el Mioceno medio hasta el Vallesense. Se postula un hiato entre el límite de la unidades del Páramo Inferior e Intermedio que abarcaría entre ~300 y ~700 ka. Además, el techo de la Unidad del Páramo Inferior estaría situado aproximadamente en 12,5 Ma. Todo el tramo de las Calizas del Páramo Intermedio, de gran continuidad en la zona de estudio y en el centro de la cuenca (Nozal *et al.*, 2006), se situaría dentro del Vallesense inferior. El techo del afloramiento de las Calizas del Páramo Superior se establece en ~9,3 Ma, situándose en cualquier caso dentro del Vallesense superior.

AGRADECIMIENTOS

Al Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (UB-CSIC), en Barcelona, donde se han realizado los análisis instrumentales. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos del IGME "Investigación Geológica de las hojas a escala 1:200.000 n° 38 (Segovia) y n° 45 (Madrid)" y "Elaboración de la Cartografía Geológica

Continua Digital a escala 1:50.000 (Plan GEODE) en la Cuenca del Duero-Almazán". A los revisores anónimos que con sus sugerencias y comentarios han mejorado la calidad del trabajo.

REFERENCIAS

- Alberdi, M. T.; Azanza, B. y Cerdeño, E. (1997): Paleontology: Vertebrates of Los Valles de Fuentidueña (Segovia). En: *Field Trip Guide Second Congress R. C. A. N. S.*, Salamanca (Spain), 40-45.
- Cande, S. C., y Kent, D. V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic: *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Daams, R., Van der Meulen, A. J., Álvarez Sierra, M. A., Peláez-Campomanes, P. y Krijgsman, W. (1999): Aragonian stratigraphy reconsidered, and a re-evaluation of the middle Miocene mammal biochronology in Europe: *Earth and Planetary Science Letters*, 165: 287-294.
- Garcés, M., Agustí, J., Cabrera, L., Parés, J.M. (1996): Magnetostratigraphy of the Vallesian (late Miocene) in the Vallès-Penedès basin (NE Spain), *Earth and Planetary Science Letters*, 142: 381-396.
- Luengo, J., Nozal, F., Montes, M. y López Olmedo, F. (2006): Estratigrafía de los depósitos cenozoicos al sur del Anticlinal de Honrubia-Pradales. *Geo-Temas* 9 (en este mismo volumen).
- Mazo, A. V. y Jordá Pardo, J. F. (1994): Los Proboscideos Neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 50: 239-245.
- Mazo, A. V., van der Made, J.; Jordá, F. J.; Herráez, E. y Armenteros, I. (1998): Fauna y Bioestratigrafía del Yacimiento Aragoniense de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). *Estudios Geológicos*, 54: 231-248.
- Nozal, F., Montes, M., López Olmedo, F. y Luengo, J. (2006): Los tres "paramos" del SE de la Cuenca del Duero y su cronoestratigrafía. *Geo-Temas*, 9 (en este mismo volumen).
- Nozal, F. y Herrero, A. (2005): El Mioceno del borde meridional del Corredor Aranda de Duero- Burgo de Osma (SE Cuenca del Duero). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 21-37
- Nozal, F. y Montes, M. (2004): La secuencia del Páramo Inferior en el borde norte del Anticlinal de Honrubia (Mioceno del SE de la Cuenca del Duero). *Geo-Temas*, 6(2): 103-106.
- Pineda, A., Nozal, F., Montes, M., López-Olmedo, F. y Martín-Serrano, A. (2006): Mapa geológico de síntesis de la Cuenca del Duero. *Geo-Temas*, 9 (en este mismo volumen).



Estratigrafía del Neógeno en el sondeo profundo de Nava de Arévalo (Ávila), sur de la cuenca del Duero

C. A. Moreno Marín y G. Alonso Gavilán

Dpto. de Geología, Fac. de Ciencias, Universidad de Salamanca, plaza de los Caídos s/n, 37008 Salamanca. coloalex@usal.es, gavilan@usal.es

ABSTRACT

The analysis and interpretation of the geophysical record of Gamma Ray and Resistivity from the borehole of Nava de Arévalo allows to determine a set of lithosismic units in the subsurface of the province the Ávila, region of the Moraña. The characteristics of the electrofacies and the electrofacies associations allow to interpret the sedimentary environments. On the other hand this study correlates the electrofacies and the Neogene lithostratigraphic units outcropping in the southern margin of the Duero basin. The correlation is based on stratigraphic and lithological features and sequence types.

Key words: gamma ray, resistivity, lithosismic units, electrofacies, Neogene, Duero Basin.

INTRODUCCIÓN

La estratigrafía del subsuelo es fundamental para complementar el conocimiento de la geología en áreas donde los afloramientos son escasos y el gradiente topográfico bajo. Por otro lado, si la estructura tectónica no es compleja permite que sondeos distanciados puedan ser correlacionados sin que conlleve grandes errores estratigráficos.

El estudio estratigráfico y sedimentológico obtenido a partir de la interpretación y correlación de los datos del subsuelo (diagráfias) con los de superficie, puede ayudar a paliar, en parte, el problema de la determinación y localización de los depósitos con posibilidades de constituir trampas que retienen los fluidos en el subsuelo, además de permitir controlar los accidentes tectónicos detectados en superficie y su continuidad en el subsuelo como fallas, pliegues etc.

En general y de forma particular las diagráfias se agrupan en dos tipos, denominadas de arcillosidad y de porosidad. Las cuales permiten definir cuantitativa o cualitativa el valor de la porosidad y permeabilidad de una roca y por ende el contenido en fluido presente en ella. Además, se puede realizar el estudio de la textura, estructura, grado de compactación, identificación de la litología, correlaciones, geometrías de las unidades sísmicas, etc. La información final es precisa y fiable, y a fin de cuentas el problema es si la interpretación humana es la correcta.

Los estudios anteriormente realizados indican la presencia de áreas con contenido de fluidos frente a otras nulas o escasa relacionadas con áreas de acumulación de siliciclásticos frente a limos/arcillas. Estos mapas de isolitos (Colmenero *et al.*, 2001) permiten una cuantificación de los componentes del subsuelo y, en consecuencia, limitan las áreas hidrológicamente positivas.

El sondeo de Nava de Arévalo forma parte de un grupo de sondeos realizado en La Moraña por la empresa TRAGSA "en la campaña realizada para el abastecimiento de aguas de riego en Castilla y León, entre el IRYDA y la dirección General de Estructuras Agrarias, efectuando la testificación, en su mayor parte por la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid" según Díaz Curiel *et al.* (1998).

El objetivo del presente estudio es determinar las características estratigráficas (litología, etc.) sedimentológicas (procesos, electrofacies), medio sedimentario y poder establecer la equivalencia con las unidades neógenas definidas en superficie.

CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DEL SONDEO DE NAVA DE ARÉVALO

El sondeo de Nava de Arévalo se halla ubicado en las cercanías de esta localidad se localiza en la parte meridional de la Comunidad de Castilla y León (sur de la Meseta Norte) (Fig. 1A). Se accede por las carreteras nacionales N-403 y N-601 y la comarca está atravesada por la autopista A-6. (Fig. 1B). Topográficamente es un área muy llana cortada por los ríos Adaja y Voltoya que discurren por valles más o menos encajados en dirección N-S y por el Arevalillo en dirección SO-NE (Fig. 1B).

Geológicamente se ubica al sur de la cuenca del Duero que es una unidad morfoestructural de la Península Ibérica. Su posición regional la sitúa como punto de enlace entre las áreas montañosas ubicadas al sur (sierras de La Paramera, Ávila) y la llanura de La Moraña a través de abanicos enraizados en las sierras (piedemontes del Sistema Central que enlazan con la cuenca del Duero) (Fig. 2).

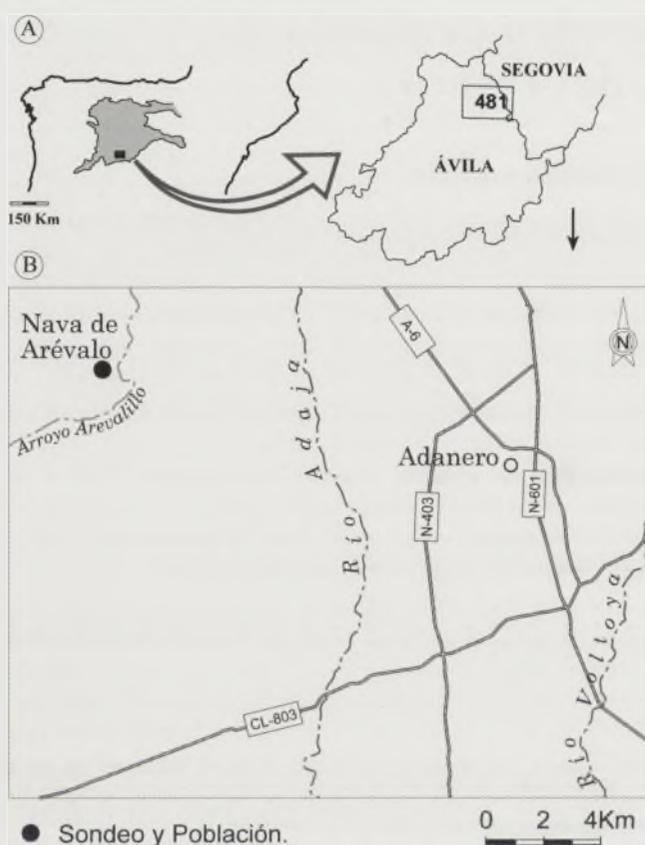


FIGURA 1. (A) Ubicación geográfica del área de estudio en el contexto de la cuenca del Duero y de respecto a las provincias de Ávila y Segovia. (B) Localización del sondeo Nava de Arévalo.

Los sedimentos terciarios son fundamentalmente siliciclásticos y han sufrido fuertes procesos de carbonatación y localmente se encuentran costras carbonatadas y caliches. El Mioceno superior lo constituyen abanicos aluviales. Éstos depósitos se definen como un conjunto de Facies que pasan lateralmente unas a las otras, tiene composición litológica muy similar y se diferencian por su posición geográfica y estratigráfica. Según las ideas de Corrales *et al.* (1978), Portero *et al.* (1983), Carreras (1979) y Olive (1979), se han definido nueve litofacies teniendo en cuenta su litología y posición estratigráfica: siliciclásticas, carbonatadas y evaporíticas. En el área de trabajo, en superficie, se desarrollan la Facies Blascosancho y San Pedro del Arroyo y se definen como arcosas fangosas de grano grueso a, medio y fangos arcósicos, la geometría de los depósitos, la composición de los clastos permiten separarlas aunque lateralmente pasan una a la otra. La proliferación de nombres y las equivalencias laterales hacen que la equivalencia entre ellas y las unidades del subsuelo hayan sido bastante problemática.

Metodología y técnicas de trabajo

Los parámetros registrados son el gamma natural (GN), potencial espontáneo (PE), resistividad normal (RNC), resistividad monoeléctrica (RME) y resistividad lateral (RLAT).

El sondeo fue realizado por rotación con circulación inversa empleando lodos orgánicos con una conductividad de 950 $\Omega\text{m/cm}$.

La litología y electrosecuencias fueron determinadas siguiendo las ideas de Serra (1985) y Rider (2004). Definidas las electrosecuencias y electrobancos se procedió a definir la secuencialidad, todo ello fue realizado en el gráfico original. Después de escaneado y digitalizado se representaron las gráficas de gamma ray y resistividad lateral y en ningún caso se proyectó la media de todos o parte de los sondeos realizados en el área, con el fin de determinar las unidades sísmicas y su relación con las de superficie.

ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSUELO

El sondeo elegido, Nava de Arévalo, realizado por TRAGSA en 1986, está ubicado en la hoja topográfica nº 481 (Nava de Arévalo) a escala 1/50.000 del MTN. La elección de este sondeo se debe a que presenta unas características idóneas para su estudio y tomarlo como patrón dada su profundidad y espesor testificado con cuatro técnicas diferentes, por encontrarse lejos de las áreas madres del sur, por mostrar el punto conexión con las unidades del centro de cuenca, etc.

Se perforaron 501 m y fueron testificados 495 m. Es ligeramente telescópico pues el diámetro exterior de 24 pulgadas en los 25 m y pasa a 12 1/4 desde este punto hasta los 501 m. Están cementados los 23,5 m.

Sucesión estratigráfica

La sucesión estratigráfica se caracteriza, a partir de las diagráfias, por ser exclusivamente siliciclástica, conformada por areniscas de diferente tamaño y limos (Fig. 3). Se ordenan en secuencias granodecrecientes. A partir de los cambios en la morfología y estilo de la diagrafía, de saltos rápidos y bruscos, y de los gradientes de los diferentes saltos, pudo dividirse la columna en cinco unidades litosísmicas.

El mayor problema presentado fue al correlacionar los resultados de las gráficas gamma ray y resistividad entre los 390 y los 410 m pues las dos gráficas indicando un componente arcilloso mantienen los mismos valores de resistividad pero no el de gamma ray que aumenta bruscamente y desde los 390 hasta 370 es al revés. Esta variación, aparente en los límites puede ser causada por un aumento en el contenido de minerales radiactivos más que en un cambio en la litología ya que la morfología se mantiene y sólo cambia el valor del parámetro. Otro hecho general es el cambio de posición de las gráficas del potencial espontáneo y gamma ray. El PS se sitúa desde la base hasta los 170 m a la izquierda del gamma pero entre los 160 y 170 m de profundidad cambia de posición y hasta el techo se encuentra siempre a la derecha. Este hecho puede ser interpretado como un aumento generalizado de los cuerpos arenosos.

Se diferencian cinco unidades litosísmicas que se denominarán Tramos (A, B, C, D y E) de techo a muro, sucesivamente. El Tramo A (0-62 m de profundidad) presentan un carácter dentado y está formado por secuencias granodecre-

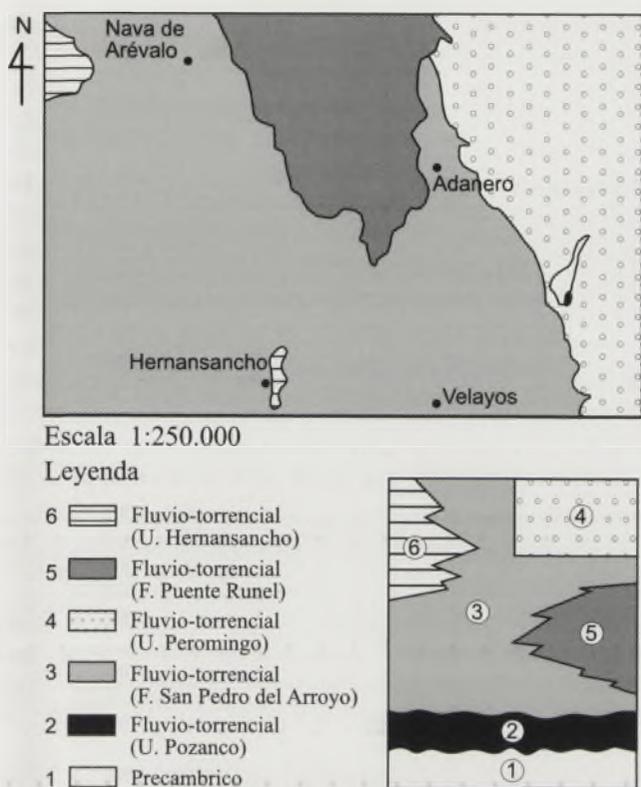


FIGURA 2. Esquema de litofacias del área de estudio. Conformado a partir de los datos de la hoja geológica E: 1/50.000 (Carreras, et al., 1979), parcialmente modificada.

cientes con mejor desarrollo de fracción limo que la de arena. De muro a techo éstas se ordenan en una mesosecuencia estratodecreciente con aumento de la fracción limo hacia el techo. Los cuerpos de areniscas se hallan rodeados de limos arcósicos (valores del gamma relativamente altos).

Las electrofacies de bordes aserradas y en forma de campana con espesores variables, reflejan una heterogeneidad de los materiales, con cambios notables de uno a otro. Definen un cuerpo arenoso constituido por varias secuencias granodecrecientes. Esta electrofacies alterna con otra de bordes también aserrados y valores similares (recto). El Tramo en conjunto constituye una electrosecuencia granodecreciente evidenciada por la menor resistividad a techo que en base y formada por electrosecuencias elementales estratodecrecientes pues los niveles resistivos superiores son menos potentes que los inferiores.

La estrecha separación entre las gráficas PS y resistividad y *gamma ray* indica las variaciones del contenido en fluidos en los cuerpos arenosos. El GR presenta un pico de subida que alcanza los 49 c.p.s., a la profundidad de 45 m, indicando la presencia de materia orgánica acumulación de elementos radiactivos mientras que la resistividad permanece con el mismo valor. En el resto de la unidad los valores son superiores a los 20 c.p.s.

El Tramo B, formado por 25 m de secuencias con dominio de arenas de grano medio o grueso con escasa matriz arcillosa y escasa representación de la fracción limo. Son curvas aserradas y con carácter granodecreciente y aumento de la

fracción fina a techo. Las arenas están limpias y los altos valores pueden indicar la existencia de fluidos en el interior de esta unidad. La conforman tres electrosecuencias granodecrecientes constituyendo una mesosecuencia granodecreciente.

El Tramo C, posee un espesor de 155 m (90-245 m). De muro a techo, las electrofacies son dentadas mostrando un carácter decreciente en el valor de los parámetros. Las fracciones gruesas son más potentes que las finas y las electrosecuencias muestran un carácter estratodecreciente. Se organizan en tres mesosecuencias dos estratodecrecientes y una tercera estratodecreciente, en conjunto conforman una megasecuencia estratodecreciente. El límite superior viene dado por una anomalía en el valor de la resistividad al ser mayor de 53 Wm, lo cual indica que la sonda atraviesa un material detrítico de grano medio, con alto contenido en fluidos. Los valores de resistividad varían entre 5 y 53 Wm, disminuyendo con la profundidad. Los valores de GR son muy bajos hacia el techo, aumentando notablemente hacia su base.

El Tramo D, posee un espesor de 141 m (250-391 m). De muro a techo la diagráfia de resistividad conforma una megasecuencia formada por tres mesosecuencias constituidas por electrosecuencias aserradas y granodecrecientes. Excepto tres saltos bruscos en los valores de resistividad que determinan el espesor de las electrosecuencias no destaca nada más. Los valores del *gamma ray* permanecen muy similares a lo largo de toda la diagráfia.

El Tramo E, inicia a los 391 m y va hasta el final del sondeo. La diagráfia de resistividad presenta valores muy bajos, a excepción de un pico anómalo a la profundidad de 460 m cuyo valor es de 50,4 Ohm. Los valores del GR también son extremadamente bajos, lo cual indica que se está atravesando un cuerpo de tamaño de grano muy fino, poco poroso y sin contenido en radioactivos, posiblemente una arcilla arenosa con minerales de feldespatos. Las electrosecuencias marcan un carácter aserrado con distintos espesores formando cuerpos arenosos de pequeña envergadura entre limos.

Medio sedimentario

La morfología de las gráficas y las características sedimentológicas y litológicas ha permitido en parte identificar el medio sedimentario de forma relativa aunque con bastante precisión. El Tramo A se identifica con la Facies de Blascosancho ya que las características parecen indicar ambientes sedimentarios de llanuras de inundación con desarrollo de charcas y áreas palustres (valores del gamma) surcadas por pequeños canales procedentes de los desbordamientos o de arroyadas dada la escasa envergadura de los cuerpos arenosos.

En el Tramo B, la presencia de arenas bien lavadas, granodecrecientes, aserradas etc. identifica un sistema fluvial con desarrollo de depósitos dentro de canales con cierto grado de sinusidad pero no relativamente grande y se asimila a la Facies de Arévalo. Sin embargo los Tramos C y D muestran un buen desarrollo de canales entre materiales limosos lo que aboga por sistemas fluviales con canales bien jerarquizados (cuerpos arenosos bien diferenciados), mos-

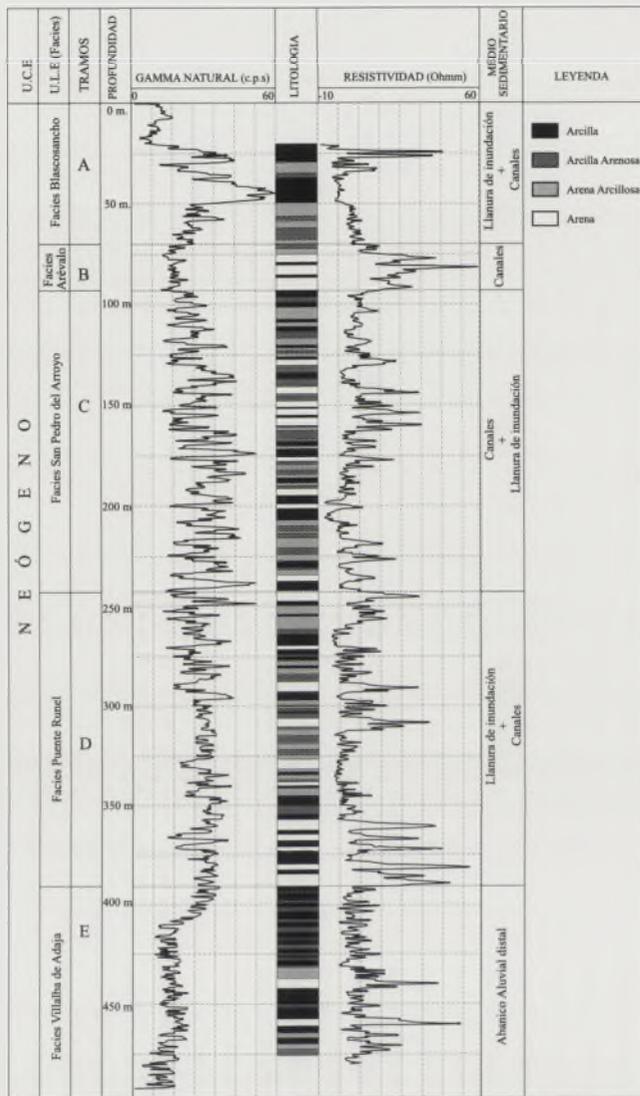


FIGURA 3. Representación estratigráfica del sondeo Nava de Arévalo y características más sobresalientes. Representación de la digitalización de las diagráfias del gamma ray y de resistividad a partir de los datos de las diagráfias originales.

trando una tendencia a tener una sinuosidad menor hacia el techo de la sucesión, se corresponderían con las Facies de San Pedro del Arroyo y Puente Runel, respectivamente.

Por último, los depósitos del Tramo E presentan rasgos más concretos. El tamaño de grano es menor y más uniforme, los cuerpos de areniscas son de menor espesor, todo parece reflejar condiciones de mayor distalidad relacionadas con abanicos aluviales o con llanuras de inundación bien desarrolladas y escasamente invadidas por canales.

CONCLUSIONES

Las diagráfias muestran depósitos con un valor más o menos constante de elementos radiactivos en su composición. Este hecho indica la existencia de feldespatos lo que corrobora el desmantelamiento de áreas madres granitoides o metamórficas.

Por otro lado, las características morfológicas de las curvas, permiten definir varias unidades litosísmicas.

Las características estratigráficas y sedimentológicas permiten asimilar los Tramos a las unidades litoestratigráficas definidas por Corrales *et al.* (1978). El Tramo A correspondería con la facies de Blascosancho. El intervalo entre 70 y 90 m con la Facies Arévalo, y el resto del Tramo B y el C con la Facies de San Pedro del Arroyo y Puente Runel respectivamente siendo el Tramo D el correspondiente a la Facies Villalba de Adaja.

Los cuerpos arenosos intercalados entre las arcillas representan los entrapamientos de los fluidos. Constituyen en la mayoría de los casos los acuíferos de la región.

Es difícil determinar la posición de los niveles carbonatados ya que los paleosuelos en medios continentales se identifican mal.

Se identifica la discontinuidad estratigráfica entre la facies de Villalba de Adaja y Puente Runel debido al cambio brusco de los valores del gamma y perseverancia en los de resistividad.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto I+D, CGL2004-07066-CO2-01 BTE.

REFERENCIAS

- Carreras, F. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50,000, hoja 16-19 (Nava de Arévalo)*. IGME, Madrid.
- Carreras, F., Olive, A. y Fernández Carrasco, I. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50,000, hoja 481 (Nava de Arévalo)*. IGME, Madrid.
- Colmenero, J.R., Rodríguez, J.M., Gómez Fernández, J.J. y Carrasco, P. (2001): Estratigrafía del subsuelo y evolución sedimentaria del sector sur de la cuenca terciaria del Duero. *Geo-Temas*, 3(1): 129-132.
- Corrales, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Pol, C y Armenteros, I. (1978): Las facies miocenas del sector Sur de la cuenca del Duero. Publicaciones del Departamento de Estratigrafía, Universidad de Salamanca, 15 p.
- Díaz Curiel, J.M., Miguel, M^a.J., Domínguez, S. y Caparrini, N. (1998): Correlación automática de sondeos mediante diagráfias en el sur de la cuenca del Duero. *Bol. Geol. Min.*, 109 (3): 227-242.
- Olive, A., (1979): *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja 455 (Arévalo)*. I.G.M.E, Madrid.
- Portero García, J.M., Del Olmo Zamora, P. Olive, A. (1983): El Neógeno de la transversal Norte-Sur de la cuenca del Duero. En: *Geología de España (Libro Jubilar de J.M. Ríos)*. IGME, Madrid, II: 494-502.
- Rider, M.H. (2004): *The geological interpretation of well logs*. Whittles Publishing, Caithness, 174 p.
- Serra, O. (1985): *Diagraphies différees. Bases de l'interprétation. Tome 2: Interprétation des données diagraphiques*. Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine, 630 p.

La Unidad Inferior e Intermedia de la Cuenca de Madrid en el valle de Henares (provincia de Guadalajara): relaciones tectosedimentarias

M. Najarro, M. Montes y F. López Olmedo

IGME, Dirección de Geología y Geofísica, Área de Cartografía Geológica, c/ Calera 1, Tres Cantos, 28760 Madrid. m.najarro@igme.es, m.montes@igme.es, fa.lopez@igme.es

ABSTRACT

The Miocene deposits that constitute the Lower and Intermediate Units along the left bank of the Henares River in the Madrid Basin are studied in this paper. The cartographic limit between both units is reviewed and a sedimentary-tectonic relation of these materials with the NW margin of the Madrid Basin is proposed. With this aim, a detailed geological mapping and a stratigraphic analysis were carried out. In addition, four stratigraphic successions and two synthetic sections were measured in order to establish a correlation of the sedimentary discontinuity between the units. The available data indicate that along the valley this boundary is defined by a change in the evolution of the sequence, whereas in the NW sector of the studied margin the limit is marked by an angular discordance between the Lower and the Intermediate Units. Thus, the onlap deduced by means of the geological mapping between the Intermediate Unit and the Paleogene materials would represent a decrease in the tectonic activity, which would imply that, in this specific area of the basin, the initiation of the Intermediate Unit sedimentation would not be caused by tectonic reactivation.

Key words: Neogene, Madrid Basin, Lower and Intermediate Units.

INTRODUCCIÓN

El relleno terciario de la Cuenca de Madrid presenta una potente sucesión vertical de depósitos continentales de diversa litología y edad, separados entre sí por discontinuidades sedimentarias, que permitieron definir para el Mioceno tres grandes unidades de carácter secuencial (Junco y Calvo, 1983; Alonso Zarza y Calvo, 2002).

En la sucesión miocena que aparece rellenando la Cuenca de Madrid se distinguen (Junco y Calvo, 1983): la Unidad Inferior, de edad Ramblense-Aragoniense medio, la Unidad Intermedia de edad Aragoniense medio-Vallesiense y la Unidad Superior comprendida entre el Vallesiense superior-Turolense. A grandes rasgos, cada una de ellas se dispone en un cinturón de facies marginales de carácter clástico, adyacentes a los bordes, y unas facies centrales con predominio de depósitos carbonáticos y/o evaporíticos (Calvo *et al.*, 1989). La evolución vertical de cada unidad muestra una tendencia en general positiva, reflejando la retrogradación de los sistemas clásticos y la instalación de ambientes lacustres evaporíticos o carbonatados hacia el techo de cada unidad.

Actualmente, tanto las pautas generales de la distribución de los depósitos miocenos en la cuenca, como la estratigrafía de sus unidades, están bien definidas. Sin embargo, falta por establecer su precisa delimitación en algunos sectores de la zona, siendo además muy escasos los yacimientos paleontológicos

que permitan su datación, así como la relación tectónica-sedimentación del límite entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia en el borde noroccidental de la cuenca.

Este estudio se ha centrado en la identificación, caracterización y cartografía de los depósitos que conforman la parte alta de la Unidad Inferior y baja de la Unidad Intermedia, concretamente a lo largo del margen izquierdo del valle del río Henares, abarcando desde la localidad de Cerezo de Mohernando, al norte, hasta las proximidades de la localidad de Chiloeches, al sur, en la provincia de Guadalajara (Fig. 1). Asimismo, se ha llevado a cabo la delimitación cartográfica de la discontinuidad que separa ambas unidades y su relación tectónica con el borde noroeste de la Cuenca de Madrid.

DESCRIPCIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DE LAS UNIDADES

Tomando como referencia las hojas geológicas MAGNA nº 486 Jadraque (Portero García y Aznar Aguilera, 1990), nº 511 Brihuega (Aznar Aguilera *et al.*, 1990) y nº 536 Guadalajara (Ortega Ruiz *et al.*, 1990) se realizó una cartografía de las litofacies pertenecientes a las unidades Inferior e Intermedia de la Cuenca de Madrid a escala 1:50.000 (Fig. 1). Asimismo, se levantaron cuatro columnas estratigráficas continuas y dos sintéticas, con especial atención al límite entre ambas unidades.

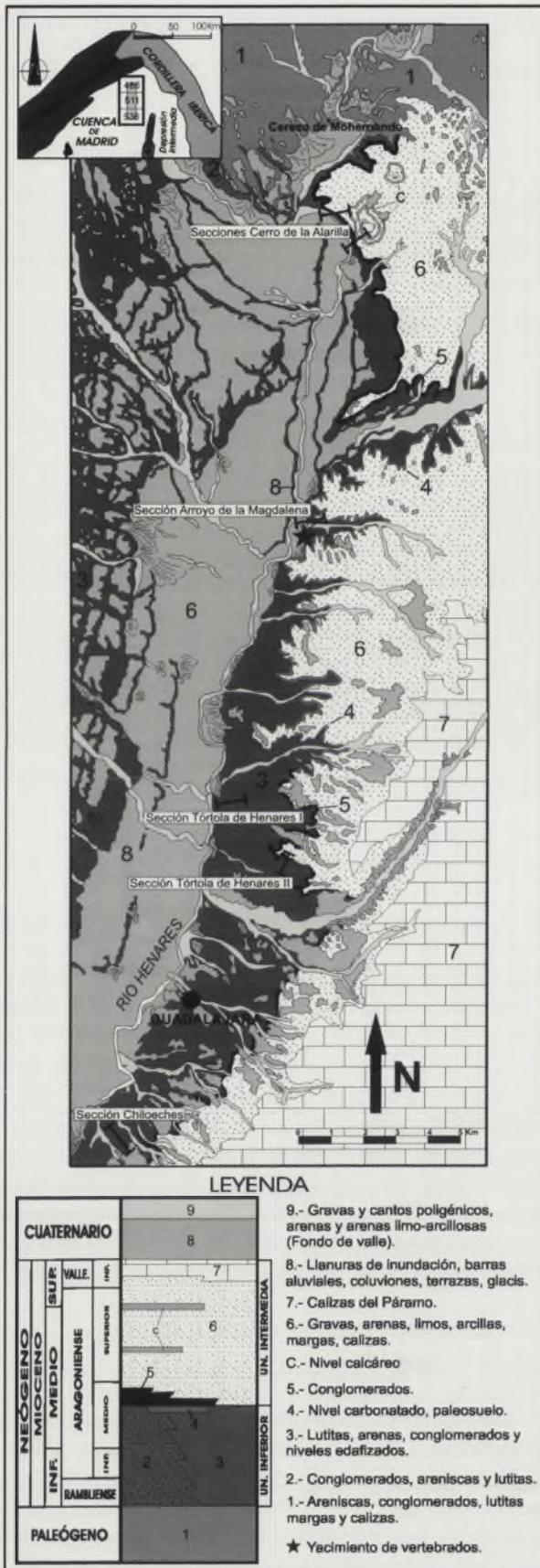


FIGURA 1. Localización del área estudiada (modificada de López Olmedo et al., 2004) y esquema del mapa geológico realizado a escala 1:50.000.

Unidad Inferior (Ramblense-Aragoniense medio)

Presenta gran continuidad en toda la zona y un espesor que varía entre los 60-100 m. En las áreas más septentrionales, en el cerro de la Alarilla (Alonso Zarza et al., 1990a), está constituida por un apilamiento de cuerpos conglomeráticos de base erosiva de entre 2 y 6 m de espesor, con grano-selección positiva. Las facies dominantes son conglomerados masivos. Intercalados con estos cuerpos aparecen niveles de lutitas rojas bioturbadas de hasta 10 m así como niveles de areniscas de grano fino y conglomerados.

Hacia el sur, la Unidad Inferior presenta una sucesión de lutitas bioturbadas de tonalidades pardo rojizas con horizontes edáficos centimétricos e intercalaciones de 1-2 m de espesor de areniscas y conglomerados. A techo se desarrolla un nivel carbonatado de origen edáfico, de 5 a 7 m de potencia y de gran continuidad lateral, que llega a formar un visible resalte estructural a lo largo del margen izquierdo del valle. Este paleosuelo presenta un horizonte pulverulento formado por granos de calcita de tamaño fino sin consolidar sobre el que se desarrolla gradualmente un horizonte nodular constituido por nódulos coalescentes de tamaño centimétrico con formas tanto subsféricas como irregulares, presentando también numerosas rizocreciones. Lateralmente este nivel se va disminuyendo hasta casi desaparecer, adquiriendo la serie un aspecto uniforme, con abundantes niveles arcillosos edafizados donde se intercalan niveles de areniscas de grano fino.

El reciente hallazgo en Yunquera de Henares de un yacimiento de vertebrados localizado a techo de la Unidad Inferior (Figs. 1 y 2) contribuye a conocer de forma preliminar su edad. Ésta se sitúa entre las zonas locales C? y D, Aragoniense inferior?-medio (Morales y Peláez, com. personal), coincidiendo, en buena parte, con la datación que se tiene para otros sectores de la cuenca (Alonso Zarza y Calvo, 2002; López Olmedo et al., 2004).

Unidad Intermedia (Aragoniense medio-Vallesiense inferior)

Esta unidad incluye el páramo alcarreño de edad Vallesiense, alcanzando un espesor máximo de 213 m en el cerro de la Alarilla (Alonso Zarza et al., 1990a). Se caracteriza por depósitos conglomeráticos de espesor métrico que se depositan sobre los niveles carbonatados o lutíticos de la Unidad Inferior.

Hacia su parte media y techo se reconocen secuencias detrítico-carbonatadas. El término detrítico está formado, en su mayoría, por niveles potentes de entre 2 y 12 m de lutitas bioturbadas pardo rojizas con intercalaciones de niveles arenosos de grano fino. Las areniscas se presentan en niveles de potencia métrica presentando morfología tanto tabular y masiva, como en canales erosivos con secuencialidad generalmente positiva y estructuras sedimentarias bien definidas. Hacia el techo del término detrítico se desarrollan tanto niveles carbonatados de origen palustre como encostamientos calcáreos de origen edáfico (Alonso Zarza et al.,

1990b). En esta unidad se ubica el yacimiento de Tórtola de Henares de edad Aragoniense superior, que corrobora en parte la edad asignada a la Unidad Intermedia.

CORRELACIÓN E IMPLICACIONES TECTOSEDIMENTARIAS

La correlación estratigráfica se ha realizado según una dirección submeridiana a lo largo del margen izquierdo del río Henares, mediante el levantamiento de cuatro columnas estratigráficas de detalle (Arroyo de la Magdalena, Tórtola de Henares I-II y Chiloeches) y de dos columnas sintéticas en el cerro de la Alarilla (Figs. 1 y 2).

A partir de esta correlación y de la cartografía, en el norte del área de estudio, se observa una clara discordancia angular entre la Unidad Inferior y la Unidad Intermedia (Fig. 2). Dicha discordancia indicaría que: 1) la Unidad Intermedia se deposita prácticamente subhorizontal sobre la Unidad Inferior que buza unos 15° hacia el sur; 2) la Unidad Inferior se dispone discordante sobre los materiales paleógenos y 3) la Unidad Intermedia se sitúa mediante un dispositivo de solapamiento en *onlap* sobre los materiales paleógenos en este sector concreto del margen de la cuenca (Fig. 2).

Todo esto implicaría que la Unidad Inferior se bascularía sincrónicamente a su depósito debido a una actividad tectónica, creándose un espacio de acomodación en la cuenca que se rellenaría con los conglomerados que constituyen dicha unidad en esta zona de estudio. Posteriormente, el inicio de la sedimentación de la Unidad Intermedia se produciría en un momento de ralentización en la actividad tectónica observándose un dispositivo de *onlap* de esta unidad con los materiales paleógenos anteriormente basculados y una discordancia angular entre la Unidad Inferior y la Intermedia.

Debido a la disminución en la creación de espacio de acomodación, producido por un periodo de tectónica decreciente, tiene lugar una progradación de los materiales conglomeráticos de la Unidad Intermedia hacia el centro de la cuenca, depositándose estos materiales detríticos gruesos sobre un nivel conspicuo de paleosuelo, generalmente carbonatado, o sobre niveles lutíticos edafizados del techo de la Unidad Inferior. Este proceso, que relaciona el cese de la generación de espacio de acomodación con progradaciones detríticas, ha sido ampliamente documentado en diferentes trabajos recientes (Paola *et al.*, 1992a; Paola *et al.*, 1992b; Luzón, 2001; Clevis *et al.*, 2003, entre otros). De este modo, recientes modelizaciones numéricas (Clevis *et al.*, 2003)

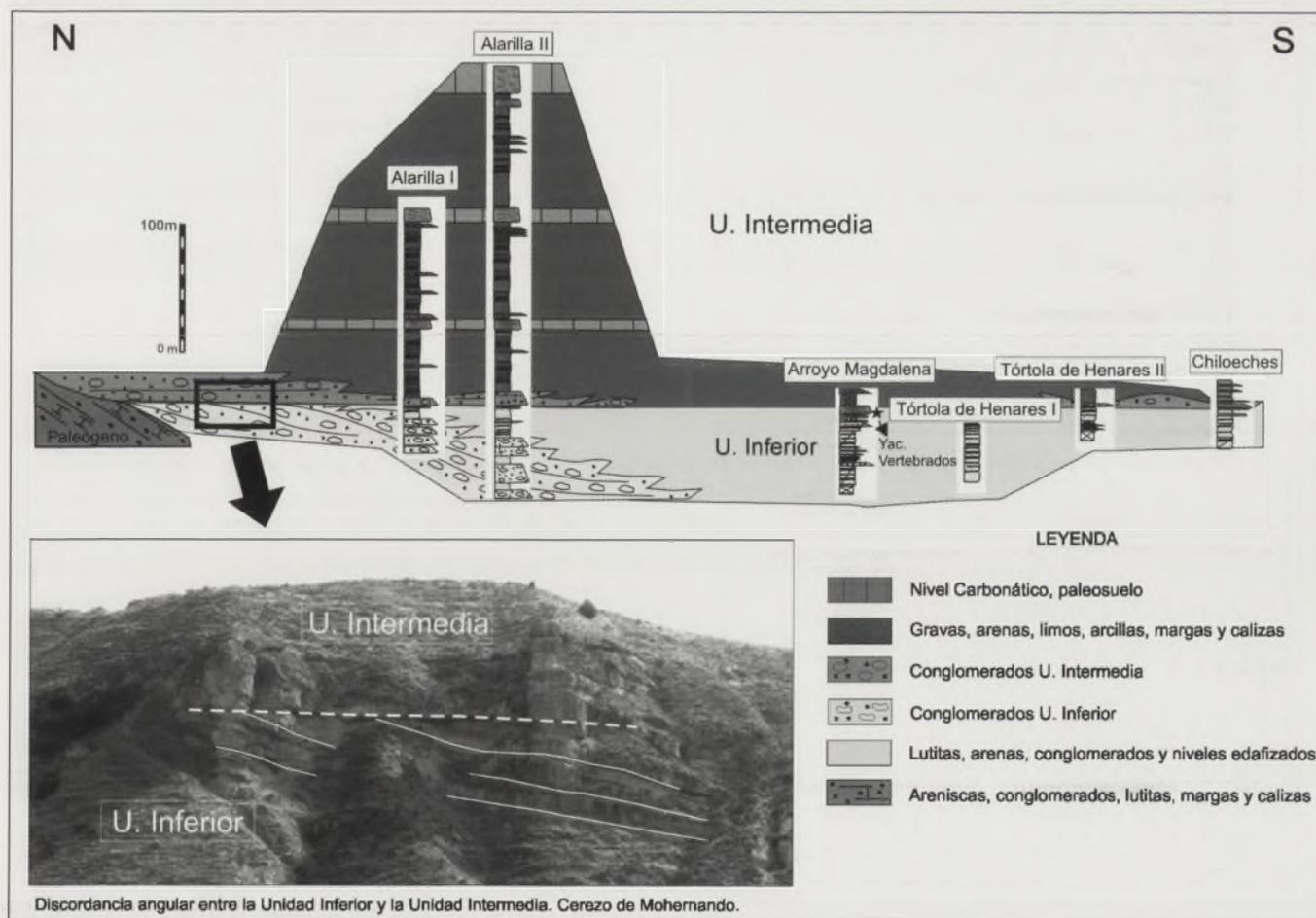


FIGURA 2. Modelo de correlación estratigráfica.

indican más bien que las progradaciones detríticas en el centro de las cuencas estarían relacionadas con momentos de estabilidad tectónica en los bordes de las mismas.

El cambio de tendencia entre una intensa actividad tectónica (sedimentación de la Unidad Inferior) hacia una actividad tectónica decreciente (inicio de la sedimentación de la Unidad Intermedia en esta área específica de estudio) quedaría marcado por el desarrollo del nivel de paleosuelo a techo de la Unidad Inferior.

Todas estas observaciones sugerirían que el inicio de la sedimentación de la Unidad Intermedia, en esta área específica de la Cuenca de Madrid, estaría relacionado con una actividad tectónica decreciente.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al IGME las facilidades dadas para la publicación de este trabajo así como a J. Morales y P. Peláez por la información preliminar aportada de carácter bioestratigráfico.

REFERENCIAS

- Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1990a): Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (Prov. Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 46: 415-432.
- Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P., García del Cura, M.A., Hoyos, M. (1990b): Los sistemas aluviales miocenos del borde noreste de la Cuenca de Madrid: Sector Cifuentes-Las Inviernas (Guadalajara). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3: 213-229.
- Alonso Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2002): Tajo Basin. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geological Society, London, 315-320.
- Aznar Aguilera, J.M., Portero García, J.M. y Pérez González, A. (1990): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 511 (Brihuega)*. IGME, Madrid.
- Calvo, J.P., Alonso Zarza, A.M. y García del Cura, M.A. (1989): Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70: 199-214.
- Clevis, Q., De Boer, P y Wachter, M. (2003): Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 163: 85-110.
- Junco, F. y Calvo, J.P. (1983): Cuenca de Madrid. En: *Geología de España* (Libro Jubilar de J.M. Ríos). IGME, Madrid, II: 534-543.
- López Olmedo, F., Díaz de Neira, A., Martín Serrano, A., Calvo, J.P., Morales, J. y Peláez-Campomanes, P. (2004): Unidades estratigráficas en el registro sedimentario neógeno del sector occidental de la cuenca de Madrid. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17: 87-101.
- Luzón, M., (2001): *Análisis tecto-sedimentario de los materiales terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza)*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza. 456 p.
- Ortega Ruiz, L.I., Portero García, G. y Portero García, J.M. (1990): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 536 (Guadalajara)*. IGME, Madrid.
- Paola, C., Heller, P.L. y Angevine, C.L. (1992a): The large-scale dynamics of grain size variations in alluvial basins: I Theory. *Basin Research*, 4: 73-90.
- Paola, C., Heller, P. L. y Angevine, C. L. (1992b). The large-scale dynamics of grain size variations in alluvial basins: II Theory. *Basin Research*, 4: 91-102.
- Portero García, J.M. y Aznar Aguilera, J.M. (1990): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 486 (Jadraque)*. IGME, Madrid.

Las areniscas silicificadas del SO de la Cuenca del Duero: propiedades físicas, mecánicas y parámetros petrográficos

J. Nespereira, M. Yenes y J. A. Blanco

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca. e-mail: jnj@usal.es

ABSTRACT

In the SW border of the Duero basin (Spain) Tertiary deposits begin with the strongly cemented Paleocene sandstones. Main outcrops of these rocks are located in the surrounding areas of Salamanca and Zamora. On this paper results of the studies carried out to obtain their mechanical and physical properties are presented. The analysis of several thin sections under the petrographic microscopic was also done, quantifying with the aid of the free image analysis software "HHI Image" the main petrographic parameters that govern their mechanical behaviour. Results showed that the strength of these rocks depends on the conditions of the test, displaying a 30-40 % decrease on tests with saturated conditions. According to these values, the silicified levels should be classified as weak rocks.

Key words: silicified sandstones, petrographic properties, mechanical properties, image analysis software.

INTRODUCCIÓN

En el borde SO de la cuenca del Duero la sedimentación terciaria comienza con una unidad detrítica de edad paleocena cuyos mejores afloramientos se localizan en los alrededores de las ciudades de Salamanca y Zamora. La estratigrafía y sedimentología de esta unidad han sido objeto de varios estudios y en el caso concreto de la ciudad de Salamanca, en Alonso Gavilán *et al.*, (2004) se recoge una síntesis de ellos.

En este trabajo hemos estudiado sus principales propiedades físicas y mecánicas, centrándonos sobre todo en su resistencia a compresión simple (σ_c). Para ello seleccionamos dos afloramientos distintos, Los Alambres y Matagrillos, ambos situados en el entorno de la ciudad de Salamanca; en ellos, siguiendo la metodología empleada por Karakus *et al.* (2005), se recogieron grandes bloques representativos de los niveles silicificados y en laboratorio se extrajeron las probetas cilíndricas necesarias para llevar a cabo los ensayos

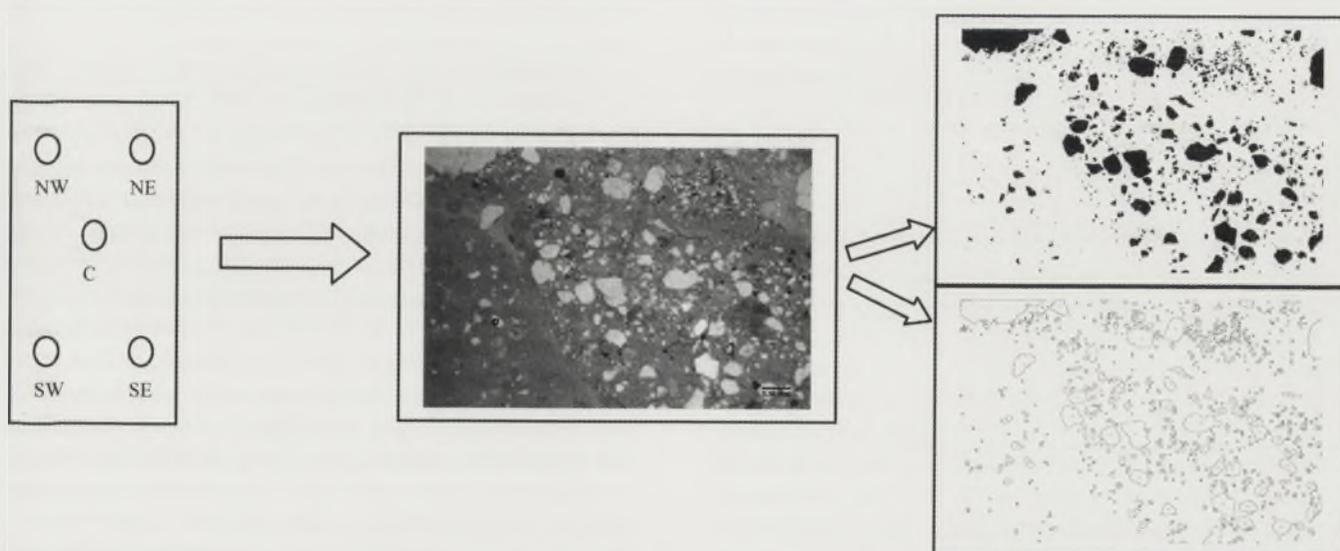


FIGURA 1. Secuencia de trabajo seguida para el análisis de cada lámina. De izquierda a derecha, y de arriba abajo: selección de cinco áreas dentro de cada lámina, obtención de una fotografía de cada una de ellas, creación de una imagen binaria para resaltar los clastos mediante el empleo del programa NHI Image J e identificación y medida de los parámetros seleccionados para cada canto.

mecánicos de acuerdo con la norma ISRM, 1981. Para valorar la influencia del agua en la resistencia de estas rocas, los test de compresión simple se hicieron tanto con probetas secas como saturadas.

Las propiedades físicas determinadas fueron la densidad seca, la densidad saturada, la absorción y la porosidad, siguiendo para ello las recomendaciones de la ISRM, *op cit.*

Para completar este trabajo se realizaron varias láminas delgadas para su estudio al microscopio. En esta fase se hizo especial hincapié en la determinación del tamaño de grano, de la relación entre el área de clastos y del área total (*grain area ratio*, GAR) (Ersoy y Waller, 1995), y en la densidad de empaquetamiento (*packing density*, PD) (Kahn, 1956). Esta última se obtiene dibujando una línea que atraviese una parte de la lámina y estableciendo la relación entre la longitud de los segmentos que cortan cantos y la longitud total de toda la línea. Todos estos parámetros, que gobiernan la resistencia de los materiales rocosos, se calcularon con la ayuda del programa de análisis de imagen NIH Image (desarrollado por el U.S. National Institutes of Health y de acceso gratuito a través de Internet, <http://rsb.info.nih.gov/nih-image/>) (Fig. 1).

GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA

Las areniscas paleocenas estudiadas pertenecen de la Formación Detrítica de Salamanca, formada por sucesiones siliciclásticas depositadas en sistemas fluviales tipo *braided*, que tienen como área madre al zócalo varisco fuertemente meteorizado (Martín Serrano *et al.*, 2000). Esta Formación se divide a su vez en cuatro miembros (Alonso Gavilán, 1981), perteneciendo las muestras de este estudio a un miembro caracterizado por una fuerte cementación silíceo asociada a procesos de alteración y paleosuelos intrasedimentarios (Blanco, 1991); estos procesos neoforman un cemento o matriz de ópalo C ó CT que suele ir acompañado, en ocasiones, de importantes cantidades de oxihidróxidos de hierro. El cuarzo es el mineral más abundante en las fracciones de mayor tamaño, mientras que en los componentes finos la caolinita es la fase mayoritaria.

ESTUDIO MICROSCÓPICO

Los clastos detríticos de cuarzo y cuarcita son heterométricos de formas subredondeadas a subangulares y están embebidos ya sea en una matriz arcillosa, ya sea en el cemento silíceo; esto hace que no sea fácil observar contactos grano-grano.

El cemento silíceo es bastante abundante en la mayoría de las muestras, llegando a suponer más del 50% de algunas de las láminas. Los parámetros PD y GAR son prácticamente iguales entre sí en todas las muestras, con valores comprendidos mayoritariamente entre 40 y 60. Entre la matriz y el cemento se advierte una relación inversa que pone de manifiesto el reemplazamiento de la primera por el segundo, tal y como se aprecia también al microscopio (Tabla 1).

TABLA 1. Principales parámetros petrográficos de las muestras estudiadas.

	Muestra	PD	GAR	CEMENTO			POROSIDAD TOTAL	Matriz (gr/GAR-CEMENTO-POROSIDAD)
				Silíceo	Oxihidróxidos	Total		
Matagrillos	3N	41%	39%	19%	3%	21%	16%	24%
	8N	49%	46%	16%	0%	16%	13%	22%
	9N	45%	46%	32%	5%	37%	16%	1%
	14N	29%	29%	56%	0%	56%	16%	0%
	Average	41%	41%	31%	2%	33%	15%	12%
Los Alambres	23N	62%	62%	1%	6%	7%	17%	14%
	27N	40%	39%	19%	15%	34%	17%	10%
	28N	33%	33%	33%	0%	33%	24%	11%
	36N	43%	43%	27%	0%	27%	22%	6%
	Average	45%	44%	20%	5%	25%	20%	11%

Para determinar el porcentaje de matriz se ha empleado la siguiente expresión: $GAR + matriz + cemento + porosidad = 100 \%$, modificada de Jeng *et al.*, (2004) al poder en este caso cuantificar el contenido en cemento mediante el empleo del análisis de imagen.

PROPIEDADES FÍSICAS Y MECÁNICAS

Estas areniscas tienen una densidad saturada entre 2,24 y 2,31 gr/cm³ y una la densidad seca entre 2,10 y 2,14 gr/cm³. La absorción, cuyos valores medios medidos se sitúan entre 7 y 8%, es netamente inferior a la porosidad, que está entre 14 y 17%, lo cual indica que no todos los poros se encuentran interconectados (Tabla 2).

TABLA 2. Propiedades físicas de las areniscas silicificadas del Miembro Celestina. ρ_{sat} densidad saturada; ρ_d densidad seca; a (%), absorción; y n (%), porosidad: media, (máximo-mínimo) (n° de muestras).

	ρ_{sat} (gr/cm ³)	ρ_d (gr/cm ³)	a (%)	n (%)
Matagrillos	2,24 (2,3-2,14) (23)	2,10 (2,19-1,93) (23)	7 (11-4) (23)	14 (21-6) (23)
Los Alambres	2,31 (2,47-2,16) (22)	2,14 (2,3-1,92) (22)	8 (13-4) (22)	17 (24-16) (22)

En los ensayos de resistencia a compresión simple (Tabla 3), las muestras de Matagrillos en condiciones secas tienen un σ_c media de 23 MPa, mientras que en condiciones saturadas este valor cae hasta los 15,8 MPa. Con las probetas procedentes del afloramiento de Los Alambres se obtuvieron σ_c de 36 y 21,8 MPa, para condiciones secas y saturadas respectivamente. En la figura 2 están representadas las curvas deformación-presión de cada uno de los ensayos, viéndose claramente como la pendiente de las mismas se reducen de manera importante en condiciones saturadas, lo cual se traduce en una disminución del módulo de elasticidad de la roca o módulo de Young (E) (Tabla 3). Otra de las diferencias observadas se aprecia en el tramo final de las curvas: si en estado seco estas rocas siguen un modelo plastoelástico, con un comportamiento marcadamente lineal hasta el momento en el que de forma brusca se produce la rotura, en estado saturado en la rama final la linealidad desaparece, suavizándose las curvas y representando un comportamiento plastoelastoplástico.

TABLA 3. Resultados de los ensayos de resistencia a compresión simple. Entre paréntesis valores máximos y mínimos. (RCS), resistencia a compresión simple, (E), módulo de Young, (R) relación RCS_{sat}/RCS_{seca} .

	Condición	RCS (MPa)	E (MPa)	R (RCS_{sat}/RCS_{seca})	Clasificación
Los Alambres	seca	36 (43,1-24,2)	3490 (4101-2943)	0,61	blanda
	saturada	21,8 (26,8-16,9)	2479 (3378-1651)		
Matagrillos	seca	23 (27,8-18,2)	3097 (3297-2897)	0,69	blanda
	saturada	15,8 (18,8-12,9)	1654 (1944-1509)		

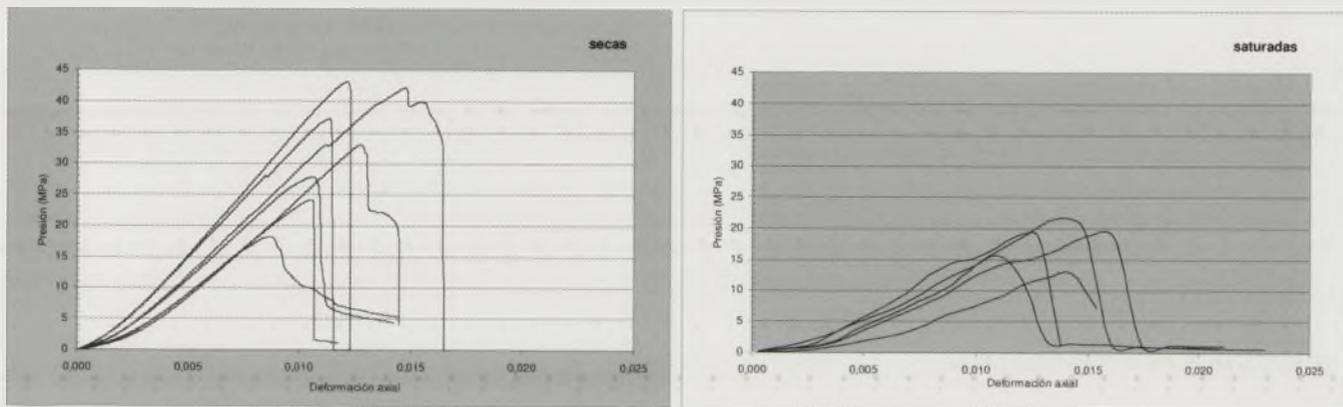


FIGURA 2. Gráficos deformación-presión de los ensayos de resistencia a compresión simple realizadas. A la izquierda condiciones secas, ya la derecha condiciones saturadas.

CONCLUSIONES

El empleo del programa de análisis de imagen NHI Image J se muestra muy útil para obtener la parametrización de las propiedades petrográficas de este tipo de rocas que guardan una mayor relación con su resistencia. Estos parámetros, que no han mostrado diferencias significativas entre los dos afloramientos, podrán ser empleados en un futuro para poder valorar la influencia de cada uno de ellos al compararlos con otros tipos de areniscas.

La RCS de las areniscas paleocenas silicificadas del SO de la cuenca del Duero varía entre 43,1 y 18,2 MPa cuando se ensayan en condiciones secas, pero se reduce cerca de un 30-40% si se encuentran en condiciones saturadas. De acuerdo con la clasificación establecida por Dobereiner y De Freitas (1986), estas areniscas pertenecen al grupo de las rocas blandas.

La morfología de las curvas deformación-presión indican un comportamiento principalmente elástico para estos materiales, si bien en condiciones saturadas se observa una cierta tendencia a seguir un comportamiento plástico en las fases previas a la rotura.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por parte del proyecto de investigación SAO96/03 de la Junta de Castilla y León, y

durante el periodo de disfrute de una beca de investigación de la Universidad de Salamanca concedida al primero de los autores.

REFERENCIAS

- Alonso Gavilán, G. (1981): *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la cuenca del Duero (provincia de Salamanca)*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 435 p. (inédita).
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A. Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004): Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (J.A.Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Blanco, J.A. (1991): Los procesos de alteración en las cuencas terciarias meseteñas. En: *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular. Zócalos hercínicos y cuencas terciarias* (J.A. Blanco, E. Molina y A. Martín Serrano, Coords.). Monografías Sociedad Española de Geomorfología, 6: 45-67.
- Dobereiner, L. y De Freitas, M.H. (1986): Geotechnical properties of weak sandstone. *Geotechnique*, 36 (1): 79-94.
- Ersoy, A., Waller, M.D. (1995): Textural characterization of rocks. *Engineering Geology*, 39: 123-136. <http://rsb.info.nih.gov/nih-image/>. NIH Image. U.S. National Institute of Health.

- ISRM (International Society for Rock mechanics) (1981): *Rock characterization, testing and monitoring- ISRM Suggested methods* (E.T. Brown, Ed.). Pergamon Press, Oxford, 211 p.
- Martín Serrano, A.M., Monteserín, V., Santisteban, J.I., Díez Balda, M^a.A., Nozal, F. (2000): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 478 (Salamanca)*. ITGE, Madrid.
- Jeng, F.S., Weng M.C., Lin, M.L., Huang T.H. (2004): Influence of petrographic parameters on geotechnical properties of tertiary sandstones from Taiwan. *Engineering Geology*, 73: 71-91
- Kahn, J.S. (1956): The analysis and distribution of the properties of packing in sand size sediments. *The Journal of Geology*, 64: 385-395.
- Karakus, M., Kumral, M., Kilic, O. (2005): Predicting elastic properties of intact rocks from index tests using multiple regression modelling. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 42: 323-333.

Los tres "páramos" del SE de la Cuenca del Duero y su cronoestratigrafía

F. Nozal, M. Montes, F. López Olmedo y J. Luengo

IGME, Dirección de Geología y Geofísica, Área de Cartografía Geológica, c/ Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. f.nozal@igme.es, m.montes@igme.es, fa.lopez@igme.es, j.luengo@igme.es

ABSTRACT

Three stratigraphic units have been distinguished in the SE sector of the Duero Basin: Lower, Intermediate and Upper Páramo Units. Each Unit ends by compact lacustrine limestones called "páramos" that today form mesas landscape. The "Lower Páramo limestone" level disappears towards the west of Adrada de Haza, whereas the "Intermediate Páramo limestone" level increases in thickness and in morphology development in the same direction. The chronostratigraphy of these units and their correlation with the centre of the basin could be estimated by means of palaeontological sites in the stratigraphic sections and the new high-resolution magnetostratigraphic results. This sedimentary record ranges in age from Middle Aragonian, at the lower part, to Upper Vallesian, at the Upper Páramo Limestones.

Key words: Chronostratigraphy, Miocene, "Páramos limestone", Duero Basin, Spain.

INTRODUCCIÓN

El área estudiada se localiza en el borde suroriental de la Cuenca del Duero, delimitada al norte por la margen izquierda de dicho río, entre las localidades de Aranda de Duero y Peñafiel, y al sur por la Sierra de Honrubia-Pradales, relieve relacionado con una gran estructura anticlinal alpina (Fig. 1). Esta área tiene la ventaja de estar emplazada entre el sector central de la cuenca, de estratigrafía conocida, y el sector SE de la misma donde las series miocenas están dominadas por los mencionados niveles carbonatados culminantes o "páramos". Los afloramientos de esta zona poseen una excepcional continuidad cartográfica con las capas prácticamente horizontales, lo que facilita enormemente la observación de las relaciones laterales entre las diversas unidades litológicas.

Los datos obtenidos a partir de las investigaciones y proyectos que el IGME está llevando a cabo en la Cuenca del Duero, permiten considerar que la identificación y posición estratigráfica de las "calizas de los páramos" en los distintos trabajos publicados hasta el momento, al menos para el sector estudiado, son cada vez más dispares en cuanto a definición y denominación de las unidades, litofacies y relaciones estratigráficas entre ellas, y también respecto al número de niveles de "calizas de páramos" existentes y su edad. Las atribuciones cronológicas de algunos de estos trabajos se han basado en yacimientos paleontológicos, que a veces se han situado erróneamente o en apreciaciones cronoestratigráficas sin argumento que las sustenten.

La zona de estudio ofrece la posibilidad de identificar los niveles de "páramos calcáreos" y ubicarlos en el esquema

estratigráfico del Mioceno del sector suroriental de la Cuenca del Duero y sobre todo, aclarar las relaciones entre dichos niveles y los que se observan en el centro de la cuenca. Esto permite correlacionar dos zonas extensas de esta cuenca, entre las que han existido siempre problemas de correlación, edad y nomenclatura.

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS. LOS NIVELES DE PÁRAMOS

Los sedimentos neógenos que afloran en la zona estudiada son principalmente detríticos de origen fluvial, y carbonatados de génesis palustre y lacustre, que dada su naturaleza más competente y resistente a la erosión, son los que constituyen los "páramos calcáreos" característicos de este sector de la cuenca. Los sedimentos detríticos provenientes de las zonas proximales pasan lateralmente y en la vertical a las facies carbonatadas, dentro de un esquema general de relleno de cuenca endorreica, con las facies lacustres expansivas respecto a las aluviales.

La cartografía de las diversas litofacies que aparecen en la zona, junto con sus relaciones laterales, aparecen esquematizadas en la Figura 1B. Tanto el esquema cartográfico (Fig. 1B) como el panel de correlación (Fig. 2) que se presentan, están basados en las hojas geológicas MAGNA 1:50.000 de Peñafiel 374 (López Olmedo *et al.*, 1997) y de Fuentelcésped 375 (Nozal y Rubio, 1996), habiéndose completado con recientes observaciones de campo.

El panel estratigráfico (Fig. 2) se ha construido con siete secciones siguiendo una línea de correlación casi E-O, sub-

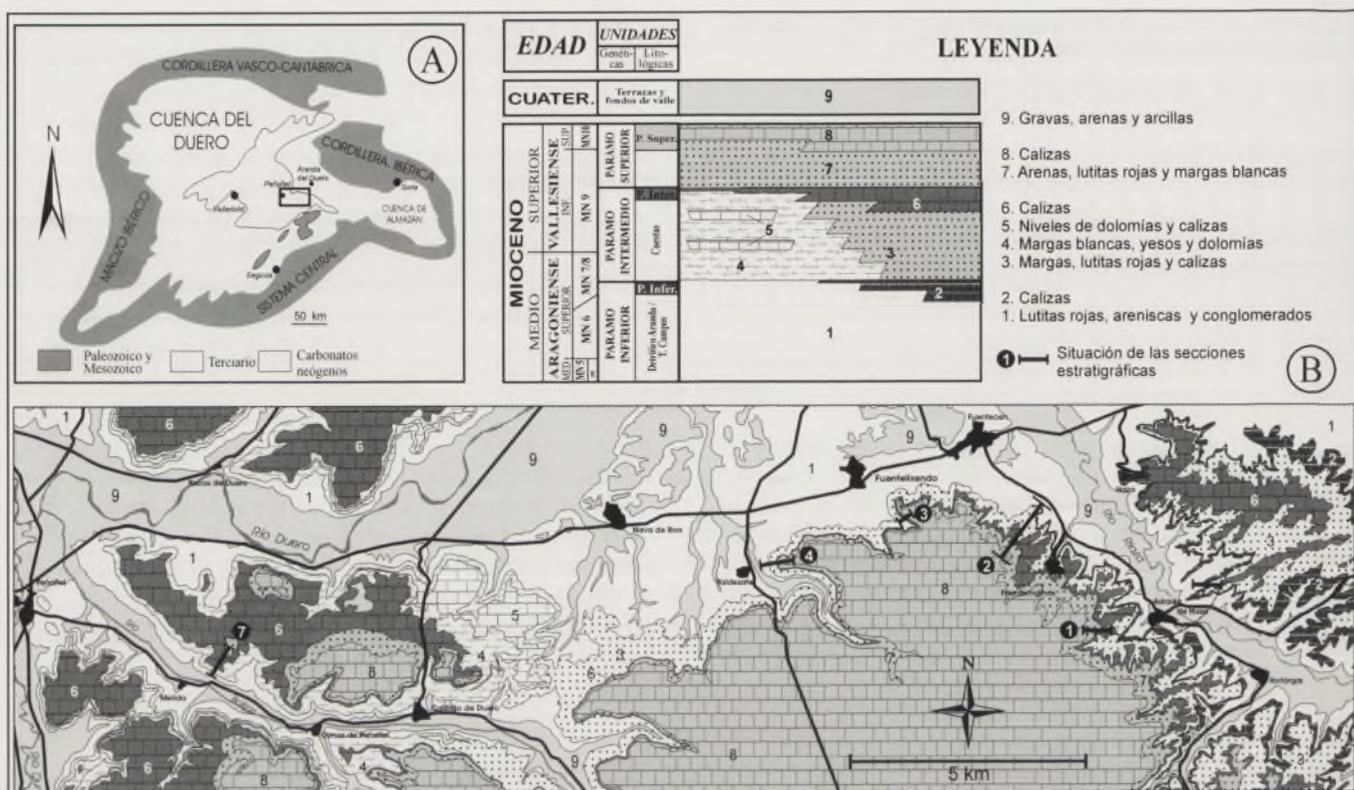


FIGURA 1. (A) Situación del área de estudio. (B) Leyenda del mapa geológico y esquema estratigráfico sintético con las unidades litológicas y genéticas utilizadas en este trabajo. Mapa geológico con la situación de las secciones estratigráficas estudiadas. Las secciones de 5, Valles de Fuentidueña, y 6, Fuentidueña, se localizan al sur del área de estudio.

paralela al valle del Duero, con las secciones de Fuentidueña (margen derecha del Duratón) y Valles de Fuentidueña, situadas más al sur, proyectadas. En esta última sección se han incluido datos magnetoestratigráficos obtenidos recientemente (Montes *et al.*, 2006, en este volumen). El datum de correlación ha sido el techo de las denominadas en este trabajo Calizas del Páramo Intermedio. Las líneas de correlación que aparecen en el panel, han sido seguidas exhaustivamente en el campo y también se muestran en la cartografía.

Las relaciones genéticas entre las diversas litofacies permiten dividir el registro sedimentario Mioceno de la zona de estudio en una serie de unidades estratigráficas limitadas a muro y a techo por discontinuidades y/o sus continuidades correlativas.

La cartografía (Fig. 1B) y el panel de correlación (Fig. 2) permiten identificar al menos dos discontinuidades sedimentarias. Éstas consisten fundamentalmente en cambios bruscos de facies en la vertical que, en general, se manifiestan por la brusca aparición de facies detríticas sobre niveles calcáreos y por la superposición rápida de facies lacustres evaporíticas (margas yesífero-dolomíticas) sobre detríticos de origen fluvial (zona occidental). Estas dos discontinuidades dividen el depósito en tres unidades genéticas de carácter detrítico-carbonatado bien caracterizadas hacia la zona oriental, que se denominan en este trabajo: Unidad Páramo Inferior, Unidad Páramo Intermedio y Unidad Páramo Superior (Figs. 1B y 2).

Unidad Páramo Inferior. (Aragoniense medio-superior)

Se desarrolla en la parte oriental de la zona estudiada y su límite inferior no llega a aflorar en ella. Se trata de una unidad detrítico-carbonatada constituida en su parte inferior por detríticos con varios niveles carbonatados intercalados (Unidad de Milagros, Alonso-Gavilán *et al.*, 2004), que lateralmente hacia el norte y noroeste pasan a la "Unidad detrítica de Aranda" (Nozal y Rubio, 1996) compuesta por areniscas conglomeráticas en paleocanales y lutitas de llanura de inundación. El término carbonatado con el que culmina esta unidad son las Calizas del Páramo Inferior. Tanto la cartografía como el panel de correlación, muestran como estas calizas se acunian hasta desaparecer en el valle del río Riaza entre las localidades de Adrada y Fuentecén. La continuidad correlativa a la que da lugar la desaparición de las calizas se sigue hacia el oeste en la cartografía y correspondería al contacto entre la Unidad detrítica de Aranda y las facies Cuestas (columna de Mérida, Fig. 2).

Nozal y Montes (2004) y Nozal y Herrero (2005) estudian esta misma unidad justo al este de esta zona, atribuyéndole una edad Aragoniense medio (MN5-E)-Aragoniense superior (MN7/8), precisando respectivamente la posición del yacimiento de Montejo de la Vega dentro de la unidad, y el de Piquera de San Esteban en la base de la siguiente.

El Páramo Inferior morfológicamente da cornisas y replanos más o menos desarrollados a lo largo del valle del Riaza y constituye el "páramo" frente a la localidad de Milagros.

Unidad Páramo Intermedio (Aragoniense superior-Vallesiense inferior)

Aflora en toda el área estudiada, ganando en representación cartográfica y potencia hacia el oeste. La base de esta unidad vendría marcada por el límite superior de la anterior, es decir, por la superposición de material detrítico sobre las Calizas del Páramo Inferior hacia el este, y por el contacto brusco de la serie blanca margoso-yesífera de las facies Cuestas sobre los sedimentos rojos de la "Unidad detrítica de Aranda" hacia el oeste. Dicha discontinuidad se correlaciona asimismo con la disconformidad observada por Nozal y Herrero (2005) en Piquera de San Esteban.

En la zona oriental, la parte inferior de la unidad consiste en depósitos fluviales compuestos por niveles alternantes de areniscas, lutitas y limos margosos que al oeste de Valdezate, pasan lateralmente a las facies yesíferas y carbonatadas de las Cuestas (columna de Mérida, Fig. 2).

Las Calizas del Páramo Intermedio constituyen el término carbonatado superior de la unidad. Se trata de un nivel calcáreo estratigráficamente localizado entre las calizas cul-

minantes de la región (Calizas del Páramo Superior) y las del techo de la unidad precedente (Calizas del Páramo Inferior), de ahí su denominación.

En el sector aquí considerado, este nivel va ganando espesor y expresión morfológica por los valles del Duero y Duratón. Su excelente seguimiento en campo y en cartografía ha sido la razón de tomarlo como *datum* de correlación en el panel estratigráfico (Fig. 2).

La ubicación del yacimiento de Fuentelisedo (MN9) hacia la parte media de esta Unidad, la correlación de la columna de Los Valles de Fuentidueña, que incluye el yacimiento homónimo (MN9) en la base de las Calizas del Páramo Intermedio, y las precisiones sobre la posición del yacimiento de Piquera de San Esteban (Nozal y Herrero, 2005), datarían esta unidad como Aragoniense superior (MN7/8)-Vallesiense inferior (MN9). Además, los nuevos datos magnetoestratigráficos (Montes *et al.*, 2006) confirman que las calizas del Páramo Intermedio quedarían incluidas en el Vallesiense inferior.

Las Calizas del Páramo Intermedio morfológicamente definen los "páramos" de Haza y de Peñafiel.

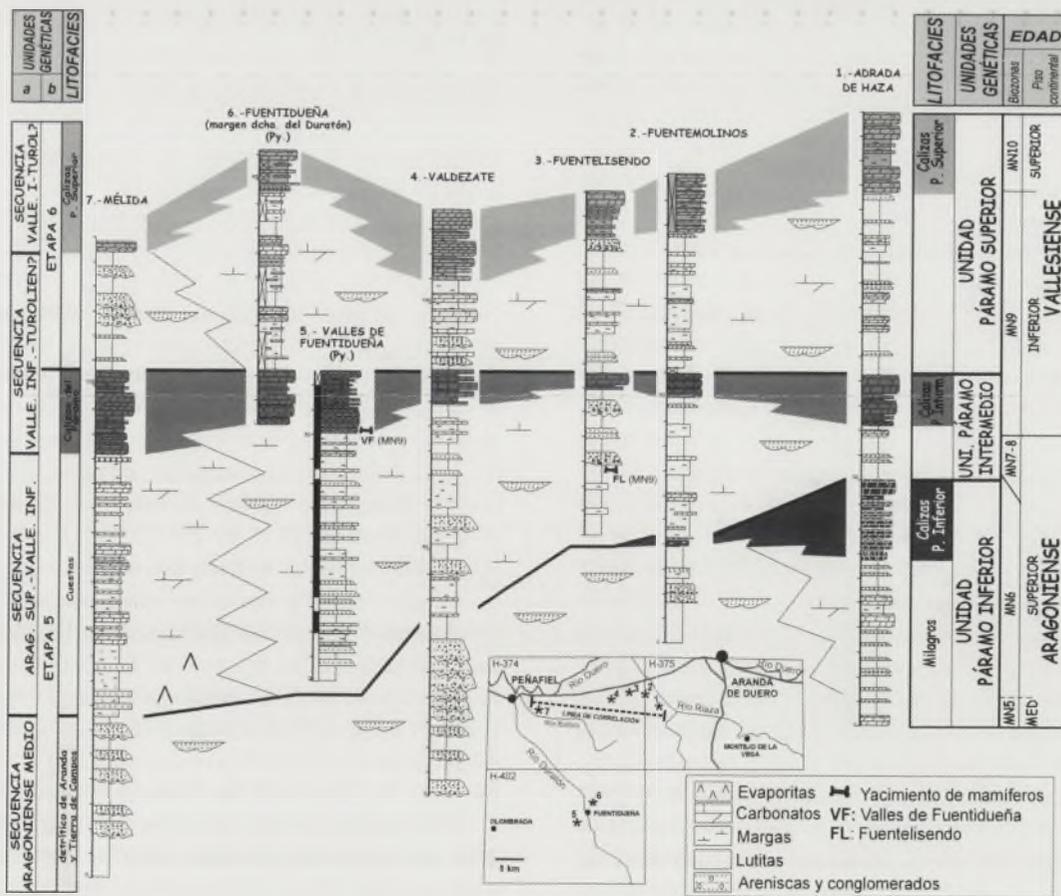


FIGURA 2. Panel de correlación de columnas. Las secciones de Valles de Fuentidueña y Fuentidueña han sido proyectadas. A la derecha, litofacies y unidades genéticas utilizadas en este trabajo. A la izquierda, equivalencia con las litofacies del centro de la cuenca y secuencias de a, Alonso-Gavilán *et al.* (2004), y b, Armenteros *et al.* (2002). Las edad de las Unidades está basada en la bioestratigrafía de los yacimientos (señalados en la figura y los referenciados en el texto) y en la magnetoestratigrafía (Montes *et al.*, 2006) de las secciones de Piquera de San Esteban y Los Valles de Fuentidueña (magnetozonas de esta última en la figura).

Unidad Páramo Superior. (Vallesiense inferior-superior)

Se dispone sobre las Calizas del Páramo Intermedio, y aparece al oeste del río Riaza excepto en las proximidades de Peñafiel donde la erosión la ha desmantelado. Constituye un nuevo ciclo detrítico-carbonatado muy similar al infra-yacente pero sin la presencia del conjunto margoso-yesífero y dolomítico que caracteriza a aquella. Su límite inferior, está representado por la irrupción de una serie alternante con detríticos fluviales de colores rojizos y niveles carbonatados blanco-amarillentos sobre las Calizas del Páramo Intermedio. En los afloramientos de Mérida y de Castrillo de Duero las facies son exclusivamente detríticas que a techo pasan a las Calizas del Páramo Superior.

En la Unidad del Páramo Superior no se ha localizado, hasta el momento, ningún yacimiento ni en este sector, ni en el resto de la cuenca. La correlación magnetoestratigráfica establecida por Montes *et al.* (2006) entre las secciones de Piquera de San Esteban y de Los Valles de Fuentidueña apuntan a considerar como Vallesiense superior la parte alta, las Calizas del Páramo Superior. Así pues, el registro conservado del Mioceno "lacustre" de este sector de la Cuenca del Duero acabaría en el Vallesiense superior.

Morfológicamente estas calizas culminantes constituyen los "páramos" de Campaspero y Sacramenia que se conservan entre el Duero y el borde septentrional del anticlinal de Honrubia-Pradales, al que llegan a sobrepasar en las inmediaciones de Fuentidueña.

CORRELACIÓN CON OTRAS UNIDADES DEFINIDAS EN LA CUENCA Y CONCLUSIONES

Las tres unidades de carácter genético con amplio desarrollo, y que contienen los distintos "páramos calcáreos" de la región, se han intentado correlacionar con las unidades estratigráficas actualmente establecidas para la Cuenca del Duero (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Armenteros *et al.*, 2002, Fig. 2).

De dicho intento de correlación se deduce que:

El techo de la Unidad del Páramo Inferior coincidiría con el de la Secuencia Aragoniense medio de Alonso-Gavilán *et al.* (2004), pero dicho límite estaría incluido dentro de la Etapa 5 de Armenteros *et al.* (2002).

La Unidad del Páramo Intermedio abarcaría la Secuencia del Aragoniense superior-Vallesiense inferior y la parte inferior de la Secuencia Vallesiense inferior-Turolense superior de Alonso-Gavilán *et al.* (2004) y la parte superior de la Etapa 5 de Armenteros *et al.* (2002).

La Unidad del Páramo Superior equivaldría a la parte superior de las Secuencia Vallesiense inferior-Turolense? de Alonso-Gavilán *et al.* (2004) y a la Etapa 6 de Armenteros *et al.* (2002).

El conjunto detrítico carbonatado constituido por las facies de Milagros y las Calizas del Páramo Inferior, equivaldrían lateralmente a las facies detríticas de Aranda y éstas a su vez (al menos en su parte superior) a las facies Tierra de Campos del centro de la cuenca.

Puesto que el yacimiento de Los Valles de Fuentidueña (MN 9) se localiza en la base de las Calizas del Páramo Intermedio, y allí por debajo de éstas aparecen facies detríticas proximales que lateralmente pasan a las facies Cuestas de la zona de Peñafiel, el techo de dichas facies Cuestas tendría, al menos en esta zona, la edad de las Calizas del Páramo Intermedio, es decir, Vallesiense inferior.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de las investigaciones realizadas para los Proyectos "Mapa geológico continuo digital a escala 1:50.000 en la región Duero-Almazán" (Plan GEODE), y del Mapa Geológico a escala 1:200.000, nº 38 (Segovia). Los autores agradecen a la Dirección de Geología y Geofísica del IGME las facilidades dadas para la presentación del manuscrito. Agradecemos también a la Dra. Concha Arenas su atenta revisión y sus acertados comentarios, que han contribuido a la mejora del mismo.

REFERENCIAS

- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez J.M. (2004): Cuenca del Duero; En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Armenteros, I., Corrochano, A., Alonso Gavilán, G., Carballeira, J. y Rodríguez, J.M. (2002): Duero basin (northern Spain). En: *The Geology of Spain*. (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geological Society. London, 304-315.
- López Olmedo, F., Enrile, A. y Cabra, P. (1997): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 374 (Peñafiel)*. IGME, Madrid.
- Nozal, F. y Herrero, A. (2005): El Mioceno del borde meridional del Corredor Aranda de Duero- Burgo de Osma (SE Cuenca del Duero). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 21-37.
- Nozal, F. y Montes, M.J. (2004): La secuencia del Páramo Inferior en el borde norte del Anticlinal de Honrubia (Mioceno del SE de la Cuenca del Duero). *Geo-Temas* 6(2): 103-106.
- Nozal, F. y Rubio, F.J. (2006, en prensa): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 375 (Fuentelcésped)*. IGME, Madrid.
- Montes, M., Beamud, B., Garcés, M., Nozal, F., López-Olmedo, F. y Luengo, J. (2006): Datos preliminares de la magnetoestratigrafía del sureste de la cuenca del Duero. *Geo-Temas* 9 (en este mismo volumen).

Mapa geológico de síntesis de la Cuenca del Duero

A. Pineda¹, F. Nozal², M. Montes², F. López Olmedo² y A. Martín-Serrano²

1 EPTISA, c/ Arapiles 14, 28015 Madrid

2 Dirección de Geología y Geofísica, Área de Cartografía Geológica, IGME, c/ Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. apineda@eptisa.es, f.nozal@igme.es, m.montes@igme.es, fa.lopez@igme.es, a.martinserrano@igme.es

ABSTRACT

A synthesis of a geological map of the Duero Basin in a 1:500.000 scale is presented in this paper. According to the stratigraphy sequence, the units that constitute the continental filling of the basin were grouped. In order to achieve a better visualization of the spatial relations among the different units that outcrop in the basin, several geological sections and a simplified chronostratigraphy legend, in which is located the position of the main vertebrate sites, were carried out.

Key words: geologic map, Duero Basin, Tertiary, Chronostratigraphy.

INTRODUCCIÓN

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y en particular el Área de Cartografía Geológica de la Dirección de Geología y Geofísica, lleva a cabo en la actualidad una serie de proyectos entre los que destaca la Cartografía Geológica Continua Digital de la Cuenca del Duero, proyecto enmarcado dentro del Plan GEODE, que el citado organismo esta desarrollando en todo el territorio nacional. Paralelamente, está realizando un nuevo Mapa Geológico de la Península Ibérica a escala 1/1.000.000, habiéndose confeccionado también una cartografía detallada de la cuenca para tal fin.

Como fase previa al desarrollo de ambos proyectos, y en colaboración con EPTISA, Servicios de Ingeniería, S.A., se han elaborado varios documentos de síntesis, entre los que destacan, por un lado, la construcción de una Leyenda Geológica Unificada para la región Duero-Almazán del Plan GEODE y por otro, un mapa geológico sintetizado de la Cuenca del Duero a escala 1:400.000. Estos documentos han sido la base de partida para la realización de la cartografía que se presenta.

Para la elaboración de este Mapa se ha tenido en cuenta, además de las 139 hojas MAGNA que cubren la cuenca, los distintos trabajos de síntesis cartográfica existentes sobre la misma, tales como el Mapa Geológico de Castilla y León a escala 1:400.000 (SIEMCALSA, 1997), el Mapa Geológico de la Provincia de León a escala 1:200.000 (ITGE, 1998), el Mapa litoestratigráfico y de permeabilidades a escala 1:200.000, realizado para la Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME (2005, inédito) y el Mapa Geológico de Segovia a escala 1:200.000 (IGME, en prensa).

Para la confección de la leyenda se han consultado también los esquemas estratigráficos regionales y de correlación de carácter monográfico (Portero *et al.*, 1982 y 1983; Armenteros *et al.* 2002 y Alonso-Gavilán *et al.* 2004).

METODOLOGÍA DE ELABORACIÓN

El Mapa Geológico de Síntesis de la Cuenca del Duero (Fig. 1) y su correspondiente leyenda (Fig. 2) se han estructurado de acuerdo a una "filosofía de síntesis" conforme con la escala de representación, simplificando por agrupamiento y correlación el número de unidades, que a su vez han sido incluidas en uno o varios ciclos sedimentarios. La leyenda ha sido estructurada de acuerdo a criterios secuenciales y apoyados en datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos. En el esquema litoestratigráfico bidimensional de la leyenda, la representación de las relaciones laterales entre el relleno y los respectivos bordes queda limitado sólo a dos ámbitos de relación, por lo que estos se han agrupado de forma que, en líneas generales, a la izquierda quedan representados los márgenes occidental y meridional y a la derecha, los bordes septentrional y oriental de la cuenca (Fig. 2).

CICLOS SEDIMENTARIOS Y UNIDADES CARTOGRÁFICAS

La historia del relleno cenozoico es compleja y en su mayor parte oculta, pues el mayor registro de sedimentos permanece cubierto o parcialmente aflorante en los bordes, considerándose que comienza con la secuencia fincretácica-paleocena que representa la retirada del mar cretácico. La secuencia eoceno-oligocena es sinorogénica en los bordes "activos" (norte, este y sur) de la cuenca, a los que se asocia la subsidencia máxima de la misma. Para la sucesión neógena los modelos sedimentarios son bastante parecidos en el tiempo, consistiendo en orlas de abanicos aluviales que evolucionan a condiciones palustres y lacustres (margas, carbonatos y yesos) tanto en los sectores centrales como en los márgenes poco activos de la depresión.

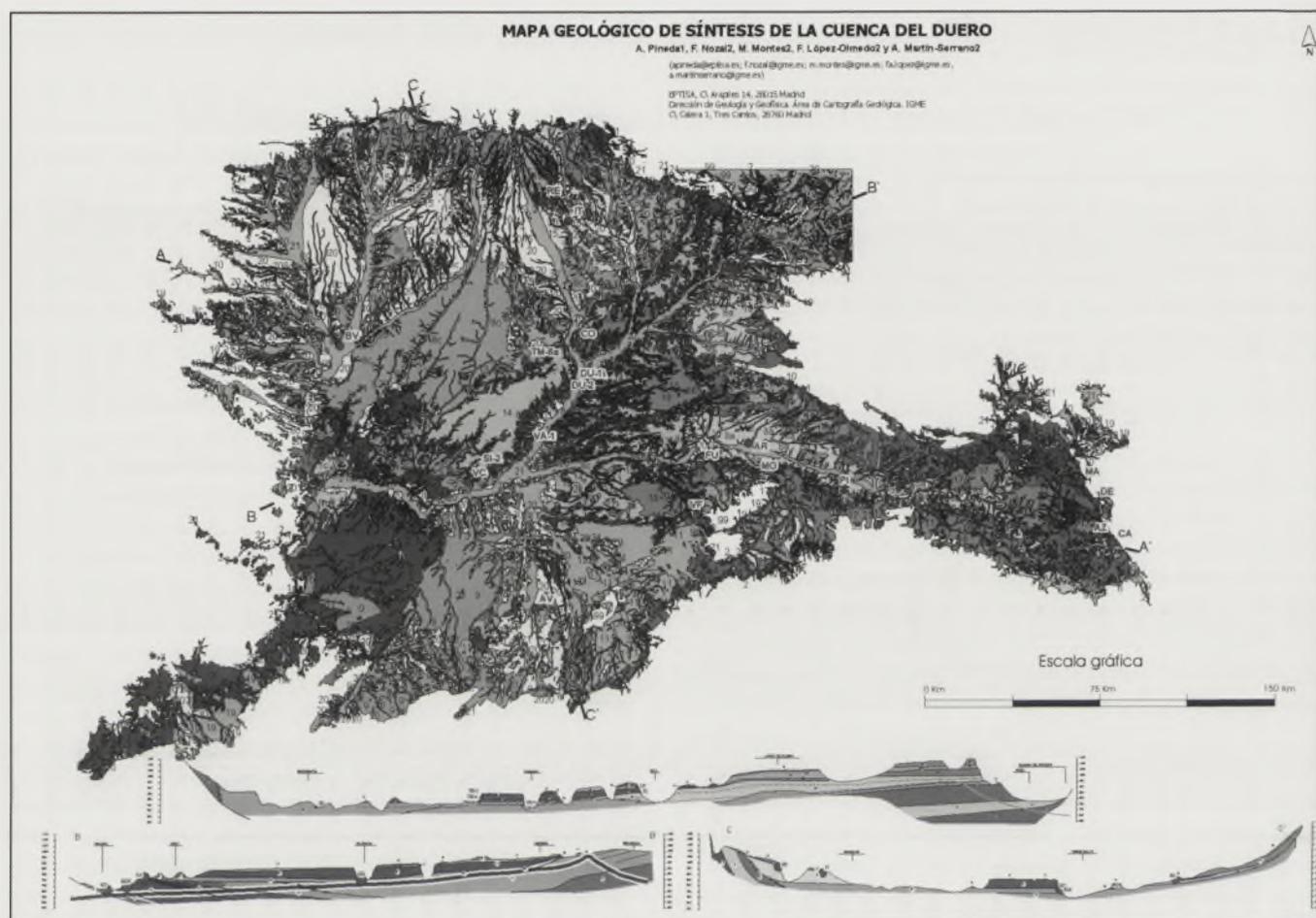


FIGURA 1. *Mapa Geológico.*

La actividad tectónica de algunos bordes al final de las etapas compresivas alpinas Ibérica y Guadarrama, durante el Oligoceno-Mioceno inferior y Mioceno inferior-medio, se tradujo en progradaciones o discordancias progresivas de los materiales detríticos periféricos, determinando la existencia de varios ciclos sedimentarios (Dueñas, Tierra de Campos), mientras que los siguientes no parecen guardar relación con la tectónica (Cuestas-Páramo, Páramo Superior y "Rañas"). El relleno endorreico de la cuenca finalizó probablemente en el Mioceno superior (Turolense), cuando la red del Duero en su acción remontante hacia el Este, alcanzó y capturó el borde más occidental de la cuenca, que a partir de ese momento se hizo exorreica, comenzando su vaciado erosivo.

Cretácico superior-Oligoceno superior

Son los depósitos más antiguos aflorantes y lo hacen ampliamente por el sector occidental y subcuenca de Ciudad Rodrigo, así como en zonas próximas al Sistema Central, bordes de la Cordillera Cantábrica e Ibérica y subcuenca de Almazán. Se incluyen en este epígrafe además los depósitos continentales asociados a la regresión finicretácica.

En el sector occidental (borde "pasivo") se han diferenciado de muro a techo: las areniscas silíceas y ferruginosas

"siderolíticas" (unidad 1a) y sus equivalentes (Torneros, Armuña, Vegas de Matute) de edad Cretácico terminal, al menos Campaniense y Paleoceno; las arcosas inferiores del Paleógeno (unidad 1b), las Margas de Sanzoles conjuntamente con las Calizas de Cubillos (unidad 1c) del Eoceno medio y finalmente, las series detríticas de Villamayor-Cabrerizos y las arcosas superiores del Paleógeno (unidad 2) del Eoceno superior-Oligoceno. Las unidades 1b y 1c formarían parte de un mismo ciclo sedimentario, mientras que la unidad 2, por el contrario, debe comprender probablemente dos ciclos, el correspondiente a Villamayor-Cabrerizos y el correspondiente a las arcosas superiores, no bien caracterizado.

En los bordes "activos", la unidad 1 (Paleoceno a Eoceno medio) comprende las areniscas, margas y calizas de la Fm Santibáñez del Val y equivalentes de la zona de Almazán en el borde oriental, la parte inferior del "Complejo de Vegaquemada" en el borde septentrional, y los conglomerados calcáreos de Sepúlveda, próximos al Sistema Central. La unidad 2 (Eoceno superior-Oligoceno) está representada por los conglomerados y areniscas de la Fm de Quintanilla del Coco y equivalentes de la zona de Almazán, en el borde oriental, así como la parte superior del Complejo de "Vegaquemada" en el septentrional.

El final de este ciclo suele estar materializado por la presencia de un paleosuelo sobre la Facies Tierra de Campos y por la existencia de un nivel calcáreo de tipo "páramo" (Páramo Inferior, unidad 12) a techo de la Unidad Detrítica de Aranda. Este nivel es constante en la parte oriental de la cuenca, aproximadamente desde el meridiano de Roa hasta la subcuenca de Almazán.

Mioceno medio-superior (Astaraciense-Vallesiense): ciclo Cuestas-Páramo

Las facies margoso-yesífera de las Cuestas (unidad 13) es muy característica del centro y noreste de la cuenca, donde presenta a techo otro nivel calcáreo de tipo "páramo" (Páramo Intermedio, unidad 14), no bien desarrollado en la parte oriental de la misma, ni en Almazán. Hacia el NO y E, las Facies Cuestas pasan lateralmente a terrígenos ocreos con abundantes calcimorfos y niveles arenosos, conocidos respectivamente como Facies de La Serna (unidad 15) y de color rojizo en las Facies Tordómar (unidad 16). Las facies de borde son conglomeráticas en el norte, este y sur, correspondiendo a los abanicos polimícticos de Aviñante, Quintana de la Peña y Modino (unidad 17) y en el suroeste a las arcosas con bloques de Villaflor e Ituero (unidad 11).

Mioceno superior (Vallesiense): ciclo Páramo superior

Se considera la última etapa endorreica de la Cuenca del Duero, correspondiendo a un ciclo que finaliza con otro tramo calcáreo (Páramo Superior, unidad 18). Este nivel se dispone, en la parte central de la cuenca, sobre arcillas rojas, a veces con gravas y margas (16) y en la parte oriental y subcuenca de Almazán, sobre litologías de facies Tordómar (16). Las facies conglomeráticas equivalentes (17) son, en el borde norte, Cantoral, Guardo y Barrillos; en el sureste, Caracena, Santibáñez de Ayllón y Ríaza; y en el sur, Peromingo.

Mioceno superior (Turolense-Plioceno?): ciclo "Raña" y equivalentes.

La Raña (unidad 19), que muestra una distribución de carácter periférico constituyendo morfológicamente el techo del piedemonte, sigue teniendo un significado discutido. Algunos autores (Mediavilla *et al.*, 1996 y Santisteban *et al.*, 1997) los consideran ya exorreicos, junto con otros depósitos fluviales morfológicamente encajados sobre la unidad precedente (18) y datados como Turolense superior. Sin embargo, si se tiene en cuenta la progresión de la captura de la cuenca (Martín-Serrano, 1991), podrían existir depósitos con estas mismas características, mas antiguos o más recientes, por lo que se les asigna a todos ellos una edad Turolense-Plioceno

Cuaternario

En el mapa se han diferenciado los niveles asignables al Pleistoceno, fundamentalmente terrazas y mantos eólicos, de gran desarrollo superficial, (unidad 20) y los del Holoceno

no que corresponden principalmente a los cauces actuales de los principales ríos (unidad 21).

AGRADECIMIENTOS

Este artículo se enmarca en los proyectos GEODE Duero-Almazán y Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1:1.000.000, que el Área de Cartografía Geológica del IGME y la empresa EPTISA están llevando a cabo en la Cuenca del Duero. Agradecemos a ambos organismos las facilidades dadas para su publicación.

REFERENCIAS

- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004): Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Armenteros, I., Corrochano, A., Alonso Gavilán, G., Carballeira, J. y Rodríguez, J.M. (2002): Duero basin (northern Spain). En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geological Society, London, 304-315.
- IGME (en prensa): *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja nº 38 (Segovia)*, IGME Madrid.
- ITGE (1994): *Mapa Geológico de la Provincia de León 1:200.000*. ITGE-Diputación de León.
- Martín-Serrano, A. (1991): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4: 337-351.
- Mediavilla, R.M.; Dabrio, C.J.; Martín-Serrano, A. y Santisteban, J.I. (1996): Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. En: *Tertiary basins of Spain. Stratigraphic record of crustal kinematics*. (P.F. Friend, y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 228-236.
- Pineda, A. (1996): El enlace y la paleogeografía neógena entre las Cuencas del Duero y del Ebro, en La Bureba (Burgos). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 107-1: 14-28.
- Portero, J.M., del Olmo, P. y Olivé, A. (1983): El Neógeno de la transversal Norte-Sur de la Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (Libro Jubilar de J.M. Ríos). IGME, Madrid, II: 494-502.
- Portero, J.M., del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J. y Vargas, I. (1982): Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 6(1): 11-37.
- Santisteban, J.I., Alcalá, L., Mediavilla, R.M., Alberdi, M^a.T., Luque, L., Mazo, A., Miguel, I., Morales, J. y Pérez, B. (1997): El yacimiento de Tariago de Cerrato: El inicio de la red fluvial actual en el sector central de la Cuenca del Duero. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 431-446.
- SIEMCALSA (1997): *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León 1:400.000*. Mapa 1, Geología. SIEMCALSA, Valladolid.

Un esquema estratigráfico preliminar para los yacimientos de macrovertebrados del sector occidental de la Cuenca de Guadix-Baza (Cordillera Bética)

S. Pla^{1,2}, C. Viseras², A. Arribas¹ y J. M. Soria³

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

2 Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, avda. Fuentenueva s/n, 18071 Granada. viseras@ugr.es

3 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, apdo. 99, 03080 Alicante. jesus.soria@ua.es

ABSTRACT

There are several important macrovertebrate sites in the eastern sector of the Guadix-Baza Basin (Betic Cordillera). Some of the most important sites (FPB-4, FP-1, FSCC-1, FSCC-2 and M-2, among others) are included in the framework of the Fonelas Project. The aim of this research is to establish the relative position of those sites within the stratigraphic scheme of this sector of the basin, by using a correlation panel made up from several stratigraphic profiles.

Key words: stratigraphic correlation, Pliocene-Pleistocene, Macrovertebrates, Guadix-Baza Basin.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Guadix-Baza se localiza en el sector central de la Cordillera Bética (Fig. 1). Se trata de una cuenca neógena situada sobre el contacto entre las Zonas Internas (Bloque de Alborán) y las Zonas Externas (Paleomargen Sudibérico) de la Cordillera (Vera, 1970; Viseras, 1991; Viseras *et al.*, 2004b). Dentro del relleno continental de esta cuenca, los yacimientos de macrovertebrados más importantes aparecen en materiales de edades que van del Plioceno al Pleistoceno. Durante este intervalo de tiempo, la paleogeografía de la cuenca presentaba en su sector occidental (Subcuenca de Guadix) tres sistemas aluviales, el principal de los cuales (Sistema Axial, Viseras, 1991) drenaba hacia el sector oriental (Subcuenca de Baza), ocupado por un gran lago somero que establecía el nivel de base de la cuenca (Viseras, 1991).

En este trabajo se presenta una correlación preliminar establecida entre un conjunto de columnas estratigráficas levantadas en el sector occidental de la cuenca. Su principal objetivo es la ubicación relativa de los yacimientos de macrovertebrados plio-pleistocenos más importantes hallados dentro del Proyecto Fonelas hasta la fecha en la Subcuenca de Guadix, que son los denominados Fonelas Poci-co-1 (FP-1) (Arribas *et al.*, 2001, 2004; Garrido, 2006), Fonelas Puente de Belerda-1 (FPB-4) (Arribas *et al.* 2004), Fonelas Cortijo del Conejo-1 y 2 (FSCC-1, FSCC-2) (Arribas *et al.* 2004) y Mencil-2 (M-2). Para ello se han levantado perfiles estratigráficos a escala 1:100 en la vertical de cada uno de los citados yacimientos, y varias columnas intermedias para facilitar la correlación entre ellas (Fig. 2). Se pretende establecer la arquitectura estratigráfica durante

el Plioceno y el Pleistoceno de la zona donde se encuentran dichos yacimientos.

ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO

Como ya se ha mencionado en la introducción, durante el Plioceno y el Pleistoceno la paleogeografía de la cuenca estuvo dominada por tres sistemas de drenaje principales. El denominado Sistema Axial (Viseras, 1991) estaba representado por un amplio valle fluvial por el que transcurría una red meandriforme que drenaba hacia el lago del sector oriental, y que recibía transversalmente aportes de los otros dos sistemas: el Sistema Transversal Interno, formado por grandes abanicos aluviales coalescentes alimentados por los relieves de las Zonas Internas, y el Sistema Transversal Externo, que consistía en una serie de abanicos aluviales de menor radio, cuyos aportes procedían de las Zonas Externas (Viseras, 1991).

Viseras (1991) describe con detalle en su tesis doctoral todas las variedades de litofacies que existen dentro de cada sistema de drenaje, por lo que aquí se limitará la descripción a una breve reseña sobre las características litológicas y sedimentarias de las litofacies más representativas de cada ambiente sedimentario.

Sistema Axial

Las facies del Sistema Axial que aparecen en las columnas estratigráficas pueden considerarse intermedias en cuanto a su posición dentro del sistema fluvial meandriforme al que pertenecen, aunque su distalidad aumenta al desplazar-

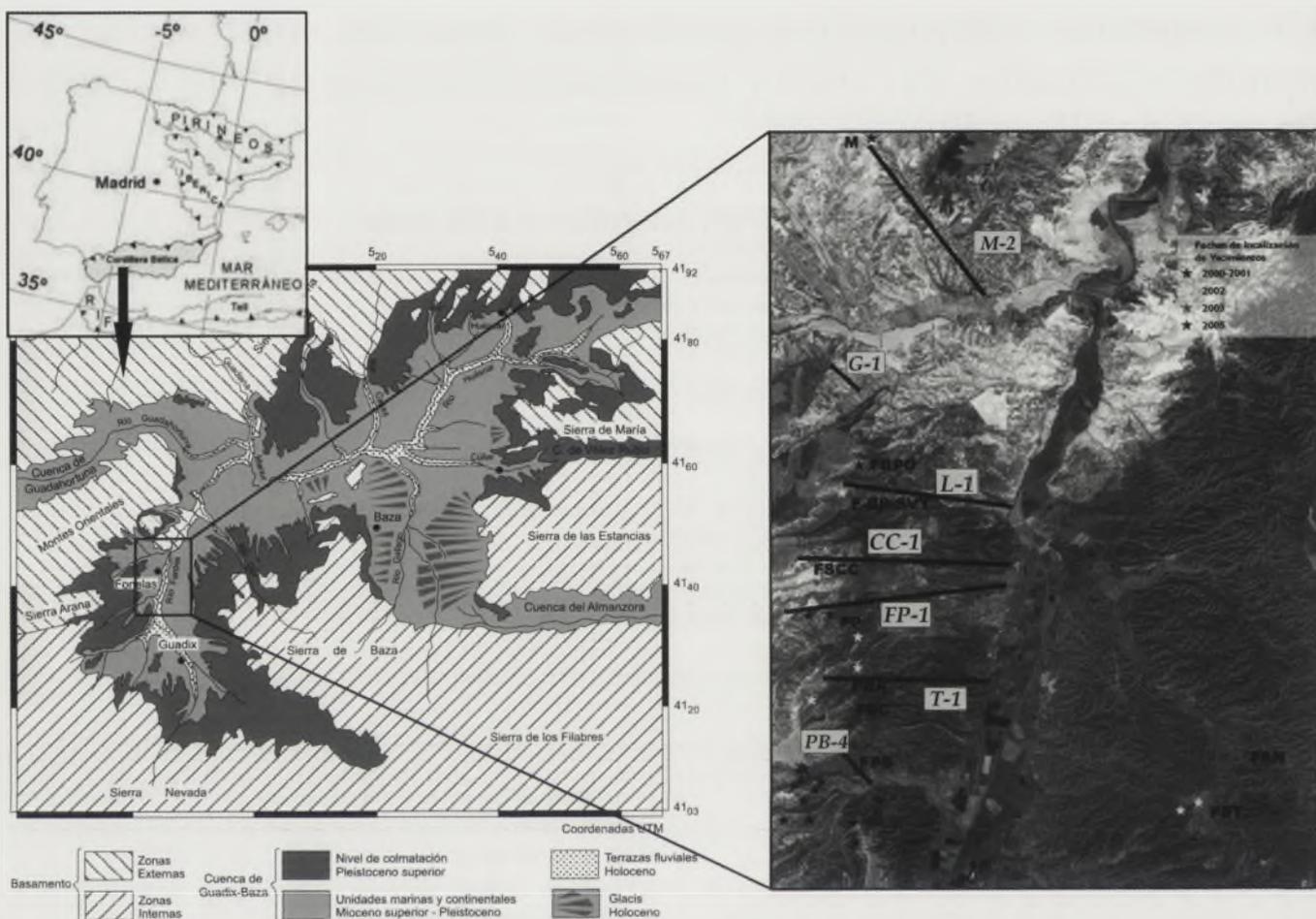


FIGURA 1. Localización del sector de la Cuenca de Guadix-Baza donde se ha llevado a cabo el estudio y señalización sobre foto aérea de la posición de cada una de las columnas levantadas.

nos hacia el N-NE. Presentan básicamente sedimentos de naturaleza metamórfica, grisáceos y marrones, que tienen su origen en los aportes procedentes del Nevado-Filábride de Sierra Nevada (Zonas Internas de la Cordillera Bética). Están constituidas mayoritariamente por arenas y lutitas masivas o finamente laminadas, de color gris-marrón, que frecuentemente presentan huellas de raíces y bioturbación, y que suelen estar afectadas por procesos de oxidación-reducción (predominan las litofacies So y Fo, Viseras 1991). Como se aprecia en la correlación establecida entre los distintos perfiles levantados (Fig. 2), los yacimientos FPB-4, FP-1, FSCC-1 y FSCC-2 aparecen en este tipo de facies (Viseras *et al.*, 2004a), las cuales tienen una extensión lateral de rango hectométrico a kilométrico y se atribuyen a una llanura de inundación con dominio de fenómenos de hidromorfismo. Dentro de estas lutitas es frecuente la aparición de canales aislados meandriformes, que generalmente presentan base erosiva, granoclasificación positiva (FU) y estratificación cruzada de tipo epsilon. Estos canales pasan de forma gradual, tanto a techo como lateralmente, a las facies de llanura de inundación mencionadas previamente. Su potencia y extensión lateral oscilan en función de su posición dentro de la red meandriforme general y de su distali-

dad en la cuenca. Aparecen también, aunque en menor proporción, canales multiconstruidos de pequeño tamaño. Las litofacies predominantes en el conjunto de los canales, que varían según el caso, son Gla, Gt, Gmm, Sl, Sh, Sr y Sp (Viseras, 1991).

Existe un tercer elemento de importancia dentro de las facies del Sistema Axial, consistente en una serie de capas de carbonato que se pueden subdividir genéticamente en carbonatos de origen pedogénico (litofacies P), que aparecen predominantemente a techo de los canales mencionados antes, y carbonatos de origen palustre-lacustre (litofacies Mr y M) que lateralmente presentan una evolución característica a materiales más detríticos, con mayor tamaño de grano. En ambos casos son capas con una cierta continuidad lateral, que puede llegar a ser kilométrica, y que lateralmente y hacia techo suelen pasar a facies de llanura de inundación.

Sistema Transversal Interno

Los materiales del Sistema Transversal Interno (STI) se distinguen de los del Sistema Axial fundamentalmente por tres aspectos: la aparición de una cantidad relativamente importante de clastos de dolomías alpujárrides junto a los

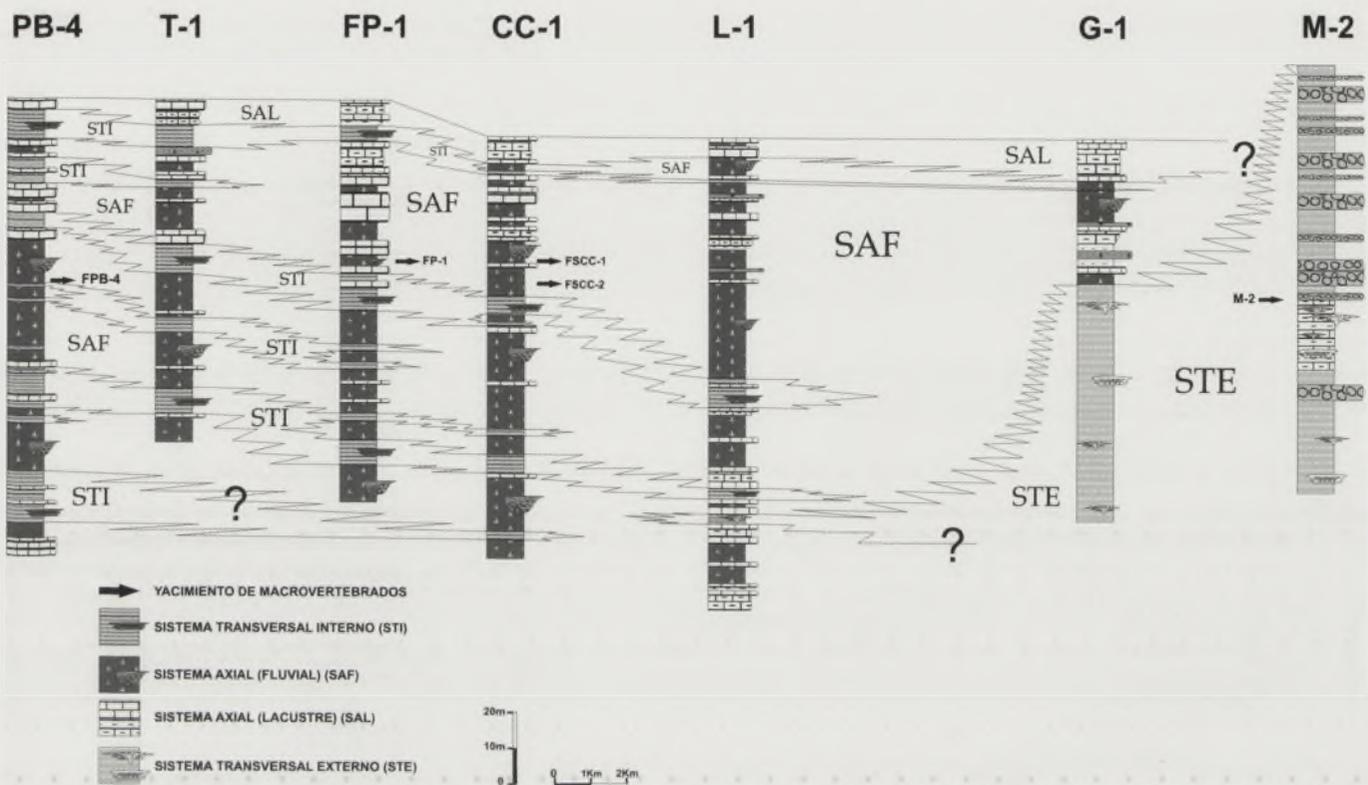


FIGURA 2. Panel de correlación en el que se marca la posición de los yacimientos dentro del esquema estratigráfico general.

materiales procedentes del complejo Nevado-Filábride, el color rojo de los sedimentos, debido a procesos de oxidación en condiciones de exposición subaérea, y las diferencias sedimentológicas entre los elementos arquitectónicas que aparecen en cada sistema (Viseras, 1991).

Los niveles pertenecientes al STI que aparecen en las columnas corresponden principalmente a facies distales de abanicos aluviales, por lo que sus litofacies predominantes son arenas y lutitas de llanura de inundación (litofacies Sm, Fl y Fr). Entre ellas se intercalan cuerpos conglomeráticos con morfologías canaliformes o pseudotabulares, que frecuentemente presentan estratificación horizontal o cruzada en artesa (litofacies Gmm, Gmh, Gp/Sp y Gt/St). En algunas zonas se observan caliches sobre los sedimentos de llanura de inundación (litofacies P).

Sistema Transversal Externo

Los sedimentos del Sistema Transversal Externo (STE), en los que aparece el yacimiento M-2, proceden de los relieves de las Zonas Externas, por lo que la naturaleza de los detritos es mayoritariamente carbonatada. Hay tres columnas en las que aparecen sedimentos de este sistema, y se ve claramente cómo al desplazarlos hacia el Norte aumenta de forma muy rápida su proporción respecto a los sedimentos de los otros dos sistemas. La mayoría de los sedimentos del STE presentes en las columnas corresponden a lutitas de colores asalmonados, que representan una llanura de inunda-

ción lutítica con alternancia subaérea-subacuosa (litofacies Fl, Fr). Aparecen también, aunque en menor proporción, margocalizas lacustres generadas por sedimentación autóctona en épocas de mayor encharcamiento. Dentro de los paquetes lutíticos y margosos se intercalan una serie de cuerpos conglomeráticos con morfologías diversas (Viseras, 1991), entre los que destacan los cuerpos tabulares correspondientes a pequeños deltas (litofacies Gmh, Gmm y Gos) y los canales en V con alas de desbordamiento (litofacies Gmm y Gmh).

CONCLUSIONES

La correlación de las columnas estratigráficas (Fig. 2) pone de manifiesto los cambios laterales de facies entre los sistemas Axial, Transversal Interno y Transversal Externo, reflejando cómo los yacimientos FPB-4, FP-1, FSCC-1 y FSCC-2 se encuentran en sedimentos del Sistema Axial, mientras que el yacimiento M-2 se encuentra comprendido en materiales del Sistema Transversal Externo. Asimismo, nos permite establecer la ubicación relativa de los yacimientos, de forma que los denominados FPB-4, FSCC-2 y M-2 serían más antiguos que FP-1 y FSCC-1, que se encuentran dentro de un mismo nivel que puede seguirse lateralmente a lo largo de varios kilómetros. Esta interpretación estratigráfica es coherente con la interpretación biocronológica previa establecida para los yacimientos FP-1, FSCC-1, FPB-4 y FSCC-2 (Arribas *et al.*, 2004).

AGRADECIMIENTOS

Las investigaciones desarrolladas en el Proyecto Fonelas son financiadas por los proyectos del IGME 2001016 y 2005009, y por el Proyecto General de Investigación de la Dirección General de Bienes Culturales de la Junta de Andalucía. Este trabajo también forma parte de los resultados del Proyecto CGL2005-06224/BTE y del Grupo de Investigación RNM 163 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

- Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J.M., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. y Carrión, J. (2001): Un nuevo yacimiento de grandes mamíferos villafranquienses en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 112: 3-34.
- Arribas, A., Baeza, E., Bermúdez, D., Blanco, S., Durán, J.J., Garrido, G., Gumiel, J.C., Hernández, R., Soria, J.M. y Viseras, C. (2004): Nuevos registros paleontológicos de grandes mamíferos en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada): aportaciones del Proyecto Fonelas al conocimiento sobre las faunas continentales del Plioceno-Pleistoceno europeo. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 115 (3): 567-581.
- Garrido, G. (2006): *Paleontología sistemática de grandes mamíferos del yacimiento del Villafranquiense superior de Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix, Granada)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 726 p.
- Vera, J.A. (1970): Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 81: 429-462.
- Viseras, C. (1991): *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 325 p.
- Viseras, C., Soria, J.M., Durán, J.J. y Arribas, A. (2004a): Condicionantes geológicos para la génesis de un yacimiento de grandes mamíferos: Fonelas P-1 (límite Plioceno-Pleistoceno, Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 115 (3): 551-566.
- Viseras, C., Soria, J.M. y Fernández, J. (2004b): Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 576-581.

Modelo sedimentario y paleogeográfico de un lago salino con presencia de bacterias endoevaporíticas. Mioceno de la Cuenca de Madrid

J. P. Rodríguez-Aranda y M. E. Sanz-Montero

Departamento Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid mesanz@geo.ucm.es

ABSTRACT

This work focuses on the Christmas tree gypsum formation, a Lower Miocene unit cropping out in the eastern part of the Madrid basin. This formation is typically composed by large primary twinned gypsum crystals showing habits which differ from the commonly accepted Mottura's rule. The gypsum occurs interbedded with dolomite facies that have been interpreted to precipitate in relation with microbial mats and endoevaporitic bacteria communities. Thus, elucidating the precise sedimentary, paleogeographic and lithostratigraphic conditions has implications to explain the concurrence of all those peculiarities in the unit. The deposition of the sedimentary sequence took place in mudflat-saline lake complexes controlled by NW-SE strike-slip faults in the basement of the basin. Location of the faults has been determined according to different criteria (e.g. isopach maps and tectonic structures affecting the basin margin). The petrogenetic model of the sedimentary sequence has been integrated in the tectonic and climatic regimes.

Key words: twinned gypsum, endoevaporitic communities, dolomite, Miocene, Madrid Basin.

INTRODUCCIÓN

En la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Fig. 1) aflora la formación denominada yesos en árbol de Navidad, que se caracteriza por macrocristales maclados cuyo ángulo reentrante de macla se abre sistemáticamente hacia abajo en oposición a la *Regla de Mottura* (Rodríguez-Aranda, 1995; Rodríguez-Aranda *et al.*, 1995b). Dicha formación, que yace horizontal, tiene unos 50 m de espesor y se incluye en los términos superiores de la Unidad Inferior del Mioceno (Fig. 2), habiéndose depositado en sistemas de llanura lutítica-lago salino durante el Aragoniense inferior alto (Fig. 3).

Los sedimentos yesíferos de la mencionada formación muestran evidencias claras de la presencia de comunidades microbianas endoevaporíticas que, a su vez, están asociadas con la precipitación de dolomita (Sanz-Montero *et al.*, 2006). Las referencias de este tipo de comunidades microbianas en el registro geológico y del papel que llevan a cabo como generadoras de unas facies específicas son muy escasas, a pesar de que en medios actuales se ha reconocido su existencia. De todo ello deriva el interés por obtener un modelo sedimentario detallado de la secuencia deposicional de facies, circunscrito en un modelo paleogeográfico bien definido, que permita llevar a cabo comparaciones con otras formaciones salinas en las que se puedan identificar facies relacionadas con bacterias endoevaporíticas.

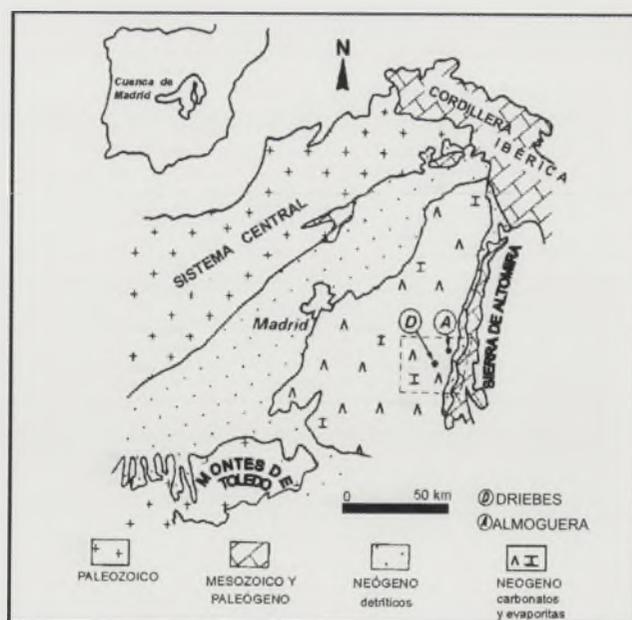


FIGURA 1. Esquema geológico de la Cuenca de Madrid y localización del área de estudio. D: Driebes. A: Almoguera.

LITOESTRATIGRAFÍA

La formación de yesos en árbol de Navidad está compuesta por el apilamiento vertical de secuencias sedimenta-

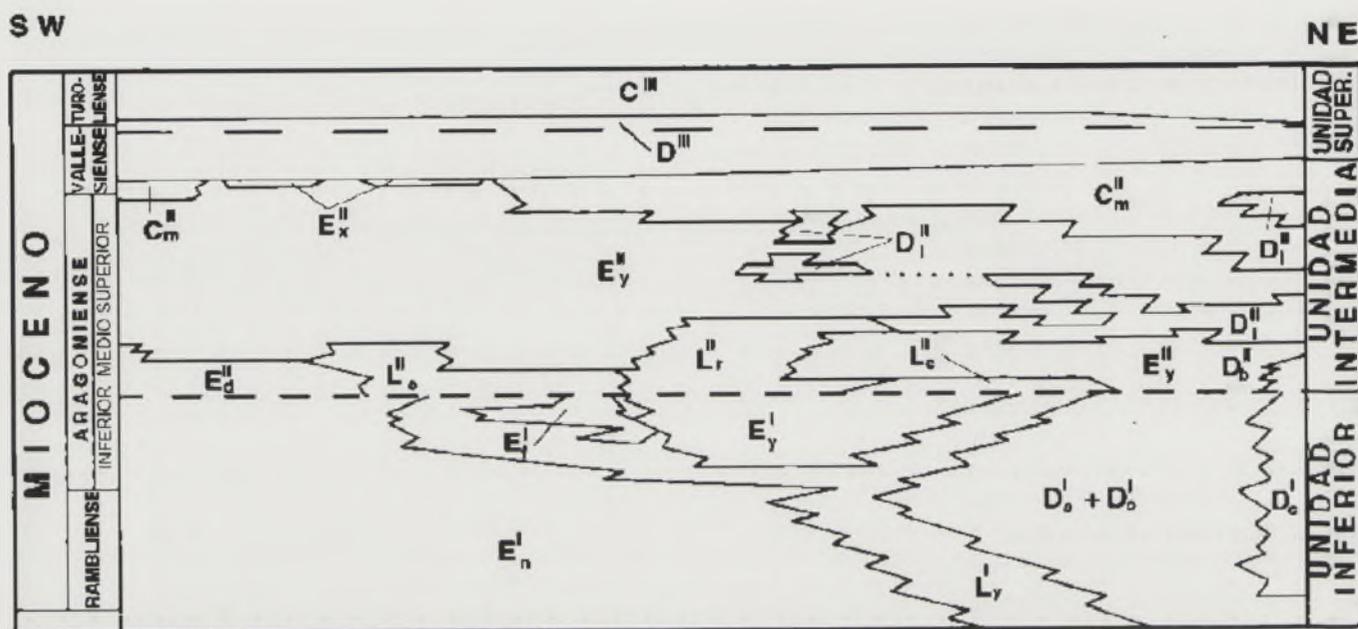


FIGURA 2. Cuadro litoestratigráfico regional de la zona oriental de la Cuenca de Madrid modificado de Rodríguez-Aranda (1995). UNIDAD INFERIOR: Facies Detríticas Salmón (D^s) y Ocreas (D^o), Brechas Calcáreas (D^c), Lutitas con Yesos (L^y), Yesos Macrocristalinos y Nodulares (E^n), Yesos y Carbonatos Crema I (E^y), Yesos en Árbol de Navidad (E^f). UNIDAD INTERMEDIA: Facies Detríticas de Borde (D^{lb}), Facies Detríticas Distales (D^{ld}), Lutitas y Margas Verdes con Rosetas y Carbonatos (L^{lc}), Lutitas Rojas (L^{lr}), Yesos Detríticos (E^{ld}), Yesos y Carbonatos Crema II (E^{ly}), Carbonatos de la Intermedia (C^{lm}), Niveles de Sílex (E^{lx}). UNIDAD SUPERIOR: Subunidad Detrítica Superior (D^{ll}), Subunidad Carbonática Superior (C^{ll}).

rias (con 0,8-5 m de espesor) de expansión lacustre sobre facies de llanura lutítica, generalmente ocho, constituidas por lutitas, margas, dolomías y yesos, que pueden presentar nódulos de anhidrita reemplazativos y/o desplazativos (Sanz-Montero *et al.*, 2006). Las secuencias sedimentarias se estructuran como una, dos o tres mesosecuencias con un espesor del orden de 15-25 m. La extensión superficial de la formación es de unos 160 km², entre las localidades de Illana, Almoduera (Guadalajara) y Brea de Tajo (Madrid), teniendo a Driebes (Guadalajara) como centro (Fig. 3), y su espesor máximo se aproxima a 60 m. Hacia el norte, cambia lateralmente de facies a una subunidad que consta esencialmente de yesos lenticulares color crema; hacia el oeste y este gradúa a sedimentos lutíticos con nódulos de anhidrita; y, al sur, se relaciona genéticamente con yesos fibrosorradiales que poseen precursores glauberíticos y que, más al sur, cambian lateralmente a yesos lenticulares crema. Por otro lado, las facies lutíticas del este se indentan con depósitos de abanicos aluviales adosados al borde de cuenca constituido por la Sierra de Altomira (Figs. 1, 2 y 3).

La base de los yesos en árbol de Navidad se sitúa sobre la Unidad Salina de la Unidad Inferior del Mioceno, compuesta en afloramiento por yesos secundarios macrocristalinos, nodulares y laminados, originados principalmente mediante la meteorización de facies con halita, glauberita, tenardita, anhidrita y magnesita. A techo de la formación estudiada, se halla la base de la Unidad Intermedia del Mioceno en facies lutítico-margosas, localizándose encima de esta última la característica subunidad de yesos y carbonatos crema II (Fig. 2).

MODELO SEDIMENTARIO

La serie sedimentaria estudiada se formó en sistemas de lagos salinos, orlados por llanuras lutíticas siliciclásticas, de unos 16 km de longitud y unos 10 km de anchura máximas, adyacentes a los abanicos aluviales que procedían de la Sierra de Altomira (Fig. 3). Dicho borde de cuenca se encontraba hacia el este a una distancia de sólo 2-5 km.

Por una parte, los sedimentos dolomíticos de la secuencia se corresponden con los episodios de dilución lacustre y las facies marginales y, por otra, los depósitos yesíferos caracterizan las facies de concentración lacustre, siendo su salinidad, deducida a partir de inclusiones fluidas, de alrededor de 50 g/L (Ayllón-Quevedo *et al.*, 2005).

En la figura 4 se describe la génesis de la secuencia de expansión lacustre típica de la serie, con lutitas a base, facies dolomíticas como término intermedio y yesos con dolomías hacia techo. El episodio A representa el desarrollo de estromatolitos dolomíticos, propios de margen lacustre, sobre las facies de una llanura lutítica que era alimentada por los abanicos aluviales procedentes de Altomira. En el episodio B, tras la precipitación de nódulos de anhidrita asociada con momentos de exposición subaérea, se instala un lago salino de salmueras sulfatado cálcicas-cloruradas (Rodríguez-Aranda *et al.*, 1995b), en el que precipitan los yesos en árbol de Navidad. El crecimiento de los cristales muestra discontinuidades de crecimiento muy regulares, posiblemente de carácter estacional. Durante el episodio C se produce una de estas fases de interrupción de crecimiento del yeso por dilución de las salmueras lacustres, en la que se visualiza la

colonización del fondo del lago por tapices bacterianos: algunos de estos microorganismos realizan perforaciones submilimétricas en el yeso y viven en su interior. Cuando el agua vuelve a sobresaturarse en yeso, su crecimiento se reanuda y parte de las comunidades bacterianas siguen viviendo dentro de los cristales como microorganismos endoevaporíticos que corroen el sulfato cálcico y favorecen la precipitación de dolomita (Sanz-Montero *et al.*, 2006); este microambiente les protege del estrés ambiental. El episodio D muestra una interrupción más prolongada en la cristalización de yeso debido a una dilución continuada de las salmueras lacustres. En este estadio, el desarrollo de tapices microbianos con formación de dolomita es notable (Sanz-Montero *et al.*, 2006). Dicho mineral precipitaba asociado con cianobacterias, pero también con bacterias sulfatorreductoras, dando lugar al reemplazamiento de yeso por dolomita (Sanz-Montero *et al.*, 2006). En el episodio E, fases sucesivas de formación de yeso generan un nivel que fosiliza el estromatolito dolomítico originado durante el episodio D. Este último nivel yesífero sufre a techo disolución y el conjunto se cubre con facies de llanura lutítica, con lo que se inicia una nueva secuencia sedimentaria. Para finalizar la sucesión de acontecimientos petrogenéticos, el episodio F representa un momento de exposición subaérea en el que se originan nódulos de anhidrita, desplazativos en las lutitas y reemplazativos en la masa de yeso (Rodríguez-Aranda *et al.*, 1995b).

MODELO PALEOGEOGRÁFICO

La formación de Yesos en árbol de Navidad se depositó durante el final del Aragoniense inferior en un sistema lacustre restringido (Fig. 3), separado tanto del lago principal hipersalino, que ocupaba más de 4.500 km² en la zona centro-meridional de la Cuenca de Madrid, como de los sistemas periféricos relativamente diluidos del sector norte y oriental de la cuenca, cuya área rondaba unos 1000 km². La máxima extensión del sistema lacustre de la formación estudiada probablemente nunca fue superior a 150 km², de acuerdo con los datos de Rodríguez-Aranda (1995).

El origen de esta compartimentación de la cuenca en varios sistemas lacustres a finales de la Unidad Inferior del Mioceno se puede relacionar con la existencia de accidentes tectónicos en su basamento paleozoico (Rodríguez-Aranda, 1995; Rodríguez-Aranda *et al.*, 1995a) y con cambios climáticos (Calvo *et al.*, 1993).

Los accidentes tectónicos del basamento se corresponden con fallas de desgarre tardihercínicas reactivadas durante el Terciario de dirección NO-SE y buzamiento hacia el norte (Rodríguez-Aranda, 1995). Su localización concreta (Fig. 3) se ha realizado según los siguientes criterios (Rodríguez-Aranda *et al.*, 1995a): existencia de fracturas y pliegues en los sedimentos miocenos, análisis de mapas de isopacas de la Unidad Intermedia del Mioceno, cambios de orientación en las estructuras tectónicas del borde de cuenca de la Sierra de Altomira, análisis poblacional de fallas, disposición de abanicos aluviales adosados al

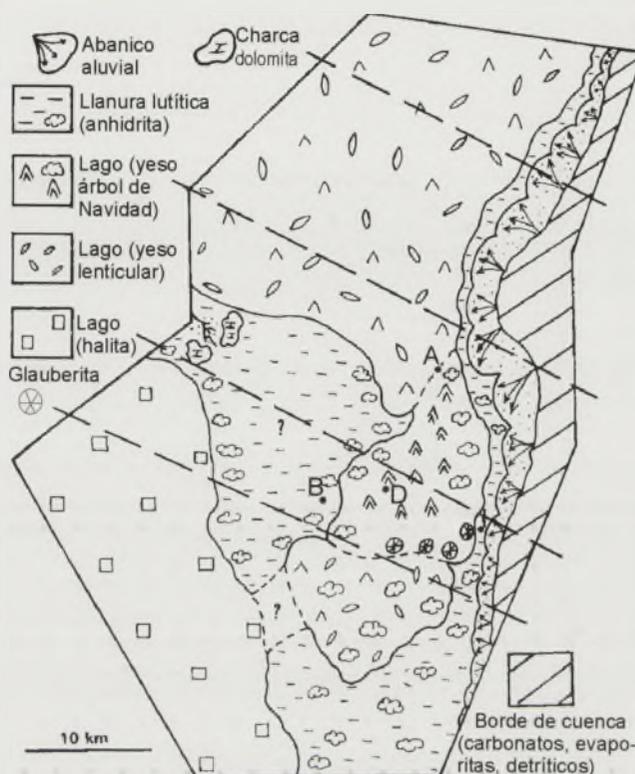


FIGURA 3. Esquema paleogeográfico para los términos superiores de la Unidad Inferior del Mioceno (Aragoniense inferior alto). Se muestra la localización de las fallas de desgarre del sustrato (líneas discontinuas) que han condicionado la sedimentación de la formación de Yesos en árbol de Navidad. B: Brea de Tajo, I: Illana, D: Driebes, A: Almoguera.

borde de cuenca, así como de otros ambientes sedimentarios o diagenéticos tempranos e interpretación de datos geofísicos. Realmente, la situación de las fallas (Fig. 3) refleja la existencia de zonas de fractura complejas que delimitarían pequeñas áreas tensionales o depocentros locales. Una de estas áreas se correspondería con los sistemas lacustres de la formación estudiada.

Las fallas de desgarre tuvieron un funcionamiento *sinistral* durante la sedimentación de la base de la Unidad Inferior del Mioceno (*fase de deformación Altomira*) y *dextral* durante la sedimentación de la Unidad Intermedia (*fase de deformación Guadarrama*) (Rodríguez-Aranda *et al.*, 1995a). Sin embargo, el régimen de movimientos para la subunidad de yesos en árbol de Navidad a techo de la Unidad Inferior no se ha podido precisar con exactitud, aunque tuvo un carácter local distensivo para la zona de estudio.

Los lagos de la formación estudiada mostraban una dilución relativa, unos 50 g/L, tanto respecto al lago hipersalino principal, de concentraciones superiores a 300 g/L (fases de halita y glauberita), como a los lagos con yesos lenticulares, que presentan meso y microcristales indicativos de altas sobresaturaciones en sulfato cálcico y trazas fósiles de fauna típicamente salina (Rodríguez-Aranda, 1995). El origen de esta dilución relativa se puede asociar a zonas preferentes de desagüe desde la Sierra de Altomira, pues

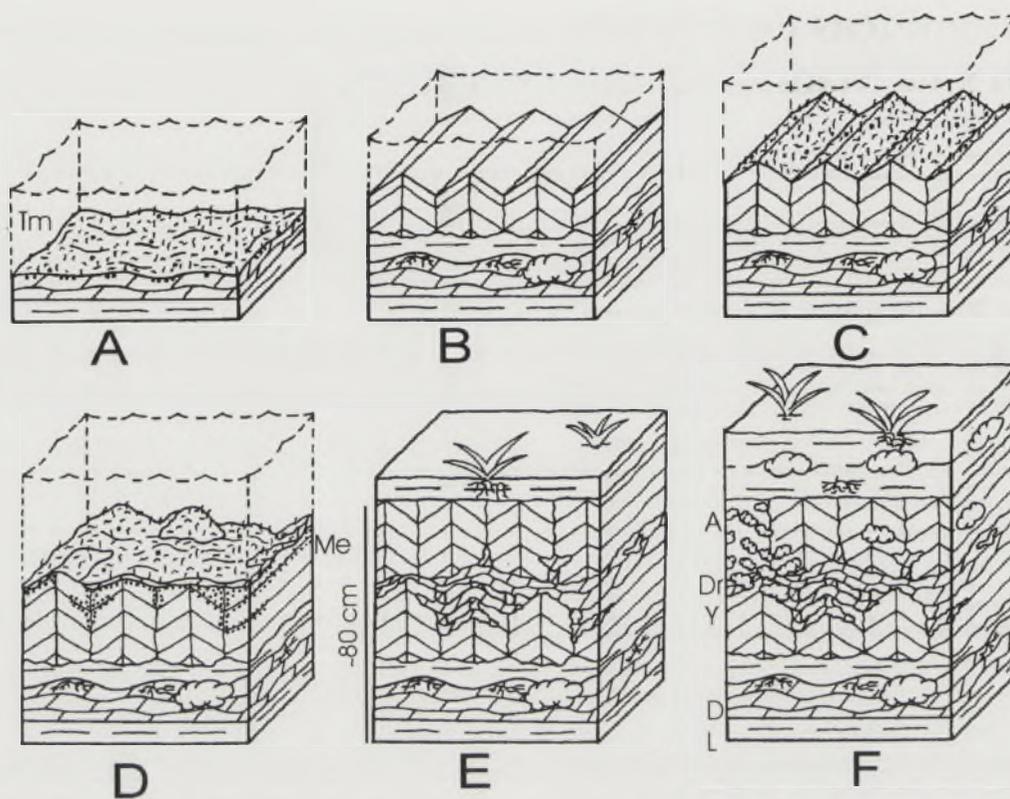


FIGURA 4. Modelo sedimentario y petrogenético de la secuencia característica de los yesos en árbol de Navidad. Explicación en el texto. L: lutitas; D: dolomita; Y: yeso; Dr: dolomita de reemplazamiento; A: anhidrita; Tm: tapiz microbiano; Me: microbios endoevaporíticos.

los abanicos aluviales próximos que proceden del NE poseen un desarrollo comparativamente mayor que los adyacentes (Fig. 3). Otra posibilidad sería la existencia de aportes de agua mediante surgencias, quizá relacionadas con las fracturas descritas NO-SE, ya que Rodríguez-Aranda (1995) ha determinado el funcionamiento de acuíferos durante la sedimentación de las facies aluviales de la Unidad Inferior del Mioceno, donde generaron una abundante cementación anhidrítica.

La relación de los yesos en árbol de Navidad con las facies glauberíticas del sur de la zona de estudio no está clara, pero la sedimentación de estas últimas parece asociarse con áreas más someras, menor aporte de agua y mayor salinidad dentro de los sistemas lacustres.

A grandes rasgos, se puede decir que el origen de las mesosecuencias sedimentarias se asocia probablemente con el régimen tectónico, ya que el desarrollo de éstas se restringe a las proximidades de los accidentes tectónicos. Por otro lado, la variación de facies dentro de las secuencias se correspondería principalmente con cambios climáticos, que son patentes también en las secuencias sedimentarias de los lagos adyacentes con presencia de yesos lenticulares o facies hipersalinas (Rodríguez-Aranda, 1995).

AGRADECIMIENTOS

Realizado bajo el Proyecto PR45/05-14165 U.C.M./C.A.M. Agradecemos los comentarios de dos revisores anónimos.

REFERENCIAS

- Ayllón-Quevedo, F., Souza-Egipsy, V., Sanz-Montero, M.E. y Rodríguez-Aranda, J.P. (2005): Formation conditions of "Christmas tree" gypsum from the Madrid basin (Spain). *XVIII Biennial European Conference on Research on Fluid Inclusions*. Siena (Italy).
- Calvo, J.P. y otros (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene Synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 29-40.
- Rodríguez-Aranda, J.P., (1995). *Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 474 p.
- Rodríguez-Aranda, J.P., Muñoz Martín, A., Giner, J.L. y Cañaveras, J.C. (1995a): Estructuras tectónicas en el basamento de la Cuenca de Madrid y su reflejo en la cobertera sedimentaria. *Geogaceta*, 18: 19-22.
- Rodríguez-Aranda, J.P., Rouchy, J.M., Calvo, J.P., Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. (1995b): Unusual twining features in large primary gypsum crystals formed in salt lake conditions, Middle Miocene, Madrid Basin, Spain-palaeoenvironmental implications. *Sedimentary Geology*, 95: 123-132.
- Sanz-Montero, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P. y Calvo, J.P. (2006): Mediation of endoevaporitic microbial communities in early replacement of gypsum by dolomite. A case study from Miocene lake deposits of the Madrid basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research* (en prensa).

Facies dolomíticas de sistemas lacustres miocenos en las cuencas del Duero y de Madrid. Rasgos indicativos de su origen microbiano

M. E. Sanz Montero¹, M. A. García del Cura² y J. P. Rodríguez Aranda¹

¹ Departamento de Petrología y Geoquímica, Fac. de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. mesanz@geo.ucm.es

² IGE (CSIC-UCM) y LPA Unidad Asociada CSIC-Universidad de Alicante

ABSTRACT

This work is centred on the dolomite facies from lower and middle Miocene sedimentary successions of the Madrid and Duero basins, Central Spain. The general sedimentary context for dolomite-bearing formations is well established in mudflat-(saline) lake systems developed in closed basins. Traditionally, early diagenetic dolomitization processes of carbonate precursors have been invoked to explain the dolomite formation in those sedimentary environments. However, the sedimentary, isotopic, mineralogical and petrographic results support that dolomite was formed as a primary product linked to microbial activity. The epicellular precipitation of dolomite on coccoid bacteria accounted for the formation of diagnostic hollow crystals. High intracrystalline porosity rates, and poor crystallized morphologies are also typical textures of the dolomite crystals. In spite of the lithostratigraphic and the spatial variability of the study successions, the dolomite features show scarce variability, which confirms that microbial imprints can be preserved in the geological record, and validates its use as biomarkers.

Key words: dolomite, bacteria, carbonate mud flat-lake systems, Tertiary basins.

INTRODUCCIÓN

Una parte importante de las series sedimentarias del Mioceno inferior y medio de las cuencas de Madrid y Duero se depositó en sistemas sedimentarios de llanura fangosa carbonática-lago (salino) (Calvo *et al.*, 1989; Armenteros, 1991; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). Dentro de estas secuencias, la fase carbonática más abundante es la dolomita y, subordinadamente, magnesita en el Mioceno inferior, y calcita en el Mioceno medio. Durante el Mioceno superior, y coincidiendo con un cambio en el régimen de sedimentación hacia condiciones fluvio-lacustres, el mineral carbonático predominante es la calcita y se presenta con rasgos texturales muy diferentes. Sin embargo, las dolomías también son términos frecuentes dentro de las unidades carbonáticas del Paleógeno de la Cuenca de Madrid (Arribas *et al.*, 2004).

En el contexto sedimentario de llanura carbonática-lago salino, la dolomita se ha interpretado generalmente como un producto secundario resultante de la transformación de otros precursores carbonáticos. No obstante, los estudios específicos realizados sobre las dolomías miocenas de las cuencas del Duero y Madrid, apuntan en el sentido de que, al menos, una proporción importante de las facies dolomíticas son de origen primario y se habrían formado con participación microbiana (Sanz Montero *et al.*, 2003; Calvo *et al.*, 2004, Sanz Montero *et al.*, 2005), lo que permite extender el "Modelo de Dolomita Microbiana", propuesto por Vasconcelos y McKenzie (1997), al registro geológico.

En este trabajo se describen las características sedimentológicas, petrológicas y geoquímicas de las facies dolomíticas miocenas y se propone su uso como criterio para reconocer dolomitas microbianas en el registro fósil. Estos resultados asimismo concitan a la revisión de los procesos de formación de la dolomita y facies asociadas en los contextos sedimentarios de llanura carbonática-lago salino afines a los estudiados.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Los depósitos correspondientes a los sistemas lacustres desarrollados a lo largo del Mioceno en la Cuenca de Madrid se integran en tres unidades tectosedimentarias mayores (Calvo *et al.*, 1989). Estas son la Unidad Inferior, Media y Superior. La primera de ellas Aragoniense en sus términos superiores, está formada por depósitos característicos de sistemas de lagos cerrados evaporíticos, de naturaleza perenne. La Unidad Intermedia, Aragoniense-Vallesiense, contiene en las áreas centrales de la cuenca, depósitos carbonáticos, predominantemente dolomíticos, y yesíferos correspondientes a sistemas lacustres moderadamente salinos, muy someros. Durante la Unidad Superior, Vallesiense-Turoliense, la sedimentación de facies predominantemente calcárea se verificó en un sistema fluvio-lacustre.

Los términos dolomíticos analizados en la Cuenca de Madrid forman parte de las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno. Los correspondientes a la Unidad Inferior se



FIGURA 1. Aspecto característico de las facies dolomíticas que afloran en el Mioceno medio de la Cuenca del Duero, en las proximidades de Cuéllar (Segovia).

localizan en el entorno de Driebes (Guadalajara), mientras que los correspondientes a la Unidad Intermedia se disponen en el centro de la cuenca (Calvo *et al.*, 2004).

Los materiales estudiados en la Cuenca del Duero afloran en los alrededores de Cuéllar (Segovia) y se sitúan en el sector Centro de la Cuenca del Duero, por debajo de la cota de 880 m (Fig. 1). Forman parte de la denominada Unidad Media del relleno neógeno de dicha cuenca, según García del Cura (1974), o Unidad Cuestas, según Alonso-Gavilán *et al.*, 2004. Esta unidad se depositó fundamentalmente durante el Aragoniense.

RASGOS CARACTERÍSTICOS E INTERPRETACIÓN

A continuación se enumeran los rasgos más característicos de las dolomías estudiadas.

Sedimentológicos

Se considera facies dolomíticas a aquellas que se componen en un porcentaje superior al 60% por dolomita. Estas facies afloran en niveles con un espesor que varía de centimétrico a decimétrico y que se acuñan lateralmente entre pocos metros y cientos de metros. La morfología de los estratos es generalmente tabular aunque, a veces, se reconocen morfologías dómicas hacia techo. Su estructura más común es la masiva pero, en ocasiones, se observa también laminación interna de orden milimétrico a centímetro. La bioturbación por raíces es frecuente. Las capas dolomíticas, se presentan con colores blancos que pueden adoptar tonalidades crema. Físicamente estas capas se caracterizan por su consistencia pulverulenta, esta propiedad ha propiciado que se aluda indebidamente a estas facies como "margas" (Fig. 1).

Los niveles dolomíticos estudiados forman asociación de facies con lutitas y yesos. Más esporádicamente pueden ir asociados a niveles de sílex y calcitas de neoformación (Armenteros, 1991; Sanz Montero *et al.*, 2005). A excepción de la sucesión estudiada en el entorno de Driebes (unidad inferior del Mioceno) en la que los yesos asociados son de carácter selenítico, las facies dolomíticas se relacionan con yesos lenticulares, frecuentemente de carácter intrasedimentario. Es habitual que los yesos lenticulares, que pueden

darse agrupados en rosetas, se encuentren disueltos y sus moldes cementados por calcita. La asociación lutitas-dolomías representaría los subambientes de llanura lutítica-margen de lago (salino), mientras que la asociación dolomías-yeso se habría formado dentro del subambiente lacustre, en el que las oscilaciones de la lámina de agua afectaría a extensas áreas.

Mineralógicos

Las dolomitas se caracterizan como no estequiométricas, ya que la mayoría de las muestras presenta cierto exceso de Ca, los valores medios de CaCO_3 en todos los casos se aproximan al 51%, con un intervalo de variación en el contenido de CaCO_3 del 55% al 47%. Cabe reseñar que estos datos estequiométricos se han obtenido tanto considerando los difractogramas de R-X como valores de microsonda y con ambas técnicas se obtienen rangos de variación equiparables. Los análisis elementales realizados mediante microsonda, no indican presencia en la red del mineral de otros elementos como Fe, Sr o Mn. El grado de orden de los cristales de dolomita es en todos los casos bajo y muestra variaciones muy similares. En la Unidad Inferior oscila entre 0,29 y 0,62 media 0,46. En el Mioceno medio varía entre 0,20 a 0,64, media 0,47, en la Cuenca de Madrid, y entre 0,25 y 0,64, media 0,43, en la Cuenca del Duero.

Tanto el bajo grado de orden de la dolomita como el enriquecimiento de Ca en la red del mineral son rasgos que caracterizan también a las dolomitas que se forman en la actualidad con mediación microbiana (Vasconcelos y McKenzie, 1997)

Las dolomitas forman frecuentemente paragénesis con otros minerales como pirita, que se encuentra generalmente oxidada, y celestina en la Unidad Inferior del Mioceno de la Cuenca de Madrid (Sanz Montero *et al.*, 2005). En el caso de las otras unidades la baritina es el sulfato asociado a las dolomitas.

Isotópicos

Los análisis isotópicos referentes a $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ y a $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ realizados a la dolomita reflejan los siguientes resultados. Las muestras dolomíticas analizadas en la Unidad Inferior de la Cuenca de Madrid se caracterizan por valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos que varían entre -7,3 y -4,6‰ (media -6,5‰). Asimismo, son negativos los datos de $\delta^{18}\text{O}$ oscilando entre -7,9 y -2,6‰ (media -3,4‰). Las dolomitas correspondientes a la Unidad Intermedia de esta misma cuenca presentan, de acuerdo con Calvo *et al.* (2003), valores entre -5,1 y -4,2‰ (media -4,6‰) para $\delta^{13}\text{C}$, y -3,1 a -0,3‰ (media -1,7‰) para $\delta^{18}\text{O}$. En la Cuenca del Duero se dan variaciones entre -12 y -1,4‰ (media -4,6‰) para $\delta^{13}\text{C}$ y entre -12,8 y +2,85‰ (media -0,4‰) para $\delta^{18}\text{O}$.

Como se observa, los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ son negativos y oscilan en todos los casos en rangos bastante similares, que no justifican una fuente puramente inorgánica para el C sino que también indicarían una contribución orgánica.

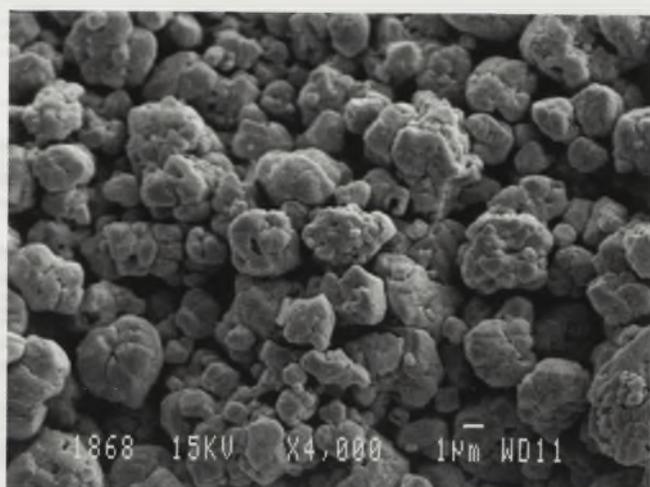


FIGURA 2. Cristales redondeados de dolomicrita formados por apilamiento de subcristales.

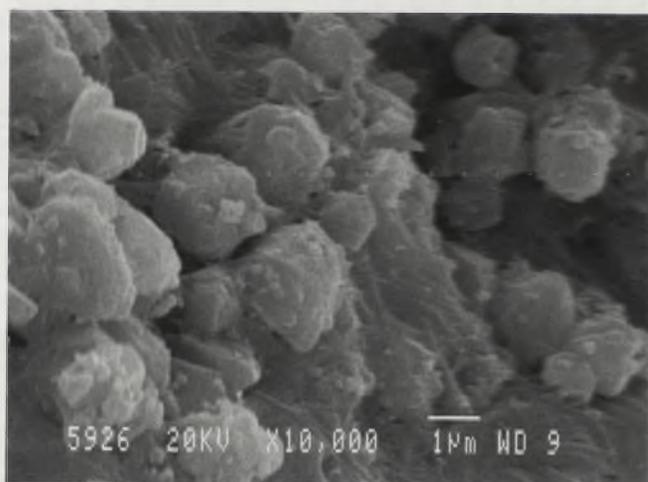


FIGURA 3. Cristales dolomíticos de superficie nudosa coexisten con texturas fibrosas.

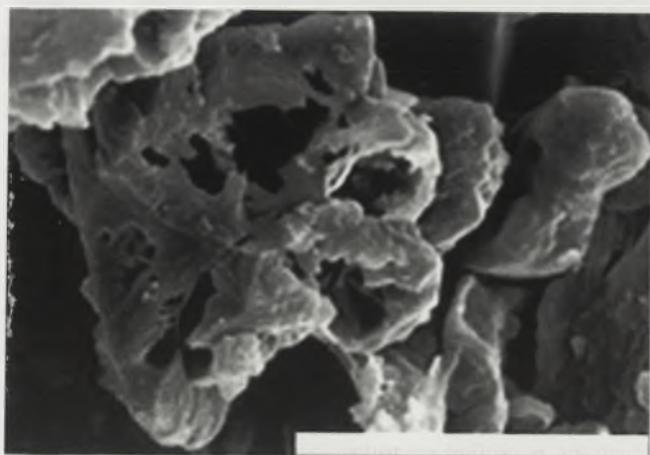


FIGURA 4. Cristales huecos de dolomita formando una tetraeda característica de cianobacterias cocoides. Escala 30 µm.

nica para dicho elemento. Los datos isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ que caracterizan las dolomitas microbianas recientes estudiadas por Vasconcelos y McKenzie (1997) se asemejan bastante a los de las dolomitas miocenas. Por otra parte, los datos referentes a $\delta^{18}\text{O}$, aunque más variables también presentan valores medios negativos, que no son coherentes con una precipitación química del mineral a partir de una salmuera relativamente concentrada. Por el contrario, los datos reflejan condiciones de relativa dilución e, incluso, podrían explicarse con la aportación de aguas metabólicas relacionadas con comunidades microbianas (Sanz Montero *et al.*, 2005).

Petrográficos

Las microfacies dolomíticas se caracterizan como masivas, grumosas o, más raramente, muestran laminación milimétrica. En ellas se reconoce también porosidad fenestral. Estas pueden intercalar dolowackestones de carofitas. Generalmente, los cristales de dolomita presentan tamaños de micrita a microesparita, que, a su vez, están formados por agregados de cristales menores con tamaño y formas muy variables (Fig. 2). Los cristales resultantes generalmente son subidiomorfos, tienden a adoptar formas redondeadas, presentan protuberancias en su superficie, y mucha porosidad intracristalina. Junto a éstos se preservan restos de materia orgánica que, en muchos casos, actúan como puente de unión entre cristales contiguos. Asimismo, junto a la dolomita aparecen frecuentemente texturas fibrosas (Fig. 3) con contenidos variables de sílice que se han interpretado como restos fósiles de las sustancias extrapoliméricas que típicamente embeben a los tapices microbianos (Sanz-Montero *et al.*, 2005). Ocasionalmente, se reconocen también cristales muy idiomorfos de hábito romboédrico. En determinadas facies dolomíticas, se han reconocido cristales de dolomita con huecos centrales esféricos de dimensiones constantes, que se han interpretado como crecimientos epicelular de dolomita sobre bacterias cocoides (Sanz-Montero *et al.*, 2005). Estos cristales son especialmente abundantes en el Mioceno inferior (Fig. 4) pero también se han reconocido en la Cuenca del Duero (Fig. 5).

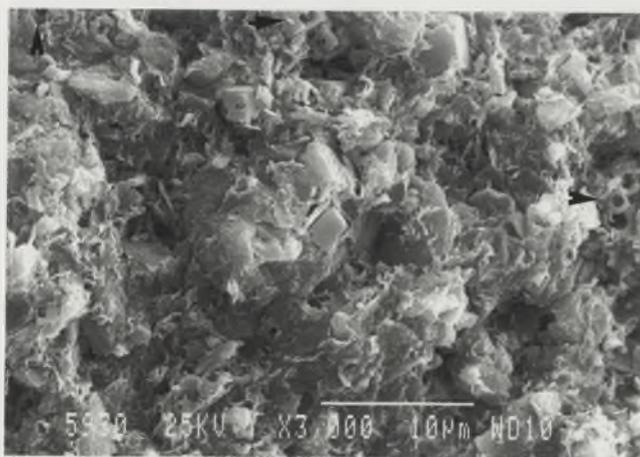


FIGURA 5. Cristales romboédricos de dolomita, con huecos esféricos en su interior, embebidos en una matriz arcillosa.

CONCLUSIONES

La falta total de evidencias que indiquen la existencia de precursores carbonáticos, junto con la composición y las características sedimentarias que definen a las facies dolomíticas presentes en las series analizadas, sugieren que las dolomitas son fases primarias que se habrían formado con la influencia de microorganismos. La génesis de dolomitas orgánicas se produjo dentro de complejos sedimentarios de llanura carbonática-lago salino típicos de cuencas cerradas, que se instalaron durante el Mioceno inferior y medio hacia las partes centrales de las Depresiones del Duero y de Madrid. La proliferación en el entorno de estos lagos, generalmente de carácter somero, de tapices microbianos y la presencia de Mg derivado de la meteorización de las áreas fuentes, tanto graníticas como carbonáticas, habrían favorecido la precipitación de dolomita. La formación de este tipo de dolomita en medios actuales se relaciona con procesos de sulfato reducción bacteriana en los que se utiliza el oxígeno del ión sulfato para metabolizar la materia orgánica presente en el medio (Vasconcelos y McKenzie, 1997). La presencia de óxidos de hierro pseudomorfizando pirita y restos de materia orgánica en las facies analizadas apoyaría la existencia de estas condiciones en los medios donde se formaron.

En general, los rasgos que definen las dolomitas descritas son bastante uniformes a pesar del amplio intervalo espacial y temporal abarcado. Estos rasgos son coincidentes asimismo con gran parte de los aspectos texturales, mineralógicos e isotópicos descritos para las dolomitas microbianas recientes. Por todo ello, se propone su uso como bioindicadores para dolomitas formadas en similares condiciones. Asimismo denota que la diagénesis experimentada por este tipo de dolomitas microbianas miocenas no sólo no borra de forma notable sus rasgos diagnósticos, sino que tampoco ha producido un aumento significativo en la cristalinidad ni en el grado de orden del mineral.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro de las actividades del Proyecto PR45/05-14165, con financiación de la Universidad Complutense de Madrid y la Comunidad Autónoma de Madrid.

REFERENCIAS

- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A. Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004): Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (J.A.Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 550-556 p.
- Armenteros, I. (1991): Contribución al conocimiento del Mioceno lacustre de la Cuenca terciaria del Duero, sector Centro-Oriental. Valladolid-Peñaflor-Sacramenia-Cuéllar. *Acta Geologica Hispanica*, 26: 97-131.
- Arribas, M.E., Bustillo, A. y Tsige, M. (2004): Lacustrine chalky carbonates: origin, physical properties and diagenesis (Palaeogene of the Madrid Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 166: 335-351.
- Calvo, J.P., Ordóñez, S., García del Cura, M.A., Hoyos, M., Alonso-Zarza, A.M., Sanz, E. y Rodríguez Aranda, J.P. (1989): Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geologica Hispanica*, 24: 281-298.
- Calvo, J.P., García del Cura, M.A., Sanz-Montero, M.E. y Pozo, M. (2004): Bacterially induced formation of lacustrine dolomite in Middle Miocene deposits of the Madrid Basin, central Spain. *23rd IAS Meeting of Sedimentology*. Abstract Book, 76.
- García del Cura, M.A. (1974): Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda del Duero). *Estudios Geológicos*, 30: 579-597.
- Sanz Montero, M.E., Rodríguez Aranda, J.P. y Calvo, J.P. (2003): Dolomías primarias de ambiente lacustre salino: Mioceno de la Cuenca de Madrid. *Geo-Temas*, 5: 209-212.
- Sanz Montero, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P. y García del Cura, M.A. (2005): Texturas diagenéticas de calcita desarrolladas sobre facies dolomíticas microbianas en el Mioceno de la Cuenca del Duero (zona de Cuéllar). *Macla*, 3: 193-195.
- Sanz-Montero, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P. y Calvo, J.P. (2005): Biomineralization in relation with endoevaporitic microbial communities. Miocene lacustrine deposits from Madrid Basin, Central Spain. *Geophysical Research Abstracts*, 7: 06837.
- Vasconcelos, C. y McKenzie, J.A. (1997): Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lago Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, 67: 378-390.

Impacto del cambio climático en la plataforma del Golfo de León durante el Pleistoceno medio-superior. Una perspectiva desde el talud superior (Proyecto PROMESS 1)

F. J. Sierra¹, J. A. Flores¹, B. González-Mora¹, M. Pérez-Folgado¹, M. A. Bárcena¹, S. Berné²
y B. Dennielou²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca, España. sierra@usal.es

² IFREMER (Institut Français de Recherches pour l'Exploitation de la Mer), DRO/GM, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP 70, 29280 Plouzané, France

ABSTRACT

The study of cores recovered in the upper slope of the Gulf of Lions (European Union Project PROMESS 1) indicates that sedimentation rates abruptly changed in response to climatic change and sea level variations and the subsequent movement of coastal lines. A series of levels rich in biogenic material were related to times of rapid sea level rises during global melt-water peaks that sharply reduced ice volume on Earth.

Key words: *Gulf of Lions, sea level, Pleistocene.*

INTRODUCCIÓN

El hielo de Groenlandia y los sedimentos del fondo oceánico han aportado en las últimas décadas algunos de los mejores registros sobre el clima del pasado, si bien los archivos climáticos del hielo polar y del océano presentan características muy diferentes. Las altas tasas de acumulación de nieve han permitido conocer en los sondeos de hielo variaciones del clima a escala milenaria y secular que habían pasado desapercibidas en el océano (Dansgaard *et al.*, 1993), donde las tasas de sedimentación no permiten estudios de alta resolución temporal.

Durante décadas los programas internacionales de perforación del fondo oceánico han huido de los márgenes continentales para evitar las complicaciones sedimentarias en áreas más inestables. Sin embargo, recientemente, ante el objetivo de abordar estudios paleoclimáticos con mayor resolución temporal, se ha vuelto la mirada hacia áreas con tasas de sedimentación altas, y éstas se sitúan normalmente en dichos márgenes.

En el Mediterráneo se han realizado ya numerosos estudios sobre la variabilidad climática a escala milenaria durante los últimos 250.000 años (Cacho *et al.*, 1999; Pérez-Folgado *et al.*, 2003, 2004; Martrat *et al.*, 2004; Sierra *et al.*, 2005, etc), sin embargo, no existen estudios a escala secular o decenal. En el marco del proyecto PROMESS-1 hemos propuesto obtener un registro climático a escala secular para el Pleistoceno medio-superior y, para ello, se ha abordado el análisis de sedimentos depositados en el talud superior del Golfo de León (Fig. 1), donde el alto aporte de material

arcilloso procedente del delta del Ródano llevó a una sedimentación de varios metros cada 1.000 años durante los periodos glaciales Sierra *et al.* (in prep.).

MATERIALES Y ÁREA DE ESTUDIO

Se han estudiado los testigos MD99-2348 y PRGL1-4, ambos extraídos en la misma localidad (42° 41.58N; 03° 50.50E) a una profundidad de 296 m, en el talud superior del Golfo de León (Fig. 1). El primero tiene una longitud de 22,77 m y fue obtenido en el año 1999 mediante testigo de pistón en la campaña IMAGES V del buque oceanográfico Marion Dufresne, mientras que el segundo alcanzó una longitud de 300 m al recuperarse mediante perforación utilizando el Buque Bavenit en el marco del proyecto PROMESS-1.

La geometría de los cuerpos sedimentarios depositados en la plataforma y talud superior se conoce muy bien gracias a los numerosos perfiles sísmicos obtenidos durante años en el área de estudio. Estos perfiles se extienden desde la costa hasta el abanico distal del Ródano, incluyendo toda la plataforma y el talud continental (Rabineau, *et al.*, 1998, 2005; Berné *et al.*, 2004). Durante años se ha especulado con la evolución espacio-temporal de las unidades sísmicas y su correlación con los cambios globales del nivel del mar o variaciones climáticas ocurridas en los últimos 500.000 años. No obstante, la ausencia de sondeos ha impedido la obtención de dataciones precisas que facilitaran dicha correlación. Por ello, se ha planteado el estudio de estos dos sondeos con la finalidad de datar los diferentes niveles y establecer una correlación precisa de cada uno de los reflectores

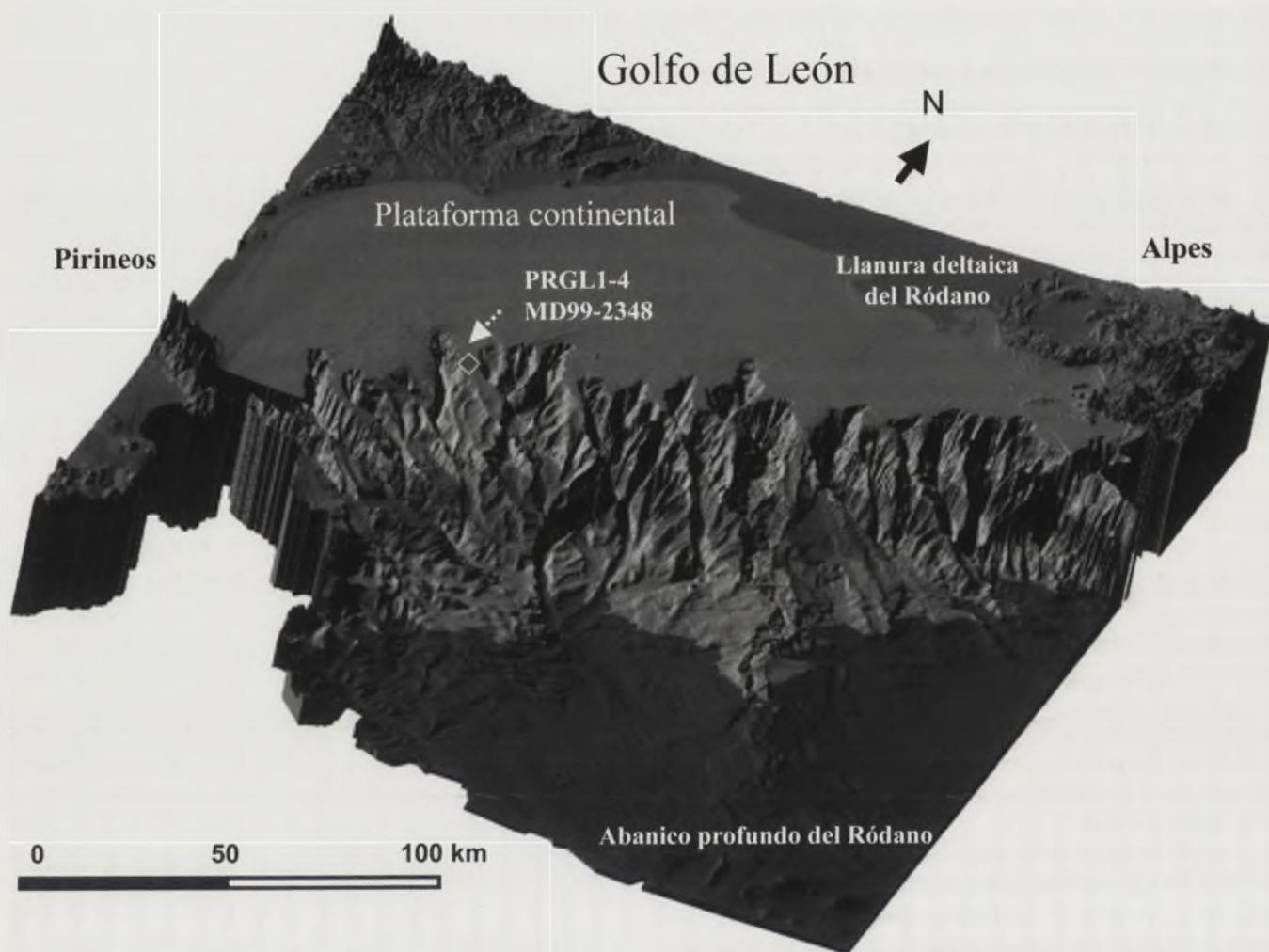


FIGURA 1. Vista tridimensional del margen continental del Golfo de León con la localización de los sondeos estudiados. Modificada de Berné et al., 2004.

sísmicos con cambios globales del nivel de mar y climáticos. Al mismo tiempo pretendemos analizar la potencialidad de este tipo de depósitos para la elaboración de un registro climático con una resolución próxima, o incluso superior, a la obtenida en los testigos de hielo de Groenlandia, difícilmente alcanzable en otro tipo de ambientes en el océano. La excelente cartografía sísmica de la zona permite elaborar un marco espacio temporal para los cambios en la geometría de los depósitos en la plataforma.

TÉCNICAS

En el testigo MD99-2348 se tomó una muestra cada 10 cm que implica una resolución temporal de aproximadamente 70 años, excepto en el primer metro donde se tomó una muestra cada 5 cm. En el sondeo PRGL1-4 también se ha tomado una muestra cada 10 cm si bien, dado el enorme volumen de muestras a estudiar, en este trabajo sólo se ha analizado una muestra cada 30 cm que supone una resolución temporal máxima de aproximadamente 200 años, siendo muy inferior en los intervalos con baja tasa de sedimentación.

Dado el escaso contenido micropaleontológico de las muestras se han tomado entre 60 y 100 g de sedimento seco. Una vez disgregadas en agua, las muestras se tamizaron en húmedo bajo el tamiz de 62 μm y posteriormente en seco con el tamiz de 150 μm , siendo la fracción recogida en este tamiz la que se ha utilizado para el análisis de los microfósiles.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El contenido biogénico de la fracción mayor de 150 μm en la mayor parte de las muestras está constituido por caparazones de foraminíferos planctónicos y bentónicos, así como ostrácodos, bivalvos y pequeños gasterópodos. Todos ellos se encuentran bien preservados, sin señales importantes de fragmentación o disolución. En cuanto al transporte, aunque resulta difícil de evaluar, no hemos visto mezclas significativas en las asociaciones que nos lleven a pensar que este proceso haya tenido un impacto considerable en el registro.

Durante el último periodo glacial la concentración de partículas biogénicas en el sedimento fue relativamente baja como corresponde a un área de alto aporte de material clás-

tico y una línea de costa próxima al talud. Los caparazones de foraminíferos, ostrácodos y pequeños moluscos, que son los principales componentes biogénicos de la fracción de tamaño arena, son muy escasos durante este intervalo. Sin embargo, en el tránsito Pleistoceno-Holoceno se produjo un incremento muy notable de los componentes biogénicos, en especial de los grupos arriba mencionados. Las capas de sedimento correspondientes a los centímetros superiores del testigo, depositados con posterioridad a 14.500 años, tienen por tanto un tamaño de grano muy superior al resto. Este incremento de la fracción gruesa se produce al multiplicarse por 100 la concentración de foraminíferos y otros microfósiles carbonatados, paralelamente a una reducción muy significativa de la tasa de sedimentación. La elevada abundancia de componentes biogénicos en el sedimento no se debe a una mayor productividad de estos microorganismos en la columna de agua o en el fondo, sino a una reducción considerable del aporte externo de carácter terrígeno a la cuenca que llevó a una concentración relativa del material biogénico formado dentro de la misma. El descenso en el aporte de material terrígeno aportado por los ríos se debió a un desplazamiento considerable de la línea de costa hacia tierra como consecuencia de la importante subida del nivel del mar (superior a los 100 m) que tuvo lugar hace 14.500 años, cuando se fundió una parte sustancial del hielo almacenado en Norteamérica y Eurasia (Fairbanks, 1989).

A lo largo del sondeo se han encontrado niveles similares, ricos en componentes biogénicos y con altas concentraciones de partículas de la fracción arena, hacia los metros 70, 125, 165, 200 y entre 290 y 300 m por debajo del fondo marino, que han sido relacionados con anteriores subidas del nivel del mar que tuvieron lugar a lo largo de los últimos 500.000 años, durante los subestadios interglaciales de los estadios isotópicos 5, 7, 9, 11 y 13.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Unión Europea en el marco del proyecto europeo PROMESS 1 (EVR1-T-40024), así como por la Junta de Castilla y León (Proyecto SA008C05 para grupos de investigación de excelencia) y los proyectos del Programa Nacional CGL2004-21580-E/BTE y REN2003-08642-C02/CLI.

REFERENCIAS

- Berné, S., Rabineau, M., Flores, J. A. and Sierro, F.J. (2004): The impact of Quaternary Global Changes on Strata Formation. *Oceanography*, 17(4):12-23.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. and Shackleton N.J. (1999): Dansgaard-Oescher and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14(6): 698-705.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, D., Dahl-Jensen, H.B., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. and Bond, S., (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-ka ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.
- Fairbanks, R.G., (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- Martrat, M., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. and Hodell, D. A. (2004): Abrupt temperature changes in the western Mediterranean during the last and penultimate glacial and interglacial periods. *Science*, 306: 1762-1765.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O. and Zahn, R. (2004): Paleoclimatic variations in foraminifer assemblages from the Alboran Sea (Western Mediterranean) during the last 150 ka in ODP Site 977". *Marine Geology*, 21: 113-131.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R. and Shackleton, N.J. (2003): Western Mediterranean planktic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 Kiloyears. *Marine Micropaleontology*, 48: 49-70.
- Rabineau, M., Berné, S., Ledrezne, E., Lericolais, M., Marsset, T. and M. Rotunno (1998): 3D architecture of lowstand and transgressive quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lions, France. *Marine and Petroleum Geology*, 15: 439-452.
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.L., Joseph, P. Guillocheau, P.F., Bourillet, J.F., Le Drezen E. and Granjeon, D. (2005): Sedimentary sequences in the Gulf of Lions: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (6-7): 775-804.
- Sierro, F.J., Hodell, D.A. Curtis, J.H., Flores, J.A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M.A., Grimalt, J.O., Cacho, I., Frigola, J., and Canals, M. (2005): Impact of Iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation. *Paleoceanography*, 20 doi: 10.1029/2004PA001051.

[The page contains extremely faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document. No specific content can be transcribed.]

Síntesis de la vegetación y clima durante el Mioceno en la cuenca del Duero

M. Valle Hernández, M. R. Rivas Carballo y G. Alonso Gavilán

Dpto. de Geología, Fac. Ciencias, Univ. Salamanca, plaza de los Caídos s/n, 37008 Salamanca. maruja@usal.es, crivas@usal.es, gavilan@usal.es

ABSTRACT

The sedimentation in the Duero basin during the Miocene was controlled by fluvial systems related with lacustrine environments that evolved in the space and in the time. Palynological analysis was done in these deposits in order to follow the changes in the vegetation during the Miocene infill of the basin.

The palynological associations allow to characterize three palaeogeographic domains –Northeastern, Central and Sudeastern– with environmental, climatic and geographic characteristics (altitudinal, geographic barriers, etc.).

The uniformity of the palynological associations during the Miocene seem indicate that the palaeogeography was the main factor controlling the floristic associations. In general, the vegetation of the Miocene of the Duero Basin constitute an open forest developed in a region with lagoons, lakes and marshy sites. The arboreal plants are represented by conifers (Pinus), Fagaceae (Quercus), Oleaceae, etc. The non-arboreal plants include Graminae, Asteraceae and Chenopodiaceae. The aquatic or semi aquatic plants are common (Cyperaceae).

The climate changes from warm temperate to temperate according to the sector.

Key words: Palynology, Climatology, Miocene, Duero basin, Spain.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del Duero constituye una unidad morfoestructural independiente en el contexto de la Península Ibérica al hallarse individualizada por importantes relieves montañosos, de composición litológica variada (Fig. 1) (Alonso Gavilán *et al.*, 2004). Tal configuración es el resultado final de la actuación conjugada de los efectos compresivos y distensivos, ligados al estiramiento y adelgazamiento de la corteza y litosfera, desde el Mesozoico superior, hasta conseguir la estructura actual (Vergés y Fernández, 2004). En concreto, al comienzo del Neógeno y durante el Mioceno, la cuenca terciaria se muestra cerrada al mar y con los límites bien definidos: la cuenca es centrípeta y cerrada. Estos hechos configuran cambios importantes tanto paleogeográficamente (creación de barreras montañosas que aíslan áreas, pasillos de vientos, etc.) como modificaciones de los factores y elementos del clima. En concreto, mientras la latitud permanece más o menos igual (pasa de 30° a 40° N aproximadamente) no sucede igual con la altitud al existir nuevos relieves al Norte, Este y Sur, que actúan como pantallas a la dispersión de vientos y lluvias con la consiguiente modificación del trazado y caudal de los ríos.

Los relieves circundantes a la cuenca terciaria miocena fueron drenados por ríos trenzados y meandriformes asociados a sistemas lacustres, con desarrollo de áreas palustres y pantanosas. El sistema sedimentario fluvial-lacustre evolu-

cionó en el tiempo y en el espacio condicionado por la composición litológica de las áreas madres (Alonso Gavilán *et al.*, 2004), por la tectónica diferencial de los bordes, por efectos del clima (temperatura, precipitaciones etc.) marcando una clara alternancia de estaciones seca y húmeda que definieron paisajes abiertos (Rivas Carballo *et al.*, 1994; Valle *et al.*, 1995).

Los objetivos que se pretenden en este trabajo son, por un lado, poner de manifiesto estos cambios y las diferencias paleogeográficas a partir de las asociaciones palinológicas correspondientes a la etapa miocena de la cuenca del Duero, y por otro, definir las relaciones entre ellas, tanto espaciales como temporales. También se pretende analizar la posición de algunas áreas de mayor altitud o la existencia de áreas con características climáticas locales.

ESTRATIGRAFÍA GENERAL

Al observar que las facies palinológicas son similares y homogéneas en el tiempo, se optó por seguir la estructura clásica de la sedimentación en el Duero propuesta por Hernández-Pacheco (1915). La columna estratigráfica general (Fig. 2) sería: a) Unidad Inferior (facies Tierra de Campos) constituida por arcillas que en su parte superior presentan mayor abundancia de cuerpos de arenas. Son depósitos formados por corrientes fluviales con sinuosidad relativamente elevada, con desarrollo de áreas pantanosas en las áreas de



FIGURA 1. Geología de la cuenca del Duero.

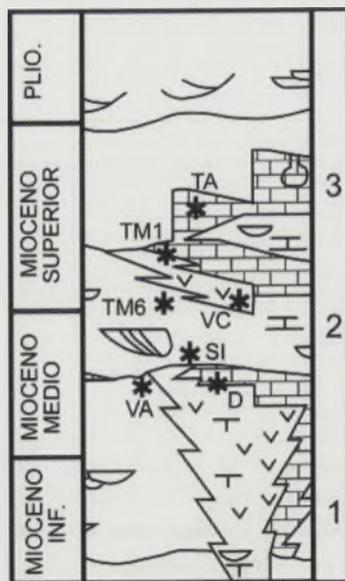


FIGURA 2. Sección estratigráfica general del dominio central de la cuenca del Duero. Tomado de Alonso-Gavilán et al., (2004) y adaptado a la división de Hernández-Pacheco (1915). VA: Valladolid; D: Dueñas; SI: Simancas; VC: Villavieja del Cerro; TM: Torremormojón, TA: Tariego.

desembocadura lacustres y canales abandonados actuando como charcas. A techo de esta unidad, localmente se desarrollan las denominadas facies de Zaratán y presenta cambios laterales de facies a otros sectores de la Cuenca. b) Unidad Media o facies Cuestas: se denominan así por que en el paisaje actual definen la pendiente de las laderas de los cerros testigo y las faldas de los escarpes. Están constituidas por margas yesíferas y arenas, ricas en carbonatos y que se interpretan como depósitos palustres y lacustres. Mantiene una uniformidad litológica relativa en toda la cuenca del Duero. c) Unidad Superior (facies Páramos): constituye la superficie de las altas planicies. Según las zonas geográficas pueden existir varios niveles de calizas que configuran superficies diferentes, pero que en conjunto definen las denominadas "Calizas de los Páramos".

RESULTADOS

Se tomaron los datos esporopolínicos procedentes de muestras, recogidas en columnas estratigráficas con registro de depósitos miocenos. Los afloramientos analizados y su posición geográfica pueden ser agrupados en tres dominios geográficos dados los cambios observados (Fig. 3). El domi-

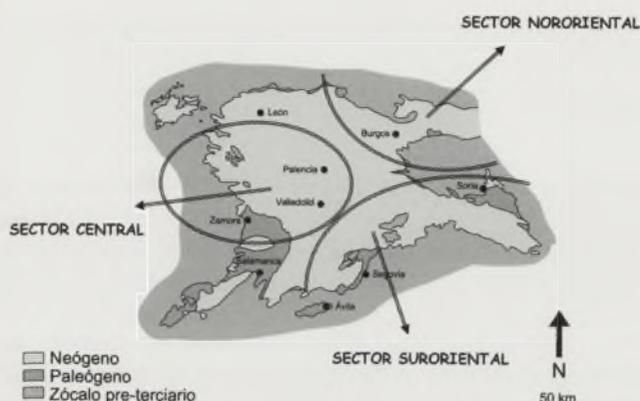


FIGURA 3. Dominios geográficos en los que se sitúan las muestras estudiadas.

El dominio Nororiental se estudió a partir de las muestras procedentes de Belorado (Burgos); el dominio Central incluye los afloramientos de Torremormojón (Palencia), Zaratán, La Cistérniga, Las Mambblas, Simancas y Villabáñez (Valladolid). En cuanto al dominio Sur-oriental, dada la gran cantidad de muestras estudiadas (procedentes de 26 afloramientos), se utilizaron los datos agrupados según las unidades litoestratigráficas propuestas por Armenteros (1986) para este sector de la Cuenca: U. inferior, Límite U. inferior/U. media, U. media y U. Superior.

Todas las muestras analizadas han sido sometidas al tratamiento físico-químico clásico (Moore *et al.*, 1991; Phipps y Playford, 1984), consistente en un ataque ácido en aquellas muestras de litología lutítica o bien la utilización de álcalis para aquellas muestras de carácter turboso. El tratamiento estadístico de los datos se ha realizado utilizando el paquete estadístico específico para paleontología PAST (Hammer *et al.*, 2001).

Para interpretar la relación existente entre las muestras según su contenido en palinomorfos, se realizó un análisis de grupos (*clusters*) siguiendo un método jerárquico aglomerativo utilizando el algoritmo de enlace medio entre grupos (también conocido como UPGMA). La matriz de distancias se calculó con el índice de Raup-Crick para datos de presencia ausencia. En el dendrograma obtenido (Fig. 4) se observa la gran similitud entre todas las muestras a excepción de las del borde NE de la Cuenca y un comportamiento disperso de las muestras de La Cistérniga y Torremormojón.

Aún así, en el gráfico se pueden separar cinco grupos de muestras que, de menor a mayor similitud con los otros son: 1) muestras del borde NE; 2d) formado únicamente por la muestra del techo de Cistérniga (C-16); 2a) muestras de la base de Torremormojón; 2b) muestras del borde SE de la Cuenca y el muro de Cistérniga (C-1); y 2c) todas las demás, procedentes del centro de la Depresión, y que además presentan un alto grado de similitud entre ellas.

Para clarificar el dendrograma y confirmar la formación de estos grupos se realizó, con los mismos datos, un análisis de correspondencias (DCA) (Tabla 1).

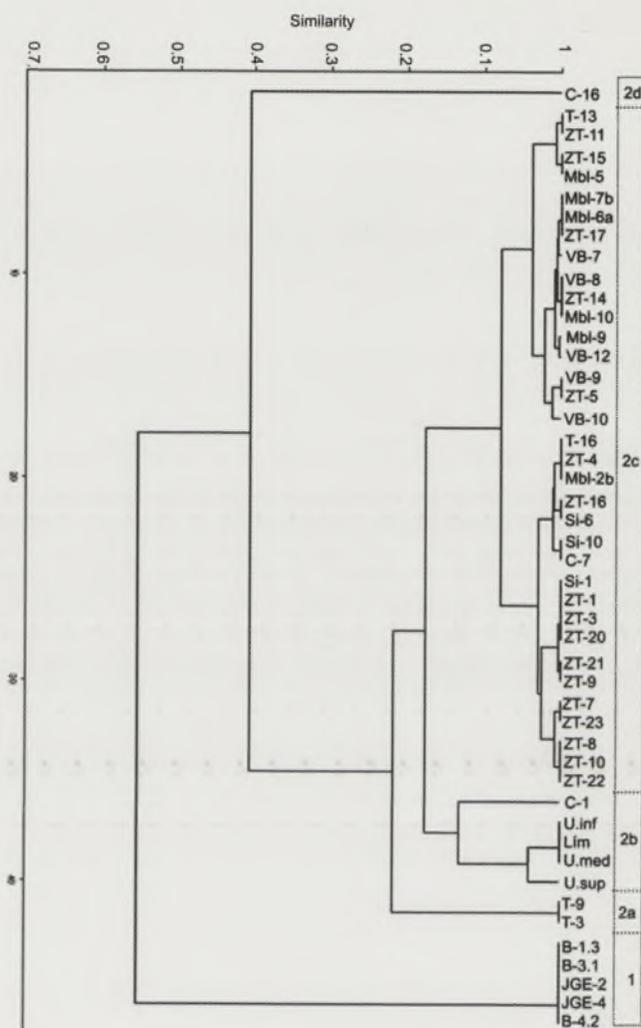


FIGURA 4. Dendrograma que muestra como se agrupan las muestras (modo Q) según su contenido polínico.

TABLA 1. Autovalores y porcentaje de similitud de los dos primeros autovectores (ejes 1 y 2) obtenidos en el análisis de correspondencias (DCA).

	Autovalor	%similitud
Eje 1	0,53	17%
Eje 2	0,47	15%

Las muestras aparecen dispersas por todo el diagrama (Fig. 5), pero se reconocen fácilmente 4 grupos, que son comparables a los del dendrograma de la figura 3: I) muestras del borde NE de la Cuenca, caracterizadas por palinoflora procedente de pisos montanos altos (*Cedrus*, *Picea*, *Abies*,...) junto a otra de carácter cálido y húmedo propia de ambientes pantanosos (*Taxodium*, *Nyssa*, *Clethraceae-Cyrtillaceae*); corresponde al grupo 1 del dendrograma. II) muestras del centro de la cuenca, más o menos equivalente al grupo 2c del dendrograma. Dentro de este grupo se pueden

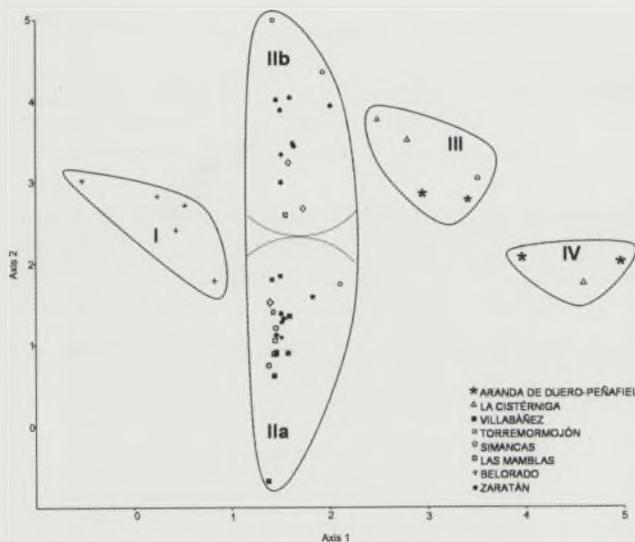


FIGURA 5. Grupos de muestras credos mediante análisis de correspondencias (DCA) entre las muestras y los tipos polínicos presentes en cada una de ellas.

diferenciar dos subgrupos: IIa: compuesto por muestras con baja diversidad, dominadas por *Pinus*, Pteridophyta y herbáceas acuáticas; IIb: formado por muestras con alta diversidad polínica en las que destacan *Quercus*, Poaceae y herbáceas de suelos secos, soleados y, a veces, salinos (Asteraceae, *Plantago*, Brassicaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae,...). En ambos subgrupos son frecuentes las formas ribereñas tanto arbóreas (*Alnus*, *Fraxinus*, *Ulmus*) como herbáceas (Cyperaceae). Los grupos III y IV corresponden a los más difíciles de interpretar en el dendrograma (grupos 2a, 2b y 2d), colocando definitivamente las muestras de La Cistérniga y la base de Torremormojón junto a las del borde SE; las muestras del grupo III son similares a las del grupo IIb pero incluyendo mayores porcentajes de *Juniperus* y elementos de áreas pantanosas, mientras que las del grupo IV se caracterizan por una diversidad mínima, estando dominadas por elevados porcentajes de Pináceas indeterminadas y arbustos y, en general, con todos los ejemplares muy mal conservados, lo que evidencia un alto grado de transporte.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Al realizar el análisis estadístico de las muestras estudiadas en la cuenca del Duero se dibuja un diagrama de dispersión con cinco grupos que indican una serie de gradientes paleoambientales. Por una parte, en el eje 1 se reflejan los tres dominios paleogeográficos de la Depresión, que de izquierda a derecha del eje van Norte → Centro → Sur, pero sobre todo, los distintos ambientes sedimentarios que caracterizan el Mioceno de la cuenca del Duero: palustre (grupo I) → lacustre (grupo II) → fluvio-lacustre (grupo III) → fluvial (grupo IV). Por otro lado, en el eje 2 puede observarse una tendencia al descenso en la lámina de agua o de la superficie inundada, ya que en la parte inferior del eje se sitúan las muestras con mayor cantidad de plantas acuáticas,

en la parte central aquellas muestras con mayor porcentaje de ribereñas o de suelos encharcados, y en la parte superior del eje se encuentran las muestras que carecen de estos tipos polínicos o los presentan en muy baja proporción.

Respecto a esta cuestión, hay que señalar que desde el punto de vista palinológico existe una clara diferencia en cuanto a los taxones "húmedos" que aparecen en los distintos grupos, ya que si en el II son fundamentalmente *Fraxinus*, *Ulmus*, *Alnus* o Cyperaceae, en el I y en el IV están representados por *Taxodium*, *Nyssa*, Bombacaceae o Clethraceae-Cyrrillaceae, y en el grupo III aparecen todos. Estas diferencias entre los grupos 1 y 4 pueden estar relacionadas con la proximidad de los sistemas montañosos, que funcionan como una de las áreas fuente del polen y en los que se podrían encontrar zonas de refugio para esta vegetación, "más antigua" que la encontrada en el sector central. La existencia de estos tipos polínicos particulares, que casi nunca llegan a ser predominantes, no puede justificarse por la edad de las muestras ya que se distribuyen por igual en todo el diagrama de dispersión, sean de la Facies Tierra de Campos (Aragoniense), o de la Facies Cuestas y Páramos (Vallesiense).

En definitiva, haciendo una síntesis de los estudios palinológicos realizados en la Depresión del Duero, se puede concluir que los distintos tipos de vegetación identificados permiten diferenciar los tres dominios paleogeográficos de la Cuenca:

Dominio Nororiental (área de Belorado). Su composición esporopolínica comprende mayoritariamente taxones arctoterciarios, con altos porcentajes de elementos megatérnicos (*Schizaceae*, *Taxodium*, Bombacaceae, *Nyssa*, Clethraceae-Cyrrillaceae), asociada a una flora templada-cálida (grupo I). En las cotas más altas estarían *Abies* y *Picea* y en cotas inferiores se asentarían diversas especies de *Pinus* y *Cedrus* junto a formaciones de planifolios (perennes o caducos). Entre ellos se incluirían elementos subtropicales, que rodearían amplias zonas pantanosas (*Taxodium*, *Nyssa*, Bombacaceae, Clethraceae-Cyrrillaceae), asociados a elementos herbáceos autóctonos de altos requerimientos hídricos (Cyperaceae, Typhaceae, Ranunculaceae). También en esta asociación polínica están representados los bosques extrapalustres o de llanura como *Myrica*, *Quercus*, Oleaceae, Ulmaceae, Salicaceae, Juglandaceae, Betulaceae, etc.), asentados bien en riberas fluviales o bien sobre suelos más xéricos y soleados, a medida que nos alejamos del medio acuático. La mayor parte de las herbáceas (Poaceae, Asteraceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Linum*, *Armeria* etc.), se asentarían en estos bosques.

El desarrollo de esta vegetación tan característica está propiciado porque el sector se enmarca en una pequeña depresión, rodeada por cadenas montañosas en formación, en la que se darían las condiciones óptimas para la implantación de numerosas charcas, lagunas... alimentadas por arterias fluviales. Se interpreta que en este enclave se instauraría un microclima particular (subtropical), debido a las barreras montañosas adyacentes, con aportes fluviales que

arrastrarían una microflora alóctona de características ambientales y edáficas diferentes.

Dominio Central (área de Palencia-Valladolid). Este sector es el más amplio y el que presenta mayor variedad de ambientes, predominando los lacustres y palustres aunque con extensas áreas de suelos muy secos entre ellos. Esta sería la causa de la presencia de diferentes asociaciones polínicas en un único sector, ya que la vegetación que se instaura en cada uno de estos medios dependerá de la disponibilidad de los aportes hídricos. En general, se observa el dominio de paisajes abiertos, en los que están bien representadas las formas esteparias y entre los que aparecen manchas boscosas dispersas, con *Quercus* como elemento predominante (grupo IIa). Rodeando las zonas inundadas, donde las orillas están más claras se asentaría una vegetación acuática herbácea de espadañas y eneas (grupo IIb) mientras que en las zonas en las que las orillas fueran de carácter más pantanoso se instala un bosque termófilo con algunos elementos megatérmicos (*Sapotaceae*, *Nyssa*, *Taxodium*) (Grupo III).

Dominio Suroriental (área de Peñafiel-Aranda de Duero). La vegetación que se desprende del análisis palinológico es muy similar a la del sector central (grupo III). La flora polínica nos indica una zona de bosque abierto (estepa arbolada), compuesto por *Quercus* y herbáceas heliófilas, bañada por ríos cambiantes y lagunas efímeras que sustentan una vegetación riparia, compuesta principalmente por bosques en galería (*Alnus*, *Salix*, *Sparganium erectum*). En algunos afloramientos la composición original de la flora se ve diluida por una diversidad mínima debida a la sobre-representación de Pináceas que enmascaran al resto de los taxones (grupo IV). Esto y el mal estado la mayoría de los ejemplares indican un largo transporte y acumulación de los palinomorfos, lo que puede indicar la existencia de ambientes fluviales en estas zonas.

REFERENCIAS

- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Dabrio, C., Mediavilla, M. R. (1987): Depósitos lacustres terciarios de la cuenca del Duero (España). *Studia Geologica Salmanticensis*, 24 (5): 1-47.
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J. M. (2004): Cuenca el Duero. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME. Madrid, 550-556.
- Armenteros, I. (1986): *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero*. Ediciones Diputación de Salamanca, Serie Castilla y León, nº 1, 471 p.
- Hernández-Pacheco, E. (1915): Geología y paleontología del Mioceno de Palencia. *Com. de Invest. Paleont. y Prehist.*, Madrid, 5: 204 p.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., y Ryan, P. D. (2001): PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 9 p. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
- Moore, P.D., Webb, J.A. y Collinson, M.E. (1991): *An illustrated guide to pollen analysis*. Blackwell Sci. Pub., 216 p.
- Phipps, D. y Playford G. (1984): Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. *Pap. Dep. Geol. Univ. Queensland*, 11: 1-23.
- Rivas Carballo, M.R., Alonso Gavilán, G., Valle, M.F. y Civis, C. (1994): Miocene palynology of the central sector of the Duero basin (Spain) in relation to palaeogeography and palaeoenvironment. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 82: 251-264.
- Valle, M.F., Alonso Gavilán, G. y Rivas Carballo, M.R. (1995): Analyse préliminaire du Miocène dans le NE de la Dépression du Duero (aire de Belorado, Burgos, España). *Geobios*, 28 (4): 407-412.
- Vergés, J. y Fernández M. (2004): Mountain ranges and basins in the Iberian Peninsula. *Papers New Randall*. 26/26.



Geoquímica de litofacies con minerales fibrosos de la arcilla en depósitos terciarios (Facies de las Cuestas-Caliza de los Páramos) del sector meridional de la Cuenca del Duero (Pecharromás, Segovia)

V. Vivar Provencio¹ y M. Pozo Rodríguez²

1 Área de Rs. y Min. Industriales, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. v.vivar@igme.es

2 Dpto. Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid (UAM), Cantoblanco, 28049 Madrid. manuel.pozo@uam.es

ABSTRACT

The geochemical study of thirty one samples collected from the "Facies de las Cuestas" and "Caliza de los Páramos" (Miocene) in the Southern zone of the Duero Basin (Pecharromás, Segovia Province) has been done. Geochemical results have been correlated with the sedimentology and the mineralogical assemblages, in order to achieve a better knowledge of the diagenetic/pedogenic processes undergone for this materials in the sedimentary environment. In this way besides the heritage of detrital clays (made up of illite, kaolinite and/or smectite), neoformation and transformation of clay mineral forming processes have been emphasized. The results let us to establish, at least, two different geochemical pathways. One related to the authigenic origin of sepiolite by neoformation, the other linked to palygorskite formation by transformation of inherited clays. From a sedimentological point of view a lacustrine-palustrine environment is inferred in which the association of clay minerals suggests semiarid climatic conditions.

Key words: Miocene, Duero Basin, sepiolite, palygorskite, Geochemistry.

INTRODUCCIÓN

Se aborda en este trabajo la caracterización geoquímica de diferentes niveles de arcillas fibrosas, incluidos en facies margosas y dolomítico-calcáreas pertenecientes tanto a la "Facies de las Cuestas", como al tránsito a la "Caliza de los Páramos", equivalentes a la Unidad Superior de Armenteros (1986), situadas en los alrededores de Pecharromás, Segovia (Fig. 1), en el sector meridional de la Cuenca del Duero.

En esta zona, las litofacies estudiadas se originaron en ambientes continentales durante el Mioceno, interpretándose como una asociación de facies palustres dentro de un contexto lacustre de llanura lutítica con frecuente exposición subaérea en condiciones áridas o semiáridas (Armenteros *et al.*, 1992). Estas facies están constituidas por margas dolomíticas a dolomítico-calcáreas, de aspecto masivo, con intercalaciones de bancos de caliza. En determinados sectores, las margas dan paso a niveles lutíticos masivos y laminados formados por arcillas fibrosas, ocasionalmente con aspecto "hojoso" (cuero de montaña). En su conjunto estas litofacies margosas y lutíticas muestran evidencias de haber sufrido diversos procesos edáficos y diagenéticos, como ponen de manifiesto la presencia de restos orgánicos, rizocreciones, pseudomorfos de yeso calcitizados y nódulos de carbonatos.

Con este estudio se pretende correlacionar los datos geoquímicos obtenidos con la sedimentología y los resultados mineralógicos, objeto de estudio de otro trabajo (Vivar *et al.*, 2006), con el fin de alcanzar un mejor conocimiento de los procesos sedimentarios y diagenéticos sufridos por estos materiales en el ambiente sedimentario considerado. Entre estos procesos destacan: la herencia por aportes de minerales de la arcilla detríticos (illita, caolinita, esmectita), y los fenómenos de transformación (palygorskita) y neoformación (sepiolita).

Al estudiar cuantitativamente los difractogramas de la muestra total, se establecieron cuatro asociaciones mineralógicas basándose, fundamentalmente, en el contenido de filosilicatos. Los resultados obtenidos en el estudio mineralógico de la fracción arcilla (< 2 µm) indican la presencia de dos tipos de minerales de la arcilla: fibrosos y no fibrosos (Vivar *et al.*, 2006), que se distribuyen en las cuatro asociaciones mineralógicas diferenciadas. Así, los minerales de la arcilla fibrosos, formarían parte de la asociaciones 1 y 2. La primera compuesta por sepiolita, con ocasionales indicios de palygorskita; la segunda constituida por palygorskita, con trazas de sepiolita. Los minerales de la arcilla no fibrosos formarían parte de la asociación 3, compuesta por illita y caolinita exclusivamente, y de la asociación 4, formada por illita, caolinita, esmectita e indicios de interestratificados. Destaca en

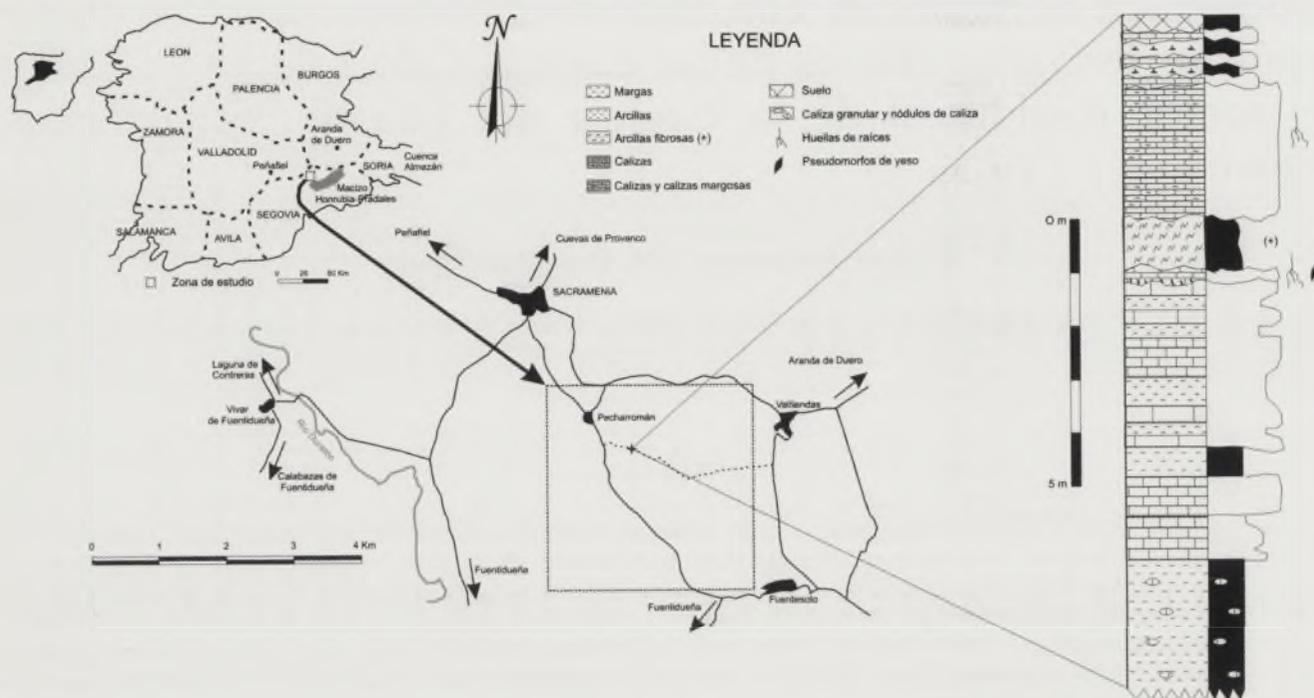


FIGURA 1. Localización de la zona estudiada y sección litológica de afloramiento mostrando las litofacies del tramo más alto cortado por los sondeos estudiados.

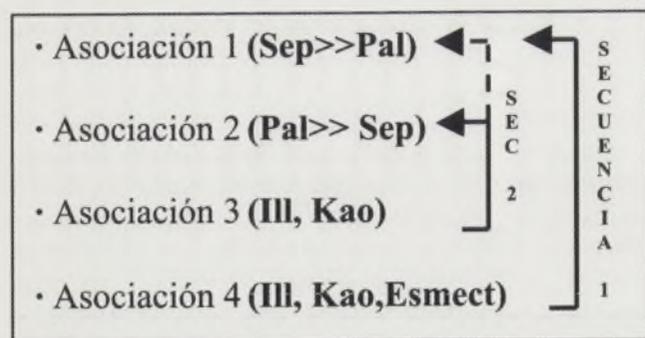


FIGURA 2. Esquema de la relación existente entre las asociaciones de minerales en la fracción arcilla y las secuencias obtenidas.

estas dos últimas asociaciones contenidos notables de cuarzo y feldespatos.

Según la disposición en la vertical de las muestras de las asociaciones anteriores, se establecieron dos tipos de secuencias en los minerales de la arcilla (Fig. 2), que representan el paso de asociaciones de minerales heredados a fases de transformación-neoformación. Así, estas secuencias siempre comienzan con niveles formados por arcillas no fibrosas y finalizan con niveles constituidos por arcillas fibrosas. La secuencia 1, relaciona las asociaciones 4 y 1 (illita, caolinita \pm esmectita \rightarrow sepiolita (Id. palygorskita), y la secuencia 2 las asociaciones 3 y 2 (illita, caolinita) \rightarrow palygorskita (Id. sepiolita) (Fig. 2).

MATERIALES Y MÉTODOS ANALÍTICOS

Las muestras estudiadas se han obtenido gracias a una campaña de sondeos que realizó el Grupo TOLSA, S.A. entre los años 1985 y 1986. Tras realizar una valoración preliminar, se escogieron 9 sondeos, de los que se seleccionaron 48 muestras para realizar los análisis mineralógicos y 31 para los análisis químicos, siendo predominantes las litofacies de lutitas margosas y margas. El estudio geoquímico se ha realizado a partir del análisis de los elementos mayores (Si, Al, Fe, Ca, Ti, Mn, K, Mg y Na), menores y traza (P, Li, F, Ba, Be, Ce, Co, Cr, Cu, La, Ni, Pb, Sc, V, Y y Zn). También se analizaron Ag, As, Cd, Mo, Nb, Sb y W, pero sus concentraciones se encontraban, en todas las muestras, por debajo del límite de detección de la técnica utilizada.

Para el análisis químico de los elementos mayores se utilizó fluorescencia de rayos X (FRX) sobre perlas. Los elementos menores y traza se analizaron por espectroscopía de emisión atómica con plasma acoplado por inducción (ICP-AES), con excepción del Li que se determinó por espectrometría de absorción atómica con llama y el F que se analizó, previa pirólisis, por fotocolorimetría con alizarina.

RESULTADOS

Los resultados estadísticos de los análisis químicos obtenidos se recogen en la Tabla 1. Se muestra la media aritmética (\bar{x}), rango (Mín-Máx) y desviación estándar (σ), para algunos de los elementos analizados en cada una de las 31

TABLA 1. Resumen estadístico comparativo de los elementos mayoritarios (expresados en %) y de los elementos minoritarios y traza (expresados en ppm), analizados en las 4 asociaciones mineralógicas obtenidas.

Mayor. (%)	Asociación 1 (Sep>>Pal)				Asociación 2 (Pal>>Sep)				Asociación 3 (Ill, Caol)				Asociación 4 (Ill, Caol, Esmecl)			
	Muest.	\bar{X}	Rango Min-Máx	σ	Muest.	\bar{X}	Rango Min-Máx	σ	Muest.	\bar{X}	Rango Min-Máx	σ	Muest.	\bar{X}	Rango Min-Máx	σ
SiO ₂	7	38,5	27,4-54,0	11,1	8	37,0	30,0-48,2	6,3	5	38,6	30,4-45,6	6,0	9	41,6	27,6-50,8	9,4
Al ₂ O ₃	7	6,1	3,6-8,2	1,9	8	10,0	7,0-12,4	2,0	5	15,3	11,6-19,2	3,4	9	15,3	5,2-22,2	6,2
Fe ₂ O ₃	7	1,9	1,1-2,8	0,7	8	3,4	2,4-4,2	0,7	5	4,6	3,7-5,9	0,9	9	4,6	1,5-6,0	1,6
CaO	7	16,3	2,6-25,7	9,7	8	11,2	4,1-17,1	4,2	5	9,4	4,1-14,2	4,1	9	8,4	1,4-25,4	8,5
TiO ₂	7	0,3	0,2-0,5	0,1	8	0,4	0,2-0,6	0,1	5	0,5	0,4-0,6	0,1	9	0,5	0,3-0,6	0,1
MnO	7	0,0	0,0-0,0	0,0	8	0,0	0,0-0,0	0,0	5	0,0	0,0-0,0	0,0	9	0,0	0,0-0,0	0,0
K ₂ O	7	0,8	0,6-1,2	0,2	8	1,7	1,0-2,4	0,4	5	2,9	2,2-3,7	0,6	9	2,8	0,8-4,2	1,3
MgO	7	10,0	6,2-15,7	3,9	8	10,6	8,5-12,9	1,5	5	7,2	5,0-10,4	2,3	9	6,4	3,4-12,1	3,2
Na ₂ O	7	0,1	0,1-0,2	0,0	8	0,2	0,1-0,2	0,0	5	0,2	0,2-0,2	0,0	9	0,2	0,1-0,2	0,0
Menor. (ppm)	Muest.	\bar{X}	Rango Min-Máx	σ	Muest.	\bar{X}	Rango Min-Máx	σ	Muest.	\bar{X}	Rango Min-Máx	σ	Muest.	\bar{X}	Rango Min-Máx	σ
Li	7	56,3	22,0-96,0	29,6	8	53,5	24,0-100,0	27,8	5	64,0	44,0-80,0	17,5	9	72,2	42,0-101,0	22,1
Ba	7	101,1	55,0-169,0	42,2	8	137,5	59,0-195,0	45,5	5	278,6	214,0-335,0	54,4	9	289,0	132,0-377,0	82,0
Cr	7	23,0	11,0-36,0	8,5	8	34,1	27,0-42,0	5,9	5	55,2	43,0-67,0	10,6	9	58,4	30,0-78,0	16,3
La	7	13,7	8,0-26,0	6,0	8	15,1	11,0-20,0	3,2	5	19,4	16,0-24,0	3,8	9	21,3	14,0-27,0	4,0
Sc	7	4,3	2,0-8,0	2,1	8	6,3	5,0-8,0	1,4	5	10,2	8,0-12,0	2,0	9	10,8	6,0-14,0	2,9
Zn	7	38,7	20,0-63,0	19,7	8	54,1	35,0-71,0	12,7	5	71,8	55,0-90,0	14,1	9	79,3	46,0-100,0	19,9

muestras estudiadas, separadas por asociaciones mineralógicas, expresándose como % de óxido para los elementos mayores y en ppm para los menores y traza.

Como se observa en esta tabla, dentro de los elementos mayores los contenidos más elevados para las asociaciones 1 y 2, corresponden al Si, seguido por el Ca, Mg y Al, mientras que para las asociaciones 3 y 4, los contenidos más elevados corresponden al Si, Al, Ca, Mg y Fe. Esta distribución de la composición de los elementos mayores está de acuerdo con los resultados obtenidos por DRX, ya que el Si y el Al son componentes fundamentales de los filosilicatos y tectosilicatos (feldespatos), y el Mg y Ca se distribuyen en los carbonatos, apareciendo el Mg como mayoritario, corroborando, por tanto, que es la dolomita el carbonato predominante. Los valores de desviación estándar reflejan que el Si, Ca, Al y Mg presentan los valores de dispersión más altos, lo que está en concordancia con la variabilidad mineralógica de las muestras.

Se compararon los resultados obtenidos de los elementos mayoritarios que pudieran comportarse de forma similar desde el punto de vista geoquímico. Así, al comparar el Mg

y Ca, se observó que, aunque generalmente sus comportamientos se rigen de la misma manera, puntualmente presentan conductas opuestas probablemente originadas por procesos diagenéticos de dolomitización y dedolomitización sufridos por estos materiales. Por otra parte, se compararon los elementos Si, Al, Fe, K, Ti y Na, asociados con frecuencia a los minerales heredados y, que por lo tanto, deberían tener comportamientos similares. Se comprobó que estos elementos registraban la misma tendencia, confirmando, por consiguiente, la existencia de aportes procedentes del área madre (Honrubia-Pradales) que introducen minerales heredados en el ambiente sedimentario. Con respecto a los elementos menores y traza, únicamente se escogieron los seis elementos más significativos para realizar el resumen estadístico comparativo, observándose que la tendencia general en todas las asociaciones refleja que el elemento más abundante es el Ba (Tabla 1), seguido del Zn, Li y Cr, con unos valores de desviación estándar muy elevados en comparación con la homogeneidad relativa que marcan el resto de los elementos menores.

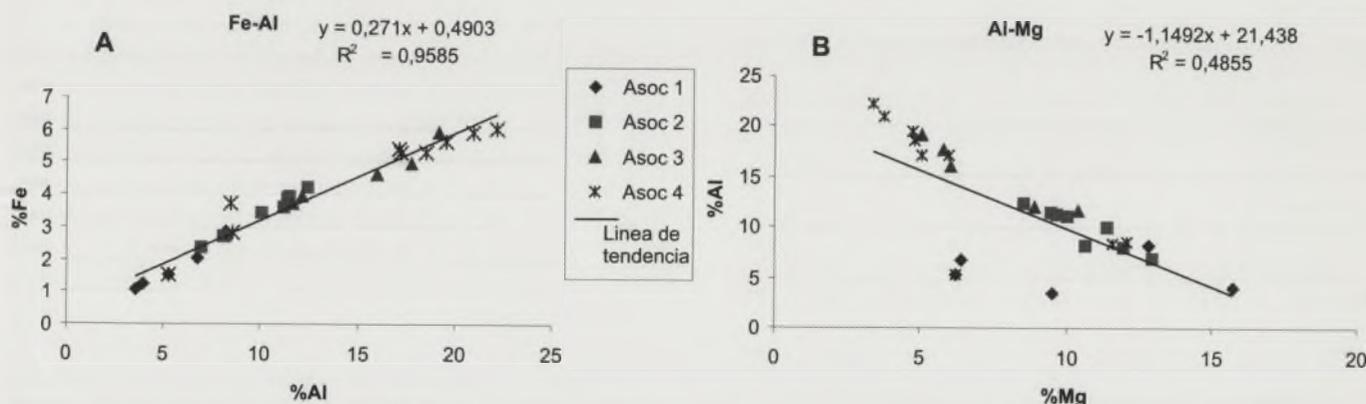


FIGURA 3. Diagrama de dispersión que muestra la correlación positiva (A) entre Fe y Al y la correlación negativa (B) entre Mg y Al, diferenciándose las 4 asociaciones mineralógicas establecidas.

Al compararse todos los elementos menores y traza analizados, se observó que el Ce, Y y La, pertenecientes al grupo de las Tierras Raras, y el Pb, Ba y Be, presentaban el mismo comportamiento, siendo dentro de las Tierras Raras, el Ce el más abundante y el Y el más escaso.

Finalmente se realizaron diferentes correlaciones entre el Al con el Fe, K, Ti, Sc y F, entre el Mg con esos mismos 5 elementos, y entre el F y el Li. En las realizadas entre el Al y los otros 5 elementos mencionados, se puede observar que se produce una correlación positiva y con un alto coeficiente, entre el Al y el Fe (Fig. 3A), Ti y Sc, mientras que se da una correlación negativa y con un coeficiente bastante bajo con el K y F. Sin embargo, en las correlaciones realizadas entre el Mg y el Al, Fe, K, Ti, Sc y F, ocurre exactamente lo contrario, se da una correlación negativa entre el Mg con el Al (Fig. 3B), Fe, K, Ti y Sc, con un coeficiente de correlación no muy alto, y únicamente se produce una correlación positiva entre el Mg y el F, con un bajísimo coeficiente de correlación. Asimismo, entre F-Li, existe una correlación positiva, pero su coeficiente es muy bajo.

DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto que existe un claro antagonismo geoquímico del Mg con el Al y los elementos asociados a él: Fe, K, Ti y Sc. Esta asociación de elementos es particularmente representativa de materiales detríticos, es decir, se encuentran en fases heredadas y, por lo tanto, en las muestras que contienen minerales de la arcilla no fibrosos. Asimismo, la buena correlación positiva que presenta el Fe con el Al y con los elementos de este grupo, indica que se encuentra vinculado a minerales heredados de la arcilla. Por su parte Ti, Ce, Y y La forman una asociación típica de elementos asociados a minerales pesados en los materiales detríticos (Pozo *et al.*, 1996). Por otro lado, el Sc es un elemento típicamente relacionado con minerales heredados de la arcilla (Sánchez *et al.*, 1994). El Zn es un elemento que puede ir perfectamente asociado a esmectitas heredadas (Bustillo y Bustillo, 1994). El Ba también se puede encontrar vinculado a materiales detríticos ya que suele ser fácilmente capturado por minerales potásicos en el área madre (Manson, 1958).

Todos estos elementos, representativos de constituyentes heredados, son especialmente abundantes en las muestras compuestas por minerales de la arcilla no fibrosos, lo que se correlaciona con la mineralogía heredada de las asociaciones 3 y 4 (cuarzo, feldspatos, illita, caolinita y esmectita).

El Mg, elemento fundamentalmente relacionado con minerales de neoformación, se correlaciona de manera positiva únicamente con el F. Ambos presentan un antagonismo geoquímico total con los elementos anteriormente tratados. Debido a la similitud de electronegatividad y radio iónico que existe entre los iones F^- y OH^- (Gill, 1989), el F puede sustituir a los grupos hidroxilo tanto en sepiolita como en palygorskita. Estas arcillas fibrosas se diferencian bien de las no fibrosas por presentar, generalmente, concentraciones más elevadas en F y menores en Li. En minerales fibro-

sos las concentraciones de Li suelen ser menores que en minerales laminares o no fibrosos, ya que este elemento se fija preferentemente en posición interlaminares para compensar el déficit de carga octaédrica (Tardy, *et al.*, 1972). Las mayores concentraciones de Mg y F aparecen en las muestras ricas en sepiolita. Este hecho, junto con el empobrecimiento en esas muestras de elementos asociados a la fracción detrítica, indican una génesis independiente de la sepiolita por neoformación en condiciones de $pH > 8$ (básico), relaciones Si/Mg altas y ausencia de Al reactivo. Éste puede ser el resultado de procesos de exposición con edafización e intensa evaporación (aridez) en un medio confinado enriquecido en Si y Mg.

Los resultados geoquímicos permiten diferenciar significativamente las muestras constituidas por minerales de la arcilla fibrosos de los no fibrosos, ya que éstos últimos, presentan un contenido muy superior en elementos típicamente asociados a minerales heredados.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos permiten afirmar la existencia de aportes detríticos formados por minerales de la arcilla heredados que incluyen: illita, caolinita y esmectita. El área madre se ubicaría en la cercana sierra de Honrubia-Pradales y sería responsable de la llegada al ambiente sedimentario de elementos como Si, Al, Fe, K, Ca, Ti y Cr. Su llegada a un ambiente sedimentario lacustre-palustre con aguas ricas en magnesio favorecerá la autigénesis de los minerales de la arcilla fibrosos (palygorskita y sepiolita). La palygorskita (filosilicato magnésico-alumínico) aparece siempre acompañada de dolomita (fuente principal de Mg^{2+}), pero en su formación juegan un papel fundamental la existencia de precursores heredados que le aporten aluminio, en este sentido los minerales de la arcilla identificados como son illita, caolinita y esmectita serían los soportes que permitirían la formación de palygorskita por transformación (disolución-precipitación), en condiciones de mayor concentración y con aportes de Mg y Si.

La sepiolita (filosilicato magnésico) aparece con frecuencia acompañada de una proporción más alta de calcita que de dolomita (fuente de Mg^{2+}). Se infiere, que la sepiolita se formó por neoformación (precipitación directa y/o maduración de geles silicio-magnésicos) en un medio básico con relación Si/Mg alta y ausencia de aluminio reactivo. Temporalmente la palygorskita se formaría primero permitiendo la removilización del aluminio reactivo, originándose después la sepiolita, en condiciones de basicidad con presencia de Si y Mg, lo que justifica la coexistencia de ambos minerales en algunas de las muestras estudiadas. En el contexto sedimentario estudiado los resultados geoquímicos ponen de manifiesto que hay una dependencia genética entre los minerales de la arcilla heredados y la palygorskita, es decir, ésta se formaría a expensas de los minerales heredados por transformación de los mismos, relación que no existe cuando se forma la sepiolita, que se origina de manera independiente (neoformación).

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se desarrolla extensamente en el Trabajo de Investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados realizado por Vivar (2005), y ha sido financiada gracias a una beca de Tesis Doctoral del IGME, que se desarrolla con un convenio de colaboración con el Grupo TOLSA, S.A.

REFERENCIAS

- Armenteros, I., Blanco, J.A. y Hervalejo, M.V. (1992): Sedimentación miocena y procesos diagenéticos en la cuenca de Sacramenia-Fuentidueña. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca*. Guías de las Excursiones Geológicas, 290-299.
- Armenteros, I. (1986): *Estratigrafía y Sedimentología del sector suroriental de la Depresión del Duero*. Ed. Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León, 1: 471 p.
- Bustillo, M. y Bustillo, M. A. (1994): Estudio geoquímico de perfiles de silcretas en sedimentos arcillosos miocenos de borde de lago (Vicálvaro, Madrid). *Revista Sociedad Geológica de España*, 7(3-4): 261-272.
- Gill, R. (1989): *Chemical fundamentals of Geology*. Unwin Hyman, Boston, 291 p.
- Manson, B. (1958): *Principles of Geochemistry*. J. Wiley and Sons, New York, 328 p.
- Pozo, M., Moreno, A., Casas, J. y Martín Rubí, J. A. (1996): Estudio geoquímico de litofacies con arcillas magnéticas en depósitos lacustres-palustres de la Cuenca de Madrid. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 19: 71-83.
- Sánchez, A., Mosser, Ch., Roquin, C. y Sebastián, E. (1994): Geochemical characterization of sedimentary basins by statistical analysis: The Mio-Pliocene sequence of the Vera Basin, SE Spain. *Chemical Geology*, 116: 229-243.
- Tardy, Y., Krempp, G. y Trauth, N. (1972): Le lithium dans les minéraux argileux des sédiments et des sols. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36: 397-412.
- Vivar Provencio, V. (2005): *Caracterización mineralógica y geoquímica de arcillas fibrosas en el sector meridional de la Cuenca del Duero. (Zona Sacramenia-Pecharromán)*. Trabajo de Investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados. Univ. Complutense de Madrid, 79 p.
- Vivar, V., Pozo, M. y Baltuille, J.M. (2006): Caracterización mineralógica de arcillas fibrosas de los alrededores de Pecharromán (Segovia. Sector Meridional de la Cuenca del Duero). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España* (en prensa).

NORMAS DE PUBLICACIÓN EN *Geo-Temas*

1. Los artículos publicados en *Geo-Temas*, redactados en el idioma o idiomas aceptados oficialmente en la reunión científica de que se trate, tendrán una extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de *Geo-Temas* viene a contener unos 4.500 caracteres (letras y espacios entre palabras).

2. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y 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 de caja máximo de las páginas de *Geo-Temas* (240 x 175 mm), que a su vez se subdivide en dos columnas. Los autores deben tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc, ... Las tablas se ordenarán también de forma correlativa y, al igual que en las figuras, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.

3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:

- a. Título (en el idioma correspondiente al texto del trabajo).
- b. Autores, con las iniciales del nombre, apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.
- c. Resumen en inglés (abstract), sea cual sea el idioma en que se presenta el artículo. Tendrá una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.
- d. Key words: máximo de 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 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, preferiblemente, en CD-ROM. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo MicrosoftWord o WordPerfect. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del CD, 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 facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF, PDF o EPS. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.