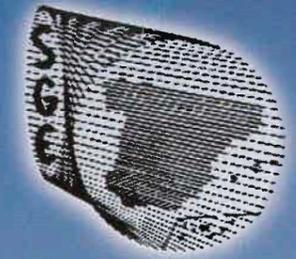


CONTENIDOS

V CONGRESO DEL GRUPO ESPAÑOL DEL TERCIARIO

Presentación	11
R. Aguado, J.M. Molina y J.A. Vera. La Formación Majalczón (Calcarentas con <i>Microcodium</i> , Paleoceno, Subbético, Bioestratigrafía)	13
F.J. Alcalá-García, A. López-Galindo y M. Martín-Martín. Evolución paleogeográfica del Burdigalense inferior de la Alta Cadena (Subbético, provincia de Málaga, S de España)	19
F.J. Alcalá-García, J. Miró, P. Rodríguez y M. Martín-Martín. Características estructurales y estratigráficas del substrato Plioceno del Delta del Llobregat (Barcelona, España). Aplicación a los estudios hidrogeológicos	25
L. Alegret, I. Arenillas, J. A. Arz y E. Molina. Recuperación de la productividad primaria en el área del Tethys tras el evento del límite Cretácico/Terciario	27
A.M. Alonso-Zarza y C. Arenas. Significado paleoambiental de las calcretas terciarias de la Fosa de Teruel. Microestructura e entornos estables	31
A. Arribas, G. Garrido y P. Palmqvist. Primera cita de <i>Hyena</i> (<i>Parahyaena brunnea</i> (Thunberg, 1820) (Mammalia, Carnívora) fuera de África: el registro del yacimiento del Plioceno superior de Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix-Baza, Granada, España)	37
J.M. Azañón, A. Azor, J.M. Carrillo, J.V. Pérez-Peña y J. Delgado. Relación entre deslizamientos y encajamiento de la red fluvial: el ejemplo del Arroyo de Gur (Cuenca terciaria de Guadix, SE de España)	41
G. Booth-Rea y J.M. Azañón. Extensión, magnetismo y mineralizaciones de Fe-Ba-Zn-Ag durante el Mioceno superior en la Cuenca de Vera	47
J. Delgado y G. Alonso-Gavilán. Control tectónico de la sedimentación lacustre miocena en el área de Tortosillas (Valladolid) en la Cuenca del Duero	53
J. Delgado y G. Alonso Gavilán. Los sistemas fluviales eocenos en Benegiles (Zamora), borde oeste de la Cuenca del Duero	57
C. Díaz Merino, M.C. Comas y W. Martínez del Olmo. Secuencias de depósito neógenas del margen noroeste del Mar de Alborán, Cuenca de Málaga	61
J. Fulla, M. Fernández, L. Iribarren y J. Vergés. Estructura cortical e itoamérica en la transición Atlántico-Mediterráneo: observables geofísicos	67
F. García-García, J.M. Castro, J. Rey y P.A. Ruiz-Ortiz. Sistemas de delta y plataforma en el Tortoniense del borde norte de la Cuenca del Guadalquivir (NE de Linares, provincia de Jaén)	71
F. García-García, J. Fernández y C. Viseras. Controles sobre la geometría del <i>foreland</i> de los deltas pliocenos de Adra y Alhama de Almería (Cordillera Bética Oriental)	75
A. García-Alix Daroca, R. Minwer-Barakat, E. Martín Suárez y M. Freudenthal. Correlación y paleoecología de los depósitos continentales del Tortonense (transición Tortonense-Messinense) de la Cuenca de Granada	81
G. Garrido y A. Arribas. Primer registro de <i>Leptodus atrovirens</i> (Falconer, 1868) (Mammalia, Artiodactyla) en la Península Ibérica: aportaciones a la taxonomía de los bovinos yltifranquemas	85
R.E. Giacosa, J.M. Parades, A. Nilini, M. Ledesma y F. Colombo. Fallamiento normal terciario en la Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia Argentina	89
L. Gibert, C. Sanz de Galdeano, P. Alfaro, A.C. López Garrido y G. Scott. Deslizamientos de bajo ángulo en la Cuenca de Baza (Cordillera Bética)	95
L. Gibert, G. Scott y C. Ferrández-Cañadell. Reinterpretación estratigráfica y magnetoestratigráfica de la sección del barranco de Orce (Cuenca de Baza, Granada): implicaciones para la cronostratigrafía del Plio-Pleistoceno y la edad de los yacimientos con homínidos de Orce	99
D. Gómez-Gras y A. Pineda. Estratigrafía y análisis de fósiles del Terciario de Melilla	103
D. Gómez-Gras y K. Zoghbi. Procedencia de las areniscas de la unidad superior de la Fm. Fortuna en el NE de Táneg	109
C. Gonzalo y E. Molina. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del límite Ypresiano/Luteciano de Fortuna (Cordillera Bética, España)	113
A. Guerra-Merchán y F. Serrano. Caracterización de un complejo abanico aluvial-lagunar a la base del relleno plioceno en la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética)	117
J.M. Insua Arévalo, F. Martín González, R. Capote y J.J. Martínez-Díaz. Aspectos tectónicos del estudio gravimétrico de la Cuenca de Málaga	123
L. Iribarren, J. Vergés, J. Fulla y M. Fernández. Balance volumétrico de sedimentos neógenos y cuaternarios en el margen Sud-Ibérico: implicaciones tectónicas	129
G. Jiménez Moreno. Vegetación y clima durante el Mioceno medio en Europa central a partir del análisis polínico	133
F.C. Lopes y P. Proença Cunha. Tertiary tectonic-sedimentary characters of the Algarve margin (SW Iberia)	137
F. López Omedo, A. Díaz de Neira, A. Martín Serrano, J.P. Calvo, J. Morales y P. Peláez-Campomanes. Estratigrafía de los depósitos arcillosos en el sector occidental de la Cuenca de Madrid	141
M. Luján, A. Crespo-Blanc, F. Storti, J.C. Balanya y F. Rossetti. Aplicación de la modelización análoga a la estructura miocena de las Zonas Externas Béticas: control reológico de los sustratos evaporíticos y formación de cuencas de piggy-back	147
A. Luzón Aguado y A. González Rodríguez. Unidades tectosedimentarias del sector septentrional de la Cuenca del Ebro (zona central): caracterización y factores de control	151
J.M. Martín, J.C. Braga, J. Aguirre y C. Bettler. Modelos de sedimentación de carbonatos templados en el Plioceno de la Cuenca de Carboneras	155
W. Martínez del Olmo. El orlistotoma de La Danca (Mar Cantábrico) como análogo del olistotoma de la Cordillera Bética	159
R. Minwer-Barakat, A. García-Alix Daroca, E. Martín Suárez, M. Freudenthal y C. Viseras. Las asociaciones de micromamíferos del Plioceno del Tollo de Chitolana (Cuenca de Guadix, SE de España): interpretación paleoecológica	165
J.M. Molina y L.M. Nieto. Calcarentas y calizas del Oligoceno superior-Mioceno inferior discordantes sobre el Mesozoico en el Subbético al S de Jaén	171
J.M. Molina, J.A. Vera y R. Aguado. La Formación Majalczón (Calcarentas con <i>Microcodium</i> , Paleoceno, Subbético): definición y descripción	175
M.J. Montes y F. Colombo. Secuencias estratigráficas del Sincinono del Guargu (Encino-Oligoceno, Cuenca de Jaca)	181
S. Ortiz y E. Molina. Foraminíferos bentónicos como indicadores de un evento hipertermal en el tránsito Ypresiano-Luteciano del core de Fortuna (Murcia, Cordillera Bética)	185
A. Pérez-López y F. Pérez-Valera. El diapirismo como factor principal de la resedimentación de las rocas del Triásico durante el Terciario en las Zonas Externas de la Cordillera Bética	189
F.J. Pérez-Rivarés, G. Pardo, M. Garcés y C. Arenas. Periodicidad sedimentaria en el registro lacustre de la Unidad Tectosedimentaria T8 de la sección de San Capraso (Mioceno medio) del sector central de la Cuenca del Ebro	195
F. Pérez-Valera, A. Pérez-López y F. Serrano. Estudio de las rocas diapíricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia)	199
A. Salazar Rincón. El final del endorreísmo terciario en la Cuenca del Ebro	205
M.E. Sanz Montero, J.P. Rodríguez-Aranda y J.P. Calvo. Dolomitas primarias de ambiente lacustre salino: Mioceno de la Cuenca de Madrid	209
F. Solá, J.M. Fernández-Portal y M.C. Vargas-Romera. Carbonatos templados del límite Tortonense/Messinense en el Campo de Dalías (Almería, SE España)	213
J.M. Soria, A. Yébenes y J.E. Caracul. Estratigrafía del Messiniense y Plioceno en el margen norte de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). Cambios paleogeográficos asociados a la crisis de salinidad del Mediterráneo	219
J.E. Tent-Manclús y A. Estevez. Estratigrafía de los materiales cretácico-terciarios al Sur de Aspe	225
J.E. Tent-Manclús y A. Estevez. Estructura de los materiales cretácico-terciarios al Sur de Aspe	231
M. Vázquez-Urbez, C. Arenas y G. Pardo. Análisis isotópico ($\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$) de los depósitos carbonatados del sector de Borja - Tarazona: registro de cambios paleogeográfico en el Mioceno de la Cuenca del Ebro	237
J.A. Vera, J.M. Molina y R. Aguado. La Formación Majalczón (Calcarentas con <i>Microcodium</i> , Paleoceno, Subbético): situación e interpretación en el Terciario de la Cordillera Bética	241
C. Viseras, J.M. Soria, J.J. Durán y A. Arribas. Contexto geológico y sedimentario del yacimiento de grandes mamíferos Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix, Cordillera Bética)	247

Geotemas



Volumen 5

ISSN: 1576-5172

V Congreso del Grupo
Español del Terciario
Granada, 23-25 de septiembre, 2003

HOMENAJE AL PROFESOR D. JUAN ANTONIO VERA TORRES



Universidad de Granada
Dpto. de Estratigrafía y Paleontología



Instituto Geológico y Minero de España

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

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

Junta de Gobierno de la Sociedad Geológica de España

José P. Calvo Sorando (Presidente)
Alfonso Meléndez Hevia (Vicepresidente)
José Eugenio Ortiz Menéndez (Secretario)
Gabriel Gutierrez Alonso (Tesorero)
María José Huertas Coronel (Vicesecretaria)
Rosa Tejero López (Secretaria 2ª)
Jorge Cívís Llovera (Vocal)
Irene de Bustamante (Vocal)
Ana Rosa Soria de Miguel (Vocal)
Pablo Gumiel Martínez (Vocal)
Alfonso Muñoz Martín (Vocal)
Alfonso Sopena Ortega (Vocal)
Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (Vocal)

Editores de la Sociedad Geológica de España

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

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

GEOTEMAS

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

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

Depósito Legal: GR-1375-2003

ISSN: 1567-5172

Fotocomposición e impresión: arte impresores, s.l. - 18200 MARACENA (Granada)



V CONGRESO DEL GRUPO ESPAÑOL DEL TERCIARIO



Granada del 23 al 25 de septiembre de 2003

HOMENAJE AL PROFESOR D. JUAN ANTONIO VERA TORRES

Editores:

Jesús Miguel Soria Mingorance
Fernando García García
César Viseras Alarcón
Ferrán Colombo Piñol



Universidad de Granada
Dpto. de Estratigrafía y Paleontología



Instituto Geológico y Minero de España

COMITÉ ORGANIZADOR

PRESIDENTE	César Viseras Alarcón (Universidad de Granada)
SECRETARIO	Fernando García García (Universidad de Jaén)
VOCALES	Ferrán Colombo Piñol (Universidad de Barcelona) Juan José Durán Valsero (IGME) Juan Fernández Martínez (Universidad de Granada) Jesús Miguel Soria Mingorance (Universidad de Alicante)

COMITÉ CIENTÍFICO

Ana Alonso Zarza (Univ. Complutense)
Alfonso Arribas Herrera (IGME)
Juan Carlos Braga Alarcón (Univ. de Granada)
José Pedro Calvo Sorando (Univ. Complutense)
Ana Crepo Blanc (Univ. de Granada)
Antonio Estévez Rubio (Univ. de Alicante)
Antonio Jabaloy Sánchez (Univ. de Granada)
Agustín Martín Algarra (Univ. de Granada)
José Manuel Martín Martín (Univ. de Granada)
Wenceslao Martínez del Olmo (Repsol-YPF)
José Miguel Molina Cámara (Univ. de Jaén)
Eustoquio Molina Martínez (Univ. de Zaragoza)
Luis M. Nieto Albert (Univ. de Jaén)
Pedro Alejandro Ruiz Ortiz (Univ. de Jaén)
Joan Rosell Sanuy (Univ. Autónoma de Barcelona)

COMITÉ EDITORIAL

Juan Carlos Braga Alarcón (Univ. de Granada)
Ana Crepo Blanc (Univ. de Granada)
Manuel García Hernández (Univ. de Granada)
Ángel Carlos López Garrido (IACT)
Agustín Martín Algarra (Univ. de Granada)
José Manuel Martín Martín (Univ. de Granada)
Jorge Martínez Gallego (Univ. de Granada)
Antonio Ruiz Bustos (IACT)
Carlos Sanz de Galdeano Equiza (IACT)
Juan Ignacio Soto Hermoso (Univ. de Granada)

ÍNDICE

Presentación	11
R. Aguado, J.M. Molina y J.A. Vera La Formación Majalcorón (Calcarenititas con <i>Microcodium</i> , Paleoceno, Subbético): Bioestratigrafía	13
F.J. Alcalá-García, A. López-Galindo y M. Martín-Martín Evolución paleogeográfica del Burdigaliense inferior de la Alta Cadena (Subbético, provincia de Málaga, S de España)	19
F.J. Alcalá-García, J. Miró, P. Rodríguez y M. Martín-Martín Características estructurales y estratigráficas del substrato Plioceno del Delta del Llobregat (Barcelona, España). Aplicación a los estudios hidrogeológicos	23
L. Alegret, I. Arenillas, J. A. Arz y E. Molina Recuperación de la productividad primaria en el área del Tethys tras el evento del límite Cretácico/Terciario	27
A.M. Alonso-Zarza y C. Arenas Significado paleoambiental de las calcretas terciarias de la Fosa de Teruel. Microestructura e isótopos estables	31
A. Arribas, G. Garrido y P. Palmqvist Primera cita de <i>Hyaena (Parahyaena) brunnea</i> (Thunberg, 1820) (Mammalia, Carnívora) fuera de África: el registro del yacimiento del Plioceno superior de Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix-Baza, Granada, España)	37
J.M. Azañón, A. Azor, J.M. Carrillo, J.V. Pérez-Peña y J. Delgado Relación entre deslizamientos y encajamiento de la red fluvial: el ejemplo del Arroyo de Gor (Cuenca terciaria de Guadix, SE de España)	41
G. Booth-Rea y J.M. Azañón Extensión, magmatismo y mineralizaciones de Fe-Ba-Zn-Ag durante el Mioceno superior en la Cuenca de Vera	47
J. Delgado y G. Alonso-Gavilán Control tectónico de la sedimentación lacustre miocena en el área de Tordesillas (Valladolid) en la Cuenca del Duero	53
J. Delgado y G. Alonso Gavilán Los sistemas fluviales eocenos en Benegiles (Zamora), borde oeste de la Cuenca del Duero	57
C. Díaz Merino, M.C. Comas y W. Martínez del Olmo Secuencias de depósito neógenas del margen noroeste del Mar de Alborán, Cuenca de Málaga	61
J. Fullea, M. Fernández, L. Iribarren y J. Vergés Estructura cortical y litosférica en la transición Atlántico-Mediterráneo: observables geofísicos	67
F. García- García, J.M. Castro, J. Rey y P.A. Ruiz-Ortiz Sistemas de delta y plataforma en el Tortoniense del borde norte de la Cuenca del Guadalquivir (NE de Linares, provincia de Jaén)	71
F. García- García, J. Fernández y C. Viseras Controles sobre la geometría del <i>foreset</i> de los deltas pliocenos de Adra y Alhama de Almería (Cordillera Bética Oriental)	75

A. García-Alix Daroca, R. Minwer-Barakat, E. Martín Suárez y M. Freudenthal Correlación y paleoecología de los depósitos continentales del Turoliense (transición Tortoniense-Messiniense) de la Cuenca de Granada	81
G. Garrido y A. Arribas Primer registro de <i>Leptobos etruscus</i> (Falconer, 1868) (Mammalia, Artiodactyla) en la Península Ibérica: aportaciones a la taxonomía de los bovinos villafranquienses	85
R.E. Giacosa, J.M. Paredes, A. Nillni, M. Ledesma y F. Colombo Fallamiento normal terciario en la Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia Argentina	89
L. Gibert, C. Sanz de Galdeano, P. Alfaro, A.C. López Garrido y G. Scott Deslizamientos de bajo ángulo en la Cuenca de Baza (Cordillera Bética)	95
L. Gibert, G. Scott y C. Ferràndez-Cañadell Reinterpretación estratigráfica y magnetoestratigráfica de la sección del barranco de Orce (Cuenca de Baza, Granada). Implicaciones para la cronoestratigrafía del Plio-Pleistoceno y la edad de los yacimientos con homínidos de Orce	99
D. Gómez-Gras y A. Pineda Estratigrafía y análisis de facies del Terciario de Melilla	103
D. Gómez-Gras y K. Zoghlami Procedencia de las areniscas de la unidad superior de la Fm. Fortuna en el NE de Túnez	109
C. Gonzalvo y E. Molina Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del límite Ypresiense/Luteciense de Fortuna (Cordilleras Béticas, España)	113
A. Guerra-Merchán y F. Serrano Caracterización de un complejo abanico aluvial-lagoon a la base del relleno plioceno en la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética)	117
J.M. Insua Arévalo, F. Martín González, R. Capote y J.J. Martínez-Díaz Aspectos tectónicos del estudio gravimétrico de la Cuenca de Málaga	123
L. Iribarren, J. Vergés, J. Fulla y M. Fernàndez Balance volumétrico de sedimentos neógenos y cuaternarios en el margen Sud-Ibérico: implicaciones tectónicas	129
G. Jiménez Moreno Vegetación y clima durante el Mioceno medio en Europa central a partir del análisis polínico	133
F.C. Lopes y P. Proença Cunha Tertiary tectonic-sedimentary characters of the Algarve margin (SW Iberia)	137
F. López Olmedo, A. Díaz de Neira, A. Martín Serrano, J.P. Calvo, J. Morales y P. Peláez-Campomanes Estratigrafía de los depósitos arcóscicos en el sector occidental de la Cuenca de Madrid	141
M. Luján, A. Crespo-Blanc, F. Storti, J.C. Balanyá y F. Rossetti Aplicación de la modelización analógica a la estructura miocena de las Zonas Externas Béticas: control reológico de los sustratos evaporíticos y formación de cuencas de <i>piggy-back</i>	147
A. Luzón Aguado y A. González Rodríguez Unidades tectosedimentarias del sector septentrional de la Cuenca del Ebro (zona central): caracterización y factores de control	151

J.M. Martín, J.C. Braga, J. Aguirre y C. Betzler	
Modelos de sedimentación de carbonatos templados en el Plioceno de la Cuenca de Carboneras	155
W. Martínez del Olmo	
El olistostroma de Le Danois (Mar Cantábrico) como análogo del olistostroma de la Cordillera Bética	159
R. Minwer-Barakat, A. García-Alix Daroca, E. Martín Suárez, M. Freudenthal y C. Viseras	
Las asociaciones de micromamíferos del Plioceno del Tollo de Chiclana (Cuenca de Guadix, SE de España): interpretación paleoecológica	165
J.M. Molina y L.M. Nieto	
Calcarenitas y calizas del Oligoceno superior-Mioceno inferior discordantes sobre el Mesozoico en el Subbético al S de Jaén	171
J.M. Molina, J.A. Vera y R. Aguado	
La Formación Majalcorón (Calcarenitas con <i>Microcodium</i> , Paleoceno, Subbético): definición y descripción	175
M.J. Montes y F. Colombo	
Secuencias estratigráficas del Sinclinatorio del Guarga (Eoceno-Oligoceno. Cuenca de Jaca)	181
S. Ortiz y E. Molina	
Foraminíferos bentónicos como indicadores de un evento hipertermal en el tránsito Ypresiense-Luteciense del corte de Fortuna (Murcia, Cordillera Bética)	185
A. Pérez-López y F. Pérez-Valera	
El diapirismo como factor principal de la resedimentación de las rocas del Triásico durante el Terciario en las Zonas Externas de la Cordillera Bética	189
F.J. Pérez-Rivarés, G. Pardo, M. Garcés y C. Arenas	
Periodicidad sedimentaria en el registro lacustre de la Unidad Tectosedimentaria T6 de la sección de San Caprasio (Mioceno medio) del sector central de la Cuenca del Ebro	195
F. Pérez-Valera, A. Pérez-López y F. Serrano	
Estudio de las rocas diapíricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia)	199
A. Salazar Rincón	
El final del endorreísmo terciario en la Cuenca del Ebro	205
M.E. Sanz Montero, J.P. Rodríguez-Aranda y J.P. Calvo	
Dolomías primarias de ambiente lacustre salino: Mioceno de la Cuenca de Madrid	209
F. Sola, J.M. Fernández-Portal y M.C. Vargas-Romera	
Carbonatos templados del límite Tortoniense/Messiniense en el Campo de Dalías (Almería, SE España)	213
J.M. Soria, A. Yébenes y J.E. Caracuel	
Estratigrafía del Messiniense y Plioceno en el margen norte de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). Cambios paleogeográficos asociados a la crisis de salinidad del Mediterráneo	219
J.E. Tent-Manclús y A. Estévez	
Estratigrafía de los materiales cretácico-terciarios al Sur de Aspe	225
J.E. Tent-Manclús y A. Estévez	
Estructura de los materiales cretácico-terciarios al Sur de Aspe	231

M. Vázquez-Urbez, C. Arenas y G. Pardo

Análisis isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de los depósitos carbonatados del sector de Borja – Tarazona: registro de cambio paleogeográfico en el Mioceno de la Cuenca del Ebro 237

J.A. Vera, J.M. Molina y R. Aguado

La Formación Majalcorón (Calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): situación e interpretación en el Terciario de la Cordillera Bética 243

C. Viseras, J.M. Soria, J.J. Durán y A. Arribas

Contexto geológico y sedimentario del yacimiento de grandes mamíferos Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix, Cordillera Bética) 247

PRESENTACIÓN

Este número 5 de la revista *Geotemas* recoge un resumen extenso de los trabajos presentados, tanto en versión de comunicación oral como en panel, en el *V Congreso del Grupo Español del Terciario*, celebrado en Granada entre los días 23 y 25 de septiembre de 2003, bajo los auspicios de la Universidad de Granada, la Sociedad Geológica de España y el Instituto Geológico y Minero de España.

Las comunicaciones se presentaron distribuidas en seis sesiones temáticas que comprenden diferentes aspectos de la geología del Terciario: *Estratigrafía, Paleogeografía y Modelos Sedimentarios, Paleontología, Tectónica y Geología Regional, Petrología Sedimentaria y Geología y Geofísica Marina*. No obstante, hemos preferido organizar los trabajos en la revista por orden alfabético de autores, siguiendo el esquema utilizado en anteriores ediciones de *Geotemas*. En cumplimiento también de la normativa establecida por la SGE para esta publicación, todos los trabajos han sido sometidos a un Comité Editorial encargado de su revisión.

El *V Congreso del Grupo Español del Terciario* se dedica en homenaje al Profesor Juan Antonio Vera Torres, un incansable docente e investigador, cuya producción científica ha tenido una permanente repercusión sobre toda la comunidad geológica de nuestro país desde la década de los setenta.

Agradecemos su esfuerzo a las tres instituciones implicadas en este evento, a los miembros de los comités Editorial y Científico, a todos los autores, participantes y colaboradores en el Congreso y especialmente a Juan Antonio Vera, por tanto trabajo bien hecho.

Aprovechamos esta presentación para glosar de manera muy somera algo sobre el perfil humano y profesional de Juan Antonio Vera. En tal sentido, el personaje es tan ampliamente conocido que tal vez haría innecesaria esta presentación. No obstante, pensando en los mas jóvenes o menos próximos a Juan Antonio trazaremos algunas pinceladas de su vida y de su obra.

El profesor Vera cursa los estudios de Geología en la Universidad de Granada, obteniendo la licenciatura en 1963 con premio extraordinario. Bajo la dirección del profesor Fontbote, al que siempre consideró como su maestro, realiza su Tesis Doctoral obteniendo el grado de doctor en 1966, también con premio extraordinario. Durante este tiempo, ya inició su labor docente participando en las enseñanzas de Estratigrafía como profesor ayudante.

En 1966 incurrió breve pero intensamente en la Geología Aplicada, trabajando en el campo petrolífero de Ayoluengo (Burgos). Después regresa a Granada para dedicarse por entero a la actividad universitaria. No obstante, su relación con el mundo de la empresa se mantendría ininterrumpidamente a través de colaboraciones puntuales. Ya en Granada es nombrado profesor adjunto y se hace cargo de las enseñanzas de Estratigrafía y de Geología del Petróleo. Enseñanzas, las de Estratigrafía, que continúa desarrollando con total dedicación.

En 1968 consigue una beca de la fundación Juan March, con el objetivo de realizar un estudio integral del relleno sedimentario de la Cuenca de Guadix. Los resultados más relevantes quedarían recogidos en un trabajo publicado en 1970 en el *Boletín Geológico y Minero*, trabajo que sigue siendo fundamental y de referencia obligada en cualquier estudio sobre la estratigrafía de la cuenca.

En paralelo a su actividad investigadora y su ya intensa labor docente, transcurre su carrera universitaria. Una fecha clave en la misma sería mayo de 1970 cuando obtiene por oposición la plaza de Profesor Agregado y, tres años mas tarde, la de Catedrático. Desde esta posición proyectaría ilusión y sabiduría a la gente de su entorno, de manera muy especial a sus numerosos discípulos que hoy se encuentran repartidos por toda la geografía del país ocupando cargos de distinta responsabilidad.

Su total dedicación a la vida universitaria le llevó a ocupar numerosos cargos de gestión: Director de Departamento, de Sección, del Centro Mixto del CSIC, Jefe de Estudios de Ciencias del Colegio Universitario de Jaén

y Decano de la Facultad de Ciencias de Granada. Mención especial merece su labor como director del antiguo Departamento de Estratigrafía. La organización y configuración de la actual área de Estratigrafía no se podría entender sin la intensa y eficaz labor realizada por Juan Antonio. Su paso por Jaén como primer Jefe de Estudios de Ciencias organizando e impulsando los estudios de las distintas ramas de ciencias en aquel embrión de la actual Universidad de Jaén dejó un sello personal que aún se reconoce en el actual Departamento de Geología de aquella universidad, por otra parte, nutrido y dirigido en la actualidad por numerosos discípulos suyos. Abandona el cargo al ser nombrado Decano de la Facultad de Ciencias de Granada. Su dedicación, entusiasmo y buen hacer harían de su decanato uno de los mas relevantes y mejor recordados en la historia de la Facultad.

El trabajo de gestión no fue obstáculo para proseguir con una fructífera actividad investigadora que se continúa en la actualidad y que se concreta en la publicación de más de doscientos artículos científicos y varios libros. Sin duda, el reconocimiento a este trabajo fue uno de los argumentos que sus colegas utilizaron en 1986 para nombrarlo primer presidente de la Sociedad Geológica de España conscientes, con toda probabilidad, de que su enorme capacidad de trabajo era la mejor garantía de éxito para aquella empresa. Como así fue.

Como colofón a su carrera universitaria, en 1990 fue nombrado miembro de la Academia de las Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales de Granada y, más recientemente, miembro de la Real Academia de las Ciencias Exactas, Físicas y Naturales cuyo acto de toma de posesión tendrá lugar el 31 de octubre del presente año.

No quisiéramos terminar este breve recorrido por la vida de Juan Antonio sin resaltar como atributos fundamentales de su perfil humano su talante dialogante, su exquisito respeto a los demás y su enorme honestidad. Un buen hombre. Un gran geólogo. Un excelente amigo.

El Comité Organizador

La Formación Majalcorón (Calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): Bioestratigrafía

R. Aguado¹, J.M. Molina² y J.A. Vera³

1. Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Escuela Universitaria Politécnica de Linares, 23700 – Linares. raguado@ujaen.es
 2. Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Facultad de Ciencias Experimentales, 23071 – Jaén. jmmolina@ujaen.es
 3. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Facultad de Ciencias, 18071 – Granada. jvera@ugr.es

ABSTRACT

The Majalcorón Formation (calcarenites with *Microcodium*) crops extensively in the area located between Montefrío and Alcalá la Real. The underlying and overlying materials from several outcrops, including the holostratotype and parastratotype localities, of this formation were sampled and investigated using calcareous nanofossils. The biostratigraphic study shows that the onset of the calcarenitic deposition initiated in the early Paleocene (early Danian, calcareous nanofossil Subzone NTP1B). Some samples taken in the marlstones interbedded within the calcarenites are of late Danian to early Selandian age (calcareous nanofossil zones NTP5B to NTP7). The hemipelagic deposits immediately covering the calcarenites have slightly different ages (latest Danian to middle Selandian, calcareous nanofossil subzones NTP5C to NTP8C) depending of the locality. All these results show that most of the calcarenitic body was deposited during the early to latest Danian interval.

Key words: Early Paleocene, calcareous nanofossils, Subbetic, *Microcodium* calcarenites.

INTRODUCCIÓN

La Formación Majalcorón ha sido definida y descrita por Molina et al. (2003) en el Subbético (Cordilleras Béticas) y su interpretación genética e implicaciones paleogeográficas han sido analizadas por Vera et al. (2003), trabajos incluidos en este mismo volumen a los cuales se remite al lector interesado. Desde el punto de vista bioestratigráfico los únicos datos previos acerca de la edad de los materiales de la Fm. Majalcorón provienen de un breve trabajo (Martínez-Gallego y Roca, 1973) en el que se estudiaron, mediante foraminíferos planctónicos, los afloramientos de la Fuente de la Pileta, al N de Montefrío. Estos autores estudiaron algunas muestras en la base, parte media y techo del cuerpo calcarenítico con *Microcodium*, datándolo globalmente como Daniense superior (Zona de *Globorotalia trinidadensis*).

BIOESTRATIGRAFÍA

La litología dominante en la Fm. Majalcorón (calcarenitas con *Microcodium*) es poco favorable a la preservación de restos fósiles de microorganismos planctónicos, como foraminíferos o nanofósiles. Por este motivo, para la caracterización bioestratigráfica y datación de los materiales de esta formación se ha procedido sobre todo a un muestreo de los materiales infra- y suprayacentes en varios afloramientos, incluyendo los del holoestratotipo y paraestratotipo, además de otras

localidades. El estudio bioestratigráfico se ha realizado mediante nanofósiles, grupo que ofrece, durante el Terciario, una resolución similar a la que proporcionan los foraminíferos planctónicos. La posición de las diferentes muestras estudiadas, con respecto al muro y al techo de la formación, en cada uno de los cortes, se representa en la figura 1.

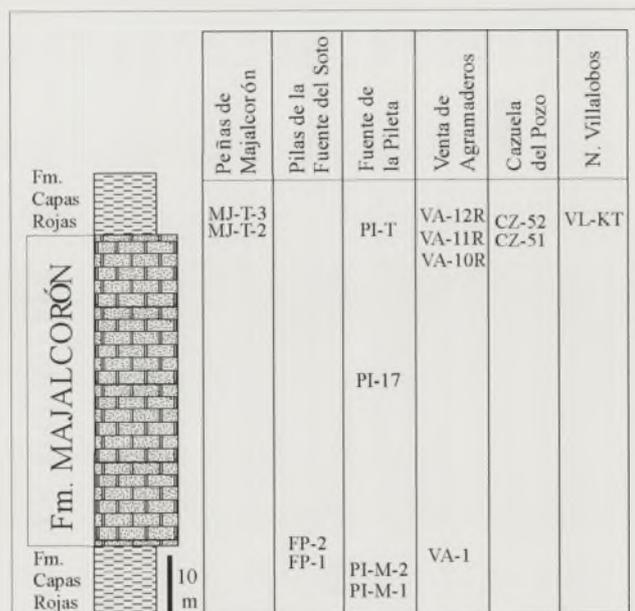


Figura 1. Posición de las diferentes muestras estudiadas, con respecto al muro y al techo de la Formación Majalcorón, en cada uno de los cortes.

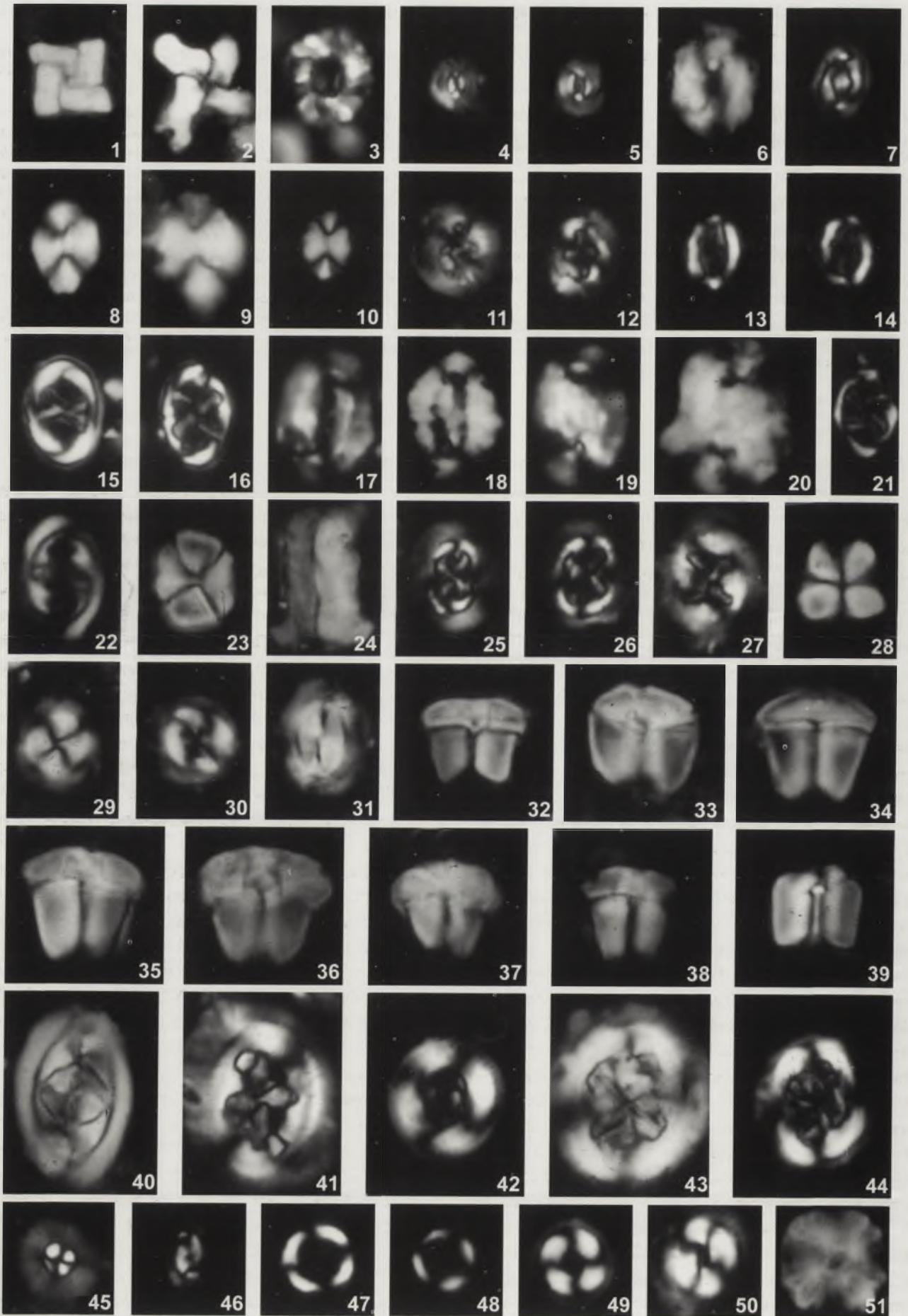


Figura 2. Microfotografías de nanofósiles característicos de los niveles infra- y suprayacentes a la Fm. Majalcorón. Todas están tomadas con nicoles cruzados y presentan una ampliación de 3000x.

1, *Micula murus*, muestra PI-M-1; 2, *Micula prinsii*, muestra PI-M-1; 3, *Cribracorona gallica*, 0°, muestra PI-M-1; 4, *Neobiscutum parvulum*, 45°, muestra FP-1; 5, *Neobiscutum romeinii*, 45°, muestra FP-1; 6, *Neocrepidolithus neocrassus*; 4, 45°, muestra FP-1; 7, *Neocrepidolithus* sp. cf. *N. dirimosus*, 40°, muestra FP-2; 8-10, *Neocrepidolithus fossus*; 8, 30°, muestra FP-1; 9, 45°, muestra FP-1; 10, 30°, muestra FP-1; 11, *Cruciplacolithus primus*, 20°, muestra FP-2; 12, *Cruciplacolithus asymmetricus*, 0°, muestra MJ-T-2; 13-14, *Hornibrookina edwardsii*; 7, 0°, muestra FP-1; 13, 45°, muestra FP-2; 14, El mismo espécimen que 13, a 0°; 15-16, 21, *Neochiastozygus modestus*, 15, 30°, muestra MJ-T-2; 16, 45°, muestra MJ-T-2; 21, 45°, muestra VL-KT; 17, *Ellipsolithus* sp. cf. *E. bollii*, 30°, muestra MJ-T-2; 18, *Ellipsolithus distichus*, 40°, muestra VL-KT; 19, 20, *Ellipsolithus macellus*, 45°, muestra MJ-T-2; 22, *Placozygus sigmoides*, 20°, muestra VL-KT; 23, 24, *Semihololithus kerabyi*; 23, Vista apical, 45°, muestra MJ-T-2; 24, Vista lateral, 30°, muestra MJ-T-2; 25-26, *Sullivania danica*; 25, 30°, muestra MJ-T-2; 26, 20°, muestra VL-KT; 27, 42, *Sullivania consueta*, muestra VL-KT; 27, 45°; 42, 10°; 28, *Sphenolithus primus*, 0°, muestra VL-KT; 29, *Toweius* sp. cf. *T. pertusus*, muestra MJ-T-2; 30, *Toweius pertusus*, 0°, muestra VL-KT; 31, *Toweius tovae*, 0°, muestra MJ-T-2; 32-34, *Fasciculithus pileatus*; 32, 33, 45°, muestra MJ-T-2; 34, 30°, muestra VL-KT; 35, *Fasciculithus* sp. cf. *F. jani*, 25°, muestra MJ-T-2; 36-38, *Fasciculithus jani*, muestra MJ-T-2; 36, 38, 10°; 37, 45°; 39, *Fasciculithus involutus*, 45°, muestra MJ-T-2; 40, *Neocrepidolithus?* sp., 0°, muestra MJ-T-2; 41, *Cruciplacolithus tenuis*, 30°, muestra VL-KT; 42, *Ericsonia robusta*, 0°, muestra VL-KT; 43-44, *Chiasmolithus edentulus*, 30°; 43, muestra MJ-T-3; 44, muestra MJ-T-2; 45, *Markalius inversus*, muestra VL-KT; 46, *Prinsius martinii*, 0°, muestra VL-KT; 47, 48, *Coronocyclus nitescens*, muestra VL-KT; 49, *Ericsonia subpertusa*, muestra VL-KT; 50, *Coccolithus pelagicus*, 0°, muestra VL-KT; 51, *Bomolithus* sp. cf. *B. elegans*, muestra MJ-T-2.

En general, en las muestras estudiadas, los nanofósiles son abundantes y su grado de preservación es moderado. Las asociaciones son bastante diversificadas (Fig. 2) y características de paleolatitudes medias-bajas. Llama la atención la presencia, en todas las muestras terciarias, de una fracción variable de nanoflora resedimentada que incluye, fundamentalmente, taxones del Cretácico superior (Campaniense y Maastrichtiense) aunque también algunos del Cretácico inferior. La fracción de nanofósiles resedimentados disminuye a medida que, desde el límite Cretácico/Terciario, nos desplazamos hacia materiales más recientes. Con objeto de proporcionar la máxima resolución posible en el estudio de las muestras terciarias, hemos tratado de aplicar el esquema zonal de Varol (1989) para paleolatitudes bajas, al cual nos referiremos en adelante. En la figura 3 presentamos un esquema de correlación entre esta biozonación y las estándar de Martini (1971) y de Okada y Bukry (1980), por lo que la transcripción entre ellas es inmediata. Para las muestras cretácicas utilizamos el esquema bioestratigráfico desarrollado por Aguado (1993).

En el holoestratotipo (Peñas de Majalcorón) y áreas próximas (Pilas de la Fuente del Soto), las muestras tomadas inmediatamente bajo la base de la Fm Majalcorón (FP-1 y FP-2) han proporcionado una asociación de nanofósiles caracterizada por la presencia de *Cruciplacolithus primus*, *Neobiscutum parvulum* y *N. romeinii*, como taxones más destacados. Esta asociación, junto a la ausencia de representantes del género *Futyania*, nos permite asignar estas muestras a la Subzona NTp1B de Varol (1989), de edad Daniense inferior. Las muestras inmediatamente por encima del cuerpo calcarenítico (MJ-T-2 y MJ-T-3) contienen una asociación muy diversa que presenta, como taxones más significativos, *Fasciculithus pileatus*, *F. involutus*, *F. jani*, *Sphenolithus primus*, *Ellipsolithus distichus*, *E. macellus* y *Sullivania danica*. Esta asociación,

junto a la ausencia de *Fasciculithus tympaniformis*, permite asignar estas muestras a la SubZona NTp8C de Varol (1989), de edad Selandiense medio (Varol, 1998).

En el paraestratotipo (Fuente de la Pileta), las muestras estudiadas algunos metros por debajo de la Fm. Majalcorón (PI-M-1 y PI-M-2) han resultado ser de edad Cretácico superior. La presencia de la asociación compuesta por *Micula prinsii*, *M. murus*, *Cribracorona gallica* y *Lithrapiidites quadratus* como especies más significativas, permite asignarlas a la Zona de *Micula prinsii*, de edad Maastrichtiense terminal (Aguado, 1993). Las muestras tomadas en niveles más margosos situados en la parte media (PI-17), e inmediatamente por encima (PI-T) del cuerpo calcarenítico, contienen asociaciones pobremente preservadas, caracterizadas por la presencia de *Prinsius martinii*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Sullivania danica* y *Ericsonia robusta*. La asociación anterior, junto a la ausencia de taxones resistentes a la diagénesis, como los representantes de los géneros *Fasciculithus* y *Sphenolithus*, nos permitiría asignar estas muestras al intervalo comprendido entre las zonas NTp5B y NTp7, ambas incluidas (Varol, 1989). Este intervalo equivale, en parte, a las zonas NP3 y NP4 de Martini (1971) y CP2 y CP3 de Okada y Bukry (1980) y tiene una edad Daniense superior o a lo sumo un Selandiense inferior (Fig. 3).

Además de en el holoestratotipo y paraestratotipo, se han tomado muestras en otras localidades (Venta de Agramaderos, Cazuela del Pozo y N de Villalobos) con objeto de complementar las dataciones realizadas. En la Venta de Agramaderos, la muestra tomada bajo el muro de la Fm. Majalcorón (VA-1) presenta una asociación muy similar a la del paraestratotipo, caracterizada por la presencia de *Micula prinsii*, *M. murus*, *Cribracorona gallica* y *Lithrapiidites quadratus* como especies más significativas, y asignable a la Zona de *M. prinsii* de edad Maastrichtiense terminal

(Aguado, 1993). En esta misma localidad se tomó una secuencia de muestras en un relleno margoso situado sobre el techo del cuerpo calcarenítico con *Microcodium*. De ellas, las más bajas (VA-10R y 11R), con la asociación compuesta por *Ericsonia cava*, *E. subpertusa*, *E. robusta*, *Prinsius martinii*, *Ellipsolithus macellus*, *Neochiastozygus modestus* y *Toweius pertusus* como especies más representativas, podrían ser asignadas a la Subzona NTP6 de Varol (1989). Sin embargo, como el estado de preservación no es bueno, y dado que otros taxones que no han sido encontrados, (como *Neochiastozygus eosaepe* o *Chiasmolithus edentulus*) son bastante escasos, cabría ampliar su asignación al intervalo comprendido entre las zonas NTP6 y NTP7, ambas incluidas, que se correspondería con una edad Daniense terminal-Selandiense inferior (Fig. 3). La muestra más alta del relleno (VA-12R) se caracteriza por contener, además de las especies de la asociación anterior, *Ellipsolithus distichus*, *Chiasmolithus edentulus*, *Hornibrookina teuriensis* y *Sphenolithus primus*. Dicha asociación, junto con la ausencia de representantes del género *Fasciculithus*, permite asignarla a la Subzona NTP8A de edad Selandiense inferior (Fig. 3). En la Cazueta del Pozo, las muestras tomadas por encima del cuerpo calcarenítico (CZ-51 y CZ-52), presentan una asociación caracterizada por la pre-

sencia de *Ellipsolithus distichus*, *Prinsius martinii*, *Sullivania danica*, *Hornibrookina teuriensis*, *Toweius pertusus*, *Neochiastozygus modestus* y *Ericsonia robusta*, como especies más significativas. Dicha asociación es compatible con el intervalo comprendido entre las zonas NTP6 y NTP7, y una edad Daniense terminal a Selandiense inferior. En el área situada al N de Villalobos se produce el acuñaamiento lateral de la Fm. Majalcorón, con la desaparición del cuerpo calcarenítico con *Microcodium*. Las margas y margocalizas situadas sobre ella por correlación lateral (muestra VL-KT) contienen una asociación diversa y bien preservada dentro de la que destacan, como especies más significativas, *Chiasmolithus bidens*, *Fasciculithus billii*, *F. involutus*, *F. janii*, *F. pileatus*, *F. tympaniformis*, *Heliolithus kleinpelli*, *Sullivania consueta*, *Ellipsolithus distichus*, *E. macellus* y *Coronocycclus nitescens*. Esta asociación es característica de la Subzona NTP10C de Varol (1989) de edad Selandiense terminal.

EDAD DE LA FORMACIÓN MAJALCORÓN

De acuerdo con todos los datos resultantes del estudio bioestratigráfico mediante nanofósiles, expuestos en el apartado anterior, habría que concluir que el inicio del depósito de los materiales de la Fm. Majalcorón tuvo lugar en la parte baja del Daniense inferior, coincidiendo con (o con posterioridad a) la Subzona NTP1B de Varol (1989). El final del depósito de los materiales de la Fm. Majalcorón, a tenor de los resultados obtenidos, resulta ser heterocrónico. En el área del holoestratotipo (Peñas de Majalcorón), los materiales situados inmediatamente por encima pertenecen a la Subzona NTP8C, de edad Selandiense medio. Sin embargo, en la Fuente de la Pileta y en Venta de Agramaderos, la edad de dichos materiales es Daniense terminal-Selandiense inferior (como máximo Subzona NTP8A). Por tanto, la mayor parte de las calcarenitas con *Microcodium* de la Fm. Majalcorón debió depositarse durante el intervalo comprendido entre el Daniense basal y hasta el final del Daniense llegando, sólo en algunas localidades, hasta el Selandiense.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado como contribución a los grupos de investigación 4064, RNM-200, RNM-208 (Junta de Andalucía) y Proyectos de Investigación BTE2000-1151 y BTE2001-2852 de la Dirección General de Investigación (Ministerio de Ciencia y Tecnología).

REFERENCIAS

Aguado, R. (1993): *Nannofósiles del Cretácico de la Cordillera Bética. Bioestratigrafía*. Tesis Doctoral, Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Univ. Granada, 413 p.

EDAD	Martini (1971)		Okada y Bukry (1980)		Varol (1989)		Bioeventos de nanofósiles
	NP	CP	NP	CP	NTp	NTp	
PALEOCENO	SELANDIENSE						
	NP6	CP5	NP5	CP4	NTp10	A	+ <i>F. pileatus</i> , <i>F. janii</i> * <i>H. kleinpelli</i> * <i>C. bidens</i>
							+ <i>C. primus</i> , <i>N. saepe</i>
	NP4	CP3	NP4	CP3	NTp8	B	* <i>F. tympaniformis</i> , + <i>N. neocrass.</i> * <i>F. pileatus</i> , <i>F. janii</i> , <i>F. involutus</i> * <i>F. ulii</i> , <i>F. billii</i> * <i>S. primus</i> , + <i>F. chowii</i>
							+ <i>C. edentulus</i>
	NP3	CP2	NP3	CP2	NTp5	A	+ <i>N. cruciatus</i> * <i>E. macellus</i> * <i>P. martinii</i>
							+ <i>H. edwardsii</i> + <i>F. attewellii</i> , <i>C. alta</i> * <i>E. subpertusa</i> * <i>S. danicas</i> , <i>H. edwardsii</i>
	NP2	CP1B	NP2	CP1B	NTp3	A	* <i>P. dimorphosus</i> , + <i>F. attewellii</i>
							+ <i>C. pelagicus</i> * <i>C. intermedius</i> , + <i>N. parvulum</i>
	NP1	CP1A	NP1	CP1A	NTp1	A	* <i>Futyonia</i> spp. * <i>F. petalosa</i> * <i>C. primus</i> * <i>B. sparsus</i> , <i>C. alta</i>
DANIENSE							

Figura 3. Cuadro de correlación bioestratigráfica de las zonaciones de Martini (1971), Okada y Bukry (1980) y Varol (1989) y edad atribuida a las diferentes zonas. Se indican, además, los bioeventos de nanofósiles más significativos que se utilizan en la definición de las biozonas. Los símbolos * y + significan, respectivamente, biohorizontes de primera aparición y última presencia.

- Martínez-Gallego, J. y Roca, A. (1973): Estudio del Danés de la cuenca nummulítica de Montefrío-Alcalá la Real. Correlación con el de Alamedilla. (Zona Subbética). *Cuadernos de Geología, Univ. Granada*, 4: 93-97.
- Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. En: *2nd Planktonic Conference* (A. Farinacci, Ed.). Edizioni Tecnoscienza, Roma, 2: 739-785.
- Molina, J.M., Vera, J.A. y Aguado, R. (2003): La Formación Majalcorón (calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): definición y descripción. *Geotemas*, 5 (este volumen).
- Okada, H. y Bukry, D. (1980): Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973;1975). *Marine Micropaleontology*, 5: 321-325.
- Varol, O. (1989): Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy. En: *Nannofossils and their applications* (J. A. Crux y S. E. Van-Heck, Eds.). Ellis Horwood Ltd., Chichester, 267-310.
- Varol, O. (1998): Palaeogene. En: *Calcareous nannofossil biostratigraphy* (P. R. Bown, Ed.). Chapman & Hall, London, 200-224.
- Vera, J.A., Molina, J.M. y Aguado, R. (2003): La Formación Majalcorón (calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): situación e interpretación en el Terciario de la Cordillera Bética. *Geotemas*, 5 (este volumen).

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
DEPARTMENT OF CHEMISTRY

REPORT OF THE RESEARCH GROUP ON
THE CHEMISTRY OF THE
ATMOSPHERE

BY
J. H. SEARS
AND
R. W. WOOD

Submitted to the Department of Chemistry
in partial fulfillment of the requirements
for the degree of Doctor of Philosophy
at the University of Chicago
Chicago, Illinois
1955



Evolución paleogeográfica del Burdigaliense inferior de la Alta Cadena (Subbético, provincia de Málaga, S de España)

F.J. Alcalá-García^{1,2}, A. López-Galindo³ y M. Martín-Martín⁴

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

2. Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica, Univ. Politécnica de Cataluña, 08034 Barcelona (España) francisco.alcala@upc.es

3. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-Univ. de Granada, Facultad de Ciencias, 18002 Granada (España)

4. Departamento de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente. Univ. de Alicante. AP 99, 03080 Alicante (España) manuel.martin@ua.es

ABSTRACT

The stratigraphic and mineralogical study of several burdigalian series of the High Chain (Subbetic), Tajo Almarado (Penibetic), Águila Complex, Argüelles succession and Zafarraya type Units allow to define an early Burdigalian Depositional Sequence and show some sedimentological differences among them. Three types of sedimentary contributions have been observed: from the emerged subbetic reliefs, numidian-like sediments and basinal silexites. The numidian influence in subbetics series comes from erosion of the African Plate. This allows to propose the existence of a paleogeographic domain in the transition to a basin connected to the above mentioned source areas, conditioned by the tectonic structuring of the South-Iberian margin during this age.

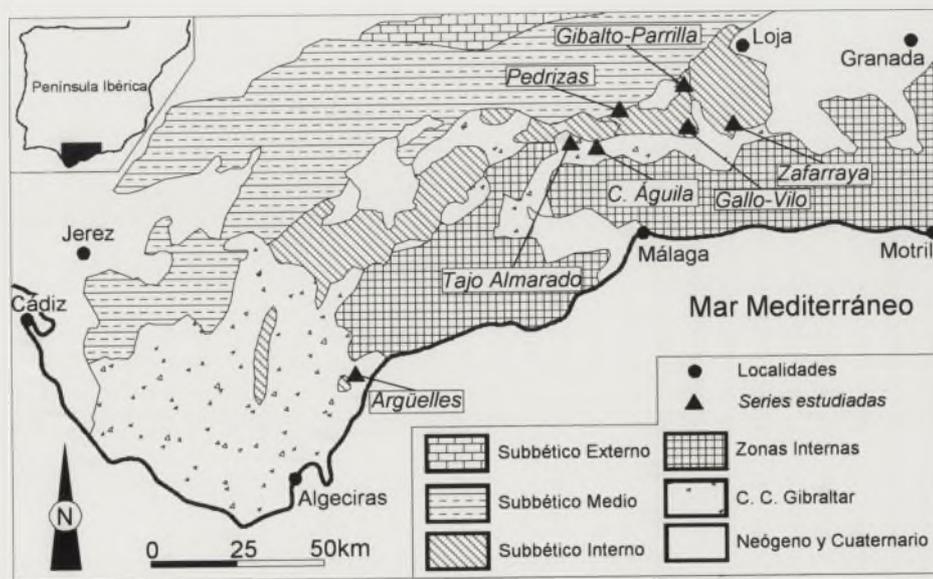
Key words: Tertiary, early Burdigalian, clay mineralogy, Paleogeography, Subbetic.

INTRODUCCIÓN

La región montañosa de la Alta Cadena se sitúa al NE de la provincia de Málaga (Fig. 1), dentro del dominio paleogeográfico del Subbético de las Zonas Externas Béticas (Azema et al., 1979). Presenta una estructura tectónica muy compleja, formada por varias escamas subbéticas apiladas vergentes al Sur, con una serie mesozoica que va desde el Triásico hasta el Cretácico Inferior (Peyre, 1974). Los materiales terciarios se agrupan en cuatro secuencias deposicionales principales de

edad Paleoceno, Eoceno Inferior-Medio s.l., Oligoceno Superior-Aquitaniense inferior y Burdigaliense inferior (Alcalá-García et al., 1998a) que se sitúan de forma discordante entre ellas y sobre los materiales mesozoicos. La sedimentación terciaria está ligada durante el Paleógeno a ambientes de plataforma y a ambientes más pelágicos durante el Burdigaliense inferior (Alcalá-García et al., 1998a).

La Alta Cadena constituyó durante el Terciario una zona distal del paleomargen Sud-Ibérico, próxima al dominio del surco de los Flysch que separaba las Zonas Internas de las



Externas Béticas (Martín-Algarra, 1987). A partir del Cretácico Superior se vio afectada por una tectónica compresiva que finalizó con la colisión de las Zonas Internas con las Zonas Externas durante el Burdigaliense medio (Martín-Algarra, 1987; Zeck et al., 1989), condicionando la aparición de diferentes ciclos sedimentarios en el registro sedimentario, referidos en unos casos a procesos glacioeustáticos y en otros a eventos tectónicos (Alcalá-García et al., 1998a).

Este estudio presenta las principales características del registro estratigráfico y características mineralógicas del Burdigaliense inferior de la Alta Cadena, zona expuesta durante esta época a aportes sedimentarios provenientes de diferentes dominios paleogeográficos y a una tectónica compresiva.

RESULTADOS

Se han estudiado los tramos burdigalienses de las series de Tajo-Almarado (Penibético: Martín-Algarra, 1987), Complejo de Argüelles y Complejo del Águila (Unidades tipo Argüelles: Alcalá-García et al., 1998b), y Pedrizas, Zafarraya, Gallo-Vilo y Gibalto-Parrilla (Alcalá-García et al., 1998a) (Fig. 1). El estudio de la nanoflora calcárea atribuye una edad máxima Burdigaliense inferior basal (zona NN2) a todas las series, constatado por la presencia de *Discoaster drugii* y la ausencia de *Sphenolithus belemnus*.

El registro estratigráfico se divide en tres tramos que conforman la Secuencia Depositional del Burdigaliense inferior (SDBI: Alcalá-García et al., 1998a): un tramo basal de silixitas con margas intercaladas, más potentes y numerosas a techo, presente en todas las series; un tramo medio de margas silíceas con intercalaciones de tufitas y silixitas que aflora en todas las series; y un tramo superior de margas silíceas, silixitas y arcillas plásticas marrones que aflora de forma visible

únicamente en las series de Argüelles y Zafarraya, donde también incluye areniscas cuarzosas (Numidoide).

Se ha realizado el análisis mineralógico de muestras tomadas en los tramos margosos mediante difracción de rayos X, utilizando un difractómetro modelo Phillips PW 1710 con rendija automática, radiación CuK α y velocidad de exploración de 2° a 6° por minuto desde 2° 2 θ a 60° 2 θ . La mineralogía total está compuesta por calcita (30-65 %), filosilicatos (18-41 %) y cuarzo (4-21 %), y cantidades menores de feldespatos (< 5 %) y dolomita (< 7 %). La mineralogía de arcillas está compuesta por esmectita (15-49 %), illita (15-37 %), interstratificados I/S (19-42 %), caolinita (< 20 %), paligorskita (< 6 %) y clorita (< 13 %). Esta asociación mineral (esmectita + illita + interstratificado I/S) proviene principalmente de la desmantelación de materiales subbéticos infrayacentes, principalmente mesozoicos (Alcalá-García et al., 1998a).

Las series de Zafarraya, Tajo Almarado y Argüelles presentan facies de arcillas plásticas y silixitas con una asociación mineral compuesta por illita + esmectita + caolinita + interstratificado I/S. La reconstrucción paleogeográfica indica que el aporte numídico aparece únicamente en las series más internas del Subbético interno. Ruiz Cruz y Rodríguez Jiménez (1996) obtuvieron una similar asociación mineral en materiales numídicos del Complejo del Campo de Gibraltar, asignándolos a la erosión del basamento hercínico cristalino Norte africano y posterior depósito en el Surco de los Flysch. La posterior estructuración de mantos béticos produjo su removilización.

El estudio mineralógico de materiales terciarios de la Zona Interna Bética indican una asociación mineral compuesta por (illita + clorita) + (interstratificado I/S + esmectita) \pm caolinita, debida a la erosión de diferentes dominios internos béticos (Galán et al., 1984).

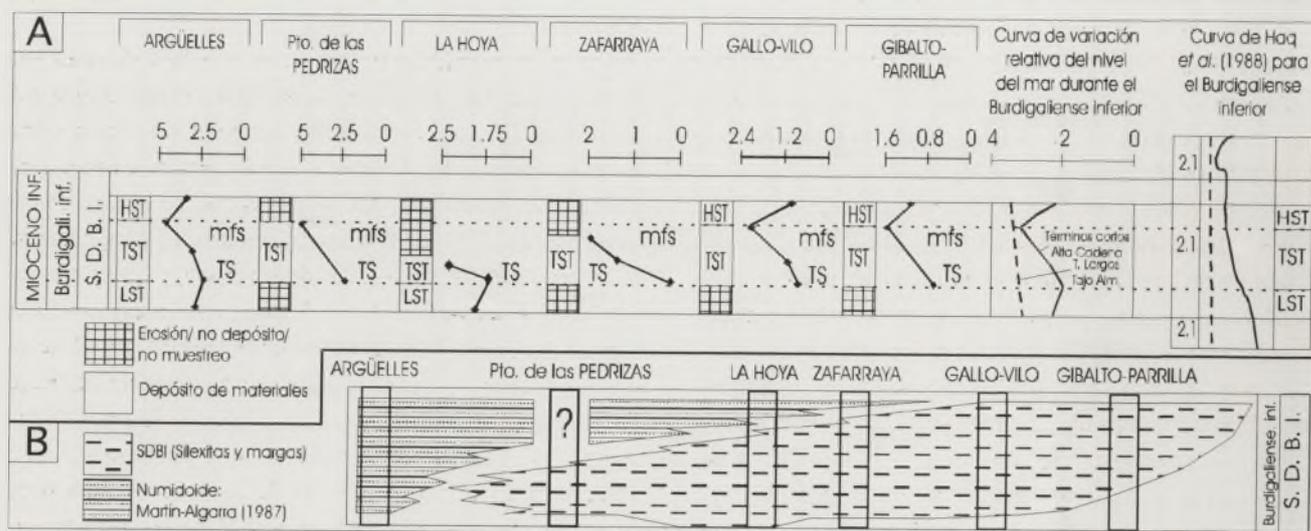


Figura 2. A: Correlación mineralógica de las series burdigalienses estudiadas, de más proximal (derecha) a más distal (izquierda). Curva de variación relativa del nivel del mar para cada serie y curva sintética conjunta, según la fórmula propuesta por Daoudi et al. (1995). Curva eustática propuesta por Haq et al. (1988). Cortejos sedimentarios de la Secuencia Depositional del Burdigaliense inferior (SDBI). B: Unidades litoestratigráficas

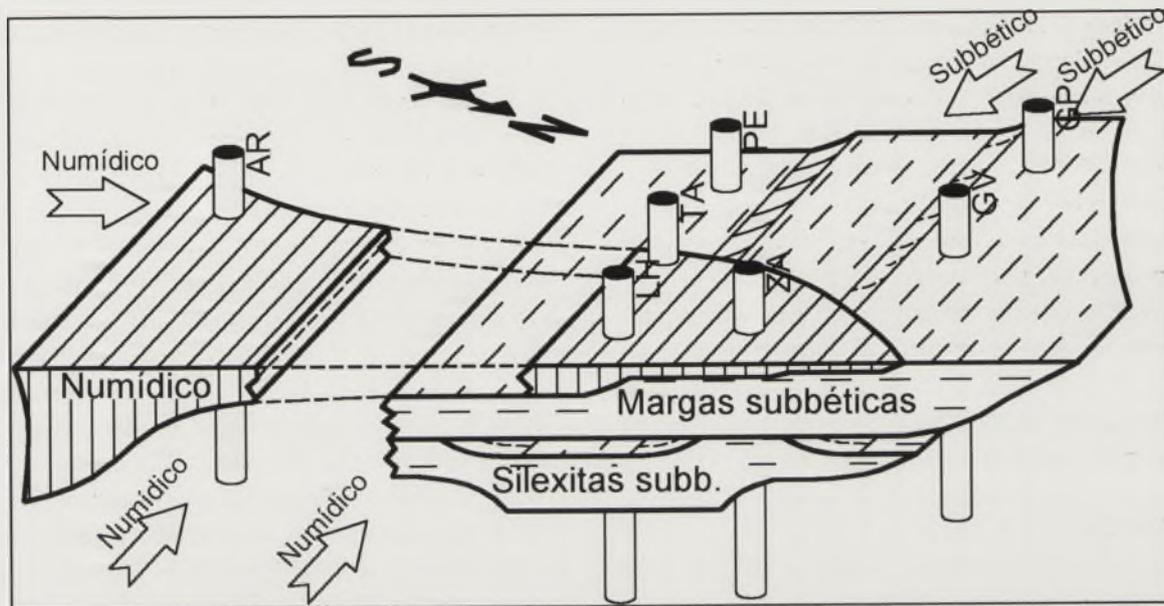


Figura 3. Cuadro resumen de la evolución paleogeográfica del Burdigaliense inferior de la Alta Cadena, indicando la sedimentación más interna a la izquierda y más externa a la derecha, obtenida del análisis mineralógico, y la dirección de avance de aportes sedimentarios numídicos y subbéticos.

CURVA DE VARIACIÓN RELATIVA DEL NIVEL DEL MAR

Se ha aplicado la relación mineral [esmeclita + caolinita / illita] propuesta por Daoudi et al. (1995) como relación que permite obtener los ciclos de variación relativa del nivel del mar que afectan a la SDBI. Su uso se justifica por el diferente comportamiento hidrodinámico de los minerales de la arcilla en medio marino (Gibbs, 1977). La curva obtenida es función de las variaciones relativas del nivel del mar, estando poco influenciada por cambios bruscos en los aportes sedimentarios, diagénesis o variaciones climáticas. Su correlación, en cada serie, permite construir una curva local de variación relativa del nivel del mar para la zona, que presenta una correlación muy adecuada con la curva eustática general de Haq et al. (1988) para los términos de 3er y 4º orden (Fig. 2).

Los valores de la relación esmeclita + caolinita / illita y observaciones de campo permiten agrupar el registro sedimentario en un único ciclo sedimentario homogéneo y distal de naturaleza transgresiva que conforma la SDBI. Su homogeneidad sedimentaria hace difícil reconocer los cortejos sedimentarios, pero la curva mineralógica obtenida (Fig. 2), parece indicar la existencia de un cortejo de nivel marino bajo (LST) asociado a silixitas, una superficie de transgresión (TS) y un cortejo de nivel marino alto (HST), asociados ambos a margas con intercalaciones de silixitas. Se ha detectado un máximo valor relativo del nivel del mar que podría coincidir con la superficie de máxima inundación (mfs) asociada a niveles más margosos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La sedimentación pelágica burdigaliense de la Alta Cadena se desarrolla durante una transgresión que condiciona un depósito discordante sobre materiales infrayacentes mesozoicos y terciarios. Se ha constatado, además de los aportes propios subbéticos, la entrada en la cuenca de materiales numídicos progradantes provenientes en última instancia de la erosión de la Placa Africana que han sido detectados, bien de forma visual o bien a partir de su asociación mineralógica, en las series más internas (Argüelles, La Hoya, Zafarraya y Tajo Almarado).

El aporte numídico es sincrónico con la sedimentación silixítica cuencal y la sedimentación más detrítica propia del Subbético, existiendo diferencias mineralógicas entre estos diferentes aportes. En la serie de Tajo Almarado se han observado niveles de arenas finas cuarzosas que evidencian entradas esporádicas turbidíticas de origen numídico progradantes. Las series de Zafarraya (Unidad de Zafarraya) y Complejos de Argüelles y del Águila (Unidades tipo Argüelles) muestran claros signos numídicos en su litología y mineralología. Concretamente la serie de Argüelles muestra una influencia numídica turbidítica a partir del Aquitaniense inferior. El resto de las series de la Alta Cadena se asocian a una plataforma abierta alimentada a partir de la erosión de los relieves subbéticos emergidos. No se ha observado en ninguna serie estudiada evidencia visual ni mineralógica de sedimentación proveniente desde las Zonas Internas Béticas durante el Burdigaliense inferior.

Martín-Algarra (1987) propuso un modelo tectónico para el contacto entre las Zonas Internas y Externas Béticas en el que la Alta Cadena se desplazaría hacia las Zonas Externas, tal y como evidencian las estructuras tectónicas actuales, mientras que la Unidad de Zafarraya y Unidades tipo Zafarraya avanzarían en dirección hacia las Zonas Internas mediante cabalgamientos, quedando descolgadas de la zona de plataforma de la Alta Cadena por la aparición de fallas normales anti-téticas que las desplazarían hasta posiciones próximas al surco de los Flysch.

Los datos expuestos permiten proponer que las Unidades tipo Argüelles debieron constituir un dominio paleogeográfico de transición entre las Zonas Externas Béticas y una cuenca que recibía material de tipo numídico durante el Burdigaliense inferior, como se ha puesto de manifiesto en la sedimentación y características mineralógicas de los sedimentos de sus series.

El análisis mineralógico de varias series burdigalienses ha mostrado ser una buena herramienta en el estudio de reconstrucción paleogeográfica del dominio Externo Bético antes de la colisión con las Zonas Internas Béticas durante el Burdigaliense inferior-medio.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado con el soporte económico de los proyectos de la DGI BTE2000-0299, HID1999-0205, PB95-1271-C02-01 y el Grupo de la Junta de Andalucía RNM179.

REFERENCIAS

- Alcalá-García F.J., Martínez-Gallego J., López-Galindo A. y Martín-Martín M. (1998a): Mineralogía del Terciario de la Alta Cadena (NE de la provincia de Málaga: S de España). Implicaciones paleogeográficas y sedimentológicas. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 21: 163-175.
- Alcalá-García F.J., Serra-Kiel J., Martínez-Gallego J., López-Galindo A. y Martín-Martín M. (1998b): Primeros datos sobre la mineralogía del Complejo del Águila: Unidades tipo Argüelles (N de la provincia de Málaga, S de España). Implicaciones paleogeográficas. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 21: 207-210.
- Azéma J., Foucault A., Fourcade E., García-Hernández M., González-Donoso J. M., Linares D., López-García A.C., Rivas P. y Vera J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. (J.A. Vera, A.C. López-Garrido y M. García-Hernández, eds.) Serv. Pub. Univ. de Granada, 99 págs.
- Daoudi L., Deconinck J.F., Witan O. y Rey J. (1995): Impact des variations du niveau marin sur les argiles: exemple du Crétacé inférieur du bassin d'Essaouira (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris. Série IIa*. 707-711.
- Galán, E., González, J. M., Fernández-Nieto, C. y Barceló, G. (1984): Mineralogía de los materiales de la formación de la Viñuela (Cordilleras Béticas). *Est. Geol.*, 40: 259-267.
- Gibbs R.J. (1977): Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petrol.*, 47(1): 237-243.
- Haq B.U., Hardenbol J. y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: *Sea-level changes. An integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Vagoner eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 71-108.
- Martín-Algarra A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 1171 págs.
- Peyre Y. (1974): *Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. de Paris, Inst. Nat. Agronomique, 528 págs.
- Ruiz-Cruz M.D. y Rodríguez-Jiménez P. (1996): Contribución de la mineralogía de arcillas al análisis de procedencia en los flyschs del Campo de Gibraltar. *Geogaceta*, 20(7): 1484-1487.
- Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A. y Martín-Algarra, A. (1989): A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169: 215-220.

Características estructurales y estratigráficas del substrato Plioceno del Delta del Llobregat (Barcelona, España). Aplicación a los estudios hidrogeológicos

F.J. Alcalá-García^{1,2}, J. Miró³, P. Rodríguez³ y M. Martín-Martín⁴

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

2. Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica, Universidad Politécnica de Cataluña, 08034 Barcelona (España) francisco.alcala@upc.es

3. Aigües del Prat S. A. Plaça de la Vila, 9, 08820 El Prat de Llobregat (Barcelona), España jmiro@aiguesdelprat.es

4. Departamento de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente. Univ. de Alicante. AP 99, 03080 Alicante (España) manuel.martin@ua.es

ABSTRACT

The study of 71 mechanical bore-hole has allowed to characterize the pre-Quaternary substratum of the Llobregat delta, mainly composed by marine Pliocene clays. The Pliocene is divided in two depositional sequences. The first one is transgressive with a onlap device on the previous materials; the second are regressive with a offlap device on the previous one. The Plio-Quaternary limit ($2,0 \pm 0,1$ Ma) constitute to discontinuity surface associated to the fini-pliocene marine regression. Three marine stabilization sea levels have been detected to ~ 80 , $100-110$ and ~ 150 m.b.s.l. The two regional faults systems identified (SW-NE and NNW-SSE) have their continuation in the Quaternary materials as growth faults. These systems produce the extensional compartmentation of the former basin, giving a relief of rising and deeping blocks that conditions the unequal volume of accommodation and rate of subsidence during the Quaternary. The consequence is a bigger thickness of sediments affected by marine intrusion in coastal areas and the desconection of Quaternary aquifer levels.

Key words: Pliocene, Tertiary, Quaternary, tectonic, growth faults, marine intrusion.

INTRODUCCIÓN

El Delta del Llobregat se localiza al SW de la ciudad de Barcelona (Fig. 1) al pie de la vertiente mediterránea de la Cordillera Litoral Catalana, unidad morfoestructural de orientación NE-SW situada más al SE del conjunto de los Catalánides (Llopis, 1942; Solé Sabarís, 1963). En este contexto afloran materiales paleozoicos (granitos, pizarras), mesozoicos (conglomerados, areniscas y arcillas triásicas, y dolomías y calizas jurásicas y cretácicas), miocenos (calcarenitas y margocalizas), arcillas pliocenas y rellenos aluviales y fluvio deltaicos cuaternarios.

Los materiales Plio-cuaternarios constituyen dos secuencias deposicionales separadas por una superficie de discontinuidad regional. La secuencia deposicional pliocena esta compuesta por facies de estuario (IGME, 1986, 1989). Según Marqués (1984), la secuencia deposicional cuaternaria se compone de facies marinas y fluviales y se divide en un Complejo Detrítico Inferior (Pleistoceno superior) y un Complejo Deltáico (Holoceno).

Una reconstrucción estratigráfica reciente ha permitido subdividir el registro cuaternario en cuatro secuencias sedimentarias (dos pleistocenas y dos holocenas), y aportado datos sobre la estructuración del substrato pre-cuaternario (Alcalá-

García et al., 2003). Los materiales Plio-cuaternarios de la plataforma continental siguen este patrón sedimentario (IGME, 1986, 1989).

En este trabajo se aportan datos sobre la estructura del substrato pre-cuaternario del Delta del Llobregat, principalmente compuesto por materiales arcillosos pliocenos y del límite Plioceno-Cuaternario, que separa los materiales imper-

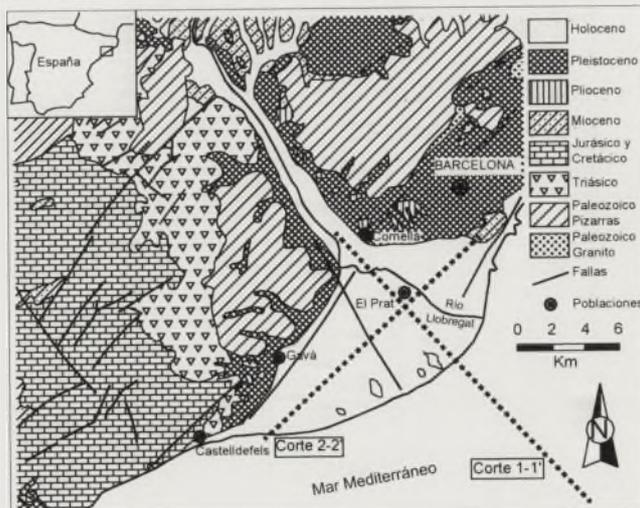


Figura 1. Localización del Delta del Llobregat y contexto geológico regional. Se indican las trazas de los cortes geológicos de la Figura 2.

meables pliocenos de los acuíferos cuaternarios actualmente en explotación (Iribar y Custodio, 1993). La estructuración tectónica afecta a los materiales más recientes y es clave para el control del espesor de acomodación sedimentaria y los mecanismos de flujo y transporte en los acuíferos cuaternarios.

METODOLOGÍA

Se han adoptado dataciones previas (Marques, 1984, IGME, 1986, 1989) y datos de correlación estratigráfica de los materiales cuaternarios mediante criterios litológicos y obtención de líneas de máxima inundación descritos en Alcalá-García et al. (2003). El basamento está representado por todas aquellas rocas pre-cuaternarias (terciarias y pre-terciarias) reconocidas en 71 sondeos. Se han realizado 12 paneles de correlación estratigráfica vertical y 14 horizontales, de los que se presentan en este trabajo los cortes verticales 1-1' y 2-2' (Fig. 2) y el mapa de basamento pre-cuaternario (Fig. 3). La interpretación estructural se ha realizado a partir de datos de campo, información de cortes verticales y horizontales, y mediante diferencias altimétricas de los materiales del substrato.

EL PLIOCENO

El Plioceno constituye la mayor parte del substrato pre-cuaternario en el Delta del Llobregat. Su depósito comienza con un hundimiento general de la región, que elevó el nivel del mar ~ 120 m sobre el nivel actual y formó un estuario a lo largo del Valle Bajo del Llobregat (Fig. 1). Queda limitado de los materiales miocenos a la base por la discontinuidad erosiva

del mesiniense (Álvarez de Buergo y Meléndez-Hevia, 1996). Los afloramientos continentales tienen potencias de hasta 100 m; comienzan con unos conglomerados basales poco potentes, sobre ellos aparecen limos azulados marinos, y tras una débil fase salobre, aparece un paquete considerable de arcillas azules marinas con niveles arenosos y limosos del Plioceno superior. Sobre ellas aparecen materiales retrabajados relacionados lateralmente con paleosuelos desarrollados durante la regresión fini-pliocena (Solé-Sabarís, 1963).

Sondeos de explotación petrolífera en la plataforma marina muestran una litoestratigrafía similar, con espesores para el Plioceno de ~ 500 m (Negredo et al., 1996). En el centro del delta emergido se han descrito más de 600 m de materiales pliocenos sin llegar a travésarlos en su totalidad. En IGME (1989) se indican potencias de ~ 1000 m en la plataforma continental.

EL SUBSTRATO TERCIARIO

Después de la fase paroxismal compresiva del Eoceno, en la Cordillera Litoral Catalana se produjo una fase mayoritariamente distensiva miocena que llega hasta la actualidad (Álvarez de Buergo y Meléndez-Hevia, 1996). Los sistemas principales de fallas que afectan al substrato (Figs. 2 y 3) responden a esta estructuración distensiva. El primer sistema, de dirección SW-NE, produce el hundimiento de los cuerpos sedimentarios hacia la cuenca. El segundo sistema, de dirección NNW-SSE y más moderno que el anterior, produce su compartimentación extensional. La conjugación de ambos sistemas da un relieve con bloques elevados y hundidos que controlan el espesor de materiales cuaternarios (e.g. bloque de Montjuïc al NE del delta y borde SW del delta, Fig. 3). Las zonas hundidas costeras

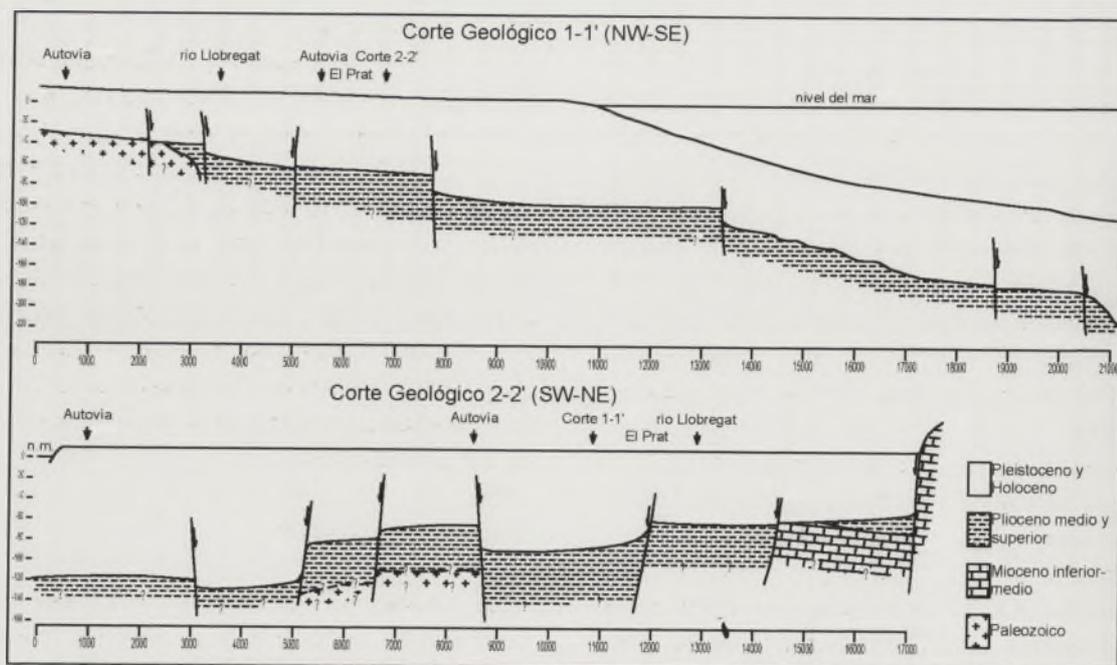


Figura 2. Cortes geológicos 1-1' y 2-2' simplificados del substrato terciario y volumen de deposición cuaternaria en el Delta emergido del Llobregat. Se han incluido datos publicados por IGME (1986 y 1989) de la plataforma continental

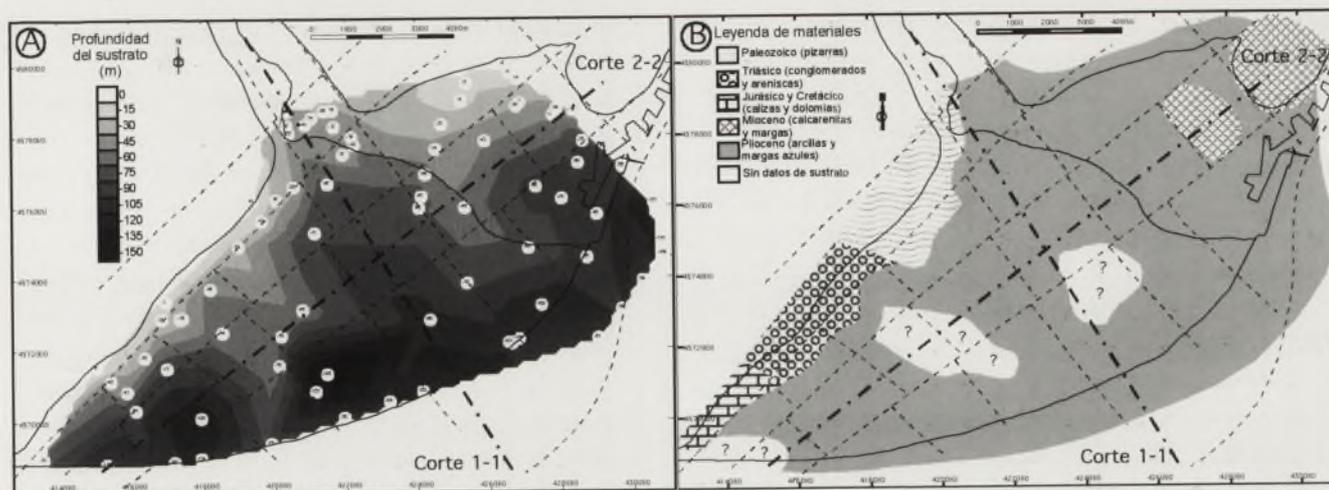


Figura 3. A: Batimetría de basamento pre-cuaternario. B: Facies y sistemas de fallas reconocidos

rellenas por materiales cuaternarios son las más afectadas por intrusión marina (Iribar y Custodio, 1993).

El diferente volumen de sedimentos cuaternarios poco consolidados a lado y lado de las estructuras condiciona una diferente tasa de subsidencia y compactación que provoca la continuación de las estructuras tectónicas regionales como fallas sinsedimentarias que interrumpen la continuidad de algunos niveles acuíferos cuaternarios (Alcalá-García et al., 2003), poniendo en contacto materiales permeables e impermeables (generación de barreras geológicas), y regulando las secciones de paso y la distribución de la intrusión marina y ciertos contaminantes.

NIVELES DE ESTABILIZACIÓN DEL NIVEL DEL MAR

Según datos de campo, sondeos mecánicos y datos sísmicos en la plataforma continental (IGME, 1986, 1989), el Plioceno está compuesto por dos secuencias deposicionales. La primera transgresiva, marina y con dispositivo *onlap* sobre los materiales más antiguos; la segunda regresiva y con dispositivo *offlap* sobre la anterior. La aparición de paleosuelos a techo de la segunda secuencia y el encajamiento de valles corrobora este hecho. El límite Plio-Cuaternario ($2,0 \pm 0,1$ Ma), constituye una importante discontinuidad producto de la regresión marina fini-pliocena.

Se han detectado tres superficies de estabilización del nivel del mar durante el Plioceno superior a ~ 80 , $100-110$ y ~ 150 m.b.n.m., ligadas al espacio de acomodación en la cuenca por estructuración tectónica y al ambiente regresivo fini-plioceno (Fig. 3). Los altos a cota superior a ~ 60 m.b.n.m., debieron constituir relieves emergidos durante el Plioceno terminal, tal y como muestra el escaso espesor o ausencia de materiales pliocenos y cuaternarios antiguos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Durante el Plioceno se constata una estructuración tectónica regional distensiva que condiciona la morfología de la cuenca, y establece el espacio de acomodación y arquitectura estratigráfica durante el Cuaternario. El límite Plioceno-Cuaternario está marcado por una importante superficie de discontinuidad producto de la regresión marina fini-pliocena ($2,0 \pm 0,1$ Ma).

Las dos principales estructuras tectónicas regionales identificadas de dirección SW-NE y NNW-SSE tienen continuación a lo largo de la plataforma continental (IGME, 1986, 1989). Ambos juegos de fallas están asociados al hundimiento progresivo del bloque situado más al SE de la Cordillera Litoral en un ambiente distensivo general desde el Mioceno Superior.

Los niveles cuaternarios antiguos de estabilización del mar a ~ 80 m.b.n.m., $100-110$ m.b.n.m. y ~ 150 m.b.n.m., están ligados al espacio de acomodación heredado del Plioceno.

La desigual tasa de subsidencia de materiales cuaternarios poco consolidados a lado y lado de las estructuras tectónicas pre-cuaternarias condiciona la aparición de fallas sinsedimentarias durante el Cuaternario que interrumpen la continuidad de niveles acuíferos cuaternarios (Alcalá-García et al., 2003), poniendo en contacto materiales permeables e impermeables que condicionan las zonas de entrada y distribución de intrusión marina y la transferencia de ciertos contaminantes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la empresa Aigües del Prat S.A. Los autores agradecemos el apoyo prestado por los proyectos de la DGI: BTE2000-0299, y de la DGICYT: HID1999-0205 y PB95-1271-C02-01; a técnicos

de la CUASDLL, a la empresa Perforaciones Luján y a organismos públicos locales.

REFERENCIAS

- Alcalá-García, F.J., Miró, J. y Martín-Martín, M. (2003): Actualización geológica del Delta del Llobregat (Barcelona, España). Implicaciones geológicas e hidrogeológicas. En: *Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos*. Alicante. 1: 45-52.
- Álvarez de Buergo, E. y Meléndez-Hevia, F. (1996): Características generales de las subcuencas del margen peninsular mediterráneo ("Rift" del Surco de Valencia). *Acta Geol. Hisp.*, 29(1): 67-79.
- IGME (1986): *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes*. E. 1:200.000. Memoria y Hoja nº. 35-42E. Tortosa-Tarragona. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- IGME (1989): *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes*. E. 1:200.000. Memoria y Hoja nº. 41-42. Barcelona. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- Iribar, V. y Custodio, E. (1993): Advancement of seawater intrusion in the Llobregat delta aquifer. In: *12 th. Salt-Water Intrusion Meeting*. Barcelona. 35-50.
- Llopis, N. (1942): Tectomorfología del Macizo del Tibidabo y valle inferior del Llobregat. *Est. Geogr.* 321-383.
- Marqués, M. A. (1984): *Les formacions quaternàries del Delta del Llobregat*. Institut d'Estudis Catalans. Barcelona. 208 págs.
- Negredo, A.M., Fernández, M. y Jurado, M.J. (1996): Determinación del flujo de calor a partir de sondeos petroleros en la Cuenca Catalano Balear. *Acta Geol. Hisp.*, 29(1): 27-40.
- Solé-Sabarís, L. (1963): Ensayo de interpretación del Cuaternario Barcelonés. *Miscel. Barcilonensia*, II: 7-54. Barcelona.

Recuperación de la productividad primaria en el área del Tethys tras el evento del límite Cretácico/Terciario

L. Alegret¹, I. Arenillas, J.A. Arz y E. Molina

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50005-Zaragoza.
l. laia@posta.unizar.es

ABSTRACT

We studied Upper Cretaceous and lower Paleogene foraminifera in three sections from the Tethyan area, the Spanish upper to middle bathyal Agost section, and the Tunisian outer shelf-upper bathyal El Kef and Aïn Settara sections, in order to infer the paleoenvironmental turnover across the Cretaceous-Tertiary transition. Whereas planktic foraminifera suffered a catastrophic mass extinction in coincidence with the Cretaceous/Tertiary boundary, benthic foraminifera show a dramatic change in the structure of their assemblages. At the level of extinction of planktic assemblages and enrichment in Ir and other geochemical anomalies, highly diversified, low-dominance upper Maastrichtian assemblages with infaunal and epifaunal morphogroups were suddenly replaced by taxonomically impoverished assemblages, strongly dominated by epifaunal morphogroups. Several opportunistic taxa have short peaks in relative abundance, possibly reflecting environmental instability, with benthos receiving food from local blooms of primary producers. Infaunal groups did not recover to pre-extinction relative abundances, indicating that the food supply to the benthos did not recover fully over the studied interval. The benthic foraminiferal faunal changes are compatible with the effects of an asteroid impact, which severely destabilized primary producers and the oceanic food-web.

Key words: Primary productivity, K/T boundary, foraminifera.

INTRODUCCIÓN

El límite Cretácico/Terciario (K/T) marca una de las mayores extinciones en masa ocurridas en la historia de la Tierra. En la actualidad, la mayor parte de la comunidad científica acepta la teoría de un impacto meteorítico ocurrido en coincidencia con el límite K/T como la principal causa de las extinciones y de las anomalías geoquímicas y mineralógicas que se identifican en coincidencia con el límite. Mientras determinados grupos como los foraminíferos planctónicos o los nanofósiles calcáreos sufrieron una extinción en masa catastrófica en coincidencia con el límite, los foraminíferos bentónicos muestran una reestructuración de sus comunidades más que extinciones significativas. A pesar de los numerosos estudios realizados en perfiles del tránsito Cretácico-Terciario (K-T) de todo el mundo, incluido el corte estratotípico de El Kef (Tunisia), hasta el momento aún no existe un consenso en cuanto a los efectos paleoambientales del impacto del límite K/T. El estudio de los foraminíferos bentónicos, cuya distribución en el océano está determinada por una serie de parámetros como la oxigenación o la productividad primaria, puede contribuir a conocer de una forma más detallada la evolución paleoambiental en torno al tránsito K-T.

En el presente trabajo se muestran los resultados obtenidos en el análisis de las comunidades de foraminíferos bentónicos en tres perfiles del área del Tethys: el perfil español de Agost (Alicante), y los perfiles tunecinos de Aïn Settara y El Kef. En los trabajos de Peryt et al. (2002) y Alegret et al. (2003) se recoge una síntesis de los estudios que se han realizado hasta el momento sobre el tránsito K-T en estos perfiles.

El perfil de Agost está situado en las Cordilleras Béticas (SE España); se localiza 1 km al Norte del pueblo de Agost, en el km 13 de la carretera Agost-Castalla. El tránsito K-T aparece incluido en la parte superior de la Fm. Quipar-Jorquera. El estudio del tránsito K-T en el sector tunecino del Tethys se ha basado en el análisis de dos perfiles: el corte de El Kef, situado al Noreste del país y mundialmente conocido por ser el estratotipo del límite K/T, y el corte de Aïn Settara, situado 50 km al Sur de El Kef y muy cercano a la frontera con Argelia. Ambos perfiles se encuadran en el sector tunecino del Atlas. El tránsito K-T aparece incluido en la Fm. El Haria, constituida por margas con abundantes microfósiles y nanofósiles.

El límite K/T en los tres perfiles estudiados aparece marcado por un contacto brusco entre las margas del Maastrichtiense y la denominada "arcilla del límite", que con-

siste en una capa de arcillas negras de 12 cm de potencia en Agost y unos 60 cm en los perfiles tunecinos, en cuya base aparece un nivel rojizo ferruginoso de 2-3 mm de espesor, que contiene marcadores cósmicos: concentración anómala de Iridio, espinelas ricas en Níquel, cuarzos de choque, etc. Sobre la arcilla del límite, que contiene anomalías geoquímicas y mineralógicas, se disponen las margas del Daniense.

En los tres perfiles estudiados se realizó un muestreo detallado del tránsito K-T. Las muestras fueron tratadas mediante la técnica del levigado. Para el estudio de los foraminíferos, se analizó la fracción mayor de 63 micras; en cada muestra se separaron al menos 300 ejemplares de foraminíferos bentónicos y más de 300 de foraminíferos planctónicos. Estos últimos nos permitieron tener un control bioestratigráfico preciso: en el Maastrichtiense superior se reconocieron las Biozonas de *Abathomphalus mayaroensis* y de *Plummerita hantkeninoides*, y en el Daniense inferior, las Biozonas de *Guembelitra cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina* y de *Parasubbotina pseudobulloides* (Fig. 1). El estudio morfológico de los foraminíferos bentónicos, según los criterios empelados en Peryt et al. (2002) y Alegret et al. (2003), ha permitido obtener información sobre los parámetros paleoambientales.

Los foraminíferos bentónicos de los perfiles de Aïn Settara y El Kef (Túnicia) indican que durante el tránsito K-T la sedimentación tuvo lugar en un medio de plataforma externa-talud superior (Peryt et al., 2002). Por otro lado, el corte de Agost (España) representa también un medio batial superior en el Maastrichtiense, aunque a comienzos de la Biozona de *P. hantkeninoides* se registra una profundización, y los foraminíferos bentónicos indican un ambiente batial medio (Alegret et al., 2003).

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos en los tres perfiles están dominadas por foraminíferos de conchas calcíticas, que constituyen alrededor del 80% de las asociaciones. A continuación se describe la evolución de las asociaciones a lo largo del Maastrichtiense superior y Daniense basal:

MAASTRICHTIENSE SUPERIOR (PARTE SUPERIOR DE LA BIOZONA DE *A. MAYAROENSIS* Y BIOZONA DE *P. HANTKENINOIDES*)

En los perfiles estudiados, durante el Maastrichtiense se reconocen asociaciones estables, constituidas por morfogrupos mixtos infaunales y epifaunales (Fig. 1). El elevado porcentaje de morfogrupos infaunales en Agost (70%) sugiere la existencia de condiciones ligeramente más eutróficas que permitieron un mayor desarrollo de las comunidades infaunales. Las asociaciones del Maastrichtiense son politáxicas, diversas, heterogéneas, con una elevada

riqueza genérica y presentan una estructura trófica compleja, e indican que la productividad primaria y el aporte de detrito orgánico permitían la presencia de los foraminíferos bentónicos no sólo en las capas superficiales del sedimento, sino también en capas más profundas, donde habitaban los foraminíferos infaunales. Además, la elevada diversidad de las asociaciones es indicativa de condiciones mesotróficas y de cierta estabilidad medioambiental. En la Biozona de *Plummerita hantkeninoides* del corte de Agost se ha identificado un cambio en las asociaciones, relacionado con una mayor profundización del medio, pasando de un ambiente batial superior a uno batial medio (Alegret et al., 2003).

LÍMITE K/T Y DANIENSE BASAL (PRIMERA MITAD DE LA BIOZONA DE *G. CRETACEA*)

Esta situación de estabilidad medioambiental cambió en el límite K/T. Como consecuencia de la extinción en masa experimentada por los foraminíferos planctónicos en coincidencia con el límite K/T, el índice P/B cayó drásticamente del 90% en el Maastrichtiense terminal a un 10% en la base del Daniense (Arenillas et al., 2000). Aunque los foraminíferos planctónicos no sufrieron una extinción en masa catastrófica, sus comunidades sufrieron una brusca reestructuración, desapareciendo temporalmente numerosos taxones (efecto Lázaro), que en el caso de Aïn Settara afectó al 50% de las especies (Peryt et al., 2002). El drástico descenso en los índices de diversidad, heterogeneidad y riqueza genérica, así como en el porcentaje de los morfogrupos infaunales, que disminuyó un 30-40%, son un claro reflejo de los importantes cambios experimentados por las asociaciones de foraminíferos bentónicos justo en el límite K/T, e indican condiciones oligotróficas en la base del Daniense. En los perfiles tunecinos, donde los morfogrupos epifaunales constituyen hasta el 80% de las asociaciones (Fig. 1), la especie *Cibicoides pseudoacutus* alcanza el 50% del total de foraminíferos bentónicos, mientras que *Stensioina beccariiiformis* es la especie dominante en Agost. Asimismo, se observan pequeños picos cuantitativos en la abundancia de *Ammodiscus cretaceus*, *Coryphostoma incrassata* forma *gigantea*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Haplophragmoides* o *Praeglobobulimina quadrata*; algunos de estos taxones presentan una gran tolerancia a condiciones medioambientales adversas (ej., Kaminski et al., 1996), y pudieron comportarse como taxones oportunistas, alcanzando un mayor desarrollo en momentos en los que otras especies no podían sobrevivir. La presencia de asociaciones de baja diversidad dominadas por una o pocas especies epifaunales sugiere que se debió dar algún factor medioambiental (o varios) que no favorecían el desarrollo de los foraminíferos bentónicos.

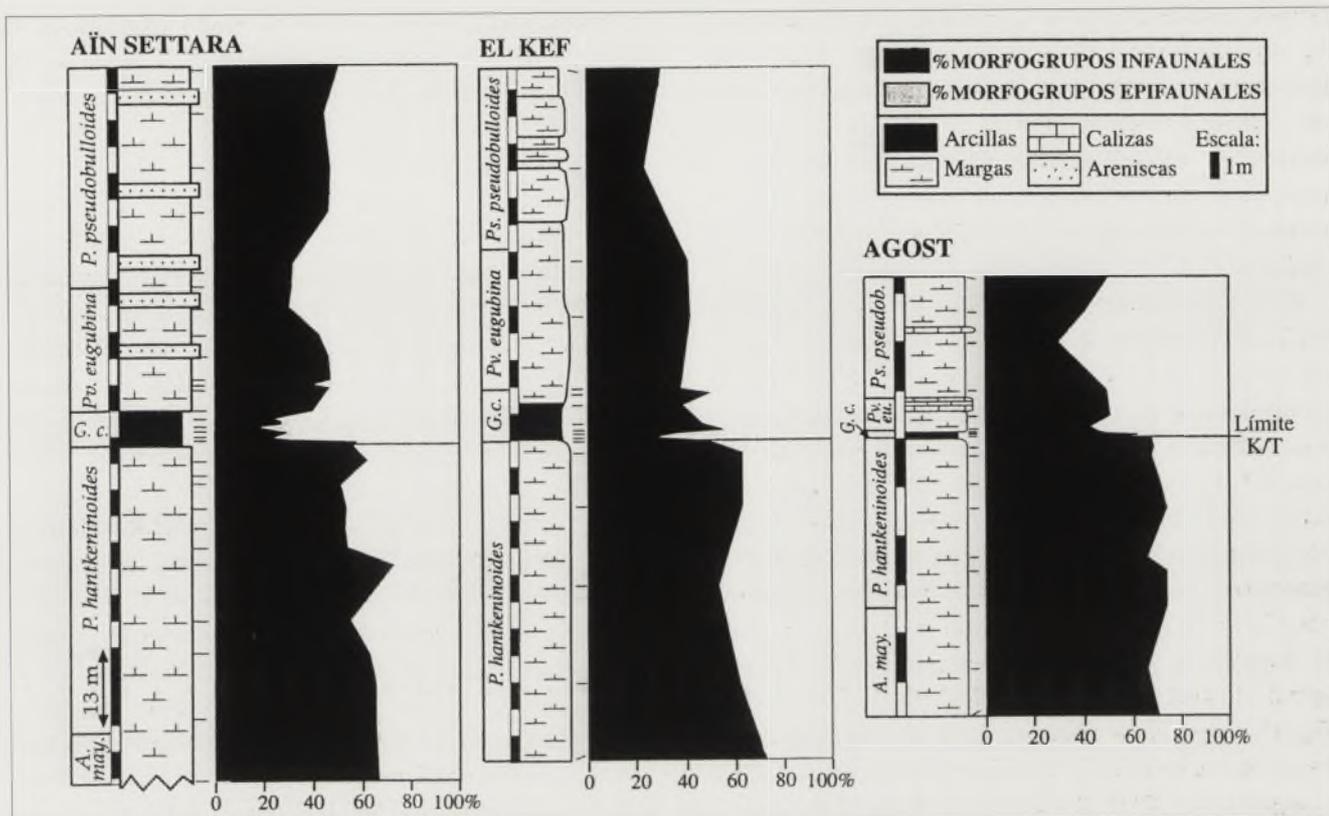


Figura 1. Variaciones en la abundancia relativa de los morfogrupos de foraminíferos bentónicos infaunales y epifaunales en los tres perfiles estudiados.

Además, los taxones oportunistas indican cierta inestabilidad ambiental. Brinkhuis y Crouch (2001) observaron en los primeros 10 cm del Daniense en El Kef y en otros perfiles, un importante incremento en la abundancia de dinoflagelados heterótrofos, sugiriendo la existencia de momentos de proliferación de nutrientes. Este intervalo se sitúa dentro del intervalo donde *C. pseudoacutus* es la especie dominante. De estos datos se deduce que tras el colapso de la productividad primaria en coincidencia con el límite K/T, ésta comenzó a recuperarse debido a productores primarios diferentes a los del Maastrichtiense, que generaban un tipo de materia orgánica que no era aprovechable por la mayoría de los foraminíferos bentónicos. Esta situación de inestabilidad de los productores primarios tras el límite K/T, que se traduciría en cortos pulsos cuantitativos, puede ser la causa de la baja diversidad de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y de la aparición de especies oportunistas.

En Agost existen evidencias geoquímicas de una muy baja oxigenación del fondo marino tras el límite K/T (Martínez-Ruiz et al., 1999). Al igual que en los perfiles tunecinos, el mecanismo que explica la proliferación de especies oportunistas pudo ser similar. Estas especies estarían adaptadas a condiciones adversas de baja oxigenación, y pudieron alimentarse de otra fuente diferente al plancton calcáreo.

PARTE SUPERIOR DE LA BIOZONA DE G. CRETACEA Y PARTE MEDIA DE LA BIOZONA DE PV. EUGUBINA

Se observa la reaparición de las especies Lázaro, la aparición de otras nuevas, la recuperación del índice P/B, y el incremento en los índices de diversidad, heterogeneidad y riqueza genérica de las asociaciones. Los morfogrupos infaunales constituyen el 40-45% de las asociaciones (Fig. 1). Estos datos indican una cierta recuperación y estabilización en la productividad primaria, como consecuencia de la mayor estabilidad de los productores primarios. Tras un periodo de pulsos rápidos en su abundancia, pasarían a formar asociaciones estables, resultando en una mayor continuidad de la productividad primaria (d'Hondt et al., 1998).

PARTE SUPERIOR DE LA BIOZONA DE PV. EUGUBINA Y BIOZONA DE PS. PSEUDOBULLOIDES

Además de la casi completa recuperación del índice P/B (80-90%), se observan asociaciones politáxicas, diversas y heterogéneas que sugieren un aumento de la productividad primaria: el flujo de C_{org} se hizo probablemente más continuo, gracias a la estabilización de los productores primarios. Sin embargo, el porcentaje de foraminíferos infaunales

nales (20-40%) es inferior a los valores alcanzados en el Maastrichtense terminal, e indica que a comienzos del Biocrón de *Ps. pseudobulloides* la productividad primaria no se había recuperado por completo de la crisis generada por el evento del límite K/T.

CONCLUSIONES

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos identificadas en los perfiles estudiados en el área del Tethys muestran importantes cambios en coincidencia con el límite K/T. Los principales cambios se refieren a un efecto Lázaro generalizado, a un incremento en la tasa de extinción y a una reestructuración de las comunidades que se relaciona con una disminución del aporte de alimento al fondo marino, como consecuencia del descenso en la productividad primaria ocurrido en el límite K/T, y con pulsos temporales en el aporte de nutrientes específicos. En el perfil de Agost, los datos geoquímicos indican un descenso en la oxigenación de la interfase agua-sedimento (Martínez-Ruiz et al., 1999), mientras que en los perfiles tunecinos las asociaciones son características de medios bien oxigenados (ej., Dupuis et al., 2001). Bajo estas condiciones, la baja diversidad de las asociaciones sería consecuencia de la inestabilidad en el aporte de alimento, y de la llegada al fondo marino de C_{org} que la mayoría de las especies de foraminíferos bentónicos no podían aprovechar.

La evolución escalonada de las asociaciones de foraminíferos bentónicos a lo largo del Daniense indica una tendencia hacia una mejor oxigenación de las aguas del fondo (en el caso de Agost), a una mayor estabilidad ambiental, y a una mayor variedad de nutrientes disponibles. No obstante, las asociaciones de foraminíferos bentónicos del Daniense indican que la productividad primaria en el área estudiada no se recuperó hasta por lo menos 300.000 años después del límite K/T.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto BTE2001-1809 del Ministerio Español de Ciencia y Tecnología, así como del grupo y proyecto P131/2001 del Dpto. de Educación y Ciencia del Gobierno de Aragón y del proyecto UZ2001-CIEN-01 de la Universidad de Zaragoza. L. Alegret agradece la ayuda concedida por la

Diputación General de Aragón-Caja de Ahorros de la Inmaculada para una estancia en Londres.

REFERENCIAS

- Alegret, L., Molina, E. y Thomas, E. (2003): Benthic foraminiferal turnover across the Cretaceous/Paleogene boundary at Agost (SE Spain): paleoenvironmental inferences. *Marine Micropaleontology*, 48: 251-279.
- Arenillas, I., Alegret, L., Arz, J.A. y Molina, E. (2000): Foraminíferos planctónicos y bentónicos del límite Cretácico/Terciario de Aïn Settara, Tunicia: dos patrones de extinción diferentes y una misma causa. *Geotemas* 1 (2): 331-334.
- Brinkhuis, H. y Crouch, E.M. (2001): Cretaceous/Tertiary and Paleocene/Eocene parallels; a dinoflagellate perspective. En: (Ash, A. y Wing, S. L., eds.) *Climate and Biota of the early Paleogene*, International Meeting, Vol. resúmenes, p. 17.
- D'Hondt, S., Donaghay, P., Zachos, J. C., Luttenberg, D. y Lindinger, M. (1998): Organic carbon fluxes and ecological recovery from the Cretaceous-Tertiary mass extinction. *Science*, 282: 276-279.
- Dupuis, C., Steurbaut, E., Molina, E., Rauscher, R., Tribouillard, N., Arenillas, I., Arz, J.A., Robaszynski, F., Caron, M., Robin, E., Rocchia, R. y Lefevre, I. (2001): The Cretaceous-Palaeogene (K/P) boundary in the Aïn Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia): lithological, micropaleontological and geochemical evidence. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 71: 169-190.
- Kaminski, M.A., Kuhnt, W. y Radley, J.D. (1996): Paleocene-Eocene deep water agglutinated foraminifera from the Numidian Flysch (Rif, Northern Morocco): their significance for the paleoceanography of the Gibraltar gateway. *Journal of Micropaleontology*, 15: 1-19.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M. y Palomo, I. (1999): Positive Eu anomaly development during diagenesis of the K/T boundary ejecta layer in the Agost section (SE Spain): implications for trace elements remobilization. *Terra Nova*, 11: 290-296.
- Peryt, D., Alegret, L. y Molina, E. (2002): The Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at Aïn Settara, Tunisia: restructuring of benthic foraminiferal assemblages. *Terra Nova*, 14: 101-107.

Significado paleoambiental de las calcretas terciarias de la Fosa de Teruel. Microestructura e isótopos estables

A.M. Alonso-Zarza¹ y C. Arenas²

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

2. Dpt. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. carenas@posta.unizar.es

ABSTRACT

Laminar and nodular calcretes in the Teruel Graben are from Palaeogene to Pleistocene in age. These calcretes developed under the influence of the same source rocks and groundwaters, so differences in their microstructure and isotope composition must be related to differences in host rock, climate, vegetation and time of development. The laminar calcretes formed on hard substrates or on coarse detrital deposits. Alveolar septal structures, root tubes, calcified organic filaments and root cells are common. Underside coatings and fibrous vadose cements occur around gravel clasts. Spherulites formed in association with bacterial mats in ponded waters that dried out, and are preserved only at the top of the youngest calcretes. Nodular calcretes developed on fine detrital substrates. The nodules consist of micrite and show desiccation cracks and mottling, micritic coatings, alveolar septal structures and root traces. Microcodium occurs only in calcretes of Palaeogene age. The stable isotope composition covers a wide range: $-8.23 < \delta^{18}O < -4.29$ ‰ PDB and $-7.29 < \delta^{13}C < -3.42$ ‰ PDB. These calcretes formed under semi-arid conditions with prevailing C3 vegetation. No clear shift in $\delta^{13}C$ values, which might indicate an increase of C4 vegetation, was found during the Miocene or the transit to the Pliocene.

Key words: Calcretes, Microcodium, Cenozoic, Teruel Graben, Stable Isotopes.

INTRODUCCIÓN

La zona norte de la Fosa de Teruel, muestra como una de los rasgos más llamativo, la presencia de numerosos horizontes de calcretas, cuya edad varía desde el Paleógeno hasta el Plioceno. Las calcretas más llamativas son las laminares, pero también son muy frecuentes las nodulares. El área de estudio es relativamente pequeña y el área fuente de todos los sedimentos terciarios lo constituyeron los macizos mesozoicos de Sierra Palomera y la Sierra del Pobo, por ello las variaciones en la composición isotópica no pueden deberse a la influencia de distintas áreas fuente, sino a diferencias en el tipo de vegetación y ambiente sedimentario donde se formaron los distintos niveles de calcreta.

En este trabajo se analizan estas calcretas para ver si su microestructura y composición isotópica pueden ser indicativas de cambios en el clima y/o vegetación desde el Paleógeno.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Fosa de Teruel, situada en el NE de la Península Ibérica, tiene una anchura media de 15 km y se extiende a lo largo de 100 km en sentido NNE-SSW desde la zona de Alfambra-Villalba Alta, al norte, a la zona de Mira, al sur. La zona de

estudio está situada en la rama norte de la Fosa y abarca el área comprendida entre Alfambra y Villalba Alta (Fig. 1). En esta zona el borde de la cuenca terciaria está constituido por mate-

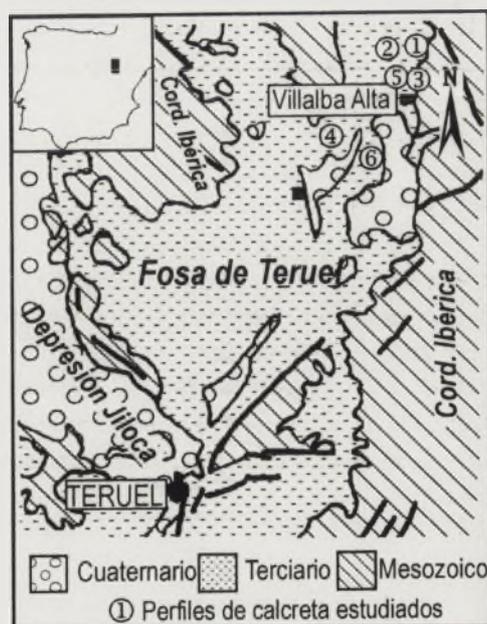


Figura 1.- Situación de la Fosa de Teruel y distribución de los depósitos Cenozoicos. Se indica también la situación de los perfiles estudiados.

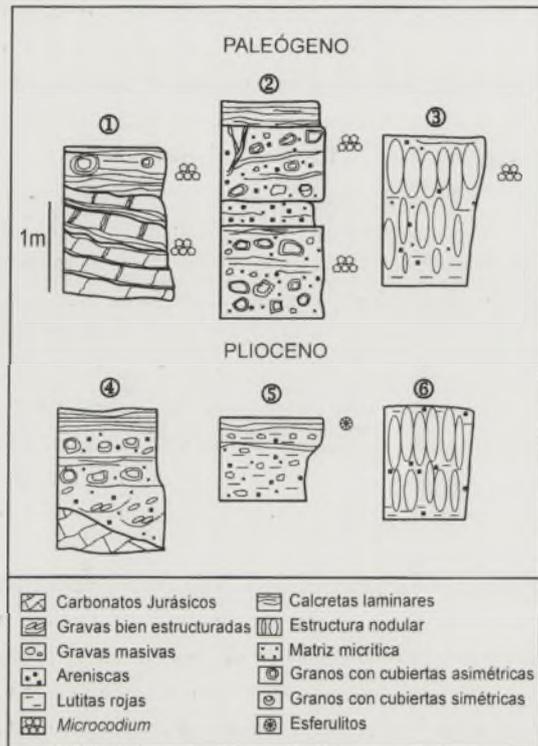


Figura 2.- Representación esquemática de los seis perfiles descritos en este trabajo.

riales mesozoicos. El relleno terciario de esta zona incluye materiales paleógenos y neógenos.

Los depósitos paleógenos afloran en algunas zonas marginales de la cuenca, especialmente hacia el norte. El espesor medio es de 150 m y se disponen discordantes sobre los mesozoicos. La discordancia está muy bien marcada por una calcreta laminar muy penetrativa dentro de los materiales jurásicos (Fig. 2; perfil 1). Los materiales basales (Eoceno superior-Oligoceno) son esencialmente detríticos: conglomerados, brechas y lutitas rojas, con frecuentes calcretas laminares. El registro Oligoceno a Mioceno inferior está formado por lutitas



Figura 3. Detalle de la calcreta laminar desarrollada sobre los materiales jurásicos. Se observan fragmentos muy angulosos con potentes cubiertas de carbonato muy asimétricas.

rojas, calizas lacustres y calcretas con estructura nodular. Dentro del paleógeno se han estudiado tres perfiles de calcreta (1 a 3, Fig. 2): la laminar desarrollada sobre los materiales jurásicos, una potente calcreta laminar dentro los materiales basales y un perfil esencialmente nodular desarrollado a techo de la sucesión paleógena.

Los depósitos neógenos están discordantes sobre todos los materiales más antiguos que constituyen el margen de la Fosa. La mayor parte de los materiales sedimentarios que rellena la Fosa son de edad Vallesiense inferior a Plioceno (Alcalá 1994; van Dam et al., 2001) y se pueden dividir en cinco unidades. Las tres inferiores Miocenas, las dos superiores Pliocenas. Se han estudiado seis perfiles de calcreta correspondientes a las cinco unidades descritas por (Alcalá et al., 2000 y Alonso-Zarza et al., in press). En este trabajo sólo se describen tres perfiles que corresponden todos ellos al Plioceno (perfiles 4 a 6, Fig. 2), los datos isotópicos corresponden también a dos perfiles Miocenos y uno Plio-Pleistoceno.

DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES DE CALCRETA

Perfil 1. Se desarrolla sobre carbonatos jurásicos, marcando muy nítidamente la discordancia entre los materiales jurásicos y los paleógenos (Fig. 2; perfil 1). Se pueden diferenciar tres horizontes. El inferior está formado por finas láminas de carbonato y tubos de raíces finos que penetran dentro de los carbonatos jurásicos. El horizonte intermedio, de 1.2 m de espesor, lo forman láminas de carbonato de espesor centimétrico que se sitúan entre los planos de estratificación de las calizas jurásicas. El horizonte superior de 0.6 m, está formado por láminas de carbonato amalgamadas en las que se reconocen clastos angulosos del sustrato con cubiertas laminares muy gruesas (Fig. 3), sobre todo en la parte inferior. Son muy frecuentes las estructuras alveolares, los agregados de cristales de *Microcodium*, las láminas de micro y pseudoesparita, las esferas de calcita y los peloides micríticos, probablemente de origen fecal.

Perfil 2. Es un perfil compuesto formado por dos subperfiles. El inferior está formado por un único horizonte, de 1 m, constituido por gravas en las que los clastos tienen cubiertas micríticas irregulares (Fig 2; perfil 2). Hay láminas finas de calcreta entre los planos de estratificación y a techo de la capa. Las estructuras orgánicas están muy bien conservadas, reconociéndose a veces una alternancia entre láminas formadas por restos vegetales y láminas micríticas (Fig. 4). La base del subperfil superior (0.3m) es de areniscas con cantos dispersos. Está muy endurecida y cementada por micrita relativamente homogénea con peloides, arcillas y grietas de desecación. El horizonte intermedio es de gravas matriz-soportadas que incluyen clastos con cubiertas micríticas y láminas oblicuas de carbonato que contienen peloides, y estructuras alveolares. Son frecuentes los prismas de *Microcodium*, aisla-

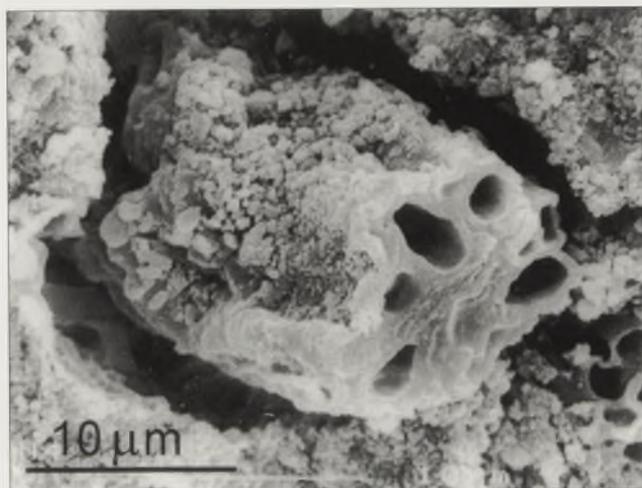


Figura 4. Imagen de SEM, se observan tejidos orgánicos muy bien preservados, probablemente corresponden a partes del sistema vascular de una raíz.

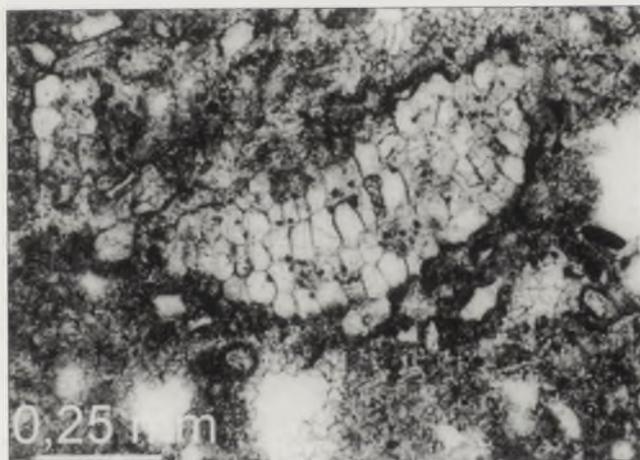


Figura 5. Agregados de *Microcodium* dentro del perfil desarrollado a techo del Paleógeno (perfil 3).



Figura 6. De derecha a izquierda se observan distintos tipos de láminas: (1) micrítica, (2) esparítica, (3) láminas con estructuras alveolares, (4) láminas microesparíticas y (5) láminas con peloides.

dos o formando agregados. El horizonte superior es el laminar y está formado por láminas continuas e irregulares de micrita y microesparita. En él son frecuentes los peloides los tubos de raíces las estructuras alveolares y los cementos vadosos.

El perfil 3 está formado por dos horizontes cuyos contactos son graduales. El horizonte inferior, 1.2 m, está formado por nódulos de carbonato alargados según la vertical y que se desarrollan dentro de lutitas rojas. El horizonte superior es de nódulos que coalescen, siendo la proporción de lutitas menor. Estos nódulos son más cortos. Localmente a techo se reconoce una zona difusamente laminar. Todos los horizontes están formados por micrita con arcillas, granos corroídos, peloides y grietas de desecación. En algunos casos se reconocen cementos vadosos y óxidos-hidróxidos de manganeso en las grietas. Son frecuentes las trazas de raíces y los cristales de *Microcodium* (Fig. 5).

Perfil 4. Se desarrolla sobre brechas gruesas Pliocenas depositadas discordantemente sobre los materiales jurásicos. El perfil es múltiple y consta de distintas calcretas laminares que siguen los planos de estratificación de las gravas. El conjunto del perfil tiene un espesor de 0.7 m y está constituido por un horizonte inferior de brechas seguido por un horizonte laminar, otra capa más de brechas y un horizonte laminar más duro. Las brechas tienen clastos con cubiertas asimétricas y también son frecuentes las láminas de carbonato finas a lo largo de toda la capa. Los clastos con cubiertas están incluidos dentro de micrita con células calcificadas, estructuras alveolares septales y filamentos micríticos. Los horizontes laminares tienen: láminas con granos con cubiertas asimétricas, micrita con filamentos orgánicos y microesparita, venas de cemento esparítico grueso y láminas alternantes de micrita con filamentos y microesparita (Fig. 6). Los perfiles tienen muchas estructuras orgánicas que incluyen películas orgánicas con cuerpos bacterianos, calcisferas, tubos orgánicos tapizados por cristales de calcita, filamentos orgánicos no calcificados, células calcificadas y microesparita (Fig. 7).

Perfil 5. Está formado por dos calcretas laminares de menos de 10 cm. La inferior está intercalada entre una capa de gravas masivas, mientras que la superior se sitúa a techo de la capa. Las láminas que forman las calcretas incluyen: láminas micríticas rojas con granos flotantes y cementos vadosos, láminas microesparíticas con cristales de tipo aguja, filamentos orgánicos y calcisferas, láminas micríticas grises con estructuras alveolares y peloides y por último láminas con esferulitos.

Perfil 6. Está formado por un único horizonte nodular de 1.35 m desarrollado sobre depósitos lutíticos Pliocenos. Los nódulos son alargados y tiene un diámetro medio de 5 cm y una longitud de 25 cm (Fig. 8). Están formados por micrita arenosa con grietas de desecación y moteado por tinción de óxidos. Hay algunas estructuras alveolares y los granos detríticos tienen cubiertas micríticas.

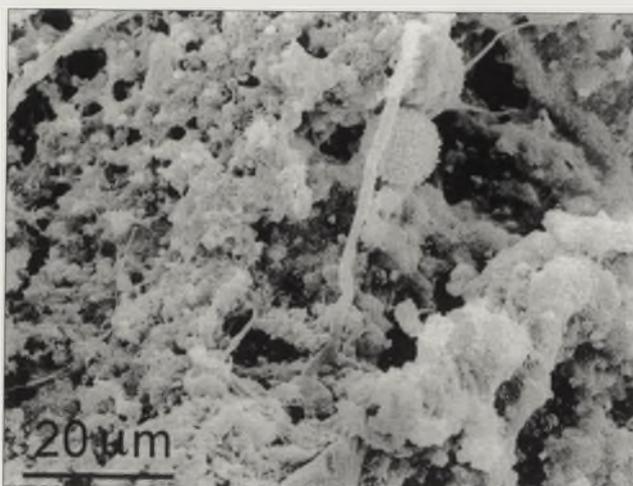


Figura 7. Imagen de SEM de algunas láminas micríticas, los cristales de micrita son difíciles de reconocer, pues están tapizados por cristales de calcita tipo aguja que intercrecen con estructuras y filamentos orgánicos y cuerpos esféricos.



Figura 8. Perfil 6. Calcreta nodular del Plioceno superior desarrollada sobre depósitos arenosos.

DISCUSIÓN

En la zona estudiada los horizontes laminares rara vez se desarrollan sobre depósitos clásticos finos, siendo en estos casos muy abundantes los horizontes nodulares, mientras que los laminares se desarrollan sobre sustratos muy duros o sobre

gravas. Esto puede deberse a que: 1) los horizontes laminares se desarrollan más rápidamente sobre depósitos detríticos gruesos (Gile et al., 1966), mientras que los detríticos finos suelen ser más favorables para la formación de nódulos; 2) aunque la dureza de los carbonatos jurásicos también inhibe el crecimiento de nódulos, las discontinuidades entre planos de estratificación y de fractura si favorecen que los sistemas radiculares se desarrollen entre ellos; por último, 3) en las zonas distales aluviales la tasa de sedimentación fue baja, pero no lo suficiente como para favorecer la formación de perfiles de calcreta completos con horizonte laminar a techo.

Las calcretas paleógenas son las más potentes y suelen incluir *Microcodium* típico, lo que indica la contribución de las raíces en su formación. En las calcretas laminares pliocenas las células calcificadas son similares al *Microcodium* de tipo 3 (Plaziat, 1984), también son muy frecuentes las estructuras alveolares, indicando el carácter rizogénico de estas calcretas. Uno de los perfiles pliocenos, el 5, tiene láminas muy ricas en esferulitos, cuyo origen se ha relacionado con la calcificación de velos bacterianos desarrollados cuando finas películas de agua se desecan (Verrecchia et al., 1995), indicando que se pudieron formar en la interfase suelo-atmósfera. Estas calcretas laminares (paleógenas y pliocenas) se formaron por la interrelación entre procesos edáficos, de sedimentación y erosivos. El hecho de que las láminas ricas en esferulitos se conserven sólo en las calcretas más recientes sugiere que los procesos diagenéticos han podido destruir estas fábricas tan delicadas.

Las calcretas nodulares se formaron sobre depósitos clásticos finos en los que la vegetación probablemente desarrolló sistemas radiculares verticales para buscar el agua subterránea. Muchos de los rasgos de estas calcretas son debidos a procesos inorgánicos (físico-químicos) como desecación y cementación freática y vadosa o incluso precipitación de óxidos-hidróxidos de manganeso en la porosidad. Pero además, también son frecuentes los rasgos biogénicos como es el caso de las células calcificadas. Los perfiles miocenos son todos nodulares y bastante similares, salvo que en algunos casos muestran el desarrollo a techo de un cuerpo de agua somero.

GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS ESTABLES

La composición isotópica de los paleosuelos estudiados cubre un amplio rango de valores de $\delta^{13}\text{C}$, desde -8.23 a -4.29, y de $\delta^{18}\text{O}$ desde -7.29 a -3.42. El análisis conjunto de estos valores (Fig. 9) permite observar algunos aspectos importantes: 1) no hay correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, y en todo caso está sería negativa; 2) la variación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ parece ser amplia, pero la mayor parte de las muestras presentan valores comprendidos entre -5 y -6‰; 3) las muestras de los perfiles 3 y 5 tienen los valores de carbono más ligeros y los más pesados en oxígeno, ambos perfiles se desarrollaron en las partes

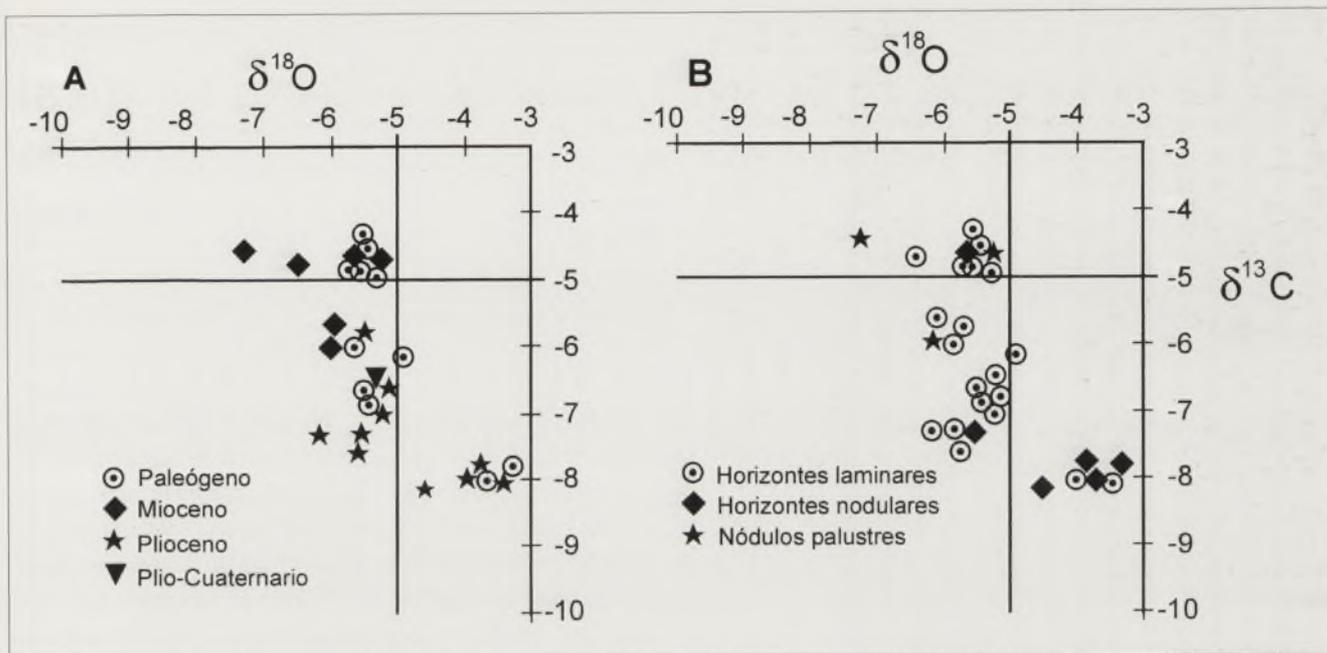


Figura 9. Composición isotópica de las calcretas Cenozoicas del área norte de la Fosa de Teruel. (A) por edades, (B) por tipo de calcreta.

más proximales de la cuenca, lo que sugiere que se desarrollaron bajo una cobertera vegetal más densa; 4) excepto en el caso de los perfiles 3 y 5 las otras muestras tienen valores muy similares a los carbonatos lacustres y paleosuelos de otras áreas más meridionales de la cuenca (Alonso-Zarza y Calvo, 2000); 5) las calcretas nodulares suelen tener valores de carbono más ligeros, mientras que las laminares muestran un rango de valores más amplio; 6) las muestras de edades distintas son difíciles de separar, las muestras paleógenas presentan un rango más amplio de valores, las pliocenas parecen tener valores más ligeros de carbono, las miocenas suelen estar algo más enriquecidas en el carbono pesado; 7) No se observa ningún cambio en los valores de $\delta^{13}\text{C}$, durante el Mioceno, por tanto el aumento en la proporción de biomasa C4 no queda registrado en esta zona.

CONCLUSIONES

Las calcretas cenozoicas de la Cuenca de Teruel son calcretas con horizontes laminares y nodulosos. Las laminares son perfiles compuestos. La formación de uno u otro tipo de calcreta depende inicialmente de las características del sustrato sobre el que se desarrollan. Así los perfiles laminares se desarrollan esencialmente sobre sustratos duros y sobre sedimentos detríticos gruesos, mientras que los nodulosos son más frecuentes sobre depósitos lutíticos. El desarrollo de los perfiles estuvo condicionado en todos los casos por la vegetación que dejó rasgos claros como son el *Microcodium*, los esferulitos y las estructuras alveolares. Ni la micromorfología ni la composición isotópica de las muestras estudiadas indica cambios importantes en la vegetación a lo largo del tiempo, aunque si

en la densidad de la cobertera vegetal, que fue más densa en las zonas proximales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos PB-0691-C03-03 y BTE2002-04017-CO2-01 de la DGES. Agradecemos a Ramón Sancho su contribución en las tareas de campo.

REFERENCIAS

- Alcalá, L. (1994): *Macromamíferos neógenos de la fosa de Alfambra-Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses-Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. 554 p.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Alvarez Sierra, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Pérez-González, A., Sánchez-Moral, S., Sancho, R., y Sanz Rubio, E. (2000): *Revista Sociedad Geológica de España*, 13, 323-343.
- Alonso-Zarza, A.M., y Calvo, J.P. (2000): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160, 1-21.
- Alonso-Zarza, A.M., Sancho, R., y Calvo, J.P., in press: *Geogaceta*, 32, p.
- Plaziat, J.C. (1984): *Unpublished Ph.D.Thesis*. Université Paris-Sud II, 637-662.
- van Dam, J.A. Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Garcés, M., y Krijgsman, W., (2001): *Journal of Vertebrate Paleontology*, 21, 367-385.
- Verrecchia, E.P., Freytet, P., Verrecchia, K.E., y Dumont, J.L. (1995): *Journal of Sedimentary Research*, A65, 690-700.

1870-1871

...

...

...

...

Primera cita de *Hyaena (Parahyaena) brunnea* (Thunberg, 1820) (Mammalia, Carnivora) fuera de África: el registro del yacimiento del Plioceno superior de Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix-Baza, Granada, España)

A. Arribas¹, G. Garrido¹ y P. Palmqvist²

1. Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid, Spain. E-mail: a.arribas@igme.es; g.garrido@igme.es
2. Dpto. de Geología y Ecología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus Universitario de Teatinos, s/n. 29071 Málaga, Spain. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es

ABSTRACT

The discovery of a new Upper Villafranchian site located in the Guadix-Baza Basin (Granada, Spain) has provide excellent fossil material that belongs to adults and immatures individuals of a hyaenid never founded before out of the african continent: the species *Hyaena (Parahyaena) brunnea*. The anatomical and metrical characters allows to clasify this taxon as this scavenger hyaena, distinguished from the extinct genus *Pachycrocuta*. The presence of *Hyaena (Parahyaena) brunnea* in the Upper Pliocene of the Iberian Peninsula represents an outstanding data from the paleobiogeographic point of view, and allows to include a new african taxon to the Homo event, dated near to the Plio-Pleistocene boundary.

Key words: Guadix-Baza Basin, Upper Pliocene, Out of Africa, brown hyaena.

INTRODUCCIÓN

Se presentan los primeros datos sobre los fósiles de hiénido recuperados tras las campañas de excavación sistemática de 2001 y 2002 en el yacimiento paleontológico del Plioceno superior (Villafranchiense superior; Arribas et al., 2001) de Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix-Baza, Granada). Durante estas dos campañas de campo se han recuperado 2.000 restos fósiles pertenecientes a 20 géneros de grandes mamíferos, de los que dos hemimandíbulas fragmentarias (FP1-2001-452; FP1-2001-549), un cráneo completo (FP1-2002-1062; que carece de incisivos y caninos) y otros elementos del esqueleto dental y postcraneal, tanto de individuos adultos como infantiles, pertenecen a hiénidos.

Históricamente, el Plioceno superior final estaba caracterizado en Eurasia por la presencia de dos hiénidos, *Pachycrocuta perrieri*, especie carroñera, y *Chasmaporthetes lunensis*, especie cazadora a la carrera, extinguiéndose ambas entre 1.7-1,6 millones de años (Ma) tras la incorporación a los ecosistemas del Viejo Mundo, durante ese período de tiempo, de la especie *Pachycrocuta brevirostris*, la hiena gigante carroñera del Pleistoceno (Arribas y Palmqvist, 1999). Por otra parte, se ha postulado que el hiénido carroñero característico del Plioceno superior, *P. perrieri*, presenta una clara convergencia

anatómica, pero no una relación filogenética, con la actual hiena parda sudafricana, *Hyaena (Parahyaena) brunnea* (Howell y Petter, 1980).

LOS FÓSILES DE HIÉNIDOS DE FONELAS P-1

Fonelas P-1 aporta materiales paleontológicos asignables a un único tipo de hiénido, cuya anatomía craneodental aparece claramente adaptada al carroñeo, de menores dimensiones que cualquier representante del género extinto *Pachycrocuta*, con mayor talla que los representantes actuales y fósiles de las especie africana y asiática *Hyaena hyaena* (la hiena rayada) y semejante en proporciones a los representantes actuales y fósiles de la especie austral *Hyaena brunnea* (Fig. 1). El material fósil se caracteriza por una carnicera inferior (M_1) de iguales dimensiones que el P_4 (Fig. 2), con un metacónido desarrollado e individualizado del protocónido y un talónido largo con dos cúspides prominentes (entocónido e hipocónido), mientras que la carnicera superior (P^4) es masiva y robusta, con un metastilo corto y un metacono alargado. Además, el M^1 presenta unas dimensiones buco-linguales muy reducidas. Todos los elementos dentales de la serie yugal presentan una anatomía y dimensiones que tan sólo se han descrito para el género *Hyaena* (Howell y Petter, 1980; Turn-

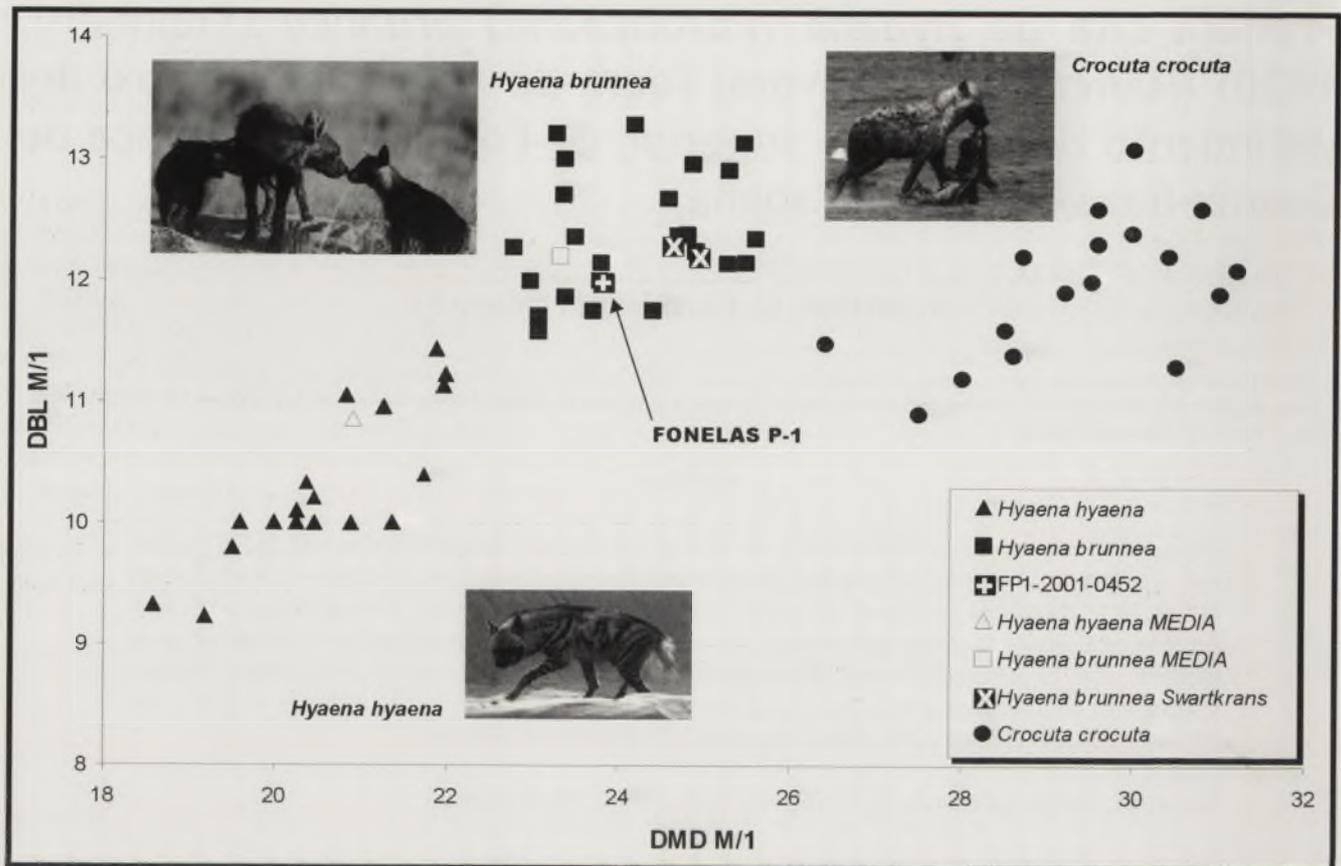


Figura 1. Representación de la longitud (DMD= diámetro mesio-distal) frente a la anchura (DBL= diámetro buco-labial) de las carnívoras inferiores (M_1) de distintos representantes africanos, actuales y fósiles, de las especies *Hyaena hyaena*, *Hyaena brunnea* y *Crocuta crocuta* (datos tomados de Turner, 1986 y 1988). El espécimen de Fonelas P-1 se encuadra dentro de la nube de puntos caracterizada por *Hyaena brunnea*, en las proximidades de la media de la población de referencia.

er, 1986 y 1988). Dentro de este género, tanto en la actualidad como en el registro fósil africano, se conocen sólo dos especies desde el Plioceno superior, una de pequeñas dimensiones, *Hyaena hyaena*, y otra ligeramente mayor, *Hyaena (Parahyaena) brunnea*, siendo ambas especies notablemente diferentes en su fenotipo.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los ejemplares de Fonelas P-1 presentan un conjunto de caracteres anatómicos y métricos característicos de los hiénidos carroñeros, separándose claramente del extinto género *Pachycrocuta* por la semejanza en la longitud del M_1 y el P_4 , por la presencia y el grado de desarrollo del metacónido y por presentar un talónido largo con dos cúspides prominentes (la diagnosis enmendada de *Pachycrocuta*, realizada por Howell y Petter [1980], expresa: "grandes hienas distinguibles por un M_1 largo, en relación con el P_4 , en la que el metacónido está reducido o ausente, el trigónido es proporcionalmente largo, y el talónido aparece acortado, con cúspides reducidas"). Por otra parte, los caracteres anatómicos previamente descritos para los fósiles del yacimiento granadino

son exclusivos del género *Hyaena* y, dentro de éste, los fósiles de Fonelas P-1 se asignan a la especie *Hyaena (Parahyaena) brunnea* por su mayor talla que la de *Hyaena hyaena*, por las reducidas dimensiones del metacónido, con respecto a la especie anterior, por la mayor longitud del talónido en la carnívoras inferiores y por el pequeño diámetro buco-lingual del M_1 en relación con la longitud máxima del P_4 .

Por todo ello, los fósiles del yacimiento de Fonelas P-1 permiten caracterizar a la hiena parda, siendo este yacimiento el único conocido en Eurasia que presenta registro de esta especie en toda la historia evolutiva de dicho taxon, restringido hasta la actualidad al continente austral. La hiena parda tiene un registro continuo en África del Sur desde su primer dato cifrado en ~4,8 Ma (Baard's Quarry, Sudáfrica; Savage, 1978), apareciendo sus fósiles en yacimientos del Plioceno superior y del Pleistoceno inferior como Sterkfontein, Swartkrans o Kromdraai A (Turner, 1986, 1988) e incluso en el Rift Valley africano en el yacimiento de Olduvai II (~ 1,7 Ma).

La presencia de esta especie en el Plioceno superior de la Península Ibérica es un dato sobresaliente desde el punto de vista paleobiogeográfico, ya que permite incorporar un nuevo taxon oriundo de África al evento de dispersión *Homo*

(Arribas y Palmqvist, 1999), verificado en las proximidades del límite Plio-Pleistoceno.

AGRADECIMIENTOS

Las investigaciones desarrolladas en Fonelas (Granada) son financiadas por el proyecto del IGME 2001-016 y por el Proyecto General de Investigación de la Dirección General de Bienes Culturales (Consejería de Cultura) de la Junta de Andalucía. Este trabajo es una aportación al proyecto BOS2001-3888.

REFERENCIAS

- Arribas, A. y Palmqvist, P. (1999): On the ecological connection between sabre-tooths and hominids: faunal dispersal events in the lower Pleistocene and a review of the evidence for the first human arrival in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 26: 571-585.
- Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. y Carrión, J. (2001): Un nuevo yacimiento de grandes mamíferos villafranchienses en la Cuenca de Guadix (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (4): 3-34.
- Howell, F. C. y Petter, G. (1980): The *Pachycrocuta* and *Hyaena* lineages (Plio-Pleistocene and extant species of the Hyaenidae). Their relationships with Miocene icittheres: *Palhyaena* and *Hyenictitherium*. *Geobios*, 13: 579-623.
- Savage, R.J.G. (1978): Carnivora. En: Maglio, V.S. & Cooke, H.B.S. (Eds.), *Evolution of African Mammals*. Harvard University Press. Cambridge, Massachusetts: 249-267.
- Turner, A. (1986): Miscellaneous carnivore remains from Plio-Pleistocene deposits in the Sterkfontein Valley (Mammalia, Carnivora). *Annals of the Transvaal Museum*, 34 (8): 203-226.
- Turner, A. (1988): On the claimed occurrence of the Hyaenid genus *Hyaenictis* Gaudry at Swartkrans (Mammalia: Carnivora). *Annals of the Transvaal Museum*, 34 (21): 523-533.

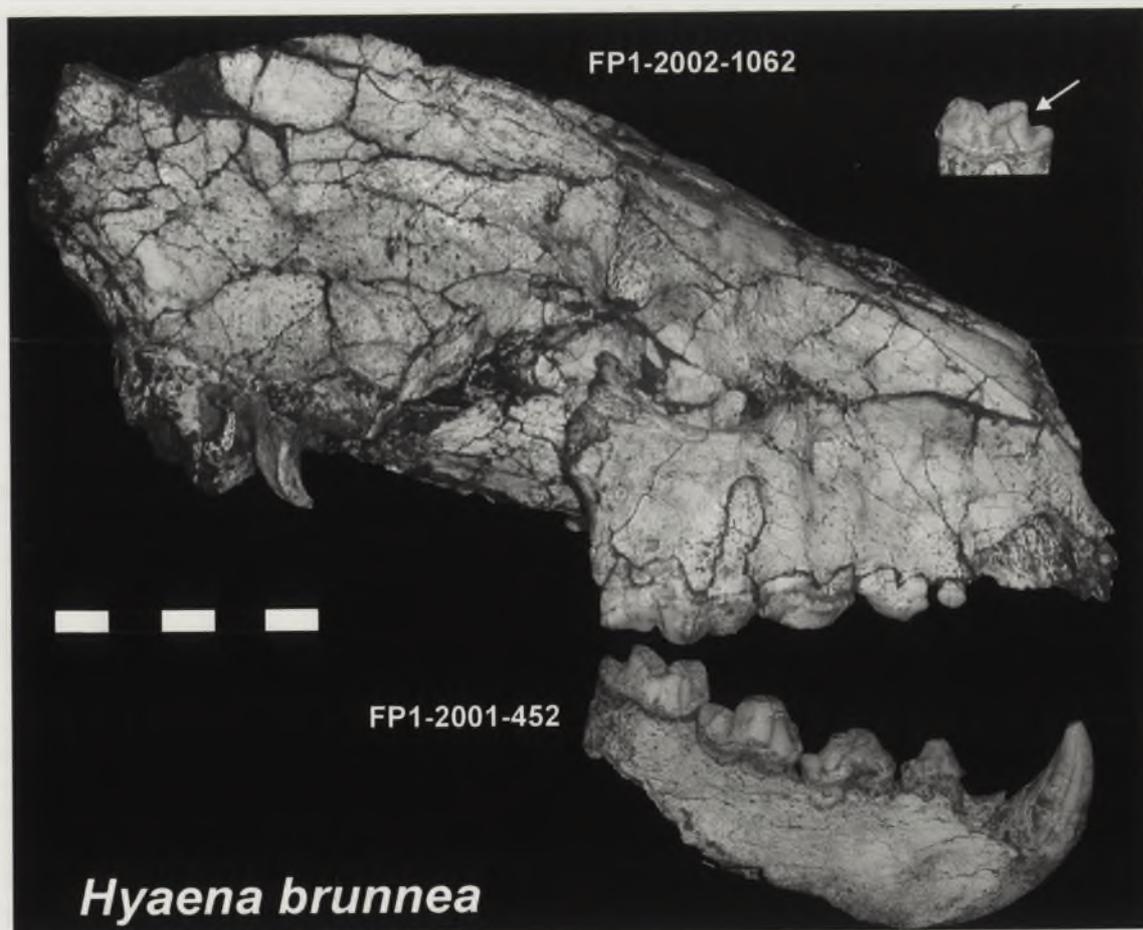


Figura 2. Cráneo y hemimandíbula derecha de *Hyaena* (*Parahyaena*) *brunnea* del Plioceno superior final de Fonelas P-1. Se representa la carnífera inferior (vista lingual) en la que destaca la presencia del metacónido. La escala gráfica equivale a 5 cm.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
DEPARTMENT OF CHEMISTRY

MEMORANDUM FOR THE RECORD
DATE: [illegible]
TO: [illegible]
FROM: [illegible]
SUBJECT: [illegible]

[The following text is extremely faint and largely illegible. It appears to be a detailed report or memorandum, possibly containing experimental data, observations, and conclusions. The text is organized into several paragraphs, with some lines appearing to be bulleted or numbered. The content is too light to transcribe accurately.]

[The following text is also extremely faint and largely illegible. It appears to be a continuation of the report or memorandum, possibly containing a summary, references, or a list of items. The text is too light to transcribe accurately.]

Relación entre deslizamientos y encajamiento de la red fluvial: el ejemplo del Arroyo de Gor (Cuenca terciaria de Guadix, SE de España)

J.M. Azañón,^{1,2} A. Azor², J.M. Carrillo², J.V. Pérez-Peña², J. Delgado³

1. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, C.S.I.C. Universidad de Granada. Avd. Fuentenueva s/n. Granada 18002. email: jazonon@ugr.es

2. Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada. Avd. Fuentenueva s/n. Granada 18002. email: azor@ugr.es

3. Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. Universidad de Jaén. email: jdelgado@ujaen.es

ABSTRACT

The Arroyo de Gor is a highly incised canyon (up to 200 m) into the Pliocene-Pleistocene infill of the Guadix basin. This canyon has been developed by a combination of entrenchment and landslides. Initial entrenchment (up to 150 m) is tentatively related to the capture of the Guadix basin by the Guadalquivir river in the Holocene. After this initial entrenchment, the canyon was enlarged by several rotational landslides. Finally, the Arroyo de Gor restarted its vertical incision (up to 50 m) by removing the frontal parts of the landslides. The rates deduced for these processes are very high (between 5 and 18 mm/yr) according to the available ages. This fact suggests that the entrenchment of the Arroyo de Gor could be related to climatic and/or tectonic processes, in addition to the capture of the Guadix basin.

Key words: Guadix basin, landslides, fluvial network, entrenchment.

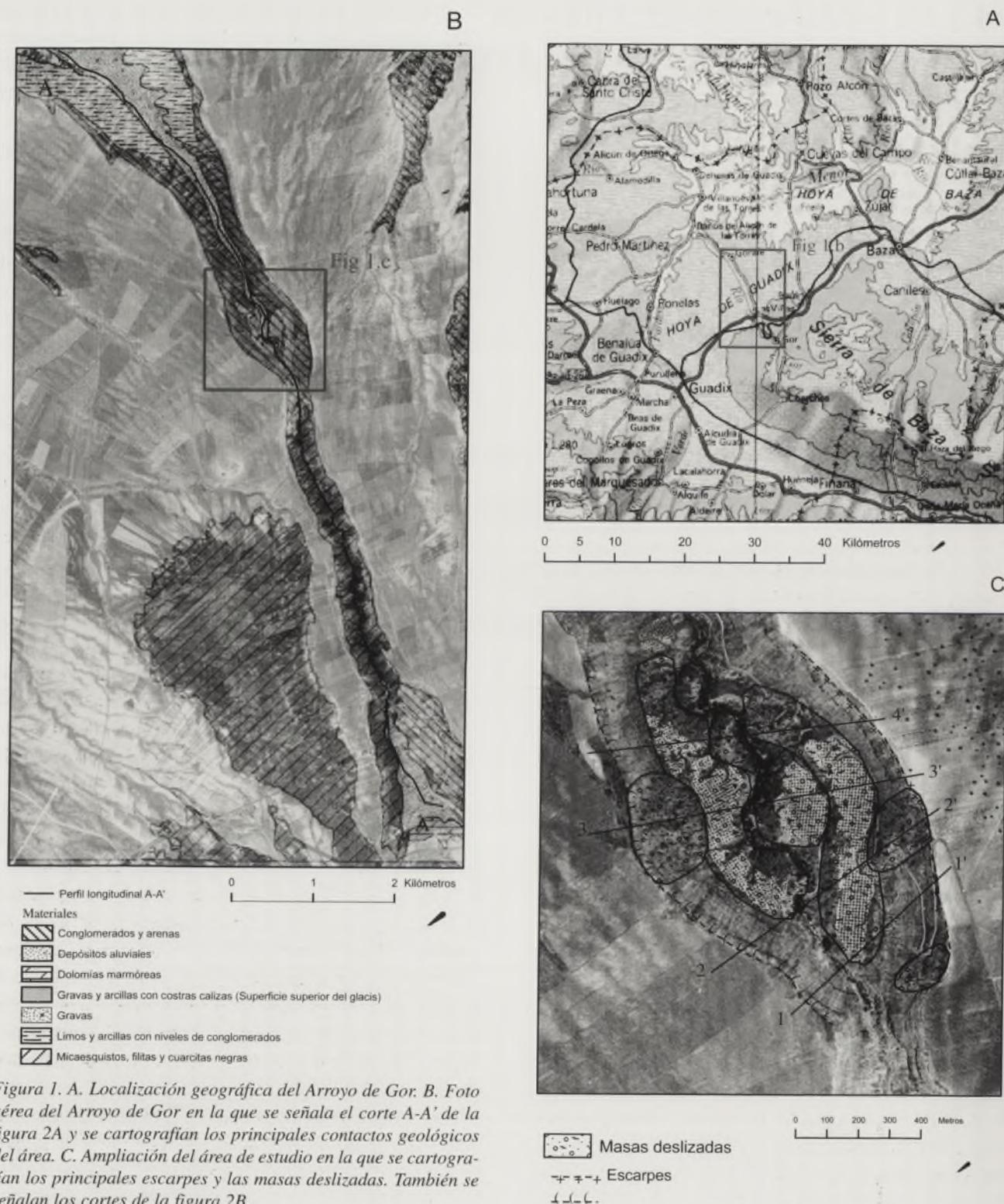
INTRODUCCIÓN

En regiones tectónicamente activas, con importante levantamiento del relieve, existe una competencia e interdependencia entre los procesos generadores del relieve y los que inducen a su denudación. En dichas regiones, uno de los mecanismos de denudación del relieve más eficaz es el de los movimientos en masa en las laderas. Estos procesos, generalmente muy rápidos, disgregan un importante volumen de rocas y suelos, que posteriormente pasa a ser distribuido por la red de drenaje. En el SE peninsular, las inestabilidades de ladera ligadas a la existencia de zonas escarpadas, son hoy día uno de los procesos superficiales más importantes y representan un serio riesgo de carácter geológico (Ferrer y Ayala, 1996). En esta región, existen también vestigios de que estos procesos han debido tener una importante incidencia a lo largo del Cuaternario (Silva et al., 1996, Mather et al., 2003).

En este trabajo se describen los procesos que han dado lugar al encajamiento y ensanchamiento del Arroyo de Gor sobre sedimentos plio-cuaternarios del relleno de la Cuenca de Guadix. Estos procesos son básicamente deslizamientos rotacionales debidos al fuerte encajamiento del Arroyo, tras la captura de la Cuenca de Guadix por el río Guadalquivir.

LA CUENCA DE GUADIX

La cuenca de Guadix es una depresión intramontañosa situada en el sector central de las Cordilleras Béticas, entre el Margen Sudibérico y el Dominio de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1986). El relleno de la cuenca (en condiciones continentales) comenzó al final del Tortonense y se prolongó hasta el Pleistoceno (Vera, 1970; Peña, 1979; Viseras, 1991). En el borde suroriental de la Cuenca, bordeando los relieves de la Sierra de Baza, estos sedimentos de edad plio-pleistocena (UTS II y III de Viseras 1991) son unos conglomerados relativamente poco cementados alternantes con bancos de arenas. Los bancos conglomeráticos tienen un mayor desarrollo hacia la parte alta de la secuencia, la cual queda coronada por una costra carbonatada (caliche) que tiene un amplio desarrollo regional y ha sido interpretada como un glacis (Fig. 1). Desde el punto de vista geomorfológico, la cuenca de Guadix se caracteriza por la existencia de una red de drenaje fuertemente encajada sobre la superficie de glacis, situada a una altitud media cercana a los 1000 m. Este relieve, en muchas ocasiones de tipo "bad-lands", característico de regiones climáticas semiáridas, ha sido modelado desde finales del Pleistoceno. Los controles que han inducido la formación de este relieve, al igual que en otras regiones, son básicamente de tres tipos: climáticos, litológicos y tectónicos.



GEOMORFOLOGÍA DEL ARROYO DE GOR

El Arroyo de Gor es el principal cauce fluvial que dreña la Sierra de Baza. Tiene una longitud aproximada de 30 Km, descendiendo desde cota 2000 a cota 800. El Arroyo aparece fuertemente encajado en los sedimentos plio-pleis-

tocenos del borde de la depresión de Guadix. En el tramo Gor-Gorafe (Fig. 1A), el Arroyo es fundamentalmente rectilíneo y no presenta terrazas fluviales ni llanura de inundación bien desarrollada. El encajamiento en este tramo oscila entre los 150 y 175 m, bajo la superficie de glacis (Figs. 1C y 2B). El perfil longitudinal del Arroyo de Gor en este

tramo muestra varios escalones, todos ellos coincidentes con cambios litológicos. El escalón más importante corresponde al contacto entre el sustrato de la cuenca (dolomías y filitas) y los sedimentos plio-pleistocenos (Fig. 2A).

PROCESOS DE LADERA EN EL ARROYO DE GOR

Los procesos más llamativos en ambas laderas del Arroyo de Gor son deslizamientos rotacionales, que han dado lugar a laderas asimétricas e irregulares en las que se pueden reconocer escarpes y segmentos con poca pendiente, bien hacia el Arroyo o en sentido contrario (Figs. 2B y 2C). Aunque estos procesos son visibles a lo largo de todo el Arroyo de Gor, se ha seleccionado un sector de la parte central en el que los deslizamientos tienen un mayor desarrollo (Fig. 1C). Este tramo está situado inmediatamente aguas abajo del cambio de pendiente más importante observado en el perfil longitudinal (Fig. 2A). Visto sobre el mapa, forma un ensanchamiento de forma ovalada (Fig. 1C).

Los deslizamientos de este sector han sido cartografiados y aparecen en la figura 1C. La superficie en planta de cada masa deslizada individual está comprendida entre las 5 y las 15 hectáreas. Se trata en todos los casos de masas con su máxima longitud paralela al cauce, lo que indica que la cantidad de desplazamiento es pequeña en todos los casos. Los volúmenes máximos movilizados son del orden de 10 hectómetros cúbicos. Desde el punto de vista geométrico, estos movimientos de ladera son básicamente de dos tipos: a) deslizamientos rotacionales múltiples y b) deslizamientos rotacionales sucesivos (Dikau et al., 1996). Las superficies de rotura tienen una forma característica con un escarpe de cabecera subvertical y una zona frontal horizontal o buzante contra la ladera. Los deslizamientos rotacionales múltiples presentan escarpes secundarios sobre la masa deslizada cuya génesis puede ser coetánea respecto al escarpe principal o debida a reactivaciones posteriores. En este último caso, la erosión de la parte frontal de los lóbulos, por parte del río sería la responsable de las reactivaciones. Los deslizamientos rotacionales sucesivos consisten en una segunda generación, situándose por encima de las masas deslizadas previamente (Fig. 2). La génesis de éstos estaría relacionada con el retroceso del escarpe de cabecera ligado a los deslizamientos de primera generación. En estos deslizamientos de segunda generación, que a veces quedan a mitad de ladera, la rotación de los estratos es menor que en los de primera generación.

Las partes frontales de los deslizamientos de primera generación faltan, ya que han sido arrastradas por el río. En el área seleccionada, el río tiene una configuración meandriforme inducida seguramente por la morfología de los lóbulos de los deslizamientos. El Arroyo socava las partes

frontales de los lóbulos de los deslizamientos de primera generación, alcanzando hasta 50 m de encajamiento sobre dichos lóbulos. En determinados tramos de esta zona (parte más meridional), la masa deslizada habría sido movilizada completamente por la erosión del río, preservándose únicamente la característica forma arqueada del escarpe de cabecera.

Otros procesos de ladera activos y visibles son los desprendimientos, afectando generalmente a los paquetes conglomeráticos más cementados que coronan la secuencia estratigráfica del Arroyo de Gor.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

El origen de estos grandes deslizamientos debe estar relacionado con el fuerte encajamiento del Arroyo de Gor en la secuencia estratigráfica plio-pleistocena. Este encajamiento produciría un cañón limitado por escarpes subverticales. Esa configuración de las vertientes es muy inestable y favorecería la formación de grietas de tracción a una cierta distancia del borde del cañón. La propagación de estas grietas en profundidad facilitaría la individualización de importantes masas de roca limitadas por superficies en forma de cuchara. La activación de los deslizamientos debió estar ligada a periodos de lluvias intensas. La litología de la secuencia plio-pleistocena, altamente permeable, es sin duda de capital importancia en la localización de los deslizamientos. De hecho, el ensanchamiento del Arroyo de Gor en el sector donde se localizan los deslizamientos coincide con un aumento significativo del espesor de la secuencia plio-pleistocena, que pasa de 20-30 m aguas arriba del ensanchamiento a 175-300 m aguas abajo del mismo.

La magnitud de estos deslizamientos da pie a pensar en la posible generación de represas locales aguas arriba. Sin embargo, el perfil longitudinal del río no muestra escalones atribuibles a estos fenómenos. Por tanto, el río debió de arrastrar con mucha rapidez las partes frontales de los deslizamientos. La litología de la Formación Guadix es adecuada para un arrastre rápido, ya que se trata de materiales fácilmente disgregables.

El encajamiento del Arroyo de Gor seguramente tiene su origen en la captura durante el cuaternario de la hasta ese momento cuenca endorreica de Guadix por parte del río Guadalquivir (Calvache y Viseras, 1997). Como conclusión sobre el origen de los deslizamientos, se propone que el desencadenante inicial es la captura del Arroyo de Gor por el río Guadalquivir, lo que daría lugar a una fuerte incisión vertical, que a su vez activaría la formación de los deslizamientos rotacionales. De este modo, se lograría un ensanchamiento del cañón fluvial inicial y el arroyo seguiría encajándose, sobre las partes frontales de los lóbulos de deslizamiento.

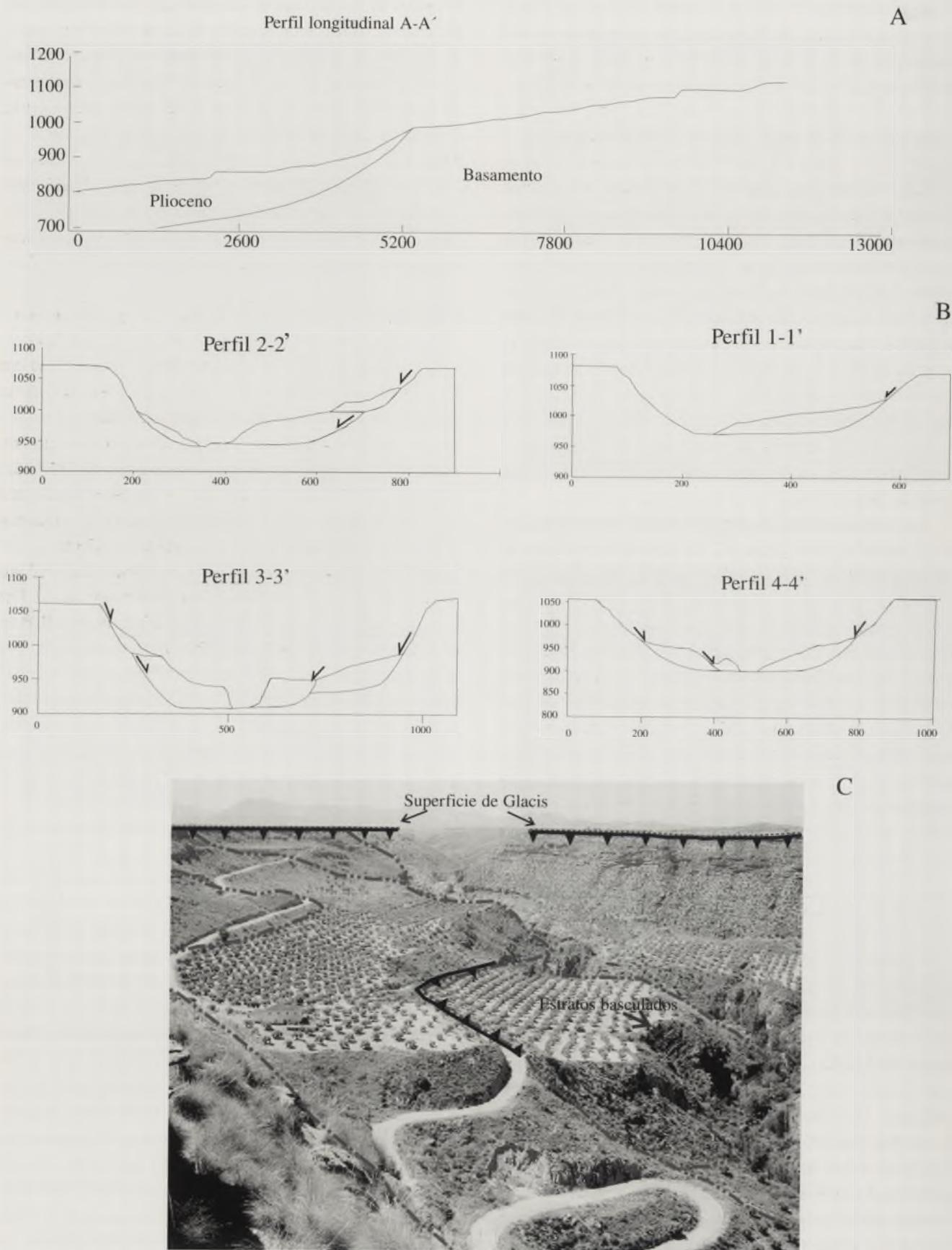


Figura 2. A. Corte longitudinal A-A' a lo largo del Arroyo de Gor. B. Cortes transversales en los que se detalla la geometría de los deslizamientos rotacionales. C. Fotografía de campo (Oeste a la derecha de la foto) en la que se señalan algunos escarpes principales y secundarios. Obsérvese la rotación de los bancos conglomeráticos y la posición de la superficie de glacis.

Con independencia de la existencia de deslizamientos activos de escasas dimensiones, en las proximidades del cauce, inducidos por el encajamiento más reciente, los deslizamientos de primera y segunda generación son fósiles. Varios datos indican el carácter inactivo de estos deslizamientos: a) el actual lecho del río corta a las masas deslizadas (encajamiento de hasta 50 m), b) los lóbulos y los escarpes secundarios están cubiertos de vegetación, c) en algunas zonas es posible reconocer escarpes mientras que la masa deslizada ha sido completamente removilizada por la corriente, d) las laderas están parcialmente regularizadas y cubiertas por derrubios de pie de monte.

La edad de estos deslizamientos puede acotarse entre los 11 ka, edad atribuida al glacis afectado por los deslizamientos (Peña, 1979), y los 3 ka (Wise et al., 1982), edad de los numerosos dólmenes construidos sobre algunas de las masas deslizadas (Fig. 2C).

El establecimiento de tasas mínimas de encajamiento en el Arroyo de Gor es posible si se tiene en cuenta la edad atribuida al glacis (11 ka), la edad mínima de los deslizamientos (3 ka) y la profundidad del cauce respecto de la superficie del glacis (175 m en esta área). La tasa mínima de encajamiento del Arroyo de Gor según estos cálculos sería de unos 15 mm/año. La última fase de ese encajamiento se produce sobre los lóbulos deslizados (50 m; véase el corte 3-3' en la figura 2B). La tasa de encajamiento de estos últimos 50 m oscilaría entre aproximadamente 5 y 15 mm/año, en función de la edad que se atribuya a los deslizamientos (3-11 ka). Las tasas de encajamiento que se derivan de estos datos son muy altas; únicamente pueden ser explicadas si se considera la intervención de otro tipo de controles climáticos y/o tectónicos, además de los inherentes a la captura de la cuenca de Guadix por el río Guadalquivir.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el MCYT y fondos FEDER de la Unión Europea mediante el proyecto REN2001-3378.

REFERENCIAS

- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V., (1986). Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta*, 1; 19-21.
- Calvache, M.L. y Viseras, C. (1997). Long-term control mechanisms of stream piracy processes in Southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22; 93-105.
- Dikau, R. Brundsen, D., Schrott y L. Ibsen, M. L. (1996). Introduction. En: *Landslide recognition. Identification,*

- movement and causes*. Eds. (Dikau, R. Brundsen, D., Schrott, L. Ibsen, M. L.) John Willey & Sons. 1-12 pp.
- Ferrer, M y Ayala, F. (1996). Landslide climatic susceptibility map of Spain. En: *Landslides*. Proc. 8^a International Conf. and Field Trips on landslides, (Chacón J., Irigaray, C., Fernández, T. Eds.) 323-333 pp.
- Mather, A. E., Griffiths, J.S. y Stokes, M. (2003). Anatomy of a "fossil" landslide from the Pleistocene of SE Spain. *Geomorphology*, 50, 135-149.
- Peña, J., (1979). *La depresión de Guadix-Baza: Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno*. Tesis Doctoral Univ. Granada. 160 pp.
- Silva, P., Mather, A., Goy, J.L., Zazo, C. y Harvey, A.M. (1996). Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del río Mula (región de Murcia, SE España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9, 269-283.
- Vera, J.A. (1970). Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza. *Boletín Geológico y Minero*, 81, 429-462.
- Viseras, C. (1991). *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral Univ. Granada. 327 pp.
- Wise, S.M., Thornes, J. B., Gilman, A. (1982). How old are the badlands?. A case study from south-east Spain. En: *Badlands Geomorphology and Piping*. Bryan, R.B. y Yair, A. (eds). Geo Books, 259-277.

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that every entry should be supported by a valid receipt or invoice. The text also covers the proper handling of cash and the use of bank accounts for business purposes. It advises against mixing personal and business finances to ensure clear financial reporting.

The second section details the various methods for recording income and expenses. It explains how to categorize different types of business costs and how to track them over time. The document also provides guidance on how to handle irregular income and how to estimate taxes based on current financial data. It stresses the need for regular reviews of the accounts to catch any errors or discrepancies early on.

The final part of the document offers practical advice on how to organize financial records. It suggests using a consistent system for labeling and filing documents to make them easy to find. It also discusses the importance of backing up digital records and keeping physical copies of important documents in a secure location. The document concludes by encouraging the reader to stay organized and up-to-date with their financial information.

Extensión, magmatismo y mineralizaciones de Fe-Ba-Zn-Ag durante el Mioceno superior en la Cuenca de Vera

G. Booth-Rea¹ y J.M. Azañón²

¹ GEOMAR, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel (Alemania). gbooth@geomar.de

² Dpto. Geodinámica. Univ. de Granada (España).

ABSTRACT

Data from structural analysis and drill-cores indicate an intimate relationship between extensional structures, magmatism and Fe-Ba-Zn-Ag mineralisations occurring during the Upper Tortonian-Early Messinian in the Vera basin (SE Spain). Extensional listric faults truncate Tortonian to early Messinian sediments and detach in a low-angle detachment between the metamorphic basement and the Tortonian sedimentary cover of the Vera basin. The fault rocks together with the aforementioned sediments are strongly mineralised. Consequently, the faults constituted conduits for the mineralising fluids which produced the stratiform mineral deposits, which both are truncated and locally seal the tilting related with extension. The presence of nearby Uppermost-Tortonian vulcano-sedimentary layers, perforated by drill-cores, confirms the activity of calco-alkaline vulcanism coeval to extension. The temporal and spatial coincidence of these processes suggests a genetic link between extension, calco-alkaline vulcanism and Fe-Ba-Zn-Ag mineralisations.

Key words: extension, magmatism, mineralisations, upper Miocene, Vera basin.

INTRODUCCIÓN

Durante el Mioceno Superior se produjo un cambio en el marco tectónico de la Cordillera Bética en relación con el inicio de la convergencia NNW/SSE entre Iberia y Africa (Mazoli y Helman, 1994). La convergencia NNW/SSE produjo pliegues de orientación E/W a ENE/WSW y longitud de onda kilométrica, dando lugar a la orografía en Sierras y cuencas que caracteriza a esta Cordillera (Weijermars et al., 1985; Booth-Rea et al., 2002; Martínez-Martínez et al., 2002; Booth-Rea et al., 2003). La convergencia es también la responsable de la emersión y plegamiento de estructuras extensionales relacionadas con la formación, durante el Mioceno Inferior y Medio, de la cuenca de retro-arco de Alborán (García-Dueñas et al., 1992; Comas et al., 1999; Booth-Rea et al., 2002; Martínez-Martínez et al., 2002). Este es el caso de la actual Cuenca de Vera, situada entre los anticlinales correspondientes a las Sierras de Filabres y de Almagro al Norte y Sierra Cabrera al Sur, y limitada al Este por Sierra Almagrera (Fig. 1A). La extensión durante el Mioceno Inferior y Medio produjo un fuerte adelgazamiento litosférico que favoreció la producción de magmas, inicialmente en el Oligoceno superior-Mioceno inferior procedentes de la fusión parcial del manto (rocas toleíticas) y posteriormente hasta el Mioceno Superior con una componente importante de contaminación y fusión de rocas corticales (vulcanismo calco-alkalino, Fig. 1) (Turner et al., 1999).

En la Cuenca de Vera el vulcanismo calco-alkalino se prolongó hasta el Tortoniano terminal con depósitos vulcano-sedimentarios intercalados en calcarenitas de edad Tortoniano-terminal/Messiniense (Booth-Rea et al., 2003); sedimentos de edad Messiniense muestra relación de "onlap" sobre los domos y rocas volcánicas de este cortejo (corte 5-5', Fig. 1). Por tanto se observa un solapamiento entre los efectos de la extensión Miocena y el inicio de la formación de pliegues y fallas de salto en dirección en el Tortoniano. Este es un periodo (Tortoniano superior-Messiniense) en el que coexisten o alternan estructuras típicas de un contexto extensional con otras que producen acortamiento cortical. Estas estructuras presentan frecuentemente orientaciones que son incompatibles con un solo campo de esfuerzos. En este trabajo presentamos un ejemplo de las interrelaciones entre tectónica, magmatismo, mineralizaciones y arquitectura estratigráfica en el seno de la cuenca de Vera. Este análisis se ha acompañado de la estimación del tensor de esfuerzos activo durante el Tortoniano terminal-Messiniense en el área con mineralizaciones de Fe-Ba-Zn y Ag.

ESTRUCTURA Y LITOESTRATIGRAFÍA

La estructura y topografía del área estudiada está fuertemente condicionada por la actividad Messiniense a Cuaternaria de la Zona de Falla de Palomares (ZFP). La ZFP está constituida por varios segmentos de falla de salto en dirección

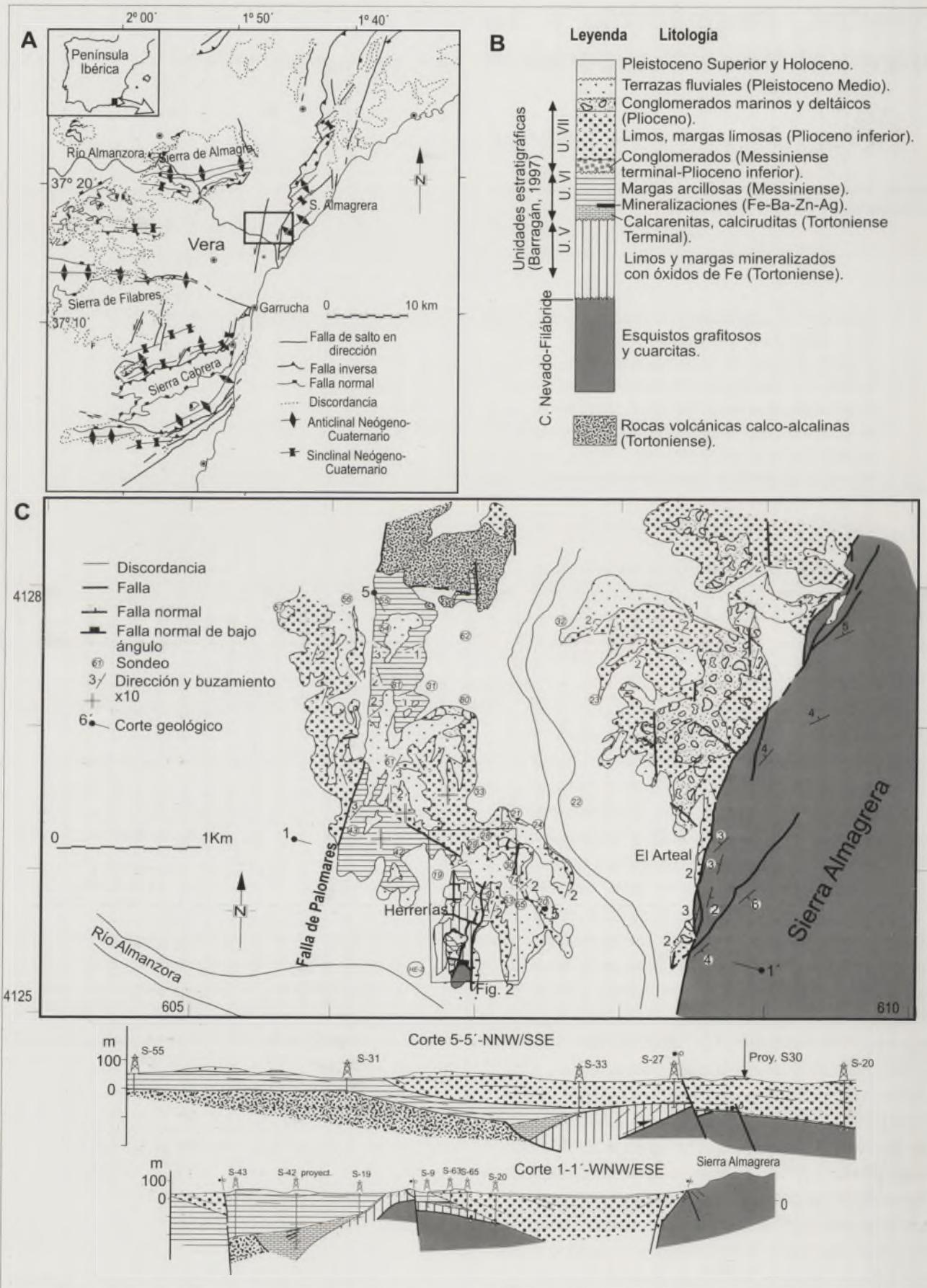


Figura 1. A) Esquema tectónico de la depresión de Vera y relieves circundantes. B) Litoestratigrafía del área de Palomares. C) Mapa y cortes geológicos del área de Palomares.

sinistra con una orientación NNE/SSW. Estos segmentos muestran un régimen con una componente normal en el caso de los segmentos que limitan al relieve de Sierra Almagrera y una componente inversa en el segmento de falla que aflora en el área de Herrerías, aunque cambia lateralmente en relación

con la geometría helicoidal de la superficie de falla (Booth-Rea et al., 2003). El salto vertical asociado al segmento de Herrerías es de aproximadamente 60 m (desplazamiento del contacto basamento-sedimentos medido en sondeos, corte 1-1', Fig. 1). En relación con este salto vertical se ha exhumado

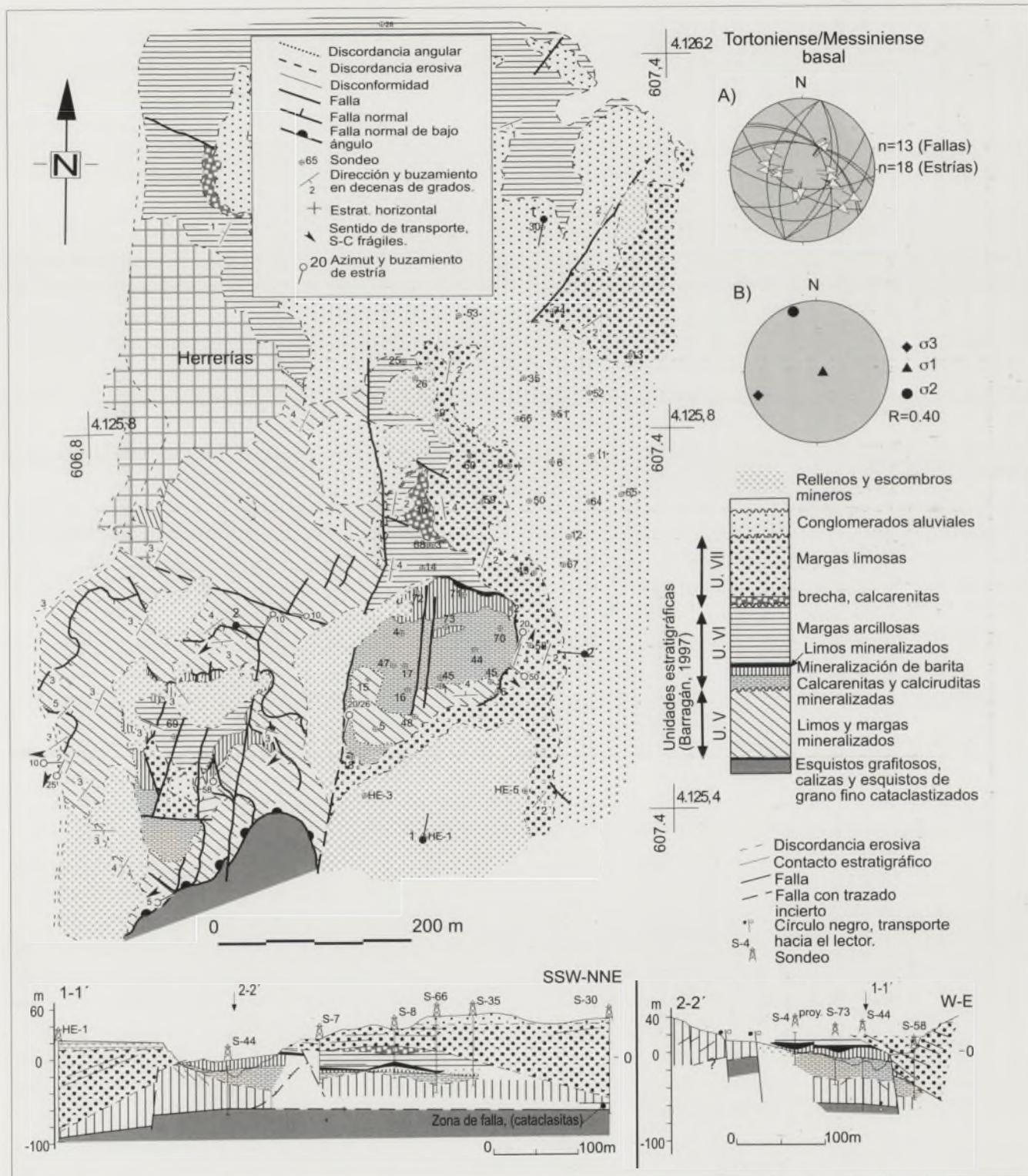


Figura 2. Mapa, cortes geológicos y litoestratigrafía del área de Herrerías. Área localizada en la Figura 1. A) Fallas que afectan a sedimentos de edad Tortonienne a Messiniense basal, gran parte de ellas selladas por sedimentos messinienses. B) Tensor de paleoesfuerzos calculado a partir de las fallas representadas en A). Proyección estereográfica equiangular en el hemisferio inferior.

toda la sucesión sedimentaria presente en el área de Herrerías así como el basamento metamórfico infrayacente (columna litológica en las Figs. 1 y 2).

El contacto entre el basamento y la base de la secuencia sedimentaria, constituida por limos de edad Tortoniense mineralizados por óxidos de Fe y barita, es una zona de falla de bajo ángulo, definida por cataclasitas foliadas arcillosas, mineralizadas con óxidos de Fe y barita. El transporte tectónico indicado por estrías y estructuras S-C frágiles es mayoritariamente hacia el SW. Numerosas fallas de geometría lítrica fuertemente mineralizadas cortan a los sedimentos de edad Tortoniense y acomodan su desplazamiento sobre el despegue basal con el basamento. Algunas de estas fallas mineralizadas cortan a calcarenitas de edad Tortoniense terminal y están selladas por la mineralización estratiforme de barita y "cherts" situada bajo margas arcillosas de edad Messiniense; otras cortan a la mineralización. Por consiguiente, se puede asignar una edad Tortoniense Superior/Messiniense basal para la actividad de las fallas lítricas. La población de fallas extensionales de edad Tortoniense-Messiniense basal muestra direcciones de transporte diversas, aunque todas ellas son congruentes con una extensión de dirección NE/SW (estereograma A, Fig. 2). Esta extensión se confirma cuando se analiza la geometría del tensor de esfuerzos obtenido a partir de fallas menores, usando el programa de redes de búsqueda de Galindo-Zaldívar y Lodeiro (1988), Fig. 2 B. Los sedimentos precinemáticos respecto a las fallas lítricas (limos y margas del Tortoniense Superior) muestran basculamientos mayores que los sedimentos sincinemáticos. Los sedimentos sincinemáticos respecto al crecimiento de las fallas muestran geometría en cuña, por ejemplo en las calcarenitas y calciruditas de edad Tortoniense terminal (corte 1-1', Fig. 2).

A partir de datos de sondeos (sondeos S-43, S42, corte 1-1', Fig. 1C) se constata que las mineralizaciones de Herrerías y los domos volcánicos calco-alcálicos del Tortoniense Superior están muy próximos (1 Km). A partir de la columna de estos sondeos se aprecia que la actividad volcánica calco-alcálica produjo varias intercalaciones de tufitas en el seno de calcarenitas de aguas templadas de edad Tortoniense terminal (sondeo S-42).

CONCLUSIONES

La coincidencia espacio temporal entre la actividad volcánica, la extensión durante el Tortoniense terminal-Messiniense y las mineralizaciones sugiere una relación genética entre estos procesos. Si la intrusión magmática durante el Tortoniense no se compensó inmediatamente con extensión de las rocas suprayacentes, aquella debió producir un aumento en la horizontal de los esfuerzos tensionales en su entorno, los cuales pueden haber alterado la orientación de los esfuerzos principales, desviándolos de la vertical y horizontal (Parsons y Thompson, 1993). Este proceso pudo facilitar la actividad del despegue extensional de bajo ángulo entre el basamento y la

cobertera sedimentaria. Asimismo, el magmatismo representaría una fuente de calor y fluidos que podrían generar células convectivas hidrotermales que mezclarían los fluidos magmáticos con agua del mar a través de los conductos proporcionados por el abanico de fallas lítricas. La mineralización debió producirse en la interfase entre el medio marino somero y las fallas lítricas, en un área que representaba un alto submarino respecto a su entorno. El pequeño espesor de sedimentos de plataforma somera, presentes en la zona mineralizada, es un dato indicativo de la escasa subsidencia del área y corrobora la interpretación de que dicho área fuese un alto relativo durante el Tortoniense terminal.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el MCYT (Proyectos REN2001-3868-CO3-01/MAR y REN2001-3378/RIES). En especial, agradecemos la colaboración aportada por la empresa MINERSA al permitirnos estudiar sus sondeos mineros.

REFERENCIAS

- Barragán, G. (1997): *Evolución Geodinámica de la Depresión de Vera*. Tesis doctoral, Univ. de Granada.
- Booth-Rea, G., García-Dueñas, V. y Azañón, J.M. (2002): Extensional attenuation of the Malaguide and Alpujarride thrust sheets in a segment of the Alboran Basin folded during the Tortonian (Lorca area, Eastern Betics). *C. R. Geoscience*, 334: 557-563.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M. García-Dueñas, V. y Augier, R. (2003): Uppermost-Tortonian to present depocentre migration related with segmentation of the Palomares Fault Zone (PFZ), SE Betics, Spain. *C. R. Geosciences*, in press.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A.B. (1999): The Origin and Tectonic History of the Alborán Basin: Insights from Leg 161 Results. En: Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results*, 161: 555-579.
- Galindo Zaldívar, J., y González Lodeiro, F. (1988): Faulting phase differentiation by means of computer search on grid pattern. *Annales Tectonicae*, 2: 90-97.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo Marine Letters*, 12: 88-95.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2002): Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain), *Tectonics*, 21: DOI 10.1029/2001TC001283.
- Mazzoli, S., y Helman, M. (1994): Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics, *Geol. Rundschau*, 83 : 464-468.

- Parsons, T. y Thompson, G.A. (1993): Does magmatism influence low-angle normal faulting? *Geology*, 21: 247-250.
- Turner, S.P., Platt, J.P. George, R.M.M. Kelley, S.P. Pearson, D.G. y Nowell, G.M. (1999): Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic-Alboran Domain, Se Spain, *J. Petrol.*, 40: 1011-1036.
- Weijermars, R., Roep, T.B. Van den Eeckhout, B. Postma, G. y Kleverlaan, K. (1985): Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain), *Geol. en Mijnbouw*, 64: 397-411.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is essential for ensuring transparency and accountability in the organization's operations.

2. The second part of the document outlines the various methods and tools used to collect and analyze data. It highlights the need for consistent data collection procedures and the use of advanced analytical techniques to derive meaningful insights from the data.

3. The third part of the document focuses on the role of technology in data management and analysis. It discusses how modern software solutions can streamline data collection, storage, and processing, thereby improving efficiency and accuracy.

4. The fourth part of the document addresses the challenges associated with data management, such as data quality, security, and privacy. It provides strategies to mitigate these risks and ensure that the data remains reliable and secure throughout its lifecycle.

5. The fifth part of the document concludes by summarizing the key findings and recommendations. It stresses the importance of a data-driven approach in decision-making and the need for continuous monitoring and improvement of the data management process.

6. The sixth part of the document provides a detailed overview of the data management framework, including the roles and responsibilities of various stakeholders. It also outlines the key performance indicators (KPIs) used to measure the effectiveness of the data management process.

7. The seventh part of the document discusses the impact of data management on organizational performance. It highlights how effective data management can lead to improved operational efficiency, better customer service, and increased profitability.

8. The eighth part of the document provides a detailed analysis of the data management process, including the identification of key data sources and the development of data integration strategies. It also discusses the importance of data governance and the role of data stewards.

9. The ninth part of the document focuses on the implementation of data management practices. It provides a step-by-step guide to setting up a data management system, including the selection of appropriate software and the establishment of data management policies and procedures.

10. The tenth part of the document discusses the future of data management and the emerging trends in the field. It highlights the growing importance of artificial intelligence and machine learning in data analysis and the need for organizations to stay up-to-date with the latest technologies.

11. The eleventh part of the document provides a detailed overview of the data management process, including the identification of key data sources and the development of data integration strategies. It also discusses the importance of data governance and the role of data stewards.

12. The twelfth part of the document focuses on the implementation of data management practices. It provides a step-by-step guide to setting up a data management system, including the selection of appropriate software and the establishment of data management policies and procedures.

13. The thirteenth part of the document discusses the future of data management and the emerging trends in the field. It highlights the growing importance of artificial intelligence and machine learning in data analysis and the need for organizations to stay up-to-date with the latest technologies.

Control tectónico de la sedimentación lacustre miocena en el área de Tordesillas (Valladolid) en la Cuenca del Duero

J. Delgado¹ y G. Alonso Gavilán²

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

2. Facultad de Ciencias, Plaza de la Merced, s/n 37008 Salamanca. Universidad de Salamanca. gavilan@gugu.usal.es

ABSTRACT

The miocene sedimentation in the Toro-Tordesillas area (Zamora and Valladolid provinces) was developed by a lacustrine system whose sedimentary evolution was conditioned and controlled by activity of faults and fractures that coincide with the current fluvial net. The tectonic readjustments have generated a subsidence-sedimentation relationship of the lacustrine system whose result is the organization in three tracts of the materials with differentiated sedimentary histories. The faults and fractures define blocks and the characteristics of each tract in the Cuestas Unit is originated by the movement of these blocks. The step among tracts is marked by facies associations that indicate maximum silts level in the lacustrine basin.

Key words: tectonic control, lacustrine sedimentation, Miocene, Duero basin, Spain

INTRODUCCIÓN

La mayor parte de la sedimentación durante el Mioceno medio y superior (Aragoniense superior y Vallesiense superior) en la Cuenca del Duero está representada por potentes bancos de extraordinaria uniformidad y continuidad de arcillas verdes y margas blancas con intercalaciones de calizas y yesos, conocida tradicionalmente como *Facies de las Cuestas*.

En líneas generales, la sedimentación de estos materiales se produjo en ambientes lacustres con episodios deltaicos y palustres, existiendo oscilaciones en el nivel del lago y un aumento de la salinidad a techo, con precipitación de yeso, siendo la tectónica un factor importante que condicionó la sedimentación (Corrochano et al., 1986; Mediavilla et al., 1996; Corrochano y Valle, 1997). En la parte oeste de la Cuenca del Duero, en las cercanías de Toro y Tordesillas, los estudios realizados coinciden con la idea general citada sobre un origen lagunar-lacustre con retoques fluviales y aumento a techo de salinidad (Civis et al. 1982; Carballeira y Pol, 1986).

El objeto de este trabajo es la determinación de la tectónica como factor que condicionó la sedimentación durante el Mioceno medio y superior en el área occidental de la Cuenca del Duero. El estudio se llevó a cabo en un área entre Toro (Zamora) y Tordesillas (Valladolid) comprendiendo las hojas topográficas escala 1:50.000 números 370 (Toro) y 371 (Tordesillas) del M.T.N. (fig. 1A) Para ello se consideraron las fallas existentes o deducidas a partir de la red fluvial actual, el espesor de los sedimentos miocenos, su evolución lateral, la secuencialidad y la correlación de columnas estratigráficas.

Los materiales estudiados se han denominado Unidad Cuestas por su similitud con la *Facies de las Cuestas*, aunque la diferencia con ésta es que presenta menor espesor y ausencia de niveles de yeso.

RESULTADOS

Se realizaron 30 columnas estratigráficas, prestando atención a la variación topográfica. La composición mineralógica fue determinada mediante difracción de rayos X, centrándose el estudio en los minerales de la arcilla. La naturaleza carbonática domina frente a la siliciclástica y la evolución y variación de las litologías ha dado pie a la división de la Unidad Cuestas en tres tramos (inferior, medio y superior), teniendo, en conjunto, una potencia cercana a 120 m (fig. 1B). El tramo inferior consta de 40 m de espesor estando constituido por niveles de arcillas, limos y areniscas de colores pardo-amariillentos. Hacia techo se intercalan niveles de arcillas verdes y margas blancas, haciéndose dominantes. El tramo medio tiene una potencia máxima de 46 m y está compuesto por arcillas verdes, margas blancas y calizas margosas blancas. Marcando el límite con los tramos inferior y superior, aparecen estratos de gran continuidad lateral de margas rosáceas fétidas y calizas con gran abundancia de restos fósiles de ostrácodos, gasterópodos, opérculos y caráceas. El tramo superior presenta 34 m de potencia alternando niveles de calizas, margas blancas con ostrácodos y arcillas verdes. En el primer tercio del tramo, las calizas tienen una elevada concentración de restos de ostrácodos y presentan superficies de ripples.

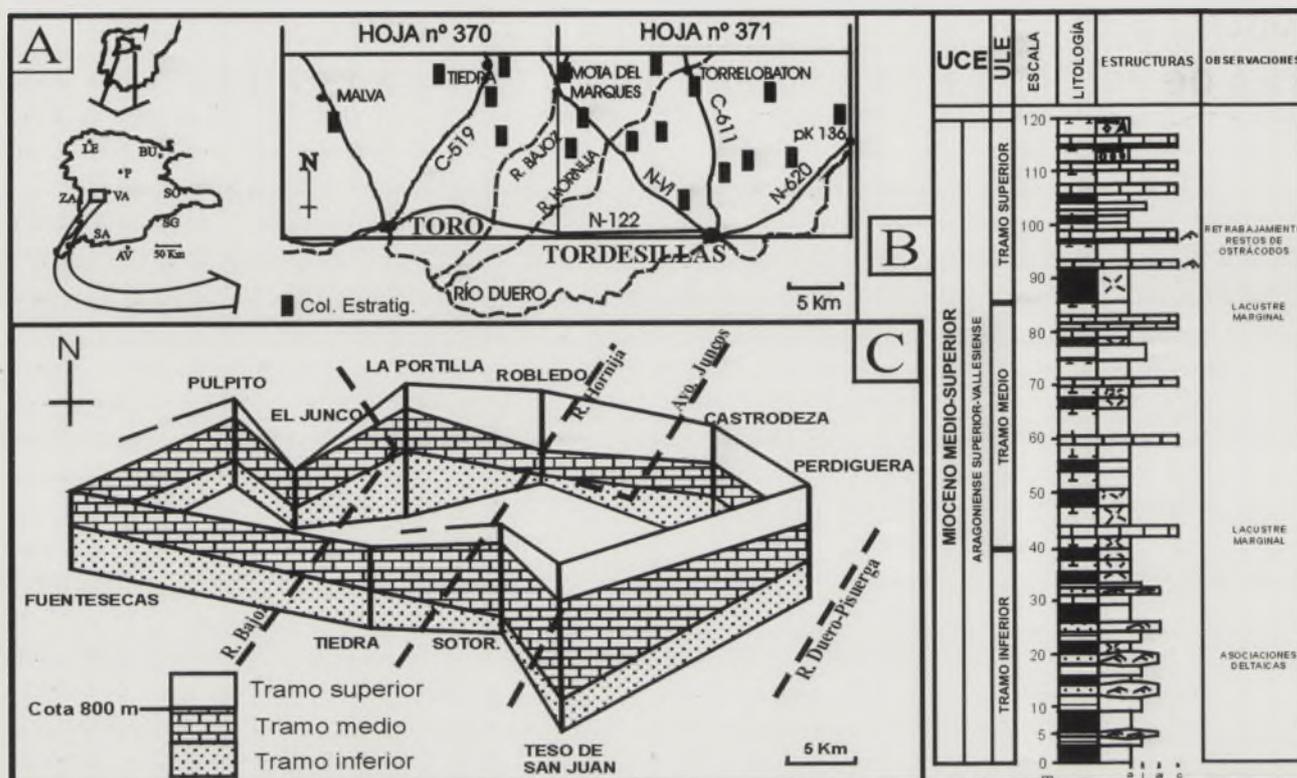


Figura 1: Situación del área de estudio (A), columna estratigráfica general de la Unidad Cuestas (B) y geometría de los tramos a partir de la correlación de las columnas estratigráficas (C).

Dada la gran diversidad y variación de facies existente en la unidad, se definieron siete asociaciones de facies características y se determinó su significado paleogeográfico, haciendo posteriormente un estudio de la relación entre ellas y su ubicación en los diferentes tramos. De las siete asociaciones de facies, dos están relacionadas con sedimentación lacustre interna y ciclos somerizantes, una con sedimentación lacustre marginal en periodos de máxima acumulación orgánica, una con sedimentación lacustre cercana a la orilla y retrabajamiento de restos de ostrácodos y otras tres con entornos deltaicos.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La información aportada por los modelos sedimentológicos y por los rasgos estratigráficos observados permite definir un sistema lacustre en el Aragoniense superior-Vallesiense en el área de estudio que tiene gran semejanza con el modelo de tipo *rampa* definido por Platt y Wright (1991), presentando bajo gradiente topográfico de los bordes, mal drenaje y con áreas de mayor permanencia de la lámina de agua, aunque sufriera fluctuaciones, lo que confirió al sistema lacustre un carácter carbonatado y poco profundo. Este sistema lacustre se inició con ambientes deltaico y lacustre (tramo inferior), pasando a lacustre marginal (tramo medio) y acabando en lacustre interno (tramo superior), a medida que aumentaba la profundidad y se definía mejor el entorno lacustre (Valle et al., 1997).

A partir de la geometría de los tramos de la Unidad Cuestas (fig. 1C), la zona de mayor profundidad del sistema lacustre varió con el tiempo, estando localizada al SSE del área estudiada durante la sedimentación del tramo inferior y en el NNE durante la sedimentación del tramo superior. El paso de un tramo a otro está marcado por facies que indican somerización del sistema lacustre (el paso del tramo inferior al medio está marcado por facies marginales y el paso del tramo medio al superior por facies marginales y litorales). Ello corresponde con etapas de reajuste en el proceso de subsidencia de la cuenca, de manera que existía un equilibrio entre subsidencia y sedimentación, evitando la colmatación definitiva de la cuenca. La tectónica jugó un papel principal manteniendo una subsidencia constante de la cuenca para contrarrestar el volumen de materiales que se acumulaban. Los mecanismos de reajuste determinaron la configuración de la unidad en tramos correspondientes a grandes etapas reactivas-expansivas.

Los episodios subsidentes principales (tramo medio y tramo superior) estaban asociados a zonas de debilidad o fallas del zócalo. En este sentido, observando la red fluvial actual, se deduce una familia de fallas de dirección NE-SO coincidente con la dirección por la que discurren los ríos Duero, Pisuerga, Hornija, Bajoz y arroyo de Juncos. Superponiendo esta familia de fallas a la distribución paleogeográfica de los diferentes tramos, se pueden deducir unas zonas de máxima potencia de sedimento coincidentes con las fallas supuestas. Los mayores

espesores del tramo medio se sitúan cercanos a las lineaciones del río Hornija y del arroyo de Juncos. La mayor potencia del tramo superior, coincide con un área delimitada por la lineación del río Bajoz y la del río Hornija. Algo similar ocurre en la lineación del río Duero en la parte oriental.

Se aprecia, a través de esta correlación y superposición de lineamientos, que se definen bloques limitados por las fallas citadas anteriormente y la correspondiente al río Duero con dirección E-O. En estos bloques coinciden las máximas potencias de sedimentos, que se interpreta como una respuesta sedimentaria a movimientos verticales de los bloques.

CONCLUSIONES

La sedimentación miocena en el área de Toro-Tordesillas (provincias de Zamora y Valladolid) se desarrolló mediante un sistema lacustre cuya evolución sedimentaria estuvo condicionada y controlada por la reactivación de fallas y fracturas coincidentes con la red fluvial actual y que definen bloques en el zócalo. Los reajustes tectónicos generaron una relación subsidencia-colmatación del sistema lacustre cuyo resultado es la organización en tres tramos de los materiales del Mioceno medio y superior que significan historias sedimentarias diferenciadas.

REFERENCIAS

- Carballeira, J. y Pol, C. (1986): Características y evolución de los sedimentos lacustres miocenos de la región de Tordesillas (Facies de las Cuestas) en el sector central de la C. del Duero. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, XXII: 213-246.
- Civis, J., García Marcos, J. M. y Jiménez, E. (1982): Ostracofauna de la facies "Cuestas" en el borde occidental de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI, parte 1ª: 153-170. IGME.
- Corrochano, A. y Valle, M. F. (1997): Lacustrine-Palustrine cycles in the Miocene of the Duero Basin. Torremormojón section (Palencia). *II R.C.A.N.S. Congr., Salamanca, Basin. Excursion guidebook*: 56-70.
- Corrochano, A., Fernández Macarro, B., Recio, C., Blanco, J. A. y Valladares, I. (1986): Modelo sedimentario de los lagos neógenos de la Cuenca del Duero. Sector Centro-Occidental. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, XXIII: 93-110.
- Mediavilla, R. M., Dabrio, C. J., Martín-Serrano, A. y Santisteban, J. I. (1996): Lacustrine Neogene systems of the Duero Basins: evolution and controls. En: *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. World and Regional Geology*. (Friend, P. F. & Dabrio, C. J., Eds). *Cambridge University Press*, 6: 228-236.
- Platt, N. H. y Wright, P. H. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distribution and hidrocarbon aspects. *Inter. Assoc. Sediment.*, 13: 57-74.
- Valle, M. F., Delgado, J., Alonso Gavilán, G. y Rivas Carballo, M. R. (1997): Aproximación a la paleogeografía de las unidades lacustres (Aragoniense superior/Vallesiense) entre las ciudades de Toro y Tordesillas, provincias de Zamora y Valladolid, España. *II R.C.A.N.S. Congr., Salamanca*, 79-81.

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that every entry should be supported by a valid receipt or invoice. This ensures transparency and allows for easy verification of the data.

Furthermore, it is noted that the records should be kept in a secure and accessible format. Regular backups are recommended to prevent data loss in the event of a system failure or disaster.

In addition, the document outlines the process for reconciling accounts. This involves comparing the internal records with the bank statements to identify any discrepancies. Any differences should be investigated immediately to determine the cause and corrected accordingly.

The final section of the document provides a summary of the key points discussed. It reiterates the importance of accuracy, security, and regular reconciliation in maintaining reliable financial records.

Los sistemas fluviales eocenos en Benegiles (Zamora), borde oeste de la Cuenca del Duero

J. Delgado¹ y G. Alonso Gavilán²

1. Escuela de Magisterio, Univ. Valladolid. Plaza de Colmenares, 1 40001 Segovia. jdelgado@fmc.uva.es

2. Facultad de Ciencias, Univ. Salamanca. Plaza de la Merced, s/n 37008 Salamanca. gavilan@gugu.usal.es

ABSTRACT

The aim of this work is the study of sandstones and silty sediments in two profiles near the town of Benegiles (northeast Zamora province). It has established the sedimentation conditions of these materials with the facies analysis, the paleocurrents control and the detailed study of the outcrop. These conclusions has allowed to determine that during the upper Eocene was developed, in the study area, a moderate-high sinuosity fluvial system. This fluvial system has worked on the silts of the eocene lacustrine system implanted in the western border of the Duero basin. The fluvial system has flowed toward the SSO, originating, in the study area, a belt of small dimensions bends. The frequent channel obstruction has caused its overflow, generating spill lobes on the flood plains. The channel obstruction could happen the change of the channels direction, being abandoned the bend.

Key words: *Sedimentology, fluvial sedimentation, Eocene-Oligocene, Duero basin, Spain.*

INTRODUCCIÓN

En el área occidental de la Cuenca del Duero (provincia de Zamora) el registro sedimentario del Eoceno inferior lo constituye la Unidad Media (Corrochano, 1982) estando compuesta por sedimentos arenosos y arcillas que evolucionan a techo a limolitas y margas, acabando en calizas. Según este autor, la sedimentación durante el Eoceno inferior se llevó a cabo por dos sistemas fluviales que confluyeron en un punto donde dieron lugar a ambientes lacustres. Este sistema lacustre se caracterizaba, según Alonso Gavilán et al. (1987) y Mulas y Alonso Gavilán (1987), por tener "márgenes suaves y lámina de agua constante con oxigenación adecuada". La abundancia de restos fósiles de vertebrados permiten situar la sedimentación lacustre en esta parte de la Cuenca del Duero durante el Eoceno inferior-medio, concretamente Neustriense-Rhenaniense inferior-medio (MP 9-14) (Jiménez y Alonso Andrés, 1994), siendo los depósitos lacustres de más edad en la Cuenca del Duero.

Un rejuvenecimiento de las áreas madres da lugar a que en el tránsito Eoceno-Oligoceno se instalen diferentes facies, compuestas por ritmos conglomerático-arenosos y calizas que constituyen la Unidad Superior de Corrochano (1982). Estos depósitos se formaron por "corrientes fluviales anastomosadas que pertenecen a zonas distales de dos abanicos concurren en un punto central donde se originan ambientes de *playa lake*".

Los materiales estudiados pertenecen a la base de la Unidad Superior y se localizan en las cercanías de Benegiles, a 15

km al NE de la ciudad de Zamora por la carretera C-612 hacia Villalpando (Fig. 1 A). Se han estudiado en detalle dos afloramientos separados 2 km, a ambos lados del río Valderaduey. El objeto del estudio es determinar los procesos sedimentarios que intervinieron en la formación de los materiales y precisar las características del sistema fluvial al que pertenecen.

RESULTADOS

La columna estratigráfica local está formada por 16 m dispuestos en secuencias granodecrescentes de areniscas con cantos blandos decimétricos oxidados, limos rojizos con laminación cruzada, limolitas, arcillas pardo-amarillentas y, finalmente, margas con espesores no superiores al decímetro. Los paquetes arenosos más inferiores tienen potencia métrica y geometría lenticular cóncava. En los superiores, las areniscas son de color rojizo y pardo y están dispuestas en cuerpos sigmoidales con laminación cruzada.

Se han estudiado dos afloramientos que pertenecen a este conjunto de cuerpos sigmoidales. El más oriental en relación al río Valderaduey se denominó Benegiles 1 y el occidental Benegiles 2 (Fig. 1 A).

-Afloramiento de Benegiles-1 (B-1): Se localiza a 1 Km al SE de Benegiles (Fig. 1 A). Está formado por dos escarpes contiguos de 22 y 15 m de longitud y diferente orientación y separados por 3 m de recubrimiento (Fig. 1 B). En el afloramiento de Benegiles B-1 se distinguen cuatro estratos (Fig. 1

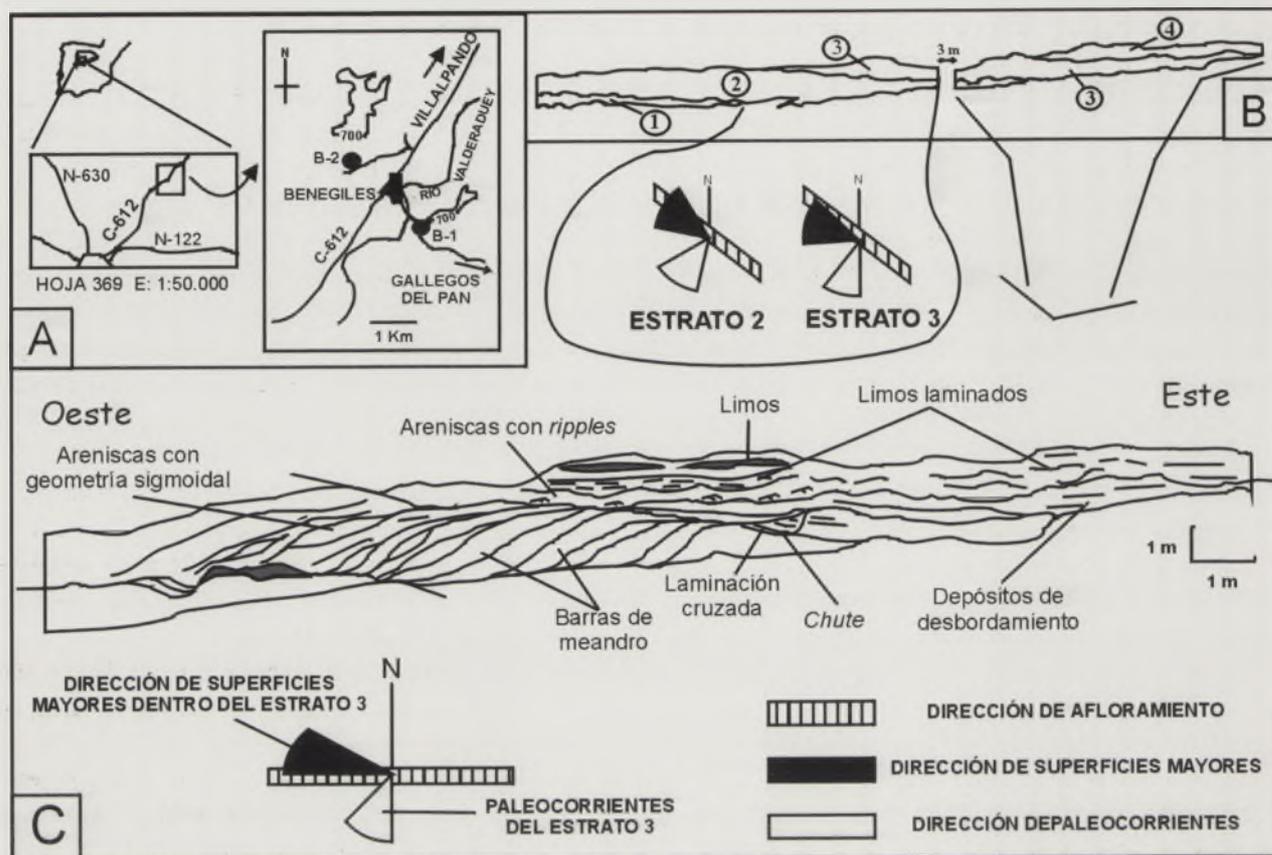


Figura 1: Situación del área de estudio (A), disposición de los estratos del afloramiento de Benegiles 1 (B) y detalle de los estratos 3 y 4 del afloramiento de Benegiles 1 (C).

B) separados por superficies erosivas. Prestando atención a los estratos numerados como 2, 3 y 4, el estrato número 2 está compuesto por areniscas con estratificación cruzada curva y *ripples* distribuidas en niveles con geometría sigmoidal poco inclinados. Las superficies de acreción tienen sentido hacia el NO, mientras que las paleocorrientes dan un sentido al SO. A partir de la dispersión de las paleocorrientes, geometría y disposición de la estratificación, el estrato número 2 se interpreta como el del apilamiento hacia el NO de barras de meandro.

El estrato numerado como 3 (Fig. 1 C) está compuesto por sucesión de areniscas pardo-rojizas dispuestas en estratos sigmoidales con la dirección de la laminación interna (SSO) perpendicular a la dirección de la estratificación (ONO). Este estrato se interpreta como el resultado de mesoformas que se apilan lateralmente, pudiendo hablar de barras de meandro, presentando gran similitud con afloramientos atribuidos a depósitos de *point-bar* por Willis (1993) en Pennsylvania, USA (outcrop 4). Teniendo en cuenta las características del afloramiento, se considera que es un *point-bar* de tipo B (en el sentido de Díaz Molina, 1993). Se aprecian pequeños surcos con laminación cruzada curva que cortan el techo de las barras de meandro, atribuyéndose como *chutes* (Fig. 1. C).

El estrato número 4 está constituido por areniscas pardas con laminación de *ripples*, limos laminados y arcillas forman-

do un tableado con superficies internas de escaso relieve (Fig. 1 C). Se trata del registro de relleno de surco abandonado. El estrato, con poca potencia de sedimentos finos actuando como tapón de arcillas (*clay-plug*), se asemeja en mayor medida a la secuencia definida por Walker (1979) en la migración de cursos fluviales por acortamiento de trayectoria (*chute cut-off*), lo que indica que el cambio de dirección se realizó progresivamente.

-Afloramiento de Benegiles 2 (B-2): Es un escarpe de 39 m de longitud y 5 m de potencia. Está compuesto por areniscas rojizas dispuestas en sigmoides de 8 m de longitud y 1 m de potencia, con acreción hacia el NE y laminación hacia el SSE. El afloramiento se interpreta como la superposición de mesoformas con crecimiento lateral dominante, pudiendo hablar de barras de meandro. La parcial definición de los cuerpos sigmoidales hace pensar que se trate de *point-bar* de tipo A (en el sentido de Díaz-Molina, 1993) en el que el cambio de curvatura dominaba frente a la acreción lateral.

DISCUSIÓN

La superposición de estratos y niveles arenosos sigmoidales permite afirmar que se desarrolló un sistema fluvial de sinuosidad moderadamente alta que progredió sobre un siste-

ma lacustre. Los surcos eran de poca dimensión, aproximadamente de 3 m de profundidad y una anchura cercana a 6 m, discurriendo hacia el SSO. La sedimentación característica es el apilamiento de canales con barras sigmoidales, es decir, un cinturón de meandros de reducidas dimensiones. La corriente podía invadir el techo de las barras sigmoidales, dando lugar a *chutes*. Era frecuente el desbordamiento de los surcos, que solía producirse debido a la avulsión producida en éstos, causando la ruptura de los bordes y generando lóbulos de derrame que invadían la llanura de inundación por mecanismos similares a los descritos por Kraus (1996) en el Eoceno de Wyoming. Además de los desbordamientos, las avulsiones provocaban cambio de dirección de los canales, ocasionando el abandono de los meandros. Se podría encuadrar en los sistemas meandriformes con alta estabilidad relativa descritos por Schumm (1981), donde existiría una pendiente sedimentaria muy pequeña, originando sinuosidad y una alta madurez del sistema fluvial.

CONCLUSIONES

Durante el Eoceno superior en el área de Benegiles (noroeste de Zamora) se desarrolló un sistema fluvial de moderada-alta sinuosidad que progradó sobre los sedimentos del sistema lacustre implantado en el eoceno en el borde occidental de la Cuenca del Duero. Este sistema fluvial discurría hacia el SSO, originando en el área de estudio un cinturón de meandros de reducidas dimensiones. Era frecuente la avulsión en los surcos, lo que daba lugar al desbordamiento de éstos, generando lóbulos de derrame sobre las llanuras de inundación. Podía ocurrir que la avulsión provocara el cambio de dirección de los canales, quedando abandonado el meandro.

REFERENCIAS

- Alonso Gavilán, G., Armenteros, I., Dabrio, C. J. y Mediavilla, R. M. (1987 b): Depósitos lacustres terciarios de la Cuenca del Duero (España). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, XXIV, suplemento 1. 47 p.
- Corrochano, A. (1982): El paleógeno del Borde Occidental de la Cuenca del Duero, provincia de Zamora. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI, parte 2ª: 687-697.
- Díaz Molina, M. (1993): Geometry and lateral accretion patterns in meander loops: examples from the Upper Oligocene-Lower Miocene, Loranca Basin, Spain. *Int. Ass. Sediment.*, Spec. Publ., 17: 115-131.
- Jiménez, E. y Alonso Andrés, L. (1994): Nuevos hallazgos de Trionychidae en el Eoceno de Salamanca y Zamora. Consideraciones sobre los ecosistemas fluviales durante el Eoceno de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, XXIX: 95-113.
- Kraus, M. J. (1996): Avulsion deposits in lower Eocene Alluvial Rocks, Bighorn Basin, Wyoming. *Jour. Sed. Res.*, 66-2: 354-363.
- Mulas, M. E. y Alonso Gavilán, G. (1987): Facies lacustres paleógenas de Cubillos (Zamora). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, XXIV, suplemento 1: 10-14.
- Schumm, S. A. (1981): Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implications. *Soc. Econ. Paleont. Mineral*, Spec. Publ., 31: 19-29.
- Walker, R. G. (Ed) (1979): Facies models. *Geoscience Canada, Reprint Series*, 1: 211 p. Toronto.
- Willis, B. J. (1993): Interpretation of bedding geometry within ancient point-bar deposits. *Int. Ass. Sediment.*, Spec. Publ., 17: 101-114.

1871

...

...

...

...

...

...

...

...

...

Secuencias de depósito neógenas del margen noroeste del Mar de Alborán, Cuenca de Málaga

C. Díaz Merino¹, M.C. Comas² y W. Martínez del Olmo¹

1. Repsol YPF, Pº de la Castellana 280, 28046, Madrid. cdiazm@repsolypf.com, wmartinezo@repsolypf.com.

2. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada), Campus Fuentenueva s/n, 18002, Granada

ABSTRACT

Data from exploration and scientific wells combined with abundant 2D seismic profiles and the regional geology reveal that the northwestern Alboran basin has been filled by seven distinguishable depositional sequences since the latest Early Miocene. Predominantly normal faulting, and locally reverse and strike-slip tectonics, besides volcanism and mud diapirism have taken place during basin evolution. The syn-rift sequences consist of Burdigalian sandstones, thick Langhian subcompacted shale and Serravallian alluvial fan/fan-delta material interbedded with extensive volcanoclastic beds. The post-rift sequences reflect minor subsidence and the onset of dominant deep-water sedimentation. Hence, narrow platform systems connect with turbidite deposits during Tortonian and early Messinian times. The intra-Messinian sea-level fall is evidenced by the occurrence of the widespread Messinian heterogenic (with evaporite clasts) turbidite system. The Plio-Pleistocene sedimentary record mimics the distal systems of the present fluvial network, with submarine canyons, channels and fans being recognised in the Málaga Bay.

Key Words: Northwestern Alboran Basin, Neogene, Depositional Sequences.

INTRODUCCIÓN

En el margen norte de la cuenca del Mar de Alborán se llevaron a cabo actividades exploratorias entre 1975 y 1986. Se adquirieron más de 16.000 km de sísmica 2D y se perforaron 3 pozos exploratorios en aguas españolas. La presencia de gas natural fue probada, aunque no se llegó a realizar ningún descubrimiento comercial. La amplia base de datos de subsuelo obtenida de aquellas operaciones ha sido ahora utilizada para abordar una revisión del origen y evolución de la cuenca, con especial atención a la arquitectura estratigráfica resultante y a los procesos sedimentarios y estructurales que la han condicionado. Este trabajo se concentra en el análisis del margen noroeste del mar de Alborán (Cuenca de Málaga).

CONTEXTO GEOLÓGICO

La cuenca del Mar Alborán está situada en el extremo occidental del Mediterráneo, detrás del Arco de Gibraltar que conforma el orógeno Bético-Rifeño. Desde el punto de vista genético se trata de una cuenca de "retroarco mediterráneo" (*back-arc*) formada durante el Mioceno inferior y medio por extensión post-orogénica sobre corteza continental adelgazada dentro del contexto convergente de la placas de Eurásia y África (Fig. 1, Comas et al., 1999). La cuenca ha experimentado una compleja historia tectónica desde el Mioceno al Holoceno, en la que a la primera etapa de extensión cortical y subsidencia

tectónica se superpone otra de reorganización estructural contractiva con desarrollo de inversiones tectónicas, fallas transcurrentes y, en determinados sectores, plegamiento, concomitantes con una subsidencia diferencial. El resultado es un conspicuo relleno sedimentario neógeno y cuaternario, que en los mayores depocentros supera los 7 km de espesor. En relación al régimen de evolución tectónica pueden distinguirse los depósitos coetáneos a la extensión principal (*sin-rift*) y los acumulados con posterioridad (*post-rift*). Los sedimentos más antiguos son probablemente de edad Burdigaliense superior y

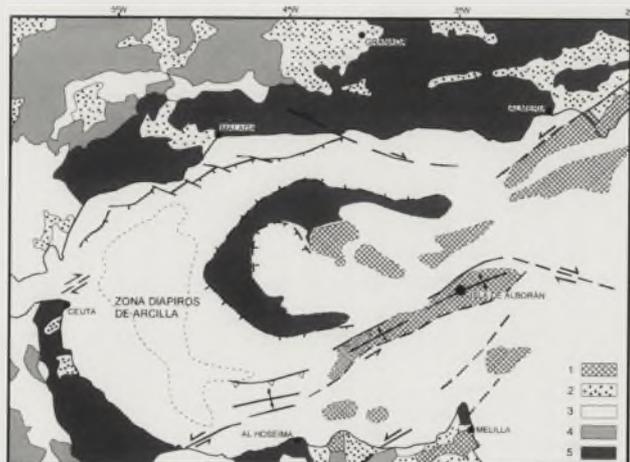


Figura 1. Esquema geológico regional (a partir de Comas et al., 1999). Leyenda: 1. Rocas Volcánicas, 2. Cuencas Neógenas "Onshore", 3. Flysch, 4. Zonas Externas, 5. Zonas Internas (Dominio de Alborán).

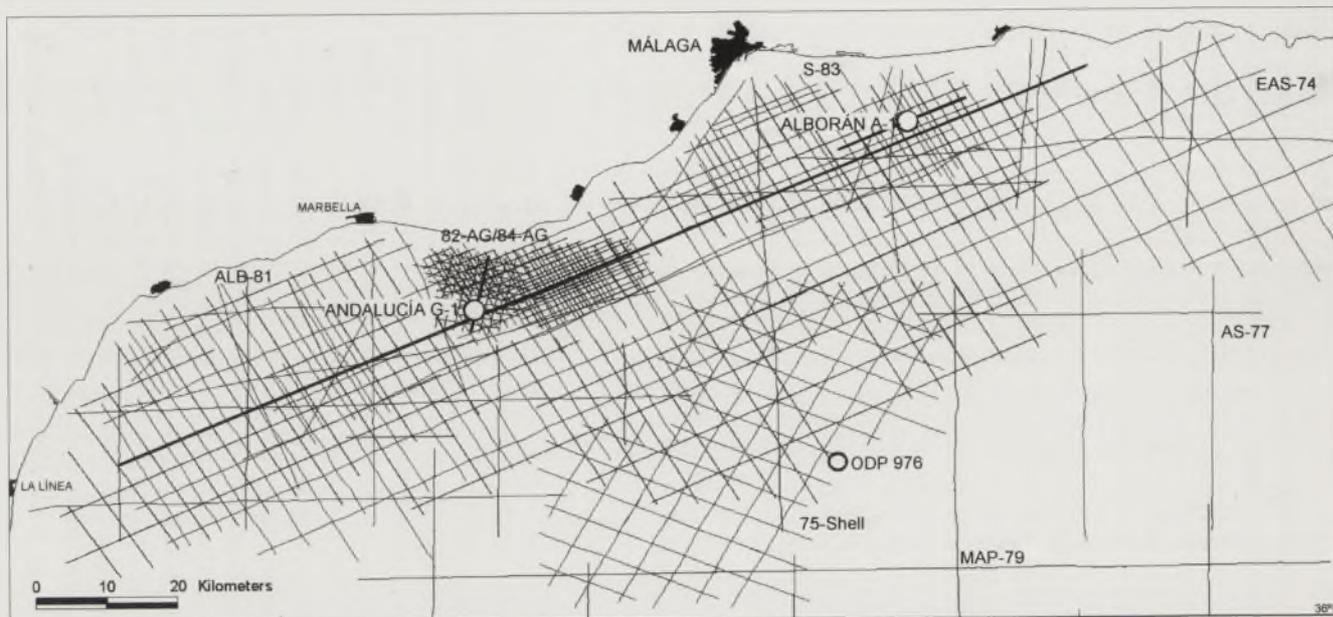


Figura 2: Mapa de posición de las principales campañas sísmicas (con los perfiles 2D que se muestran en este trabajo destacados en negrita) y de los sondeos perforados en la subcuenca de Málaga.

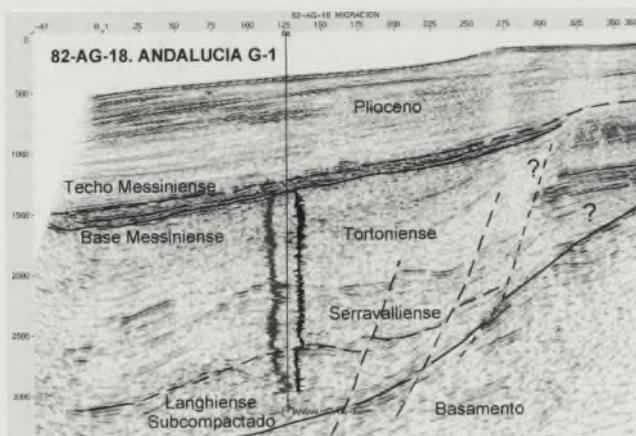
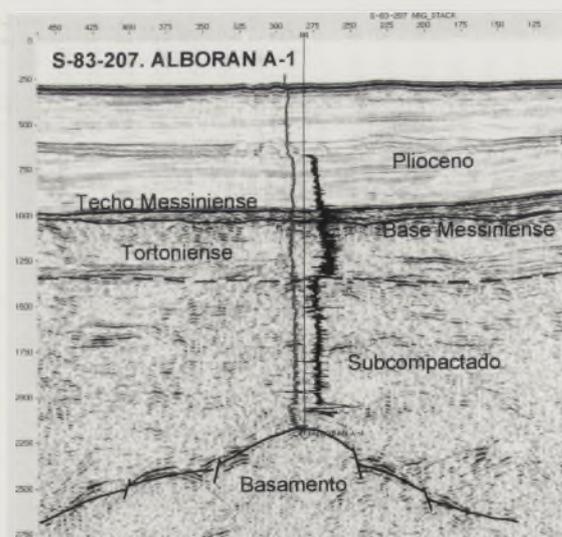


Figura 3. Identificación de los principales horizontes sísmicos a partir de los sondeos exploratorios.

corresponden a la primera inundación marina que precede a la etapa principal de subsidencia tectónica. El episodio extensional mayor detectado en el registro sedimentario se produce en el Langhiense, alcanzándose tasas de subsidencia y de sedimentación muy altas. En el Tortonense se refleja un cambio en la arquitectura estratigráfica del margen noroeste al producirse una profundización generalizada que se traduce en un solapamiento (*onlap*) sobre las series precedentes y altos de basamento, y en la implantación de un régimen sedimentario caracterizado por plataformas estrechas que bordean un surco marino profundo. Dicho estilo de arquitectura sedimentaria se mantiene hasta la actualidad en la Cuenca de Málaga.

SÍSMICA Y SONDEOS

Las actividades exploratorias arriba mencionadas proporcionaron una importante cantidad de información de subsuelo (Fig. 2). Destacan los más de 10.000 km de perfiles sísmicos 2D adquiridos y los dos pozos perforados en el margen noroeste, Andalucía G-1 (operado por Elf en 1983) y Alborán A-1 (de Chevron en 1986), que permiten identificar los principales horizontes sísmicos (Fig. 3). También aportan valiosa información el sondeo del ODP Site 976 (1995) y las campañas sísmicas de carácter científico adquiridas más recientemente. Las nuevas tecnologías empleadas en el reprocesado y visualización de la sísmica de reflexión permiten una mejor interpretación de la naturaleza del relleno sedimentario y la estructura interna de la cuenca (Fig. 4). Esta interpretación puede además refinarse cuando la información de los sondeos se analiza en detalle. Así, las diagráffas permiten distinguir tendencias verticales relacionables con la organización de las

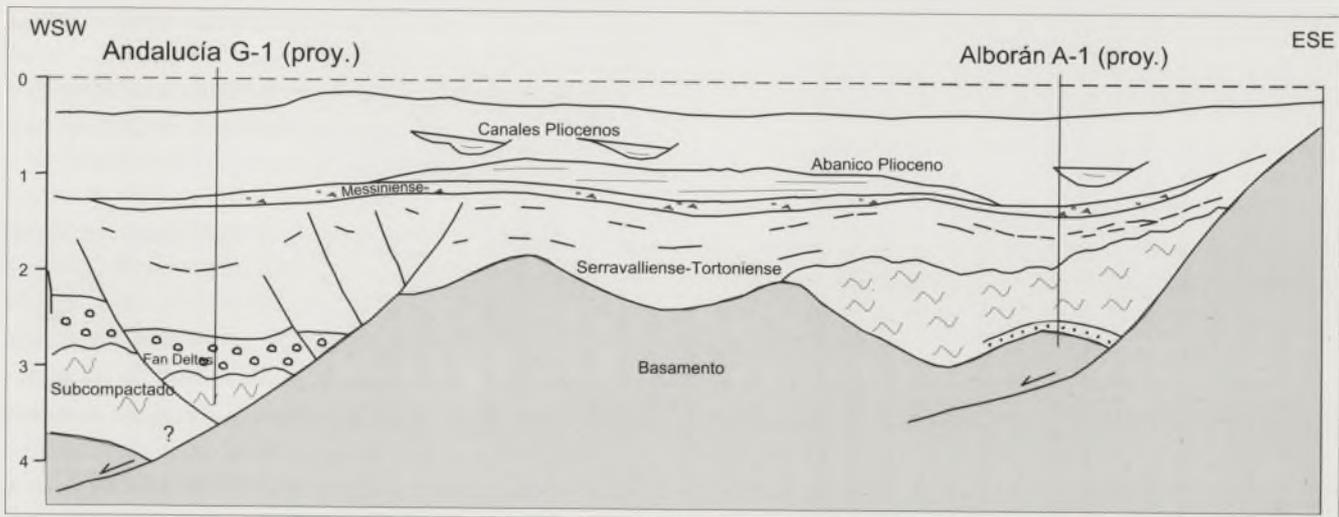


Figura 4. Interpretación geológica esquemática del perfil sísmico EAS-13.

secuencias de depósito, y las descripciones litológicas y bioestratigráficas apuntan datos sobre el ambiente sedimentario y sugieren replantear algunas dataciones previas. Una aproxima-

ción similar ha sido empleada en trabajos anteriores realizados en la cuenca del Mar Menor (Martínez del Olmo et al., 2000) y sus resultados son correlacionables con los obtenidos aquí.

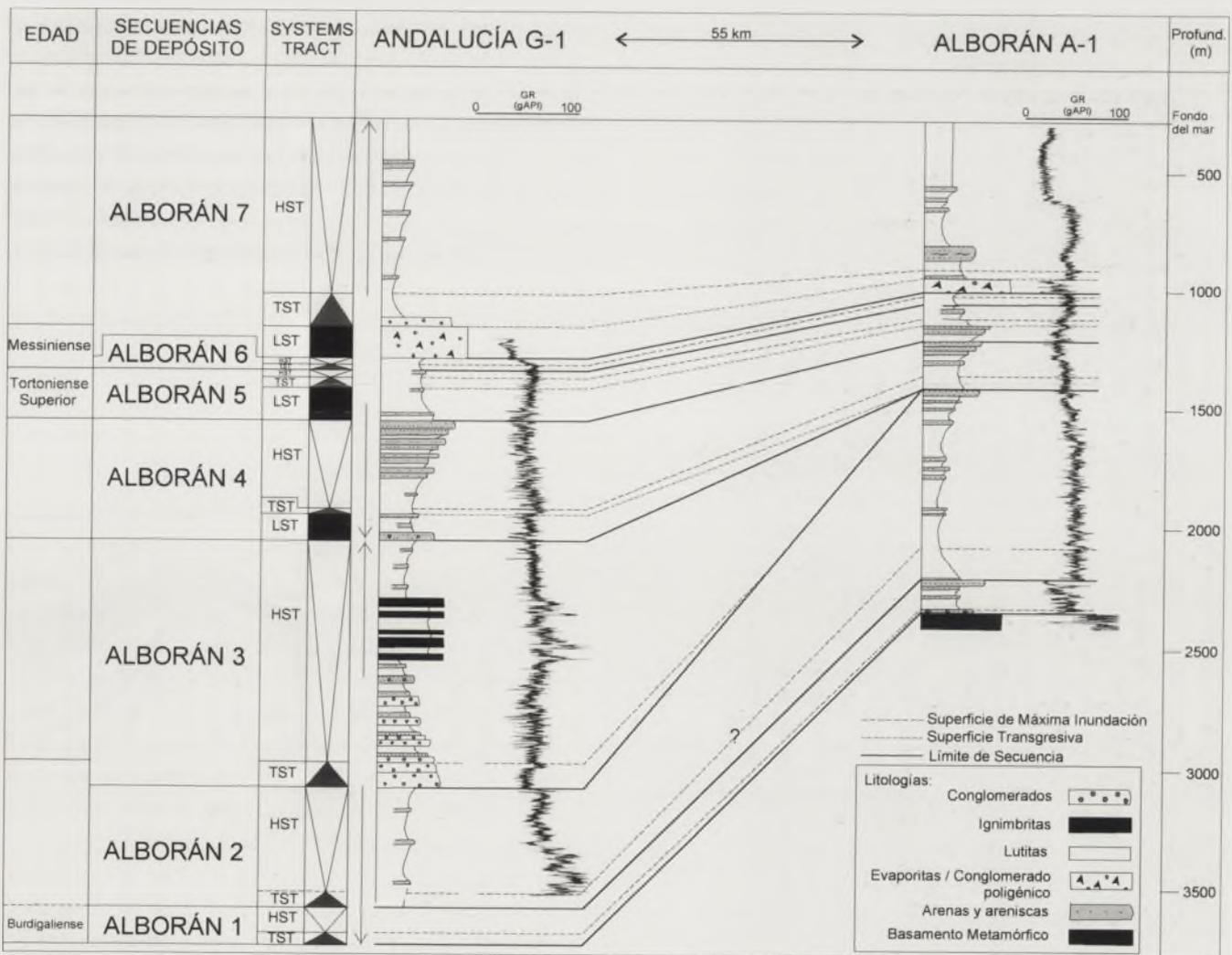


Figura 5. Esquema estratigráfico secuencial a partir de la interpretación de los sondeos exploratorios.

MODELO ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL (Figs. 5 y 6)

Secuencias sin-rift del Mioceno inferior y medio

La etapa principal de extensión durante el Mioceno inferior y medio genera la diferenciación de la cuenca en altos y semi-fosas, con la consecuente asimetría en sus flancos y en la paulatina creación de un espacio de acomodación para el acúmulo sedimentario. La primera secuencia de depósito (*Alborán 1*) presenta arenas basales transgresivas sobre el basamento y posteriormente arcillas y arenas con tendencia regresiva hasta completar 110m de espesor. La secuencia suprayacente *Alborán 2* se deposita en condiciones de importante subsidencia tectónica controlada por el juego de fallas normales de bajo ángulo, resultando en más de 800m de arcillas subcompactadas. En el sondeo Alboran A-1 aparece dicho intervalo subcompactado con facies arcillosas caóticas, deslizadas y resedimentadas, conteniendo elementos exóticos de materiales del Cretácico y Paleógeno que fueron considerados olistostromas (Jurado y Comas, 1992). Los reconocibles diapiros y volcanes de lodo del centro de la cuenca oeste de Alborán transportan material de naturaleza olistostrómica de edad Burdigaliense desde profundidades superiores a 6km hasta el fondo del mar (Comas et al, 1999, Sautkin et al., 2003). Esto podría indicar que la secuencia *Alborán-1* engrosaría hacia el centro de cuenca y sería actualmente la raíz de los diapiros. No obstante, es difícil distinguir en imágenes sísmicas entre la secuencia *Alborán 1* y la *Alborán 2* y además ambas están implicadas en el diapirismo. Por otro lado, la entrada de conglomerados masivos, probablemente a través de abanicos alu-

viales y fan-deltas en depocentros localizados sobre semi-fosas tectónicas al pie de las principales fallas de borde, marca el inicio de la secuencia *Alborán 3* (principalmente de edad Serravaliense). Esta secuencia de depósito presenta también importantes niveles volcanoclásticos e ignimbríticos intercalados.

Secuencias del Mioceno superior al Cuaternario (esencialmente post-rift)

La importante transgresión regional del Tortoniense inferior, generalmente conocida en la Cuenca Neógena Bética, acompañada del inicio de un cambio en el régimen tectónico, se manifiesta en el solapamiento de la secuencia *Alborán 4* sobre la mayoría de los relieves previos. En los márgenes se forman estrechas plataformas siliciclásticas, y posiblemente también mixtas (carbonáticas-siliciclásticas), que hacia talud y cuenca pasan a sistemas turbidíticos. La implantación en este momento de condiciones marinas profundas y la desaceleración en la creación de espacio de acomodación tectónica, sumada a una reducida tasa de aportes provocan que las siguientes secuencias (*Alborán 5 y 6*) presenten un menor espesor y un alto contenido en litologías arcillosas. Sin embargo, el análisis de las tendencias verticales en los cambios de contenido en arcillas reflejados en las diagráfias de rayos gamma permite diferenciar incluso los cortejos sedimentarios que las configuran. La caída del nivel del mar intra-Messiniense es evidenciada por los materiales que conforman el cortejo de nivel de mar bajo (LST) de la secuencia *Alborán 7*. Este cortejo se interpreta como formado por depósitos de abanicos turbidíticos caóticos, con clastos de anhidritas, carbonatos, silici-

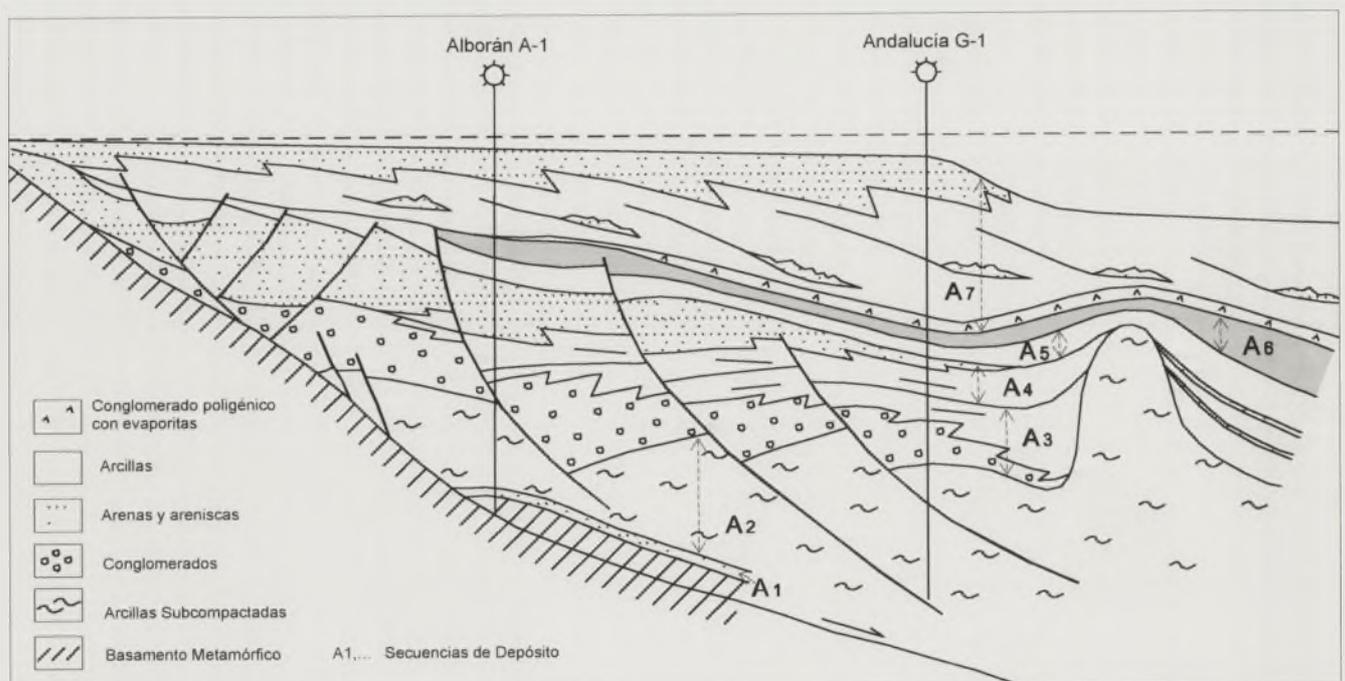


Figura 6. Transversal conceptual margen-cuenca representando el modelo de organización en secuencias de depósito del margen noroeste del Mar de Alborán, subcuenca de Málaga.

clásticos e, incluso, volcanoclásticos, redepositados por flujos masivos de alta densidad y embebidos en una matriz arcillosa con abundantes foraminíferos pelágicos. La progresiva recuperación del nivel del mar durante la transgresión del Plioceno inferior y medio es acompañada del depósito de amplios abanicos turbidíticos siliciclásticos aparentemente mejor organizados que en el Mesiniense. La situación de nivel de mar alto (HST) favorece la progradación del sistema Plio-Cuaternario que mimetiza la actual red de drenaje submarino del río Guadalhorce en la Bahía de Málaga, con cañones y canales submarinos claramente desarrollados e intercalados en la secuencia.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los puntos claves de este trabajo pueden resumirse en:

- La unidad subcompactada del margen noroeste de la cuenca de Málaga (secuencia *Alborán 2*) podría ser correlacionada entre los sondeos Andalucía G-1 y Alborán A-1. Esto supondría asignarle una edad Langhiense y, por tanto, postular que existiría otra unidad subcompactada inferior de edad Burdigaliense y carácter olistostrómico mejor desarrollada hacia el sur, formando importantes diapiros de barro, y coetánea con el depósito en el margen de cuenca de la secuencia *Alborán A-1*.

- El área de depósito, la geometría externa, la estructura interna y la litología soportan la interpretación de un *lowstand systems tract* turbidítico en los depósitos del Messiniense del Mar de Alborán.

- Los límites de las secuencias aquí definidas no se corres-

ponden necesariamente con reflectores sísmicos netos de validez regional, ya que dichas secuencias de depósito presentan importantes cambios laterales de facies.

- Algunas secuencias de depósito descritas podrían correlacionarse con las coetáneas establecidas en la cuenca del Mar Menor por trabajos anteriores.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen su colaboración en este trabajo a los compañeros en Repsol YPF.

REFERENCIAS

- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A.B. (1999): The Origin and tectonic history of the Alboran Basin: insight from leg 161 results. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 161*. (Zahns, R., Comas, M.C., and Klaus, A., Eds.), 555-580.
- Jurado, M.J. y Comas, M.C. (1992): Well log interpretation and seismic character of the cenozoic sequence in the northern Alboran Basin. *Geo-Marine Letters* 12: 129-136.
- Martínez del Olmo, W. y Serrano Oñate, A. (2000): Secuencias de depósito en el Neógeno de la cuenca del Mar Menor (Alicante-Murcia, SE de España). *Geotemas* 2 : 243-246.
- Sautkin, A., Talukder, A.R., Comas, M.C., Soto, J.I. y Alekseev, A. (2003): Mud Volcanoes in the Alboran Sea: evidence from micropaleontological and geophysical data. *Marine Geology*, 195 : 237-261.

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

Second section of faint, illegible text, appearing as several lines of a paragraph.

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

Fourth section of faint, illegible text, occupying the lower half of the page.

Estructura cortical y litosférica en la transición Atlántico-Mediterráneo: observables geofísicos

J. Fulla, M. Fernández, L. Iribarren y J. Vergés

Instituto de Ciencias de la Tierra (Jaume Almera), CSIC, 08028 Barcelona, España. jfulla@ija.csic.es

ABSTRACT

The current boundary between the Eurasian and African plates in the transition Atlantic Ocean to Mediterranean Sea, becomes unclear. Two available geophysical observables, the Bouguer anomaly and the geoid height, are used in order to constrain the lithospheric and crustal structure in the study area. The Bouguer anomaly is mainly related to the Moho depth and intra crustal density heterogeneities. The geoid height gives us indication of a wider range density variations in depth. Two main zones of anomalous lithospheric thickness can be distinguished in the area: a thickened lithosphere of 140 km in the Betic-Rif and the Gulf of Cadiz, and a thinned lithosphere of 50 km towards the eastern Alboran Basin. The main Bouguer anomaly and geoid height features are correlated with the crustal and lithosphere geometry, showing the structural complexity of the region. Further 3D models are needed to better understand the lithosphere structure beneath the area of study.

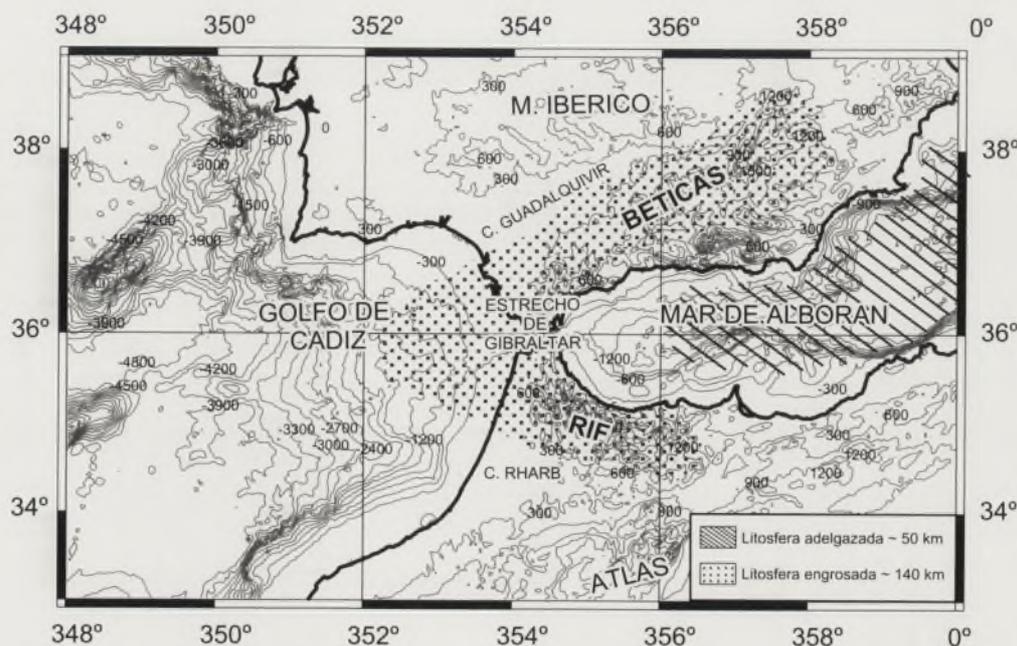
Key words: Bouguer anomaly; geoid; South-Iberian margin; crustal structure; lithosphere structure.

INTRODUCCIÓN

El límite entre las placas Euroasiática y Africana en la zona de Azores-Gibraltar presenta importantes variaciones tectono-estructurales. En la parte más occidental, en las inmediaciones del punto triple de las Azores, el límite de placas queda delimitado por la alineación de terremotos superficiales, mostrando un régimen transtensivo. En la parte central, a

lo largo de la falla de Gloria, el límite de placas es prácticamente asísmico y se caracteriza por un régimen tectónico transformante, dando lugar a alineaciones batimétricas y desplazamientos relativos de las anomalías magnéticas oceánicas. Sin embargo, hacia el Este, donde la corteza comienza a presentar características continentales, el contacto entre las placas se vuelve difuso y la sismicidad dispersa. En esta zona, que comprende el Golfo de Cádiz y el dominio de Alborán (cor-

Figura 1: Mapa topográfico de la zona de estudio proveniente del modelo global de elevación ETOPO2. Pueden distinguirse dos zonas de grosor litosférico anómalo: una litosfera engrosada bajo Béticas, Rif, Estrecho de Gibraltar y Golfo de Cádiz, y una litosfera adelgazada bajo la parte oriental del Mar de Alborán, en la transición a la cuenca sud-Balear. La diferencia entre isolinéas es de 300 m.



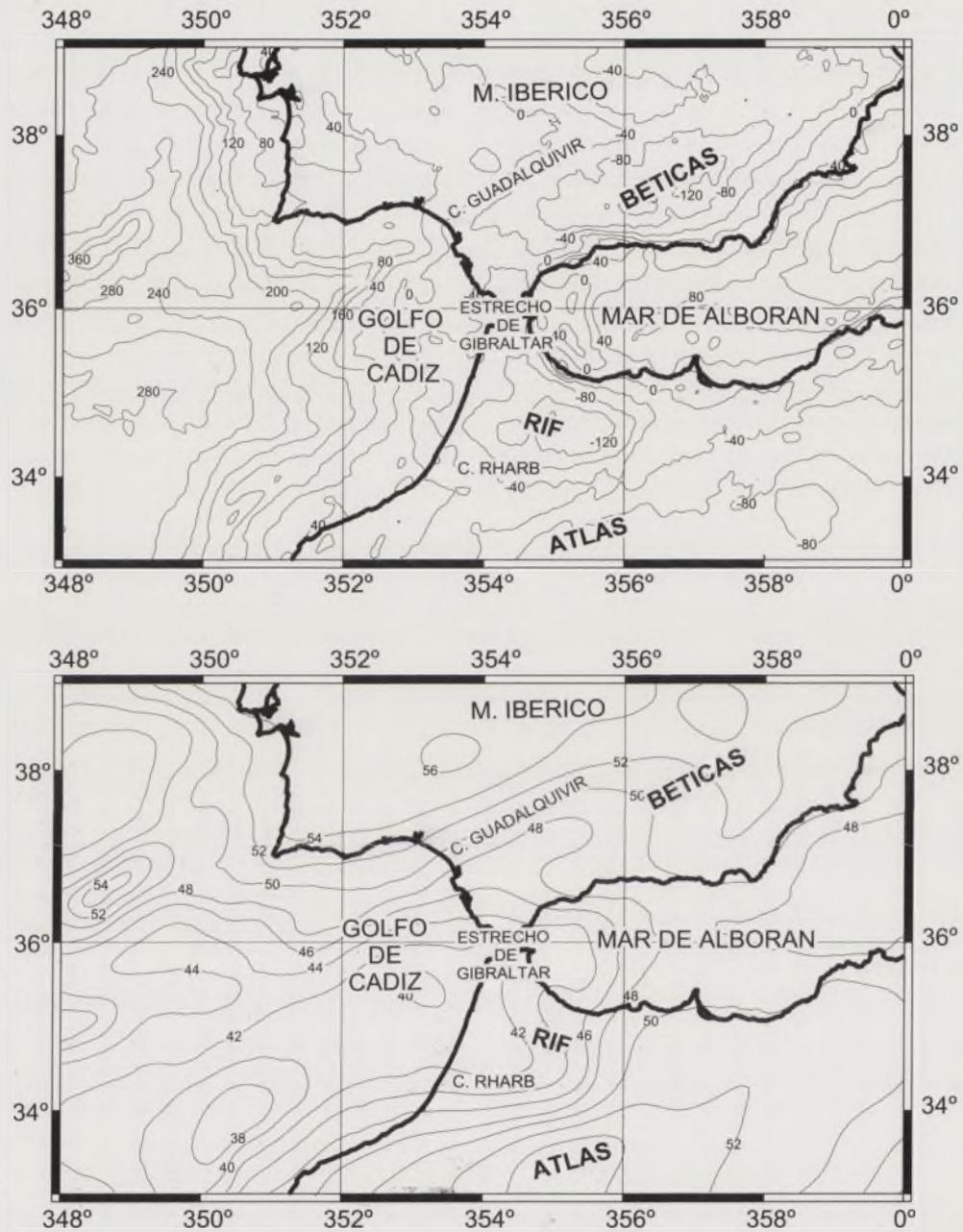


Figura 2. A) Mapa de anomalía de Bouguer de la zona de estudio a partir de Sandwell y Smith (1997). Las densidades de reducción utilizadas son 2670 kg/m^3 para la corteza continental y 1030 kg/m^3 para el agua marina. La diferencia entre isolíneas es de 40 mGal. B) Mapa de ondulación del geode proveniente del modelo global de Tierra EGM96. La diferencia entre isolíneas es de 2m.

dilleras Bética y Rif así como Mar de Alborán), el límite de placas es transpresivo (Torné et al., 2000). El origen y formación del margen sud-Ibérico es hoy en día objeto de discusión, y hay numerosos modelos tectónicos propuestos: subducción con roll-back, delaminación del manto o colapso convectivo (Calvert et al., 2000 y referencias en el interior). Se hace necesario, por tanto, un conocimiento preciso de la base de la corteza y de la litosfera en el margen sud-Ibérico y norte-Africano para poder restringir los modelos tectónicos.

PROFUNDIDADES CORTICALES Y LITOSFÉRICAS

Numerosos estudios sísmicos permiten tener una idea del grosor cortical en el Golfo de Cádiz, Béticas, Mar del Alborán y Rif. Así, el espesor cortical es de 29 km en el contacto entre el Macizo Ibérico y la Cuenca del Guadalquivir, 35 km en la zona Sur-Portuguesa y 30 km en la parte del Golfo de Cádiz más próxima a la costa, adelgazándose progresivamente hacia el Oeste hasta alcanzar los grosores típicos de corte-

za oceánica (González-Fernández et al., 2001 y referencias en el interior). En las Béticas la base de la corteza está a una profundidad de 38 km bajo los altos topográficos y a unos 31 km bajo el estrecho de Gibraltar. La corteza en el Mar de Alborán tiene un espesor de 23-25 km en el margen Ibérico, adelgazándose hasta 15-20 km en el centro de la cuenca. Hacia el Sur la corteza vuelve a engrosarse, alcanzando una profundidad de 25 km en el margen africano y de 35 km bajo el Rif. Hacia el Este la corteza se adelgaza hasta alcanzar valores <12 km en la zona más oriental de la Cuenca de Alborán, en la transición a la Cuenca sud-Balear. Hacia el Oeste de Alborán la base de corteza está a una profundidad constante de 18 km, profundizándose bruscamente al llegar al Estrecho de Gibraltar. En las Béticas, Rif y Mar de Alborán se han utilizado las recopilaciones y estudios 3D de Torné et al. (2000 y referencias en el interior) y Fernández et al. (1998 y referencias en el interior).

La profundidad de la base de la litosfera es difícil de determinar y por tanto hay que asumir los valores que ofrece la modelización. El macizo Ibérico presenta una litosfera de unos 110 km (Torne et al., 1995), el Golfo de Cádiz está caracterizado por una litosfera continental engrosada de 140-160 km (Zeyen et al., 2003). Bajo las Béticas, Rif y Estrecho de Gibraltar hay una litosfera engrosada de unos 140 km de espesor, y hacia el Este del Mar de Alborán la litosfera se adelgaza hasta alcanzar espesores de unos 50 km (Torné et al., 2000) (Figura 1).

OBSERVABLES GEOFÍSICOS REGIONALES

Se han escogido como observables geofísicos la anomalía de Bouguer y la ondulación del geoide, porque dan información de cambios de densidad en diferentes rangos de profundidad.

La anomalía de Bouguer refleja bien las variaciones laterales de profundidad de la Moho. El mapa de anomalía de Bouguer de la región (Figura 2A), ha sido obtenido de diversas fuentes: en la Península Ibérica los datos proceden del IGN (Mezcua et al., 1996), en Marruecos provienen de Hildenbrand et al. (1988). En el resto del continente africano y zona marinas han sido determinados procesando las anomalías de aire libre globales de Sandwell y Smith (1997), conjuntamente con el DEM global ETOPO2 y una densidad de reducción de 2670 kg/m³ para la corteza continental y de 1030 kg/m³ para el agua marina. En el mapa de anomalía de Bouguer de la región se aprecian las principales variaciones de profundidad del Moho descritas anteriormente: 1) valores mínimos de anomalía bajo las Béticas (~-140 mGal) y el Rif (~-150 mGal), asociados a engrosamiento cortical; 2) valores positivos y crecientes en el Este del Mar de Alborán en la transición a la Cuenca sud-Balear, que reflejan un progresivo adelgazamiento de la corteza; 3) valores elevados de unos 300 mGal en el

Atlántico a partir aproximadamente de -10° E, indicando el paso de corteza continental a oceánica. Además, la anomalía de Bouguer muestra las heterogeneidades laterales más superficiales en la corteza, distinguiéndose dos máximos relativos de ~ 40 mGal en las costas española y marroquí, que se correlacionan con los afloramientos de peridotitas de Ronda y Beni-Boussera (Torné et al., 2000). También se observan mínimos relativos en el Oeste del Mar de Alborán, de orientación NO-SE y NE-SO asociados a las máximas acumulaciones de sedimentos en la zona de hasta 8 km de espesor (Torné et al., 2000).

La ondulación o altura de geoide mide la desviación de la superficie equipotencial de la Tierra con respecto a la superficie equipotencial producida por un modelo teórico de Tierra. La superficie geoidal es sensible a heterogeneidades laterales de densidad en un amplio rango de profundidades. Los datos del mapa de ondulación de geoide (Figura 2B) han sido calculados a partir del modelo global de Tierra EGM96 (Rapp, 1997). El mapa muestra máximos relativos de altura geoidal correlacionados con las elevaciones topográficas en las Béticas, Rif y Atlas, y mínimos relativos en las cuencas de antepaís del Guadalquivir y Rharb. También se aprecian valores relativamente bajos en el Oeste de Alborán, relacionados con los grandes espesores sedimentarios. Es notable la alineación de las isolíneas en dirección NE-SO a lo largo de la cuenca del Guadalquivir, prolongándose hasta Golfo de Cádiz. Esta estructura tiene su contrapartida africana en la alineación E-W a lo largo de la cuenca del Rharb, adentrándose en el Atlántico. En el contacto entre el Macizo Ibérico y la cuenca del Guadalquivir hay una variación del geoide de unos 8 m y en el contacto entre el Atlas y la cuenca del Rharb, de 14 m. Estas variaciones en el geoide no pueden ser explicadas por las masas topográficas, ni siquiera si se considera que dichas masas no estén compensadas isostáticamente. Dichos cambios geoidales, que no se observan en el caso de la anomalía de Bouguer, deben estar relacionados con variaciones de densidad a niveles subcorticales o incluso sublitosféricos.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

En este estudio se ha presentado una compilación del conocimiento actual que se tiene sobre la profundidad de la discontinuidad corteza-manto y la base de la litosfera en el contacto África-Europa. Se han mostrado, así mismo, mapas de anomalía de Bouguer y altura de geoide en la región y comentado sus principales características, asociándolas con la geometría de la corteza y litosfera. La conclusión fundamental que se desprende de los datos presentados es que el límite de placas Euroasiática y Africana en el margen sud-Ibérico muestra una estructura compleja a nivel cortical y litosférico, que solo puede ser adecuadamente descrita mediante modelos 3D.

REFERENCIAS

- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N. (2000): Geodynamic Evolution of the Lithosphere and Upper Mantle Beneath the Alboran Region of the Western Mediterranean: Constraints from Travel Time Tomography. *Journal of Geophysical Research*, 105: 10871-10898.
- Fernández, M., Berástegui, X., Puig, C., García-Castellanos, D., Jurado, M.J., Torné, M. y Banks, C. (1998): Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain, in *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, edited by A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher, and M. Fernández, pp. 29-48, Geological society Special Publications, London, 1998.
- González-Fernández, A., Córdoba, D., Matias, L.M. y Torné, M. (2001): Seismic crustal structure in the Gulf of Cadiz (SW Iberian Peninsula). *Marine Geophysical Researches*, 22: 207-223.
- Hildebrand, T., Kucks, R., Hamouda, M. y Bellot, A. (1988): Bouguer gravity map and related filtered anomaly maps of Morocco. *U. S. Geological Survey Open-File Report*, 88-517: 15.
- Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (1996): Estudio Gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares. *Instituto Geográfico Nacional Pub*, 22 pp y 2 mapas.
- Rapp, R.H. (1997): Use of potential coefficients model for geoid undulations determinations using a spherical harmonic representation of the height anomaly/geoid undulation difference. *Journal of Geodesy*, 71 (5): 282-289
- Sandwell, D.T., W.H.F. Smith. (1997): Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102:10039-10054.
- Torné, M., Fernández, M., Carbonell, J. y Banda, E.. (1995): Lithospheric transition from continental to oceanic in the West Iberia Atlantic Margin, in *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, edited by E. Banda, M. Torne, and M. Talwani: pp. 247-263, Kluwer Ac. Pub., Dordrecht.
- Torné, M., Fernández, M., Comas, M.C. y Soto, J.I. (2000): Lithospheric Structure Beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B2): 3209-3228.
- Zeyen, H., Ayarza Arribas, P., Fernández, M. y Rimi, A. (2003): Integrated thermal and density modelling of the lithosphere across the Iberia-African plate boundary: the Gulf of Cádiz-Moroccan Atlas geotranssect. *Geophysical Research Abstracts*, 5: 05509.

Sistemas de delta y plataforma en el Tortonense del borde norte de la Cuenca del Guadalquivir (NE de Linares, provincia de Jaén)

F. García-García¹, J.M. Castro¹, J. Rey² y P.A. Ruiz-Ortiz¹

1. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. Campus Universitario 23071 Jaén.

2. Departamento de Geología. EUP Linares. Universidad de Jaén. c/ Alfonso X el Sabio, Linares, Jaén. jrey@ujaen.es, jmcastro@ujaen.es, fegarcia@ujaen.es, paruiz@ujaen.es

ABSTRACT

The Guadalquivir Basin is a Neogene foreland basin of a general east-west trend. In this paper we present the study of a Tortonian delta-platform system developed on the northern margin of the Guadalquivir Basin, which corresponded to a passive margin.

Three stratigraphic units have been differentiated: the lower conglomerate unit, with clinoforms prograding southwards; the middle unit, composed of massive sands with intercalations of conglomerates, and the upper unit, made of calcarenites with cross stratification (migrating towards the south-west). Six facies associations have been differentiated, four of them characteristics of deltaic environments, one interpreted as deposited on a shallow marine mixed platform, and one representing the transition between both settings.

The vertical and lateral facies relationships, along with the geometries, led to the interpretation of the materials studied as deposited on a deltaic wave-dominated system constructed by two deltaic bodies, which produced a retrogradation of at least 4 km. On top of the deltaic sediments developed a high-energy shallow mixed platform, reflecting a deepening episode. Three transgressive-regressive cycles are identified for the whole sequence, interpreted as related to oscillations in sea level, and with a minor tectonic influence, as sedimentation was developed on a passive margin.

Key words: delta, platform, Tortonian, Guadalquivir basin

INTRODUCCIÓN

La relación estratigráfica entre sistemas deltaicos y de plataforma ha sido estudiada en ejemplos tortonienses en algunas cuencas neógenas de la Cordillera Bética situadas al sur de la zona estudiada (García et al., 2000; Soria et al., 2003). En estos ejemplos se alude a la tectónica como el principal factor de control. En el ejemplo que aquí se analiza, su situación en el borde pasivo de una cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir), descarta, en principio, la tectónica como factor de control principal. El sistema deltaico que analizamos, al igual que otros descritos en la Cuenca del Guadalquivir (Santisteban y Martín-Serrano, 1991), están adosados, no al borde activo sino al borde pasivo de la cuenca. Además, estos sistemas deltaicos se desarrollan en un contexto general transgresivo (Sierro et al., 1992). Estas circunstancias, en principio tan poco favorables para la formación de sistemas deltaicos, hacen de especial interés el estudio de este ejemplo.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cuenca del Guadalquivir es una cuenca de antepaís cuyo relleno sedimentario se produjo en el Neógeno. Está

limitada al sur por el frente de cabalgamiento de las zonas externas de la Cordillera Bética y una unidad olistostrómica, y al norte por los materiales de la cobertera tabular y el macizo hercínico. Los sedimentos que se estudian en este trabajo forman parte del relleno sedimentario marino de la cuenca en el

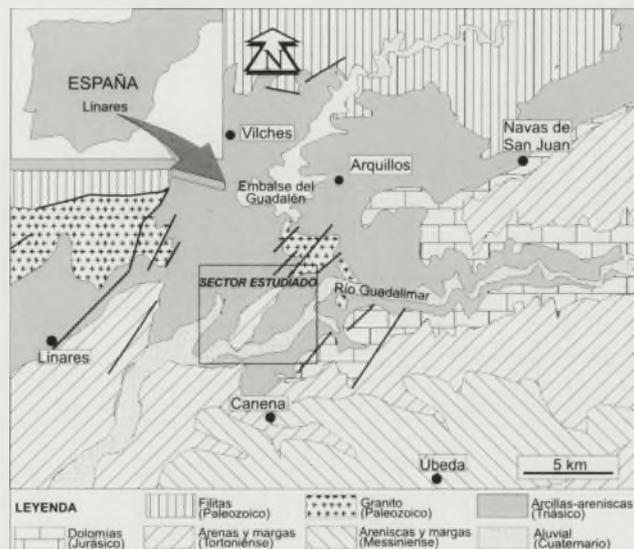


Figura 1. Esquema geológico de la región al nordeste de Linares donde aparece enmarcado el sector de estudio.

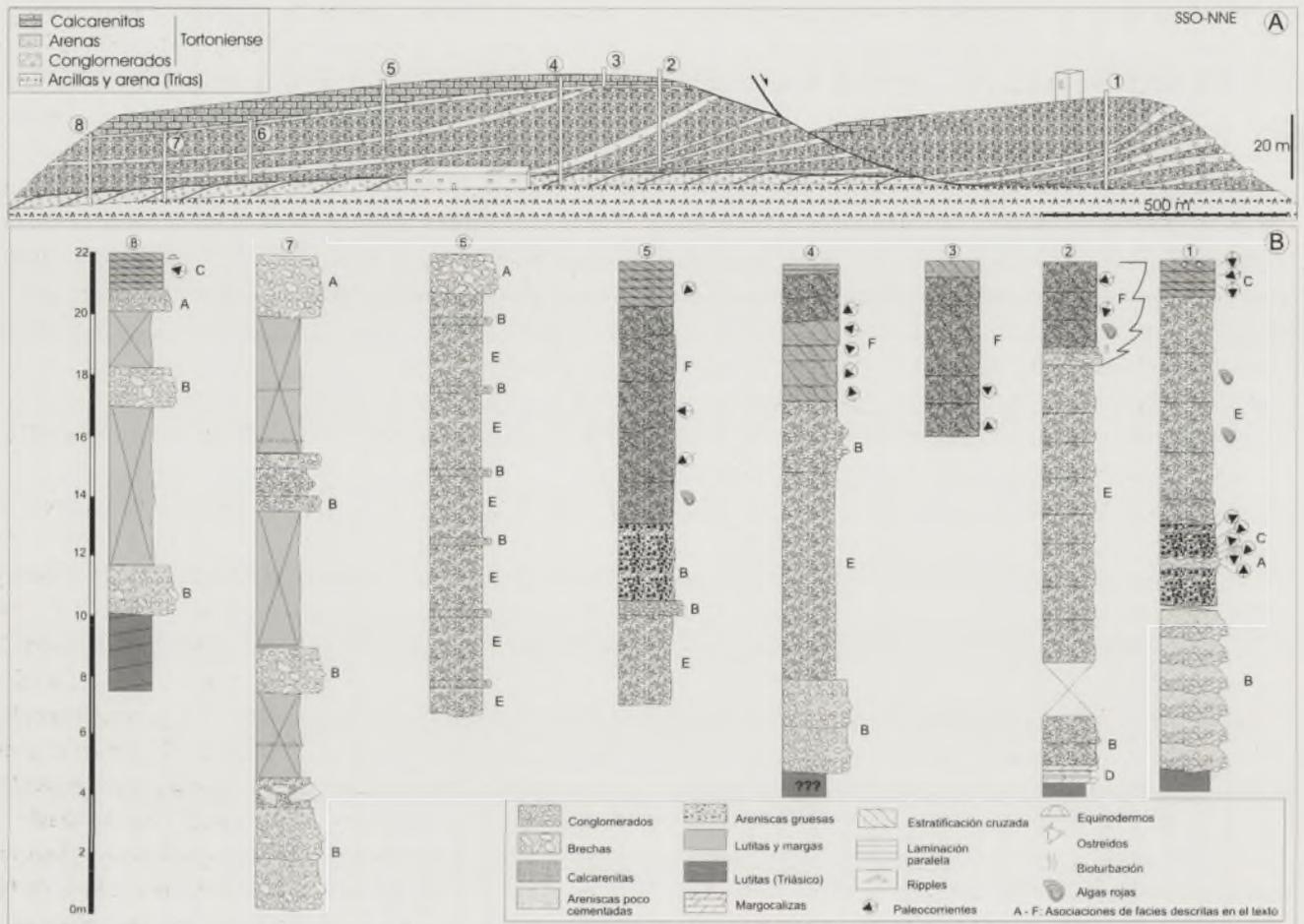


Figura 2. A. Corte geológico en el que se señala la posición de las columnas estratigráficas de la figura inferior B. Diagrama de correlación de las columnas estratigráficas estudiadas junto a las que se señala el código de facies que se describe en el texto.

tránsito Tortoniense inferior-superior (Sierro et al., 1992). Estos sedimentos se depositaron en un sistema deltaico y de plataforma adosados al borde norte, borde pasivo de la cuenca. El afloramiento donde se ha llevado a cabo el estudio de estos sistemas está situado al norte de la provincia de Jaén, entre las localidades de Linares y Arquillos, bajo las ruinas del castillo de Giribaile (Fig. 1).

ESTRATIGRAFÍA

Los sedimentos neógenos estudiados se disponen discordantes sobre las arcillas y areniscas rojas triásicas de la cobertura tabular (Fig. 2A). De abajo a arriba se reconocen en la columna estratigráfica tres unidades caracterizadas por litofacies conglomeráticas, arenoso-conglomeráticas y calcareníticas, respectivamente. La unidad conglomerática tiene una potencia, medida en la vertical, de 6 m que se mantiene constante a lo largo de los 4 km de longitud del afloramiento en dirección nordeste a suroeste. La unidad de arenas y conglomerados tiene un espesor de 20 m. La unidad de calcarenitas tiene una potencia creciente en un corte proximal-distal, des-

de 1 m de espesor al nordeste hasta los 15 m que llega a desarrollarse hacia el suroeste.

ANÁLISIS DE FACIES DE LOS SISTEMAS DE DELTA Y PLATAFORMA

Se han diferenciado 6 asociaciones de litofacies entre las 3 unidades litoestratigráficas diferenciadas (Fig. 2B). Las cuatro primeras litofacies (A-D) son representativas de los diferentes subambientes de un delta; la quinta (Facies E) caracteriza la transición de un sistema deltaico a la plataforma, y la sexta (Facies F) es indicativa de un sistema de plataforma mixta:

Facies A: Está representada por capas de conglomerados soportados por clastos heterométricos con diámetros de 20 cm de media y 30 cm máximo, y excepcionalmente aparecen algunos clastos de tamaño extraordinario de hasta 80 cm de diámetro. Dominan los clastos de composición carbonatada, fundamentalmente dolomías, que suelen exhibir una alta madurez textural y abundantes perforaciones de litófagos. Los clastos están imbricados en dos sentidos: N40°E y N220°E. Se interpretan como depósitos retrabajados en la llanura deltaica

submarina por la acción del oleaje, con el resultado de imbricaciones de cantos hacia tierra y hacia mar.

Facies B: Constituidas por capas con formas sigmoidales de 1 m de potencia que disminuye distalmente y que están inclinadas hacia el sur con un ángulo medio de 15° formando una megaestratificación cruzada. La fábrica está representada por conglomerados soportados por una matriz arenosa que evolucionan en la vertical a arenas en una tendencia granodecreciente. Algunos clastos están perforados por litófagos. Se interpretan como avalanchas gravitatorias generadas en el límite entre la llanura deltaica y el frente deltaico después de haber sido durante un tiempo retrabajados en la llanura deltaica. Estas avalanchas construyen el frente deltaico.

Facies C: Aparecen como capas de 0,5 a 1 m de potencia de areniscas con laminaciones cruzadas en surco de escala decimétrica que se inclinan hacia N60°E y N210°E. Se interpretan como megarripples con sentido de migración hacia tierra (N60°E) y hacia mar (N210°E) movidos por la acción de las olas en la zona de rompiente (*shoreface*).

Facies D: Formadas por una alternancia de capas tabulares de espesor centimétrico de margocalizas y margas. La textura de los bancos de margocalizas es de micrita con abundantes foraminíferos bentónicos. Entre la macrofauna encontrada en estos sedimentos destacan los lamelibranquios y las colonias de briozoos. Se interpretan como la sedimentación distal del delta en el ambiente de prodelta donde el componente siliciclástico es escaso o nulo y domina la producción *in situ* de micrita.

Facies E: Están representadas por capas de 1 a 1,5 m de arenas masivas cuyos granos son fundamentalmente de dolomita y cuarzo. Son arenas poco cementadas con escasa macrofauna, fundamentalmente lamelibranquios (*pectínidos* y *ostreidos*) y equinodermos, además de abundantes algas rojas. Esporádicamente aparecen laminaciones cruzadas de escala centimétrica a decimétrica. Se interpretan como la sedimentación en un medio de transición entre el delta y la plataforma. La fauna aún no es muy abundante debido a que el aporte siliciclástico domine sobre la generación de carbonato y las arenas apenas están cementadas. El depósito tuvo lugar por encima del nivel de base de las olas, por lo que se produce migración de *megarripples* movidos por el oleaje, tanto hacia tierra como hacia mar.

Facies F: Están representadas por capas de calcarenitas cuya organización interna está caracterizada por *sets* de estratificación cruzada de 50 a 90 cm de altura, excepcionalmente de hasta 1,5 m, inclinadas hacia el oeste (el rango de direcciones varía en un abanico entre N190°E a N340°E). Los estratos cruzados desarrollan geometrías oblicuo-tangenciales asintóticas con la base. El techo y algunos de los estratos cruzados están intensamente bioturbados. En el análisis de las microfácies de estos depósitos se observa el dominio de texturas *grainstone* y *packstone* con abundantes foraminíferos bentónicos (nummulítidos -heterosteginas- y algunos orbitófididos),

colonias de briozoos, fragmentos de lamelibranquios y algas rojas. Además de granos de dolomita abundan los granos de cuarzo. En sentido distal disminuye el contenido fosilífero, así como el tamaño de los bioclastos, y aumenta en su detrimento la proporción de granos de cuarzo y cristales de dolomita. Se interpretan como barras submarinas que migraban en una plataforma mixta hacia OSO y ONO. La rápida cementación carbonatada permite que se conserven altos ángulos de buzamiento en los estratos cruzados, mientras que la migración discontinua de estas barras permite la bioturbación del frente y techo de las mismas.

GEOMETRÍA Y CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

Las capas de la unidad conglomerática desarrollan geometrías de cliniformas inclinadas 15° hacia el sur. La orientación de la línea que une los puntos de ruptura entre la llanura y frente deltaico (*offlap break* o *brinkpoints*) de las cliniformas es horizontal. Sobre la unidad de conglomerados se dispone la unidad de arenas y conglomerados y, sobre ellas, la unidad calcarenítica en solapamiento expansivo. Los conglomerados de la unidad de arenas y conglomerados dominan en la parte proximal del corte, es decir, hacia el nordeste, mientras que las arenas dominan en la parte distal, hacia el suroeste, donde se alternan esporádicamente con algunas capas de conglomerados. La superficie que separa la unidad calcarenítica de las infrayacentes es una superficie neta con una inclinación muy suave hacia el mar que separa arenas poco cementadas por debajo de calcarenitas por encima. Esta superficie está bioturbada y presenta una textura al microscopio intraespartítica. Entre esta superficie y las barras calcareníticas aparece un conglomerado basal. La unidad calcarenítica está formada por el apilamiento de varios cinturones de barras submarinas, 2 en los sectores proximales y hasta 7 cinturones de barras submarinas se apilan en la vertical en los sectores más distales.

INTERPRETACIÓN

El corte estudiado presenta la transición en la vertical de una secuencia deltaica a una plataforma de sedimentación mixta. La secuencia deltaica está formada por el apilamiento de dos cuerpos deltaicos cuyas cuencas de drenaje estaban instaladas sobre dolomías de la plataforma jurásica de la cobertura tabular, actualmente ausente por erosión en el sector de estudio. El delta inferior, eminentemente conglomerático, progresa hacia el sur en un mar muy somero, como pone de manifiesto la poca altura de las cliniformas que desarrolla (inferior a 10 m). En su progradación, el delta provoca una regresión de al menos 4 km, que es la distancia horizontal entre la primera y última de las cliniformas deltaicas. El segundo delta inicia su depósito en una posición algo más septentrional que el primero. La altura de las cliniformas de este segundo delta es

mayor que la del primero, siendo de aproximadamente 15 m. Estos datos ponen de manifiesto una mayor profundidad del mar donde progradó el segundo delta.

El aporte sedimentario que llegaba a los deltas a través de un sistema alimentador relativamente energético fue re trabajado por el oleaje en la llanura deltaica antes de ser incorporado al frente deltaico. Los abundantes rasgos que indican el importante re trabajamiento del delta por los agentes de cuenca, en concreto el oleaje, hacen de éstos unos deltas dominados por las olas. El segundo cuerpo deltaico disminuye la energía del aporte sedimentario a la cuenca en su progradación hacia el sur, pasando de sedimentación conglomerática a arenosa con algunas intercalaciones de conglomerados. Finalmente, acaba instalándose sobre el sistema deltaico una plataforma de sedimentación mixta con fauna característica de aguas templadas. Esta plataforma de alta energía implica una profundización del sector respecto de la sedimentación deltaica. La plataforma presenta características netamente oceánicas con una importante circulación de corrientes, fundamentalmente hacia el oeste.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los sistemas deposicionales estudiados se desarrollan en el borde pasivo de una cuenca de antepaís, lo cual descarta un control importante de la tectónica en la sedimentación de estos sistemas. Probablemente sean los cambios eustáticos los responsables de la formación de una secuencia deltaica retrogradante en un contexto de profundización que finaliza con la instalación de una plataforma. Esto lleva a plantearnos la utilización de la estratigrafía secuencial para describir los sistemas deposicionales en términos de cortejos sedimentarios.

La sedimentación neógena en el sector estudiado se inicia con una transgresión que inunda los relieves de materiales triásicos y que no ha dejado registro sedimentario en el afloramiento estudiado. Tras la transgresión se desarrolla una secuencia deltaica formada por el apilamiento de dos cuerpos deltaicos cuya relación espacial indica un patrón retrogradante. La superficie que separa el segundo delta de la plataforma marina somera se ha interpretado como una superficie transgresiva.

La evolución general transgresiva desde la base hasta el techo de la sección estudiada está formada por varios ciclos transgresivo-regresivos. El primer ciclo está representado por la transgresión regional que inunda los relieves triásicos y la regresión que provoca la progradación del primer delta. El segundo ciclo lo forma el evento transgresivo que se produce entre los dos deltas y la regresión que provoca en su progradación el segundo de los cuerpos deltaicos. Finalmente, el tercer ciclo aparece incompleto en la sección estudiada pues sólo está representado el cortejo transgresivo con el depósito de las calcarenitas de plataforma marina somera.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos BTE2000-1151 y BTE2001-2872 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y desarrollado en el seno de los grupos de investigación RNM-200 y RNM-163 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

- García, F., Fernández, J. y Viseras, C. (2000): Sedimentación deltaica de grano grueso y actividad tectónica en un borde de cuenca activo. Tortoniense superior. Cordillera Bética. IV Congreso del Grupo Español del Terciario (Trempe, Lleida). *Geotemas*, 2, 87-91.
- Santisteban, J. I. y Martín-Serrano, A. (1991): Neogene fan deltas in the northern Guadalquivir basin (Andújar, Jaén, Spain). En: *The Dynamics of Coarse-grained Deltas*. Cuadernos de Geología Ibérica, 15: 163-183.
- Sierro, F. J., González Delgado, J. A., Dabrio, C., Flores, J. A., Civis, J. (1992) *The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain)*. Guía de campo del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca: 180-236.
- Soria, J. M., Fernández, J., García, F. y Viseras, C. (2003) Correlative Lowstand deltaic and shelf systems in the Guadix Basin (Late Miocene, Betic Cordillera, Spain): the stratigraphic record of "forced" and "normal" regressions. *Journal of Sedimentary Research* (en prensa).

Controles sobre la geometría del *foreset* de los deltas pliocenos de Adra y Alhama de Almería (Cordillera Bética Oriental)

F. García- García¹, J. Fernández², C. Viseras²

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

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



ABSTRACT

The lowermost pliocene transgression gave place to a paleogeography of bays and gulfs in the neogene perimediterranean basins of the Betic Cordillera. Small Gilbert-type delta systems were developed in that paleogeographic context. This paper shows two of those deltaic examples in the southeast of the Betic Cordillera, which are attached to Sierra de Gador margins: Alhama de Almeria and Adra deltaic complexes. Both of deltaic complexes consist of a longitudinal and transversal deltaic systems made up of sigmoidal and oblique clinoforms. Sea-level changes, local paleogeography, local changes of the sea floor depth, lithologies of the drainage basins and storm and/or flood catastrophic events were some of the factors which controlled the stratigraphic architecture and sedimentary style of the deltas. The most characteristic facies associations are in the delta fronts: backsets, slump scars and oysters and barnacles attached to the clasts accumulations.

Key words: *deltas, clinoforms geometry, backsets, Lower Pliocene*

INTRODUCCIÓN

La transgresión ocurrida al inicio del Plioceno supuso la inundación de las cuencas perimediterráneas de la Cordillera Bética. Se configuró una costa, principalmente acantilada, con una serie de golfos y bahías limitadas por costas abruptas situadas al pie de las sierras en las que se desarrollaron sistemas deltaicos a lo largo del Plioceno inferior y medio, algunos de los cuales continuaron su actividad hasta el Cuaternario. En este trabajo se presenta el estudio de dos de estos sistemas deltaicos, los sistemas de Alhama de Almería y Adra (Provincia de Almería). El análisis de estos dos ejemplos pone de manifiesto el importante papel que juegan factores como la paleogeografía local, fisiografía del fondo, litología del área fuente, eventos de inundación catastrófica y tormentas en el desarrollo de pequeños deltas, especialmente en las geometrías del *foreset*, a diferencia de los grandes sistemas, básicamente controlados por tectónica y eustatismo.

CONTEXTO PALEOGEOGRÁFICO

Los deltas pliocenos de Alhama de Almería y Adra se sitúan al pie de los relieves de Sierra de Gádor, al nordeste y suroeste, respectivamente. El delta de Alhama de Almería forma parte de los sistemas deposicionales del borde occidental del corredor neógeno-cuaternario del Andarax (Fig. 1). La transgresión pliocena llevó la línea de costas a más de 20 km al norte respecto a su posición actual, conformando una lengua de

mar limitada por Sierra Alhamilla y Sierra de Gádor donde migraron los sistemas deltaicos de Alhama de Almería. El delta plioceno de Adra se encuentra muy próximo a la actual línea de costas, al oeste de la cuenca neógeno-cuaternaria del Campo de Dalías. En el sector de Adra, la transgresión pliocena llevó la línea de costas a 5 km al norte respecto a su posición actual, configurando una pequeña bahía donde migraron los sistemas deltaicos pliocenos de Adra.

SISTEMAS DEPOSICIONALES Y ESTRATIGRAFÍA DE LOS AFLORAMIENTOS

Los depósitos deltaicos de Alhama de Almería y Adra, datados como Plioceno inferior y medio (Fourniguet y Le Calvez, 1975; Postma, 1984; Pascual, 1997; Aguirre, 1998), se superponen discordantes sobre el Mioceno preevaporítico, caso de Alhama, o directamente sobre el basamento alpujarride, caso de Adra. En ambos ejemplos, sobre los sedimentos deltaicos se disponen depósitos de abanicos aluviales con algunas capas de origen lacustre (Fm. Gádor) asignados al Plioceno superior. En Adra, estos abanicos aluviales pudieron penetrar en el mar prolongando la historia deltaica pliocena hasta el Cuaternario.

Los depósitos deltaicos están constituidos por clinoformas de conglomerados y arenas cuya altura varía desde 1 m, en los sectores proximales, a 30 y más de 80 m en los sectores distales aflorantes de Alhama y Adra, respectivamente. La geometría de todos los cuerpos deltaicos de Alhama y Adra es de tipo

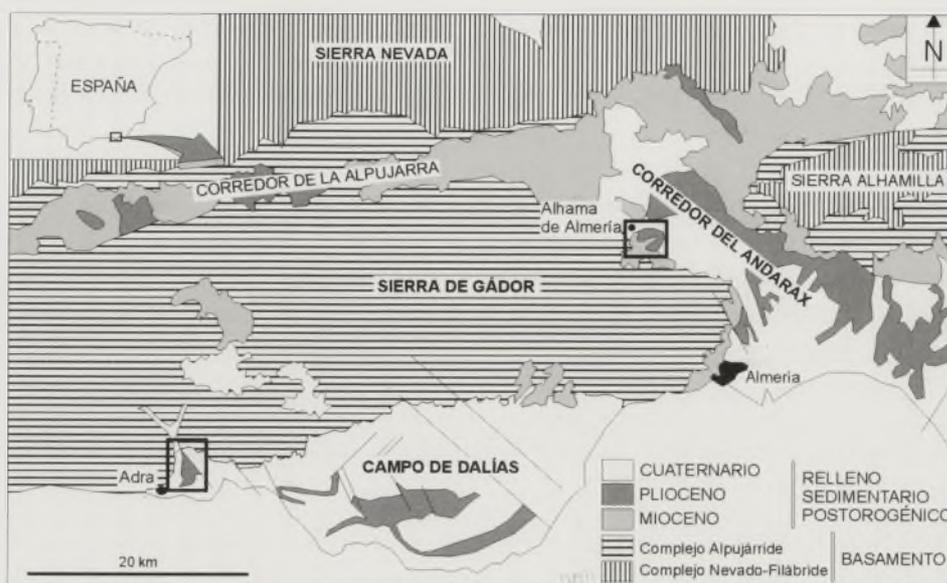


Figura 1. Esquema geológico del poniente de la provincia de Almería en el que aparecen enmarcados los afloramientos deltaicos de Alhama de Almería y Adra al nordeste y suroeste, respectivamente, de Sierra de Gádor.

Gilbert. Los primeros depósitos pliocenos del afloramiento de Alhama están representados por una secuencia estrato y grano creciente de areniscas bioclásticas alternando con margas limosas que finaliza con las capas de conglomerados y arenas deltaicas.

A partir del buzamiento de las clinofórmulas deltaicas, paleoocorrientes y composición litológica de los clastos se han reconocido en cada uno de los afloramientos de Alhama de Almería y Adra dos sistemas deltaicos, y siempre con geometrías Gilbert. Uno de los sistemas deltaicos, el sistema longitudinal, migra hacia el sur-sureste en Alhama y sursuroeste en Adra, y tiene un radio paralelo al eje paleogeográfico de las cuencas. El otro sistema, secundario en cuanto a extensión respecto al anterior, está formado por pequeños cuerpos deltaicos que migran hacia el este constituyendo el sistema deltaico transversal. Los sistemas longitudinales están alimentados por ríos de alta energía que transportan el sedimento desde el norte, desde Sierra Nevada en el delta longitudinal de Alhama y relieves al norte de Adra para el delta longitudinal de este sector. Los sistemas transversales, por la cercanía de su área fuente, están representados por pequeños abanicos deltaicos cuyas cuencas de drenaje están instaladas en los relieves de Sierra de Gádor para ambos ejemplos. El sistema transversal de Alhama migra en sus primeras fases de construcción sobre una plataforma litoral que prograda hacia el este, hacia el centro de la cuenca.

ASOCIACIONES DE FACIES EN EL FORESET

De los tres subambientes clásicos que conforman los deltas Gilbert, en estos ejemplos resulta especialmente interesan-

te el análisis de facies en las capas del *foreset*, por cuanto muestran una serie de rasgos poco comunes en otros ejemplos, y que informan sobre los mecanismos de control sobre la sedimentación. Los *topsets* y *bottomsets* de estos deltas presentan, sin embargo, rasgos más comunes. Así, en los *topsets* de ambos deltas se reconocen facies conglomeráticas de relleno de canal distributivo y facies limosas de decantación, con huellas de raíces y hojas, en subambientes de albufera o marisma (*swamp facies*). Los *bottomsets* están caracterizados por limos arcillosos de decantación bioturbados y con macrofauna de lamelibranquios y gasterópodos de concha fina.

A continuación describimos las tres asociaciones de facies más características de los foresets:

A: *Lumaquelas de lamelibranquios*

Aparecen en niveles de 10 a 20 cm de espesor formados por acumulaciones de lamelibranquios (*lumaquela* de ostreidos y pectínidos, fundamentalmente). Los lamelibranquios se imbrican pendiente abajo en las capas del frente deltaico. La matriz de estas capas está compuesta por arena muy fina, limosa, de coloración rojiza y verdosa. Algunos clastos de tamaño *pebble* acompañan a los bioclastos. La gradación de estas capas es positiva. Estos niveles son interpretados como acumulaciones de lamelibranquios retrabajados desde la llanura deltaica inferior por fuertes inundaciones (inunditas) o tormentas (tormentitas) que los transportan mar adentro y son resedimentados en el frente deltaico. La gradación positiva registra la pérdida de energía de esos eventos.

B: *Capas de conglomerados con balánidos adosados*

Capas tabulares de 0,5 m formadas por clastos tamaño *pebble*, fundamentalmente de litologías cuarcíticas texturalmente poco maduras, y sin una gradación definida. El rasgo

más característico de estas capas que se extienden a lo largo del *foreset* es la alta concentración de balánidos adosados a los clastos sobre toda la superficie de los clastos y nunca en posición de vida. Estas capas se han interpretado como el resultado del retrabajamiento y la resedimentación de depósitos de la llanura deltaica inferior o parte proximal del frente deltaico. En estos subambientes someros, la colonización de los clastos por parte de los balánidos es más frecuente. Los eventos que provocan la concentración de estas acumulaciones de balánidos a lo largo del frente deltaico pueden ser temporales de tormenta que afectan a la parte alta del delta.

C: Conglomerados y arenas con estratificación cruzada contrapendiente

Estas facies se presentan en capas con geometrías de huso que se extienden a lo largo de la pendiente del *foreset* aumentando de espesor hacia abajo con una potencia media de 0,5 a 1,5 m. La base de estos cuerpos es ligeramente erosiva y están rellenos de conglomerados con morfologías planares y bien imbricados hacia el mar, y arenas. Los clastos mayores aparecen a la base del cuerpo. Desarrollan, como organización interna, *sets* de estratificación cruzada buzando contrapen-

diente con una inclinación que decrece hacia la parte alta del *foreset*. Tienden a hacerse asintóticos hacia la base de las capas y desarrollan geometrías sigmoidales en la parte alta del *foreset* y oblicuas hacia la parte baja. La estratificación cruzada está formada por variaciones positivas en el tamaño de grano desde clastos de diámetro medio 10 cm a arenas. Se han interpretado como el depósito a partir de flujos de alta energía tipo *surge flow* que producen turbulencia a lo largo de *foresets* de pendientes altas y prolongadas. La turbulencia de estos flujos es provocada probablemente por el salto hidráulico que suponen bruscos cambios de pendiente o irregularidades del fondo, como explican Massari y Parea (1990) para ejemplos equivalentes en sistemas deltaicos en Italia. Estos autores aluden a flujos inducidos por mecanismos de tormenta o inundaciones intensificados por la gravedad para explicar la alta energía de estos flujos.

GEOMETRÍA DE LAS CLINIFORMAS DELTAICAS

La geometría de las cliniformas que construyen los deltas varía desde sigmoidales a oblicuas, o viceversa. Las pri-

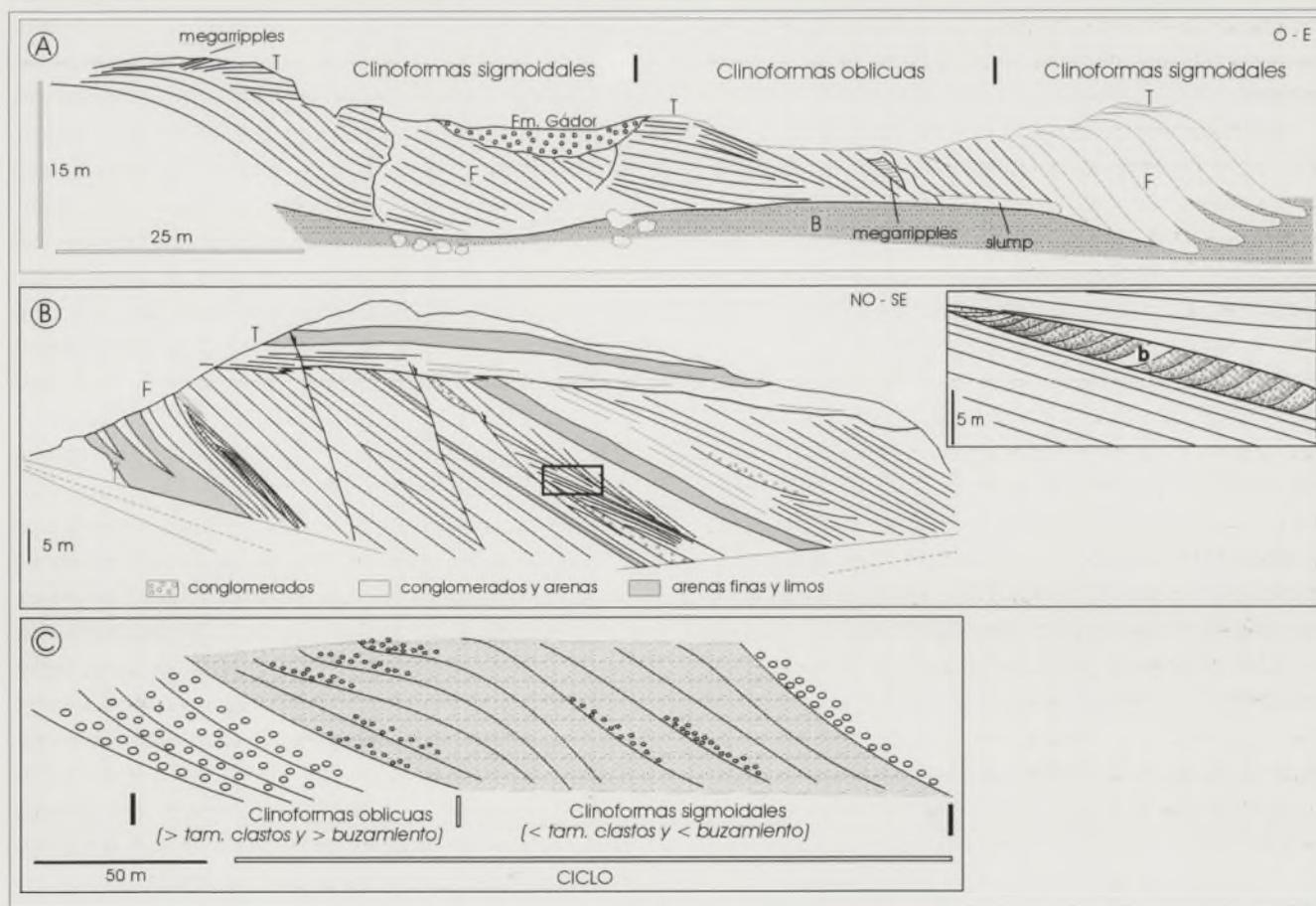


Figura 2. A. Esquema de campo de uno de los deltas de Alhama donde la geometría de las cliniformas varía por cambios locales en el espacio de acomodación motivados por la irregular fisiografía del fondo (T – topset; F – foreset; B – bottomset). B. Cliniformas oblicuas con desarrollo de backsets (b) en el foreset (un detalle de los mismo aparece en la figura de la esquina superior derecha). C. Ciclo positivo de variación de la geometría de las cliniformas deltaicas.

meras se caracterizan por una continuidad entre las capas del *topset* y el *foreset* mientras que en las clinofórmulas oblicuas ambas partes aparecen separadas por una discordancia angular erosiva (Fig. 2B). Las clinofórmulas oblicuas suelen disponerse sobre el fondo de la cuenca en discordancia angular pues las capas del *foreset* no se horizontalizan distalmente para desarrollar un *bottomset*. Las clinofórmulas sigmoidales aparecen en tramos en los que los cuerpos deltaicos progradan con ligera agradación mientras que las oblicuas aparecen cuando el patrón de apilamiento de las clinofórmulas es francamente progradante. Las asociaciones de facies descritas (A-C) sólo se han descrito en el *foreset* de clinofórmulas oblicuas.

El cambio geométrico de las clinofórmulas se asocia a la velocidad de migración de los cuerpos deltaicos. Las clinofórmulas oblicuas están ligadas a deltas o etapas de migración deltaica más rápidas que las clinofórmulas sigmoidales. La velocidad de migración deltaica y, por extensión, la relación entre velocidad de aportes y creación de espacio de acomodación constituye la causa que en última instancia controla la geometría de las clinofórmulas deltaicas. La estimación del espacio de acomodación puede hacerse a partir de la altura de las clinofórmulas; sin embargo la estimación de la velocidad de los aportes es compleja por la imposibilidad de precisar el tiempo de sedimentación. Es lógico pensar que un mayor tamaño de grano en las clinofórmulas deltaicas evidencia una mayor capacidad tractiva de los distributarios y, por extensión, mayor volumen de material erosionado y depositado en el delta.

Un ejemplo de cambio en la geometría de las clinofórmulas por variaciones locales en el espacio de acomodación lo tenemos en el delta transversal de Alhama que migra sobre un fondo irregular con surcos de escala decamétrica separados por suaves umbrales (Fig. 2A). Cuando el delta migra sobre las pequeñas depresiones tiende a desarrollar clinofórmulas sigmoidales mientras que cuando migra sobre pequeños altos fondos tiende a desarrollar clinofórmulas oblicuas. Un ejemplo del segundo caso, en el que los aportes inducen un cambio en la geometría de las clinofórmulas se reconoce en el delta de Adra. En algunos tramos de este delta se ha reconocido una tendencia de cambio gradual en la geometría de las clinofórmulas. Se trata de ciclos granodecrecientes que se inician con clinofórmulas oblicuas y acaban con clinofórmulas sigmoidales. Las clinofórmulas oblicuas exhiben pendientes elevadas (30-40°) y están compuestas por sedimentos de grano grueso (clastos de 12 cm de diámetro medio). Las clinofórmulas tendentes a sigmoidales desarrollan pendientes más suaves (<30°) y están compuestas por sedimento de grano más fino (clastos de 5 cm de diámetro medio). Cicatrices erosivas y las asociaciones de facies que se han descrito en el frente deltaico (A-C) intervienen en estos ciclos geométricos.

FACTORES QUE CONTROLARON LA GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DELTAICA

Los factores que controlan la construcción deltaica difieren en función de la escala a la que se esté analizando el delta: a escala de un complejo deltaico, a escala de un delta o a la escala de lóbulos o unidades de migración deltaica. Los factores de control que se han destacado son: la paleogeografía local, los cambios relativos del nivel del mar y los eventos climáticos de tormentas y/o inundaciones.

Paleogeografía local

Los ejes paleogeográficos de las bahías pliocenas del corredor del Andarax y de Adra se orientan de noroeste a sureste por lo que ambas estuvieron expuestas al oleaje generado por vientos de levante y protegidos del fuerte oleaje de poniente. Así, los deltas de Alhama y las primeras fases de construcción del delta de Adra, en ambos casos protegidos de los temporales de poniente, apenas muestran rasgos de retrabajamiento por el oleaje si se comparan con el delta de la Formación Abrija estudiado por Postma (1984). En este delta, también situado en el corredor del Andarax, grandes masas del frente deltaico proximal se desestabilizaron y fueron resedimentadas en el frente deltaico distal y prodelta por acción, entre otras causas, de grandes olas sobre la parte alta del delta. La situación del delta de la Formación Abrija en posiciones más abiertas y en el borde oriental del corredor favoreció el retrabajamiento del sedimento, en contraste con los deltas de Alhama, por parte de los temporales de poniente. Las últimas fases de construcción del delta de Adra también presentan frecuentes signos de retrabajamiento y resedimentación de la parte alta de los deltas. Cicatrices de *slump*, superficies de reactivación en el frente deltaico proximal, resedimentación de depósitos de la llanura deltaica inferior en el frente deltaico (niveles de acumulación de lamelibránquios y capas de clastos con abundantes balánidos adosados). Estos rasgos únicamente se encuentran en las últimas fases de construcción del delta de Adra cuando éste ha rellenado la bahía y se "asoma" exponiéndose a los temporales, fundamentalmente, de poniente. Otro indicio de la capacidad de las corrientes de poniente para redistribuir el sedimento se observa en Adra ya que clastos aportados por el delta en su progradación a sursuroeste se reconocen varios kilómetros al este, imbricados en ese mismo sentido.

La litología dominante de los relieves emergidos próximos a la costa juega un papel destacado, siendo éste un factor que pasa, a menudo, desapercibido. En el caso de los sistemas deltaicos de Alhama y Adra los relieves más próximos son los de Sierra de Gádor, constituidos fundamentalmente por rocas carbonatadas (mármoles, calizas y dolomías). La aportación de clastos carbonatados a los deltas es mínima, reduciéndose a

los sectores proximales del delta transversal de Alhama y del delta longitudinal de Adra. La resistencia de relieves calizodolomíticos como Sierra de Gádor al desarrollo de cursos de aguas superficiales no efímeros impide el desarrollo de sistemas deltaicos duraderos en sus bordes, aunque se den condiciones paleogeográficas, tectónicas y/o eustáticas favorables.

Cambios relativos del nivel del mar

Los sistemas deposicionales de borde de cuenca estudiados en Alhama de Almería y Adra registran un ciclo transgresivo-regresivo a lo largo del Plioceno inferior-medio. La transgresión del inicio del Plioceno está representada en Alhama de Almería por calcarenitas de plataforma litoral que transicionan distalmente a margas limosas de ambientes marinos más abiertos. A diferencia de lo que cabría esperar en un contexto transgresivo, el patrón de apilamiento de este sistema de plataforma litoral es progradante mostrando una evolución gradual al sistema deltaico suprayacente. Las capas del sistema de plataforma litoral buzan hacia el interior de la cuenca con un ángulo decreciente en la vertical. Esta discordancia progresiva pone de manifiesto un pulso de levantamiento de los relieves de Sierra de Gádor simultáneo a la transgresión. El máximo transgresivo está representado por biostromas de serpúlidos y ostreidos, tanto en Alhama como en Adra. La abrupta fisiografía de la costa en Adra impidió el desarrollo de una plataforma, sustituida por ambientes de acantilados rocosos. La etapa regresiva está asociada a la progradación de los sistemas deltaicos de Alhama y Adra en un contexto de nivel del mar estable, tal y como refleja la tendencia estacionaria de la trayectoria que une los *brink points* (u *offlap breaks*). En Adra, el *topset* del último de los lóbulos aflorantes está situado 30 m por debajo de la posición que ocupa el *topset* del lóbulo deltaico precedente. Este descenso de los *topsets* implica un evento de caída del nivel de mar de varias decenas de metros. El origen tectónico o eustático de este evento no se ha podido determinar a falta de precisar la edad del mismo.

Clima y eventos de inundaciones y/o tormentas

Los ciclos granodecrecientes de cambio geométrico de clinofórmulas oblicuas a sigmoidales observados en los deltas de Alhama y Adra (Fig. 2C) implican una reducción en la relación de aportes sedimentarios y espacio de acomodación. El origen de esta reducción puede estar en la disminución del volumen de sedimento aportado por los distributarios o bien en el aumento del espacio de acomodación. Atendiendo al tamaño de los clastos que alimentan unas y otras clinofórmulas se puede llegar a una conclusión sobre el origen de esas secuencias. La asociación de los mayores tamaños de granos con las clinofórmulas oblicuas y los menores con las sigmoidales indican una disminución en la energía de los sistemas dis-

tributarios. No hay indicios en los deltas (basculamientos, falla de borde, estructuras de deformación...) para relacionar esta ciclicidad de alta frecuencia con factores tectónicos y la trayectoria estacionaria de los *brink points* indica una situación estable del nivel del mar. Todas estas razones puntan hacia el factor climático como el probable responsable de esta ciclicidad de alta frecuencia. Las etapas de mayor energía de los distributarios implican mayores caudales de agua para la erosión y transporte de los mayores clastos. Estas etapas y su respuesta en el delta en forma de clinofórmulas oblicuas coincidirán con periodos húmedos. Por el contrario, las etapas de menor energía en los distributarios y clinofórmulas deltaicas sigmoidales corresponderán con periodos menos húmedos. Desde este punto de vista, cada ciclo de variación geométrica desde clinofórmulas oblicuas a sigmoidales implica una disminución en las lluvias que afectan a las cuencas de drenaje del delta. Otro indicador que apunta al control climático en estos deltas, y más concretamente a eventos catastróficos de inundaciones o tormentas son las frecuentes capas de acumulación de lamelibranquios y clastos con balánidos en el frente deltaico de Adra. También las frecuentes estructuras de *backsets* que aparecen en los *foresets* originados por flujos violentos, turbulentos y erosivos, podrían estar relacionadas con eventos de inundaciones como proponen Massari y Parea (1990) en el análisis que llevan a cabo de estas estructuras. Tanto las acumulaciones de lamelibranquios como los *backsets*, frecuentemente están asociados a superficies de discordancia erosiva en el interior de los *foresets* deltaicos. Sobre estas superficies de reactivación progradada el siguiente lóbulo deltaico cuyas primeras clinofórmulas se adaptan a la geometría de esa superficie de erosión. Las superficies de reactivación tienden a suavizar la pendiente del *foreset* y favorecen el que sobre ellas se forme un nuevo ciclo geométrico que se inicia con geometrías oblicuas.

Estos ciclos geométricos y los procesos sedimentarios que tienen lugar en las clinofórmulas representan la búsqueda del perfil de equilibrio del frente deltaico en respuesta a variaciones en la velocidad de los aportes sedimentarios, variaciones del espacio de acomodación y a colapsos por la inestabilidad del sedimento en el frente deltaico proximal debido tanto a la elevada pendiente como a la acción de fuertes temporales de poniente.

AGRADECIMIENTOS

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

REFERENCIAS

Aguirre, J. (1998): El Plioceno del SE de la Península Ibérica (Provincia de Almería). Síntesis estratigráfica, sedimenta-

- ria, bioestratigráfica y paleogeográfica. *Rev. Soc. Geol. España*, 11, 3-4, 297-315.
- Fourniguet, J. y Le Calvez, Y. (1975): Sur le Pliocène de la côte d'Andalousie. *B.S.G.F.*, 4 (7, XVII), 604-611.
- Massari, F. y Parea, G.C. (1990): Wave-dominated Gilbert-type deltas in the hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, southern Italy). En: Coarse-grained deltas (Editores: Colella, A. y Prior, D.B) *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 10, 311-331.
- Postma, G. (1984): Mass-flow conglomerates in submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene, Southeast Spain. En: Koster, E. H. and Steel, R. J. (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. CSPG 10, 237-258.
- Postma, G. (2001): Physical climate signatures in shallow- and deep-water deltas. *Global and Planetary Change*, 28, 93-106.
- Pascual, A. M. (1997): *La Cuenca Neógena de Tabernas (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral Univ. Granada, 360 pp.

Correlación y paleoecología de los depósitos continentales del Turolense (transición Tortoniense-Messiniense) de la Cuenca de Granada

A. García-Alix Daroca¹, R. Minwer-Barakat², E. Martín Suárez³ y M. Freudenthal⁴

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain.
1. agalix@ugr.es - 2. rminwer@ugr.es - 3. elvira@ugr.es - 4. mfreuden@ugr.es

ABSTRACT

The Granada basin is a Neogene basin located in the central sector of the Betic Cordillera, between External Zones and Internal Zones. In the Neogene infilling two phases have been recognized: a marine phase (lasting until latest Tortonian) and a continental phase (extending from the latest Tortonian until present time). This paper deals with the continental record of the Tortonian-Messinian transition in the Jun-Víznar section. The sediments in this section are basically sands, silts and clays; conglomerates are less frequent. These sediments come from the dismantling of the Nevado-Filábride Sierra Nevada core basement. The so-called "Limos y arenas de Cenés-Jun" represent a fluvio-lacustrine system. Micromammals are very abundant in these sediments, and have been used for dating and for paleoecological and paleoclimatological interpretations. The section is correlated with the Crevillente section in Alicante and with other sections from Almería. Apparently climatic conditions in these three areas were quite similar and comparable to nowadays conditions in Southern Spain.

Key words: Biostratigraphy, paleoclimatology, Tortonian-Messinian transition, Southern Spain, Micromammalia.

INTRODUCCIÓN

La Depresión de Granada es una cuenca neógena, intramontañosa, situada en la zona central de la Cordillera Bética, entre las Zonas Internas y las Zonas Externas (Fig. 1). En el relleno sedimentario de dicha depresión se reconoce una etapa marina, hasta el Tortoniense terminal, y otra continental, hasta la actualidad (Dabrio et al., 1978; Braga et al., 1990; Fernández et al., 1996a).

Los materiales aquí tratados se denominan "Limos y Arenas de Cenés-Jun". En ellos dominan los limos y arenas micáceas y aparecen también en menor medida conglomerados, todos ellos procedentes del desmantelamiento del núcleo Nevado-Filábride de Sierra Nevada (Ruiz Bustos et al., 1992). Estos materiales forman una megasecuencia positiva y representan un sistema fluvio-lacustre trenzado, en cuya llanura de inundación aparecían pequeñas zonas palustres y que desembocaba en una zona lacustre central. Estos sedimentos son del límite Tortoniense-Messiniense (Turolense Medio-Superior). Los yacimientos con microfauna están situados en los alrededores de Jun y Víznar.

DATOS Y RESULTADOS

La columna estratigráfica sintética de Jun-Víznar es la que se esquematiza en la fig. 2:

Del muestreo en los yacimientos de Jun y Víznar se ha obtenido el siguiente catálogo faunístico:

JUN2: *Castromys littoralis* y *Galerix iberica*.

JUN2B: *Castromys littoralis*, *Occitanomys adroveri*, Muridae indet., *Muscardinus* sp., *Heteroxerus* sp., *Galerix iberica*, *Blarinella* sp., y *Prolagus crusafonti*.

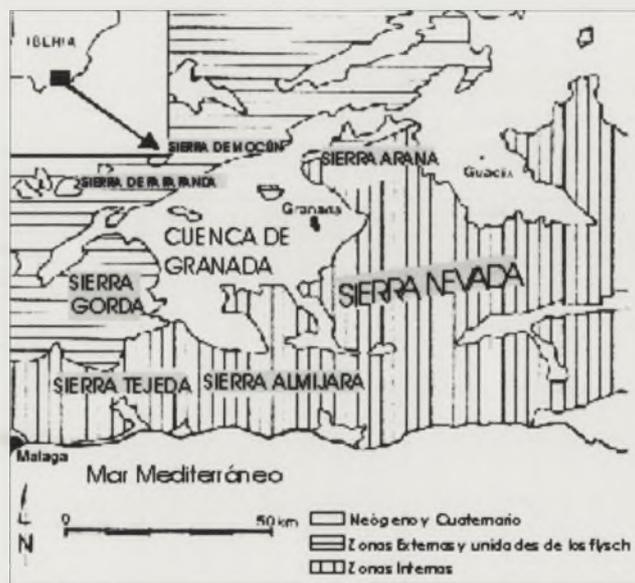


Figura 1. Localización de la cuenca de Granada, modificada de Braga et al., 1990.

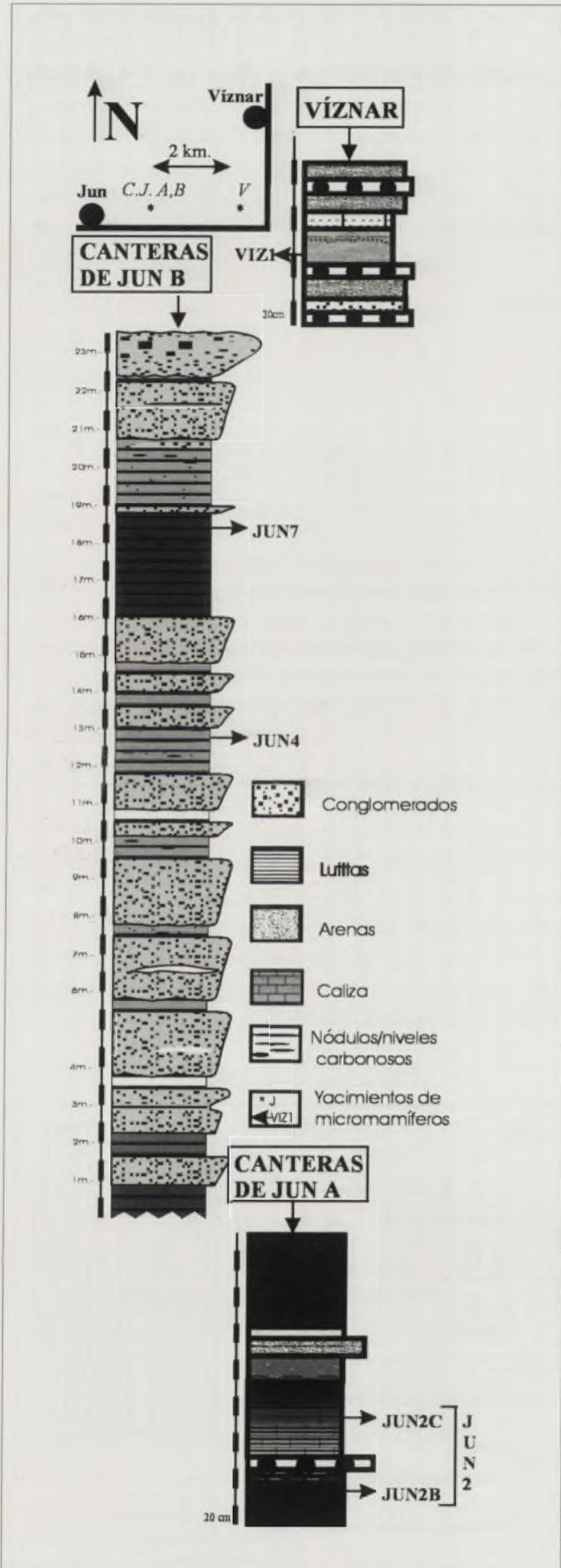


Figura 2. Localización y columna estratigráfica sintética de la sección de Jun-Víznar, tomada de García-Alix, 2002.

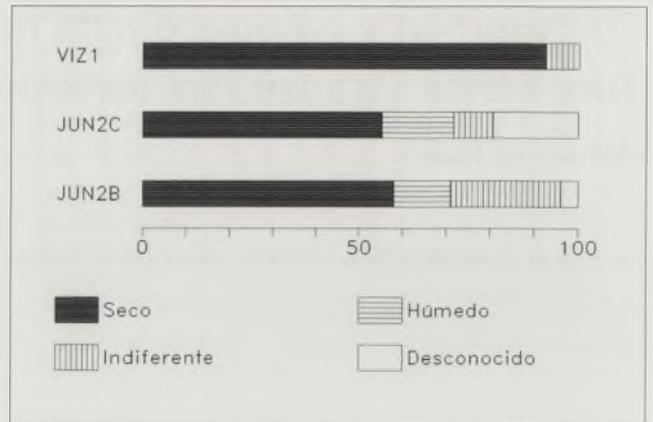


Figura 3. Gráfico de humedad/aridez a partir de las preferencias climáticas de los taxones de los yacimientos principales, tomada de García-Alix, 2002.

JUN2C: *Castromys littoralis*, *Occitanomys adroveri*, *Hispanomys adroveri*, *Blarinella* sp., y *Prolagus crusafonti*.

JUN4: *Galerix iberica*.

JUN7: *Castromys littoralis*

VIZ1: *Castromys littoralis*, *Occitanomys adroveri* y *Galerix iberica*.

A partir del número de individuos de cada especie, estimamos la población del yacimiento y se establece un gráfico de humedad-aridez (Fig. 3).

Según la fauna encontrada podemos datar el yacimiento con una edad relativa que se corresponde al límite de las unidades MN12-MN13 de Mein (Turolense medio-Turolense superior).

DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Como se observa en los gráficos de humedad/aridez (Fig. 3), el clima fue mayoritariamente seco, y se hizo extremadamente seco en la parte superior del Turolense medio (hasta un 92% de sequedad). Las especies más abundantes en estos yacimientos también son características de clima frío (*Occitanomys adroveri* y *Castromys littoralis*) (Martín Suárez et al., 2001).

Estos yacimientos se pueden correlacionar con yacimientos de Crevillente (Alicante) de la misma edad (fig. 4). La secuencia de yacimientos con micromamíferos de Crevillente acaba en un arrecife de coral. De hecho, la edad de los yacimientos aquí tratados está entre dos yacimientos de Crevillente, CR17 y CR22 (Martín Suárez et al., 1998). También estos materiales se pueden correlacionar con los materiales de la zona del SE español (cuenca de Almería), pero en este caso marinos (fig. 4). Los materiales aquí tratados estarían representados en la zona del SE español por unos carbonatos templados, limitados a techo y a muro por unos episodios arrecifales. El episodio arrecifal inferior se puede correlacionar con los últimos episodios arrecifales de la cuenca de Granada antes de la continentalización, y el episodio superior se puede correlacionar con el de Crevillente (García-Alix, 2002). Los arrecifes nos informan de un clima subtropical, con unos 24°C +/- 2 de temperatura de superficie del mar (Martín et al ,

1999., Sánchez-Almazo et al., 2001). Los estudios isotópicos en los carbonatos templados de la unidad superior (miembro Azagador), nos muestran una temperatura en la superficie del mar de $16^{\circ}\text{C}\pm 2$ (Martín et al., 1999, Sánchez-Almazo et al., 2001), bastante similar a la temperatura del Mediterráneo actual, lo que corresponde a un clima templado.

En la figura 4 se observa que en la Curva Eustática de Haq et al. (1987), la continentalización de la cuenca coincide con una caída eustática.

Integrando todos los datos (faunísticos, sedimentológicos y correlaciones con otras cuencas), se puede concluir que estamos en una zona donde se desarrolla un sistema fluvioacustre trezado, que drenaba la vertiente Este de Sierra Nevada y estaba bajo el dominio de un clima templado y seco, con algunos picos más fríos, similar al clima templado actual.

REFERENCIAS

- Braga, J.C., Martín, J.M. y Alcalá, B. (1990): Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, 66: 135-150.
- Dabrio, C.J., Fernández, J., Peña, J.A., Ruiz Bustos, A. y Sanz de Galdeano, C.M. (1978): Rasgos sedimentarios de los conglomerados Miocénicos del borde NE de la Depresión de Granada. *Estudios Geológicos*, 34: 89-97.
- Fernandez J., Soria J. y Viseras, C. (1996a): Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain); Tectonic control and base level changes. In: *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal Kinematics*. (P.F. Friend and C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 353-365.
- García-Alix Daroca, A. (2002): Estudio de los micromamíferos del Mioceno Superior de Jun y Vínzar (Depresión de Granada). Trabajo de investigación de doctorado. Inédito.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. (2001): Shallow marine sedimentation. In: Mather, A.E., Martín, J.M., Harvey, A.M. & Braga, J.C. (Ed). *A field guide to the Neogene sedimentary basins of the Almería province, South-East Spain*. Blackwell, Oxford, 134-185.
- Martín, J.M., Braga, J.C. y Sánchez-Almazo, I.M. (1999): The Messinian record of the outcropping marginal Alborán Basin deposits: significance and implications. *Proceedings of the ODP Scientific Results*. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 161: 543-551.
- Martín Suárez, E. y Freudenthal, M. (1998): Biostratigraphy of the continental upper Miocene of Crevillente (Alicante, SE Spain). *Geobios*, 31,6: 839-847.
- Martín Suárez, E., Freudenthal, M. y Civis, J. (2001): Rodent paleoecology of the Continental Upper Miocene of Crevillente (Alicante, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165: 349-356.
- Ruiz Bustos, A., Martín Martín, M. y Martín Algarra, A. (1992): Nuevos datos sobre el Neógeno continental en el sector NE de la Cuenca de Granada, Cordillera Bética. *Geogaceta*, 12: 52-56.
- Sánchez-Almazo, I.M., Spiro, B., Braga, J.C. y Martín, J.M. (2001): Constraints of stable isotope signatures on the depositional palaeoenvironments of upper Miocene ref. and temperate carbonates in the Sorbas Basin, SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 153-172.

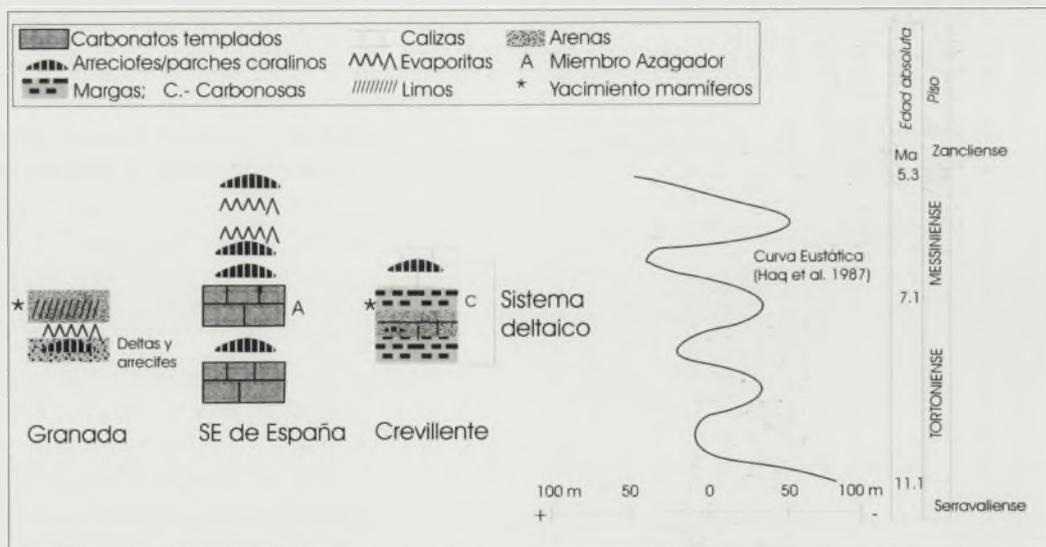


Figura 4. Correlación de la cuenca de Granada con otras cuencas mediterráneas y con la curva eustática. Modificado de Martín & Braga, 2001. Curva eustática de Haq et al., 1987

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
DEPARTMENT OF CHEMISTRY
5800 S. UNIVERSITY AVENUE
CHICAGO, ILLINOIS 60637

RECEIVED
JAN 15 1964

TO THE DIRECTOR
OF THE UNIVERSITY OF CHICAGO
FROM THE DEPARTMENT OF CHEMISTRY
RE: [Illegible]

BY: [Illegible]

Primer registro de *Leptobos etruscus* (Falconer, 1868) (Mammalia, Artiodactyla) en la Península Ibérica: aportaciones a la taxonomía de los bovinos villafranquienses

G. Garrido y A. Arribas

Museo Geominero. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23. 28003. Madrid, Spain. g.garrido@igme.es; a.arribas@igme.es

ABSTRACT

Up to date, the only known bovine from the Upper Pliocene of Spain was *Leptobos elatus*, a species represented in the sites of Villarroja (La Rioja) and Huélago-carretera (Granada). The discovery of Fonelas P-1, a new Upper Villafranchian site located in the Guadix Baza Basin (Granada, Spain) add a new bovid to the fossil record of the Iberian Peninsula: *Leptobos etruscus*. The anatomical analysis of this fossils shows a combination of dental characters that allows to set up the hypothesis that *Leptobos furtivus* Duvernois & Guérin, 1989 represents a young synonym of *Leptobos etruscus*. Further investigations will be lead up to evaluate the intraspecific variability between the tribe Bovini.

Key words: Guadix-Baza Basin, Upper Villafranchian, Bovini, *Leptobos etruscus*.

INTRODUCCIÓN

En Europa occidental, durante el Plioceno superior y el límite Plio-Pleistoceno, la tribu Bovini está representada únicamente por el género *Leptobos*, un gran bóvido de origen asiático de proporciones gráciles y cuernos largos y divergentes dirigidos hacia atrás. En la Península Ibérica el registro fósil de este género se restringía a las citas de los yacimientos pliocenos de Villarroja en La Rioja (aprox. 2,7 Ma), donde se encuentra abundante material de la especie primitiva *Leptobos elatus*, y Huélago-carretera en Granada (aprox. 2,5 Ma), donde ha sido citado *Leptobos* cf. *elatus*. Durante el Villafranquiense superior, que incluye el límite Plio-Pleistoceno, una nueva especie de mayor tamaño, *Leptobos etruscus*, hace su aparición en los ecosistemas europeos, reemplazando paulatinamente a su pariente más primitivo. Este nuevo inmigrante se encuentra bien representado en yacimientos de Francia e Italia, persistiendo en nuestro continente durante el Pleistoceno inferior. Sin embargo, en la Península Ibérica no existía hasta el momento constancia de la presencia de *Leptobos etruscus*, verificándose un hiato en el registro de los grandes bovinos identificados hasta la aparición del género *Bison*, hace aproximadamente un millón de años. El yacimiento del Plioceno superior final de Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix-Baza, Granada; Arribas et al., 2001) suministra una importante muestra fósil perteneciente al género *Leptobos*.

EL GRAN BÓVIDO DE FONELAS P-1

Los fósiles pertenecientes a un bóvido de gran tamaño, recuperados durante las campañas de campo de 2001 y 2002,

comprenden 104 especímenes, entre los cuales se incluyen desde elementos mandibulares, maxilares y núcleos óseos, hasta huesos pertenecientes al esqueleto postcraneal, procedentes de individuos adultos, infantiles y juveniles. Estos elementos evidencian la presencia de un bóvido con grandes núcleos óseos implantados próximos a las órbitas, fuertemente divergentes en su base y de sección ovalada comprimida dorsoventralmente (Fig. 1A). Asimismo, los molares presentan una gran hipsodoncia y están provistos de, al menos, una columnilla interlobular. El esqueleto postcraneal destaca por presentar unos metápodos largos y gráciles.

Por otra parte, el bovino de Fonelas P-1 se caracteriza, con respecto a la dentición inferior, por tener un P₃ con un metaconónido individualizado y tumbado sobre el entocónido; un P₄ con surcos linguales más profundos que en P₃ que se cierran antes de alcanzar la base de la corona del diente; unos molares que pueden o no presentar metastílido; y un M₃ con una columnilla interlobular accesoria entre hipocónido e hipocónulo, el cual presenta la cara lingual plana y la cara labial convexa, y un entostílido poco marcado (Fig. 1B).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La morfología de los núcleos óseos junto con la gracilidad del autópodo permite determinar en Fonelas P-1 la presencia del género *Leptobos*, netamente diferente de los géneros *Bison* o *Bos*, los cuales muestran núcleos óseos más cortos, de sección circular, y un esqueleto postcraneal sustancialmente más robusto. La asociación de caracteres, como los descritos previamente para la dentición inferior (Fig. 1B),

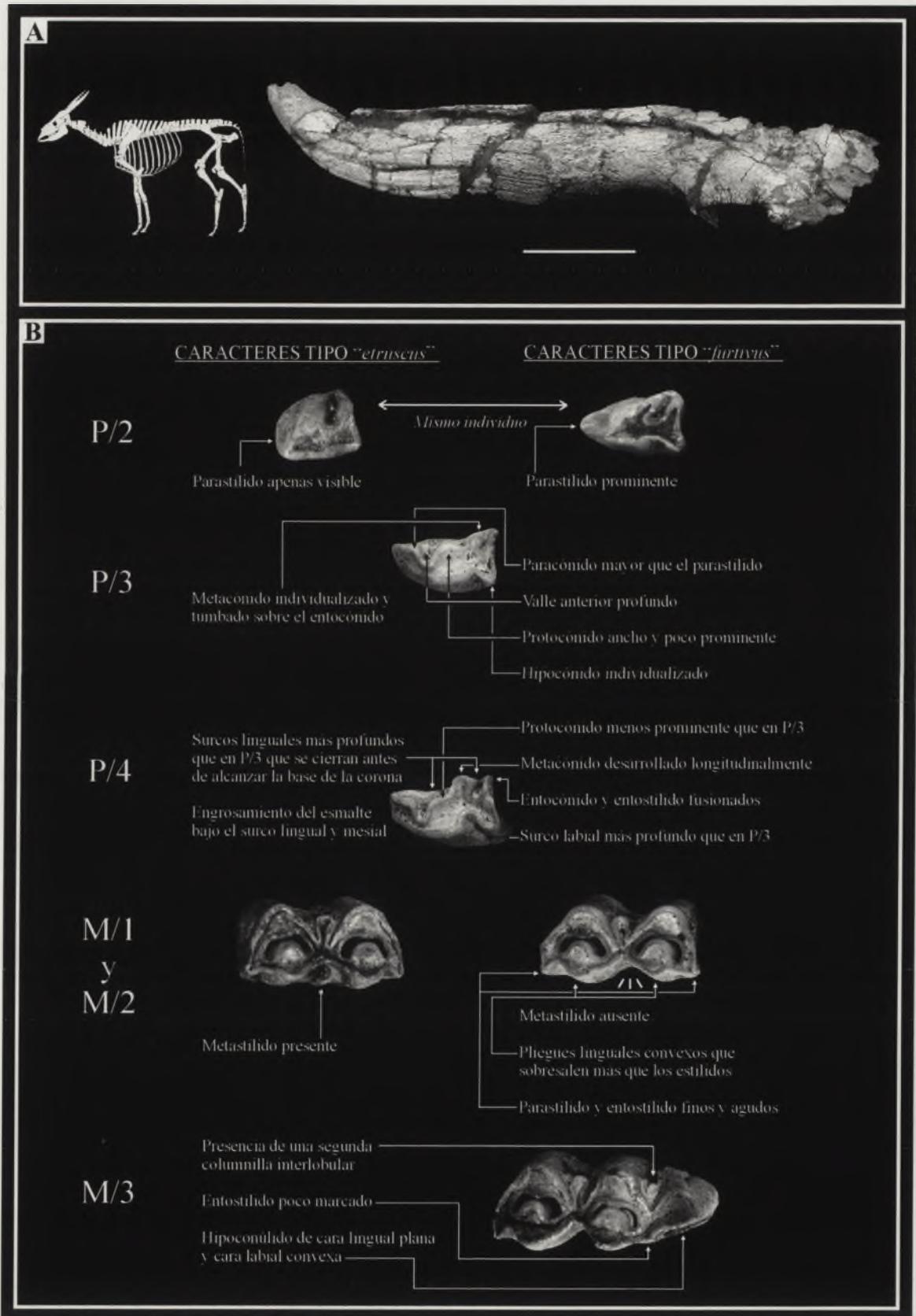


Figura 1. A. Reconstrucción del esqueleto de un macho adulto de *Leptobos etruscus* junto a un núcleo óseo derecho de un representante de dicha especie procedente de Fonelas P-1 (FP1-2002-1099; Escala gráfica: 10 cm.). B. Esquema de la variación existente en la dentición inferior del gran bóvido registrado en el yacimiento de Fonelas P-1, identificado como *Leptobos etruscus*. Nótese la combinación de caracteres anatómicos, presente incluso en las series dentarias opuestas de un mismo individuo, los cuales fueron descritos por Duvernois (1990) como diagnósticos para discriminar *L. etruscus* de la supuesta nueva especie *L. furtivus* Duvernois y Guérin 1989.

proporciona suficiente información para identificar la especie *Leptobos etruscus*, aunque esta muestra fósil manifiesta a su vez ciertas variables anatómicas que fueron utilizadas por Duvernois y Guérin (1989) para realizar la diagnosis de una nueva especie, *Leptobos furtivus*. La importancia de este nuevo registro radica en la asociación de caracteres anatómicos teóricamente diagnósticos de dos especies distintas en elementos mandibulares de un mismo individuo. Según Duvernois (1990) entre los restos fósiles procedentes de Le Coupet y Senèze (Francia) y de Valdarno superior (Italia) se distinguen fósiles pertenecientes a las especies *Leptobos etruscus* y *Leptobos furtivus*, las cuales coexistirían durante el Villafranchiense superior. La presencia de caracteres supuestamente específicos de cada una de dichas especies en el gran bóvido registrado en Fonelas P-1, nos permite plantear la hipótesis de que ambas especies representan un único taxon, prevaleciendo por antigüedad el nombre de *Leptobos etruscus*. Según este criterio, los elementos propuestos por Duvernois (1990) como pertenecientes a *L. furtivus* representarían a individuos de menor tamaño, probablemente hembras, de la misma población que los elementos asignados a *L. etruscus*.

El hallazgo de yacimientos tan sumamente ricos y diversos como Fonelas P-1, en el cual los materiales presentan un excelente estado de conservación, permite obtener abundante información sobre la variabilidad intraespecífica existente en taxones que resultan normalmente muy escasos en el registro fósil y, por tanto, confusos a la hora de evaluar su diversidad anatómica. En el caso concreto de la familia Bovidae se observa una gran diversidad anatómica intraespecífica, sobre todo en lo que concierne a la dentición, por lo que los caracteres

diagnósticos que históricamente han sido utilizados para discriminar una especie de otra deberían ser nuevamente revisados. Futuras investigaciones permitirán realizar aproximaciones más realistas de lo que pudieron ser y significar los ecosistemas del límite Plio-Pleistoceno.

AGRADECIMIENTOS

Las investigaciones desarrolladas en Fonelas (Granada) son financiadas por el proyecto del IGME 2001-016 y por el Proyecto General de Investigación de la Dirección General de Bienes Culturales (Consejería de Cultura) de la Junta de Andalucía. Este trabajo es una aportación al proyecto BOS2001-3888.

REFERENCIAS

- Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. y Carrión, J. (2001): Un nuevo yacimiento de grandes mamíferos villafranchienses en la Cuenca de Guadix (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (4): 3-34.
- Duvernois, M. P. (1990): Les *Leptobos* (Mammalia, Artiodactyla) du Villafranchien d'Europe occidentale. Systématique, évolution, biostratigraphie, paléoécologie. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 113, 213 p.
- Duvernois, M. P. y Guérin, C. (1989): Les Bovidae (Mammalia, Artiodactyla) du Villafranchien supérieur d'Europe occidentale. *Geobios*, 22 (5): 339-379.

Main body of the page containing several paragraphs of extremely faint text. The text is illegible due to low contrast and blurriness.

Fallamiento normal terciario en la Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia Argentina

R.E. Giacosa^{1,2}, J.M. Paredes², A. Nillni², M. Ledesma^{2,3} y F. Colombo⁴

1. Servicio Geológico Minero Argentino. CC 38 B, Km 8 (9003) Comodoro Rivadavia, Argentina.

2. Dpto. Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, (9000) Comodoro Rivadavia, Argentina.

3. REPSOL-YPF. División Regional Sur.

4. Dpto. Estratigrafía P.G.M., Universidad de Barcelona, Fac. Geología C/ Martí i Franques s/n E-08028, Barcelona, España.

ABSTRACT

A structural study in the marine and continental tertiary sediments deposited over the margin of the Golfo San Jorge Basin has been carried out. Tectonic structures are normal faults formed during the last phases of the extensional regime, broadly developed in the continental crust of the South Atlantic passive margin. We present the geometric and kinematics characteristics of the normal faults, their control on tertiary sedimentation and the influence of the fluids on their formation. Two types of normal faults were distinguished: a) major faults, that represents the shallower expression of deep master faults (>3 km long) associated to the development of the basin, and active from the Mesozoic, and b) mesoscopic faults constrain inside the specific depositional sequences in the Chenque Formation, a shallow marine unit of early Miocene age. In agreement to the position in the shallowest part of the upper crust, shear-extensional fracture on intact rocks was the dominant fracture mode, sometimes with fluid control. A thick packages of the Sarmiento Formation, a continental and mostly tuffaceous unit with low-permeability, increased fluid pressure and drives the faults. Consequently, in the continental/marine boundary, hydraulic and crush breccias are present, and veins and stockwork of opal, chalcedony and calcite are common.

Key words: Normal faults, Chenque Formation, Tertiary, Golfo San Jorge Basin, Patagonia

INTRODUCCIÓN

La importancia de las fallas terciarias en la localización del petróleo en el Yacimiento Comodoro Rivadavia ha sido muy estudiada ya desde principios del siglo pasado. Se llegó a la conclusión de que estas fallas eran de tipo normal y alto ángulo, que su salto aumentaba con la profundidad y que habían sido activas durante la sedimentación (Feruglio 1930, 1950; Fossa-Mancini 1930, 1932, 1935; Leidhold 1934). En este trabajo se estudian las fallas en el Terciario de la región de Comodoro Rivadavia en sus aspectos geométricos, las rocas de falla y mineralizaciones asociadas, los intervalos estratigráficos afectados y sus saltos. También se sugiere la influencia de los fluidos en su génesis y sus implicaciones regionales. La zona se ubica entre los paralelos 45° 37' - 45° 53' S y entre la costa y los 67° 30' O (Fig. 1).

ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA REGIONAL

En la región de Comodoro Rivadavia afloran estratos tabulares masivos de tobas y chonitas (tobas cineríticas de grano fino) de colores blanquecinos depositadas en plani-

cias aluviales de bajo gradiente asignadas a la Formación Sarmiento del Eoceno inferior-medio. Por encima y separada por una discordancia regional afloran 350 m de la Formación Chenque (Bellosi, 1990). Son areniscas y argilitas con fósiles marinos e intercalaciones de bancos bioclásticos, depositadas en un contexto costero (Paredes y Colombo, 2001; Paredes, 2002). La Fm. Chenque muestra bancos subhorizontales a horizontales de gran extensión lateral (Fig. 2) y fue acumulada durante el Oligoceno superior alto (?) - Mioceno inferior. El Paleógeno, corresponde a un espesor de 400 m de las Formaciones Salamanca (marina) y Río Chico (fluvial), que descansan sobre más de 2000 m del relleno cretácico de la cuenca (Grupo Chubut). El basamento corresponde a rocas volcánicas jurásicas y rocas ígneo-metamórficas paleozoicas.

La zona estudiada corresponde al Flanco Norte (Figari et al., 1999) caracterizado por fallas normales de alto ángulo (hasta 80° al S) y fallas normales antitéticas que se unen a la principal en niveles de la Formación Pozo D-129 (Grupo Chubut) o en el substrato. La mayoría de las fallas disminuye su inclinación en profundidad, alcanzando 55-60° en niveles cercanos al basamento (Fig. 3).

ESTRUCTURA TERCIARIA

Fallas mayores

Las más importantes son las del Cerro Viteau, Cerro Hermitte, Valle C, Cañadón Biggs y Cerro Pan de Azúcar (Tabla 1). Las tres primeras son conocidas desde antiguo (Feruglio 1930, Fossa-Mancini 1932, 1935; Leidhold 1934) como fallas "a", "b" y "c" respectivamente.

La del Cerro Viteau es una falla normal de diseño planar que atraviesa estratos de la Formación Chenque. La zona de falla de <10 cm muestra arcillas foliadas originadas por el arrastre de estratos arcillosos. Una gran parte del plano de falla está ocupado por una vena de yeso fibroso. En los estratos arenosos de la parte superior se conservan estrías con una alineación 85°-90°.

La falla del Valle C es una de las más importantes en el Flanco Norte, donde se prolonga hasta una profundidad de más de 3 kilómetros (Fig. 3). En afloramiento afecta al techo de la Formación Sarmiento y a la base de la Formación Chenque. En niveles basales de la Formación Salamanca (Maastrichtiense-Daniense marino) el salto es de 80 m y de 10 m en la base de la Formación Chenque. Los

afloramientos constituyen una escarpa en el bloque inferior donde se expone una zona de falla de 100 m de ancho con intenso brechamiento, desarrollo de vetas, nódulos y stockworks. La zona afecta estratos de tobas y de areniscas que inclinan 15°/SSE. La mayoría de las vetas son fracturas extensionales subverticales de 1 a 10 cm con rumbos NE o O-E, rellenas de ópalo, calcita y ocre limoníticos en bandas paralelas a las paredes. Las mayores, de hasta 40 cm de espesor, son de ópalo y calcedonia con texturas bandeadas y costrificadas. La alteración de la roca que se desarrolla alrededor de las vetas y reemplaza rocas más permeables está constituida por sericita, esmectita (?), caolinita (?), cuarzo, calcita, pirita y abundante dolomita.

En el Cañadón Biggs aparecen varias fallas normales subparalelas de diseño planar y rumbo N80°E con inclinaciones de 62° a 72° NNO. Las más pequeñas con saltos <1 m, no penetran en la Formación Sarmiento. Asociada a la falla de mayor desarrollo hay una veta de calcedonia con septos de rocas de caja. Tiene 18 m de longitud y 22 cm de ancho con diseño sigmoidal en planta y corte, y un crecimiento mineral de diseño curvo.

La falla Pan de Azúcar es la que registra el mayor salto (> 40 m) en los niveles correspondientes al tránsito entre las Formaciones Sarmiento y Chenque. El plano de falla está relleno por una veta de calcedonia bandeada de más de 100 m de longitud y 1 m de espesor.

Fallas mesoscópicas

Las fallas en el Cerro Chenque afectan a 1ª y 2ª secuencias deposicionales de la Formación Chenque (Fig. 2). En las lutitas de la 1ª secuencia hay tres fallas normales con saltos de 2 y 4 metros. Estrías inclinadas en las fallas N05°O, indican un componente diestro de desplazamiento lateral. Las fallas en este nivel tienen extensión regional ya que se repiten en las barrancas de punta Piedras, actualmente derrumbadas (Fossa-Mancini, 1935). Allí se encuentran 53 fallas normales de 50° de inclinación promedio y de diseño planar. En la 2ª secuencia hay varias fallas directas de alto ángulo, todas con rellenos continuos de < 1 cm de yeso, con saltos iguales o menores a 1 metro. La falla mayor atraviesa las secuencias 1ª y 2ª, provocando un suave pliegue de arrastre en las areniscas glauconíticas. En la ladera norte del Cerro Hermitte existen 10 fallas normales de alto ángulo que afectan principalmente a parte de la 1ª secuencia deposicional, representada por un banco de argilitas de 8 m de potencia y areniscas finas. Algunas de las fallas afectan la parte inferior del estrato de areniscas que está soportado por las argilitas y donde se aprecia una pérdida del salto en la vertical. Son fallas de diseño planar con saltos de inclinación de 20 a 90 cm, planos de falla muy

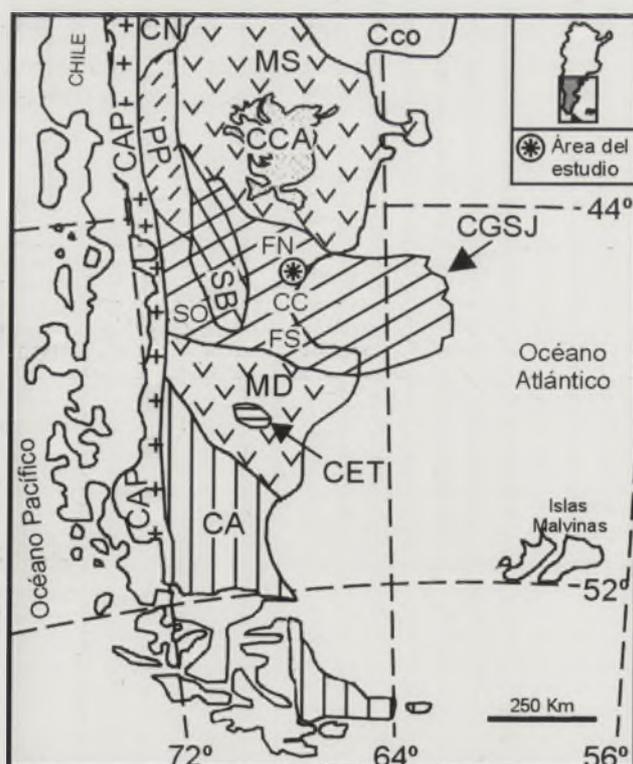


Figura 1. Situación del área de estudio. Fisiografía y Cuencas sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas de la Patagonia Argentina. CA: Austral, CET: El Tranquilo, CGSJ: Golfo San Jorge, CCA: Cañadón Asfalto, CCo: Del Colorado, CN: Neuquina, CAP: Cordillera Andina Patagónica, MD: Macizo del Deseado, MN: Macizo de Somuncura, PP: Precordillera Patagónica. En la CGSJ: FN: Flanco Norte, FS: Flanco Sur, CC: Centro de Cuenca, SB: Faja Plegada de San Bernardo, SO: Sector occidental.

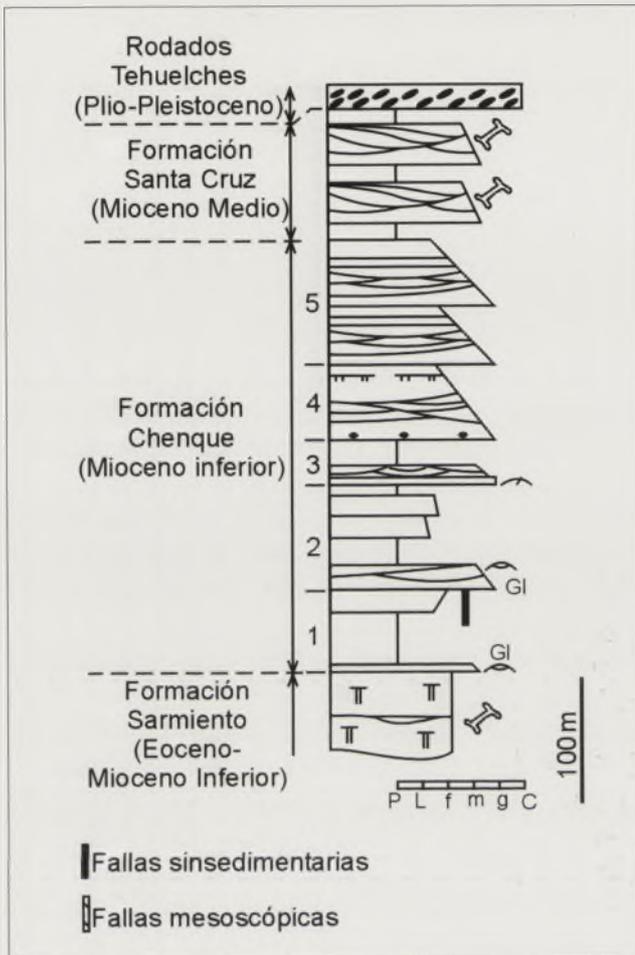


Figura 2. Sección estratigráfica sintética del Neógeno del Flanco Norte de la CGSJ. Las secuencias deposicionales principales están indicadas (1-5).

delgados y con estrías que indican movimiento de inclinación. Constituyen fallas en dominó y actuación sinsedimentaria.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Regionalmente, las unidades más modernas que la Fm Chenque no presentan evidencias de fallamiento normal, mientras que gran parte de la Patagonia, incluyendo regiones cercanas al actual margen atlántico, presenta episodios de inversión tectónica (Homovic et al., 1995).

Alguna de las fallas mayores que inclinan al sur (Valle C, Cañadón Perdido, Pan de Azúcar) alcanzan niveles basales del Cretácico y posiblemente el basamento de la cuenca (Fig. 3). Desde los niveles cretácicos y hasta los terciarios más modernos, se registran cambios en los espesores depositados en ambos bloques de las fallas, sugiriendo una actividad sinsedimentaria persistente y un hundimiento progresivo de los bloques. El diseño planar en los afloramientos se mantiene en toda la columna terciaria, haciéndose progresivamente lístrico a partir del intervalo cretácico.

El relleno mineral de los planos de falla, asociado a desplazamientos de inclinación, indica un modo de fracturación híbrido de tipo cizallante-extensional (Sibson, 1990). En determinados niveles estratigráficos la fracturación fue activada por alta presión de fluidos confinados por debajo de niveles impermeables y liberados durante la actividad sísmica. Tanto ese modo de fracturación como la baja tem-

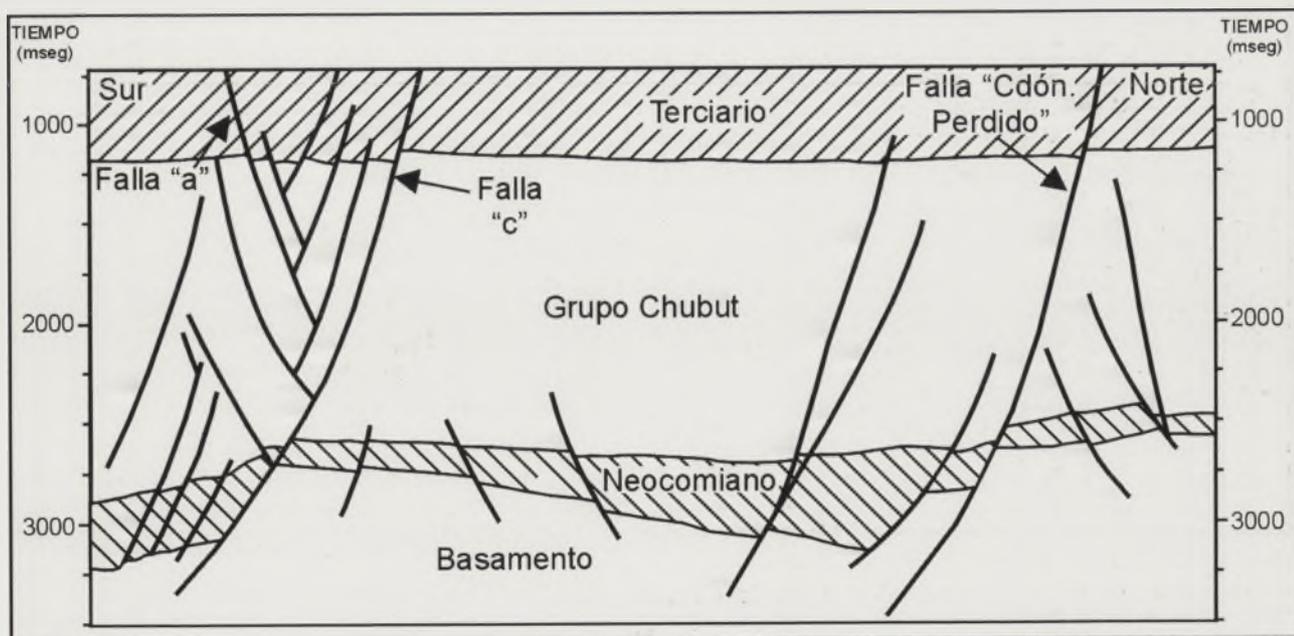


Figura 3. Sección sísmica Sur-Norte al norte de Comodoro Rivadavia. Se indica la posición de las fallas Viteau (Falla "a"), Falla del Valle C (Falla "c") y del "Cañadón Perdido", mostrando la continuada actividad que han tenido desde inicios del Cretácico (grupo Chubut).

peratura de la mineralización sugieren una posición muy superficial en la corteza superior de las fallas terciarias, en un ámbito de baja presión de confinamiento. Se sugiere un mecanismo (Sibson, 1990) en el que los espesos niveles de tobas de la Formación Sarmiento constituyeron la barrera impermeable que separaba los sectores con diferentes regímenes de presión, para explicar la relación fallas-fluidos. En la falla del Valle C, la intermitencia sísmica del fallamiento y la actividad pulsante del sistema hidrotermal de baja temperatura, se manifiestan por fracturas extensionales que engloban estratos con brechas y con clastos de areniscas con stockworks. La actividad sinsedimentaria de las fallas mesoscópicas también fue reconocida en el subsuelo, en alguna de las fallas mayores (Paredes y Colombo, en prensa). Se reconocen saltos de hasta 37 m en la 1ª secuencia deposicional y hay que señalar la importancia que este fallamiento habría tenido en la generación de espacio de acomodación.

AGRADECIMIENTOS

A la empresa REPSOL-YPF por el acceso y utilización de información de subsuelo. Proyecto PI 330 de la Universidad Nacional de la Patagonia. Proyecto BTE2002-04316-C03-01, DGI Ministerio de Ciencia y Tecnología. Grup de Qualitat de la Generalitat de Catalunya 2001-SRG-00074.

REFERENCIAS

- Bellosi, (1990): *XI Congreso Geológico Argentino, Actas* II: 57-60.
 Feruglio, E. (1930): *Boletín de Informaciones Petroleras*, 73: 833-862.
 Feruglio, E. (1950): *Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, T III: 1-431, Buenos Aires
 Fossa-Mancini, E. (1930): *Boletín de Informaciones Petroleras*, 70: 541-556.

FALLAS	C° Viteau	C° Hermitte	Valle C	Cdón Biggs	C° Pan Azúcar
Rumbo	N105°		N80-90°	N80°	N80°
Inclinación	74°/N15°	80°/S	80°/S	70°/N350°	¿?
Estrias	90°			65°	
Desplazam. Inclinac. ¹	23 m		10 m	4 m	40 m
Ancho	<10 cm		>80 m		
Rocas Falla y fracturas asociadas	Arcillas foliadas; Fcz.	Cz. R ₁ R ₂ y P; Fex.	brechas de atricción e hidráulicas Fcz y Fex	Duplex extensionales	
Vetas	ye 1 cm		cd, op, ca-ta, oxFe, al. 1 a 40 cm	cd 10-15 cm	cd 70 cm
Stockworks			Calcita		

1. Medido en la Formación Chenque
 Cz. R₁ R₂ (Cizallas de Riedel); Cz P (Cizalla P); Fex. Fracturas de extensión
 cd (calcedonia), op (ópalo), ca (calcita), oxFe (óxidos de hierro), al (alunita),
 ye (yeso), ar (argilitización), si (silicificación)

Tabla 1: Geometría y características de las fallas mayores

- Fossa-Mancini, E. (1932): *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, 16 (6): 556-576.
- Fossa-Mancini, E. (1935): *Boletín de Informaciones Petroleras*, 136: 65-95.
- Figari, E. et al. (1999): *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas*, 197-237.
- Homovc, J.F. et al. (1995): *Geol. Soc. Spec. Publ.* 88: 235-248.
- Leidhold, C. (1934): *Boletín de Informaciones Petroleras*, 113: 71-77.
- Paredes, J.M., Colombo, F. (2001). *Geogaceta*, 30: 103-106.
- Paredes, J.M. (2002): *Revista Asociación Argentina de Sedimentología*, 9 (1): 53-64.
- Paredes, J.M., Chelotti, L., Giacosa, R. y Ledesma, M., 2002. *15° Congr. Geol. Argentino*, II: 382-386.
- Paredes, J.M., Colombo, F (en prensa). *Revista Asociación Geológica Argentina*.
- Sibson, R. (1990): *Mineralogical Association of Canada*, 4: 93-132.

Faint header text at the top of the page, possibly containing a title or page number.

Main body of faint text, likely the primary content of the document, possibly a list or a series of paragraphs.

Second section of faint text, continuing the main body of the document.

Third section of faint text, possibly a concluding paragraph or a separate section.

Faint footer text at the bottom of the page, possibly containing a date or page number.

Deslizamientos de bajo ángulo en la Cuenca de Baza (Cordillera Bética)

L. Gibert¹, C. Sanz de Galdeano², P. Alfaro³, A.C. López Garrido² y G. Scott⁴

1. Dept. Enginyeria Minera i Recursos Naturals. Universitat Politècnica de Catalunya, Farinera 2, 08211 Castellar del Vallès, Barcelona. gbeotas@hotmail.com

2. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. (CSIC-Univ. Granada). Facultad de Ciencias. Univ. Granada. 18071 Granada.

3. Dept. Ciencias de la Tierra. Universidad de Alicante. Apdo. 99, 03080 Alicante

4. Berkeley Geochronology Center, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709 (USA).

ABSTRACT

The NE sector of the Baza basin shows Pleistocene very peculiar low angle landslides, that advance towards the N-NE in a deltaic environment. The landslides occurred in a period of regional tectonic activity implying important changes in the source areas of the detrital deposits. The most probably cause which trigger the movement was an earthquake.

Key words: Landslides, Orce, Pleistocene, Gilbert deltas, seismites.

INTRODUCCIÓN

Los deslizamientos estudiados se localizan en el sector NE de la cuenca de Baza situada en la Cordillera Bética, entre las localidades de Orce y Huéscar. Las coordenadas del afloramiento son 37°45'35" de latitud norte y 002°30'25" de longitud y 969 m de altura sobre el nivel del mar. En este punto afloran sedimentos del Pleistoceno inferior dispuestos de forma subhorizontal. Hacia el norte estos depósitos tienen tendencia a inclinarse en dirección sur como consecuencia del levantamiento que ha sufrido el sector durante el Pleisto-

ceno Medio-superior. En esta área se ha excavado un canal (Canal de San Clemente) que muestra cortes de entre 3 y 4 m de altura donde se encuentra el afloramiento estudiado. Las estructuras observadas se sitúan en los niveles superiores de la serie estratigráfica que se puede observar en el sector Orce-Huéscar. Estos depósitos consisten en materiales detríticos de diferente granulometría con granos de composición metamórfica. Concretamente en el afloramiento afloran margas claras en la base seguidas de niveles de arena y conglomerados a techo que por su composición indican aportes del sur (Zona Interna Bética).



Figura 1. Fotografía de una parte del afloramiento situada hacia el norte y en el margen Este del canal, donde se pueden observar como los niveles de arena cabalgan sobre las margas blancas.

ESTRUCTURAS OBSERVADAS

Los depósitos donde se encuentran los deslizamientos dan una morfología de mesa, dominante sobre el resto del relieve sin mostrar deformación alguna. Sin embargo en un pequeño sector, de unos 180 m de largo, aparecen netos y delgados cabalgamientos que superponen las margas a las arenas. Son estructuras peliculares que afectan tan solo a la parte superior del nivel de margas y a las arenas que tienen encima (figura 1). En los niveles más bajos del afloramiento no se observa ninguna deformación. Estos cabalgamientos tienen tamaños de entre 1 y 6 m y se observan muy bien pues su núcleo está formado por las margas blancas que contrastan fuertemente con las arenas.

Los niveles de arena corresponden a facies deltaicas de bottomset y cabalgan en dirección N25E. Estos niveles despegan sobre arcillas margosas infrayacentes correspondientes a facies deltaicas más distales. El desplazamiento de materiales lleva asociado por un lado el cabalgamiento de capas en la parte frontal y la generación de fallas normales que forman depresiones en la parte posterior. Estas depresiones tienen dimensiones equivalentes al volumen de materiales desplazados. Este patrón se repite a ambos lados del canal y además a 50 m hacia el sur.

En el frente de los cabalgamientos se puede observar como la laminación de las arenas se incurva formando pliegues. En ocasiones, dentro de las arenas se observan, las superficies de superposición de las mismas (figura 1 y 2).

Dentro de las depresiones citadas se identifican dos grupos de conglomerados y arenas de edades diferentes. Por un lado afloran bloques de dimensiones importantes (>70 cm) que contienen niveles de arena correspondientes a bottomsets y niveles de conglomerados dispuestos en forma de foresets. Por otro lado afloran niveles de conglomerados que se disponen rellenando la depresión y fosilizando estos bloques de conglomerados más antiguos.

Estos conglomerados más antiguos, están más cementados y presentan algunas evidencias de deformación. Otro dato de interés es la presencia de discontinuidades que separan los dos tipos de conglomerados que se encuentran dispuestos de forma discordante. Estas superficies se corresponden con el relieve dejado por nuevas depresiones formadas a consecuencia de un segundo movimiento.

La presencia de dos tipos de conglomerados permite interpretar que se produjeron dos deformaciones en un periodo de tiempo relativamente corto. Este segundo movimiento afecta y deforma sutilmente a los conglomerados que fosilizan los cabalgamientos tras su formación.

Finalmente el conjunto de materiales detríticos que rellenan las depresiones se encuentra afectado por pequeñas fallas normales con un salto de falla de alrededor de 20 cm en dirección sur. Estas fallas no afectan a los niveles que se encuentran por debajo de las depresiones y son una evidencia de un tercer movimiento de carácter distensivo.

AMBIENTE DEPOSICIONAL

Las estructuras de cabalgamiento afectan a materiales deltáicos distales (foresets arenosos y arcillas de prodelta). Posteriormente y como consecuencia de la progradación hacia la cuenca del sistema deltáico los cabalgamientos y depresiones generadas durante el movimiento son cubiertas por materiales de grano grueso correspondientes a las facies deltáicas más próximas (foresets).

La disposición de los bottomsets formado una cuña (dowlap) hacia la cuenca permite deducir inclinaciones de esta superficie del orden $<1^\circ$ en dirección N15E durante el momento de la deposición. Por otro lado la altura máxima de los foresets es 2.3m lo que permite deducir una profundidad del lago en esta zona muy próxima a los 2.5m. La dirección de programación del lóbulo deltáico queda reflejada por la disposición de los foresets, pudiendo se deducir una dirección de paleocorrientes general hacia el N-NE

INTERPRETACIÓN

Aunque las estructuras de cabalgamiento son muy llamativas, se puede descartar cualquier implicación de compresiones tectónicas por:

- La deformación es extremadamente pelicular e inmediatamente por debajo no se observa deformación de ningún tipo.
- En esta edad y en este contexto geológico no parece que se hayan producido compresiones vigorosas en el sector.
- La presencia de las fallas normales por detrás de los cabalgamientos indican que estamos ante deslizamientos gravitatorios de materiales.

En conjunto, la geometría de estos deslizamientos es similar a las que se observan en laderas de montañas, la diferencia con el caso ahora estudiado es la pendiente, pues de acuerdo con las características de los sedimentos (laminación y composición) y la dirección de movimiento la pendiente era mínima y hacia el N-NE.

Aunque en el medio subacuático inclinaciones de menos de 1° permiten la desestabilización de los materiales (Michael et al., 1982) en este caso se debió necesitar una brusca sacudida para formarlos, pues de otra forma la pendiente y el peso de los materiales habrían sido insuficientes por sí solos como para desencadenarlos.

Estos deslizamientos debieron producirse de forma prácticamente instantánea. Si el movimiento hubiera sido lento, posiblemente habría dado tiempo a que buena parte de los frentes de los cabalgamientos hubieran sido erosionados mientras se formaban y, sobre todo, las estratificaciones cru-

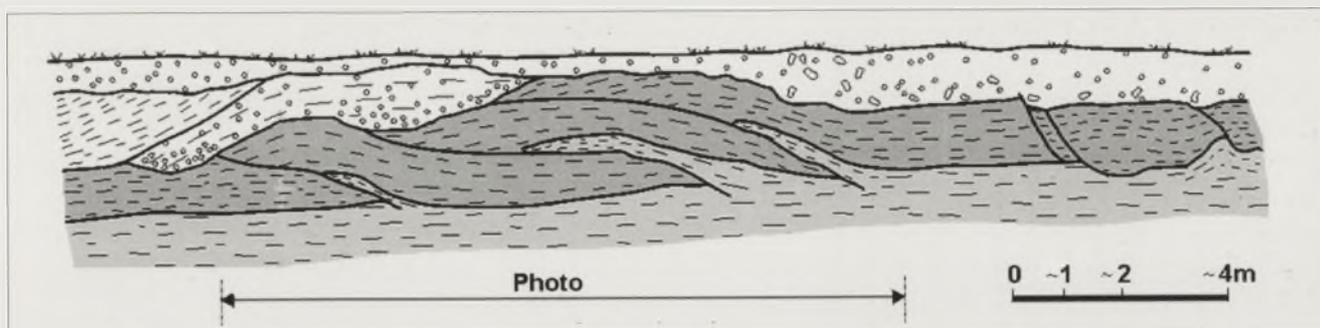


Figura 2. Esquema del afloramiento donde se sitúa la fotografía de la figura 1. En el esquema se observa la estructura del deslizamiento, con los cabalgamientos frontales y la depresión asociada. Este patrón se repite a ambos lados del canal y a 50 m al sur.

zadas en los frentes de los cabalgamientos habrían sido de menor tamaño al principio y además habrían sido engullidas en parte por los propios cabalgamientos.

Interpretamos que tuvo que haber una sacudida brusca, por lo que hay que aludir a un terremoto como causa necesaria para producirla. No es una hipótesis extraña, pues en la región hay muchas sismitas que testimonian la existencia de terremotos durante el Pleistoceno (Alfaro et al., 1997). Lo particular en este caso es la geometría que han producido, pues no son como las demás sismitas de la región donde no existe traslación de materiales.

El estudio del conjunto de cabalgamientos y del relleno de las depresiones formadas permite deducir otros dos movimientos distensivos de menor intensidad que debieron producirse en un periodo de tiempo relativamente corto después del movimiento principal.

IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

La presencia a techo de la serie de materiales detríticos con composición metamórfica no identificados en niveles inferiores, supone un cambio en la dirección de paleocorrientes dentro de la cuenca. Este cambio en la dirección de las paleocorrientes pasó de una dirección dominante al oeste a una dirección dominante al norte. Este hecho estaría relacionado con un levantamiento tectónico generalizado que afectaría a los relieves correspondientes a la Zona Interna situados al sur provocando una inclinación hacia el norte. También están afectados por esta pulsación tectónica los relieves situados al norte de la cuenca, en concreto el sector Botardo experimenta un levantamiento importante que genera una discordancia en su margen sur. Sobre esta discordancia se depositan los niveles de arenas de composición metamórfica afectadas por los deslizamientos. La presencia de terremotos durante el tiempo de depósito de las arenas metamórficas y momentos anteriores queda constataada por las numerosas sismitas existentes en sedimentos de edades similares. El techo de las series de Orce, Galera muestra una sismita de dimensiones importantes que pudiera corresponder con el momento en que se formaron los deslizamientos estudiados.

CONCLUSIONES

La asociación de estructuras de cabalgamiento, fallas normales y diaclasas de tensión desarrollados en los niveles más altos de los depósitos lacustres pleistocenos del NE de la Cuenca de Baza, indica que dichas estructuras corresponden a un conjunto de deslizamientos gravitatorios.

Estos deslizamientos, muy peliulares, se han desarrollado en un medio prácticamente horizontal que debía tener una ligera pendiente hacia el N-NE. El mecanismo que tuvo que desencadenarlos hubo de ser una brusca sacudida y de hecho los rasgos asociados indican que se formaron de una manera prácticamente instantánea. El mecanismo más plausible es un terremoto, rasgo del que hay abundantes testimonios en la cuenca, donde existen muchos ejemplos de sismitas. El relleno posterior de los relieves y huecos formados por estas deformaciones indica la misma dirección de pendiente hacia el N-NE y testimonia también a favor de la instantaneidad de su formación.

La presencia de estos cabalgamientos en un ambiente del-táico formado con materiales de la Zona Interna implica por un lado el levantamiento de ésta, (en la Sierra de Las Estancias) y la formación a su frente una llanura aluvial de mas de 20km. Esto supone un contexto paleogeográfico muy diferente al ambiente lacustre desarrollado en el lugar previamente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el grupo de investigación nº217 de la Junta de Andalucía, el Ayuntamiento de Orce, Earthwatch Institute y la acción especial BTE2001-5230-E.

REFERENCIAS

- Alfaro, P., Moretti, M. y Soria, J.M. (1997): Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae geol. Helv.*, 90: 531-540
- Field, M.E., Garner, J.V., Jennings, A.E. y Edwards, B.D. (1982): Earthquake-induced sediment failures on 0.25 slope, Klamath River delta, California. *Geology*, 10: 542-546.

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes the need for transparency and accountability in financial reporting. The second part details the various methods used to collect and analyze data, including surveys, interviews, and focus groups. The third part presents the findings of the study, highlighting key trends and insights. The final part concludes with recommendations for future research and practical applications of the findings.

Reinterpretación estratigráfica y magnetoestratigráfica de la sección del barranco de Orce (cuenca de Baza, Granada). Implicaciones para la cronoestratigrafía del Plio-Pleistoceno y la edad de los yacimientos con homínidos de Orce

L. Gibert¹, G. Scott² y C. Ferràndez-Cañadell³

1. Dept. Enginyeria Minera i Recursos Naturals, Universitat Politècnica de Catalunya, Farinera 2, 08211 Castellar del Vallès, Barcelona, (Spain). gbeotas@hotmail.com

2. Berkeley Geochronology Center, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709 (USA). gscott@bgc.org

3. Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Martí Franquès s/n, E-08028 Barcelona (Spain). cferran@geo.ub.es

ABSTRACT

The Barranco de Orce (BO) section in the Baza basin (SE Spain) exposes several fossiliferous layers (O-1 to O-7) with Plio-Pleistocene micro- and macromammals. Biostratigraphic and magnetostratigraphic data from this and other sections in the basin have been extensively used to calibrate the Plio-Pleistocene chronology based on mammal biozonations, as well as to date the paleontological and archaeological sites in the region, Barranco León (BL), Fuentenueva-3 (FN-3) and Venta Micena (VM). This study shows that the BO section crosses a mega-landslide that produces partial repetitions of the sedimentary sequence. The seven fossiliferous layers (O-1 to O-7) are actually the repetition of only two (O-6 and O-7) which are found in situ in the upper part of the ravine. New paleomagnetic results contradict the presence of the Normal event previously reported and assigned to the 'Olduvai' subchron (C2n). The BO magnetostratigraphy can now be correlated with the exclusively Reverse polarity from the adjacent Barranco León (published and new data) and with published Reverse data from the nearby Fuentenueva-3 and Fuentenueva-1 sections. Therefore, all lithic artefacts and paleontological sites in the Orce area are within a Reverse magnetochron, presumably C1r.2r (late Matuyama).

Key Words: *Magnetostratigraphy, landslide, micromammal biostratigraphy, Baza basin, Plio-Pleistocene boundary.*

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Guadix-Baza, en la Cordillera Bética, expone una secuencia completa de depósitos fluviales y lacustres del Plio-Pleistoceno, con abundantes fósiles de vertebrados. Además, incluye los yacimientos de Venta Micena, Barranco León-5 y Fuentenueva-3, en los que se encuentran industrias líticas y restos humanos junto con una rica asociación de mamíferos fósiles (e.g. Gibert, J. et al., 2002).

Debido a la continuidad del registro sedimentario, junto con la abundancia en fósiles, la cuenca de Guadix-Baza ha despertado un gran interés para el estudio cronoestratigráfico del Plio-Pleistoceno, siendo objeto de estudios bioestratigráficos y magnetoestratigráficos, habiendo sido propuesta como paraestratotipo para el límite Plio-Pleistoceno en sedimentos continentales (Aguirre, 1997).

Algunos de estos estudios fueron desarrollados en los yacimientos, Orce-1 a Orce -7 de la sección del Barranco de Orce (BO), que fue específicamente designada como la sec-

ción tipo para el límite Terciario-Cuaternario en faunas de mamíferos de Europa occidental (Tabla 1 en Agustí et al., 2001). Por otro lado, dada la proximidad geográfica y estratigráfica, la sección BO es importante para la datación de los yacimientos de Venta Micena, Barranco León y Fuentenueva.

En este trabajo presentamos una reinterpretación de la estratigrafía de la sección del Barranco de Orce, corregida a partir del reconocimiento de un deslizamiento que ha producido repeticiones en la serie. También aportamos nuevos datos paleomagnéticos que cambian la interpretación magnetoestratigráfica de la sección, así como de su correlación con otras secciones de la cuenca de Baza.

ESTRUCTURA DEL BARRANCO DE ORCE

La sección del BO sigue el Barranco de Orce a través de unos 50 m de la Formación Baza. La sección cruza una morfología de lóbulo que se adentra en el valle principal E-W de la Cañada de Vélez. Este lóbulo muestra distintos tipos de estruc-

turas que revelan movimientos de las capas debidas a un deslizamiento a partir de una falla lítrica mayor N-S, paralela a la Cañada de Vélez. El lóbulo está cruzado por fallas auxiliares, sintéticas y antitéticas, que delimitan distintos bloques estructurales con buzamientos distintos de las capas. Pueden distinguirse distintas superficies secundarias de deslizamiento, correspondientes a capas detríticas decimétricas de sedimentos palustres que se encuentran entre las calizas lacustres, rígidas. Los yacimientos de la sección BO se sitúan precisamente en estas capas detríticas oscuras, que presentan una estructura brechosa, incorporando fragmentos heterométricos de las capas lacustres adyacentes. La fábrica y estructura de estas capas basales indican una fluidización del material durante el deslizamiento.

Las características estructurales del deslizamiento del Barranco de Orce sugieren que corresponde a un suceso gravitacional único, probablemente debido a un terremoto. La Cañada de Vélez, en la que tuvo lugar el deslizamiento se formó cuando la cuenca de Baza se volvió endorreica, en el Pleistoceno superior (Vera et al., 1994). Siguiendo la clasificación de (Mather et al., 2002) para los deslizamientos del sureste de España, la edad del deslizamiento puede estimarse en unos 10.000 años.

ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO

En este trabajo sugerimos una interpretación paleomagnética y cronoestratigráfica, distinta para la sección BO. En los estudios magnetoestratigráficos anteriores realizados en la sección se siguió un método en el cual se asigna una polaridad Normal a cualquier muestra con una polaridad remanente Normal superior al 50%. En este trabajo utilizamos un método más detallado, representando la separación angular de la dirección Normal esperada hacia la dirección antipodal Inversa. Utilizando esta metodología, los resultados muestran que los yacimientos *in situ* O-6 y O-7 son de polaridad Inversa. Combinados con resultados de trabajos anteriores, concluimos que la sección del Barranco de Orce se depositó durante el Cron Inverso Matuyama.

La misma metodología fue aplicada a la sección del yacimiento de Barranco León, que se encuentra a sólo 600 m de la sección BO. Las dos secciones pueden correlacionarse estratigráficamente y pueden considerarse contemporáneas. Los resultados del estudio paleomagnético concuerdan con los anteriores y muestran que los fósiles y las industrias líticas del yacimiento de Barranco León fueron depositadas durante el Cron Inverso Matuyama.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La sección BO ha sido extensamente usada en bioestratigrafía, tanto para caracterizar asociaciones y biozonación de micromamíferos Plio-Pleistocenos, como para calibrar su cro-

nología relativa y absoluta utilizando los datos paleomagnéticos. (e.g. Agustí et al., 1987, 1997, 2001; Oms et al., 2000).

Los sucesivos trabajos muestran una continua reinterpretación de la bioestratigrafía de la sección BO, que comprenden un total de cuatro biozonas (Mn17 a MmQ3), habiéndose asignado algunos de los yacimientos (O-3) a tres biozonas distintas, sucesivamente más modernas. Del mismo modo, basándose en distintas interpretaciones bioestratigráficas y magnetoestratigráficas, la primera aparición (FAD) del arvicólido *Allophaiomys pliocaenicus* (marcador del inicio del Pleistoceno) en la cuenca de Baza ha sido considerada bien anterior (e.g. Agustí et al., 1997) o posterior (e.g. Agustí et al., 1987) al límite Plio-Pleistoceno.

Estas interpretaciones contradictorias se explican si se tiene en cuenta la repetición de la serie del Barranco de Orce debida al deslizamiento. De acuerdo con nuestra interpretación, los yacimientos O-1 a O-5 corresponden a repeticiones de sólo dos niveles, O-6 y O-7, que se encuentran *in situ* en la parte superior del barranco, separadas por menos de tres metros. Por tanto, la asociación faunística de los 7 yacimientos debería ser similar.

Con la reinterpretación magnetoestratigráfica, las secciones del Barranco de Orce, Venta Micena y Barranco León pueden situarse dentro de un único episodio de polaridad Inversa. Esta hipótesis está de acuerdo con los datos de Scott y Gibert (1999) donde se indica la polaridad inversa de la sección de Venta Micena. Debido a la ausencia de un cambio de polaridad, la sección del Barranco de Orce no puede ser utilizada para definir una cronología absoluta en la biozonación de micromamíferos, como tampoco puede ser utilizada para relacionar dicha biozonación con el límite Plio-Pleistoceno. Si la población de *A. pliocaenicus* de estas secciones representan realmente la primera aparición de esta especie en la cuenca, entonces no coincide con el final del subcrón Olduvai como se había postulado.

Las interpretaciones cronoestratigráficas anteriores de la sección BO habían sido utilizadas para datar los yacimientos con restos humanos e industrias líticas de Venta Micena, Barranco León-5 y Fuentenueva-3, situándolas en el subcrón Olduvai (Gibert et al., 1998). Los nuevos resultados indican que estos yacimientos se localizan en un periodo de polaridad inversa. Dada la presencia en Venta Micena de *A. pliocaenicus*, junto con la similitud de la asociación faunística de este yacimiento con el de Dmanisi (datado en 1.7 Ma, Gabunia et al. 2000a), su edad y la de la sección del Barranco de Orce puede interpretarse como Pleistoceno inferior, correspondiente a la parte post-Olduvai (C1r.2r) del Cron Matuyama.

REFERENCIAS

Aguirre, E. (1997): The Pliocene-Pleistocene transition in the Iberian Peninsula, In: Van Couvering J.A. (Ed.), *The Pleis-*

- tocene boundary and the beginning of the Quaternary*. Cambridge University Press, Cambridge: 169-177.
- Agustí, J., Moyà-Solà, S., Martín-Suárez, E., Marin, M. (1987): Faunas de mamíferos en el Pleistoceno inferior de la región de Orce (Granada, España). *Paleontologia i Evolució*, Memòria Especial 1: 73-86.
- Agustí, J., Oms, O., Garcés, M., Parés J.M. (1997): Calibration of the late Pliocene-Early Pleistocene transition in continental beds of the Guadix-Baza Basin (SE Spain). *Quaternary International*, 40: 93-100.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O., Parés, J.M. (2001): A calibrated mammal scale for the Neogene of western Europe. State of the art. *Earth-Science Reviews*, 52: 247-260.
- Gabunia, L., Vekua, A., Lordkipanidze D. (2000): The Environmental Context of Early Human Occupation in Georgia (Transcaucasia). *Journal of Human Evolution*, 34: 785-802.
- Gibert, J., Gibert, L., Maestro, E., Iglesias, A. (1998): Two oldowan assemblages in the Plio-Pleistocene deposits of the Orce region, SE Spain. *Antiquity*, 72, 17-25.
- Gibert, J., Sánchez, F., Ribot, F., Gibert, L., Ferrández, C., Iglesias, A., Gibert, P. y González, F. (2002): Restes humains dans les sédiments du Pléistocène inférieur de la région d'Orce et de Cueva Victoria (sud-est de l'Espagne). *L'Anthropologie*, 106(5): 669-683.
- Mather, E.A., Griffiths, J.S., Stokes, M., Anatomy of a "fossil" landslide from the Pleistocene of SE Spain. *Geomorphology* (in press).
- Oms, O., Agustí, J., Gabàs, M., Anadón, P., (2000): Lithostratigraphical correlation of micromammal sites and biostratigraphy of the Upper Pliocene to Lower Pleistocene in the Northeast Guadix-Baza Basin (southern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 15(1): 43-50.
- Scott, G.R. and Gibert, L. (1999): Evaluation of the Olduvai Subchron in the Orce Region. Workshop on "The Guadix-Baza Basin (Andalucía, Spain) and the chronostratigraphy of the terrestrial Plio-Pleistocene in Europe" INQUA, SEQS and EuroMam Workshop, Orce, Granada, 27-29 May, 1999, 11-12.
- Vera, J.A., Rodríguez-Fernández J., Guerra Merchán A., Viseras, C. (1994): La Cuenca de Guadix-Baza. *Doc. et Trav. IGAL*, 14:1-17.

...the first of these is the fact that the ...
...the second is the fact that the ...
...the third is the fact that the ...
...the fourth is the fact that the ...
...the fifth is the fact that the ...
...the sixth is the fact that the ...
...the seventh is the fact that the ...
...the eighth is the fact that the ...
...the ninth is the fact that the ...
...the tenth is the fact that the ...

...the first of these is the fact that the ...
...the second is the fact that the ...
...the third is the fact that the ...
...the fourth is the fact that the ...
...the fifth is the fact that the ...
...the sixth is the fact that the ...
...the seventh is the fact that the ...
...the eighth is the fact that the ...
...the ninth is the fact that the ...
...the tenth is the fact that the ...

...the first of these is the fact that the ...
...the second is the fact that the ...
...the third is the fact that the ...
...the fourth is the fact that the ...
...the fifth is the fact that the ...
...the sixth is the fact that the ...
...the seventh is the fact that the ...
...the eighth is the fact that the ...
...the ninth is the fact that the ...
...the tenth is the fact that the ...

...the first of these is the fact that the ...
...the second is the fact that the ...
...the third is the fact that the ...
...the fourth is the fact that the ...
...the fifth is the fact that the ...
...the sixth is the fact that the ...
...the seventh is the fact that the ...
...the eighth is the fact that the ...
...the ninth is the fact that the ...
...the tenth is the fact that the ...

Estratigrafía y análisis de facies del Terciario de Melilla

D. Gómez-Gras¹ y A. Pineda²

1. Dpt. de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, España. david.gomez@uab.es

2. Eptisa. C/ Princesa nº 3, 6ª planta, 28008 Madrid, España. apineda@eptisa.es

ABSTRACT

We describe the stratigraphic units and the general facies patterns of the Tertiary succession of the territory of the Ciudad Autónoma de Melilla, and correlate them with the chronostratigraphic units established in the remainder of the Melilla basin in order to assign an age to these units. We define three new stratigraphic units. The lower carbonate unit is composed of two subunits. The lower reefal subunit is constituted by *Porites* coral-colonies (boundstones) with well-developed reef-core and reef-slope facies. These reef facies are very similar to the Mediterranean Messinian coral mounds. Overlying and adapting this reefal subunit there is a bioclastic carbonate subunit, mainly composed of molluscan packstones/grainstones including red algae. Bedding in this subunit shows large sigmoid patterns, indicating westward progradation of a bioclastic limestone platform. Then follows an intermediate detrital unit, that consists of yellow, fine-grained siliciclastic sandstones deposited in a prograding deltaic system that filled paleotopographic depressions. The upper carbonate unit unconformably rests upon the previous two, and is composed of oolitic packstones/grainstones and stromatolitic boundstones deposited in a shallow platform. To the SW, the whole succession changes into volcanoclastic sediments near the Gourougou volcanic complex. The similarity of the facies of the three stratigraphic units defined and the chronostratigraphic units described in the Melilla basin permits to assign a Messinian age to the whole succession at the Melilla territory.

Key words: stratigraphical units, Messinian, Melilla city, Rif.

INTRODUCCIÓN

Geológicamente, la Ciudad Autónoma de Melilla se encuentra dentro de la cuenca neógena de Melilla (o Melilla-Nador) que es una de las cuencas post-orogénicas del NE de la región del Rif en la que la sedimentación marina comenzó durante el Tortonense. En Melilla y sobre todo en Marruecos los afloramientos de estos materiales del Mioceno superior fosilizan los principales eventos orogénicos alpinos y son fácilmente identificables a lo largo del Corredor Rifeño. Precisamente, en esta zona del NE del Rif donde se ubica geográficamente Melilla, aflora un complejo carbonático marino somero de edad entre Tortonense y Messiniense que se dispone sobre la vertiente sur de un alto estructural (cabo de las Tres Forcas) compuesto por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias estructuralmente basculadas (Fig. 1). Este complejo carbonático posee una potencia aproximada de unos 200 m, 7 Km de anchura y aflora a lo largo de un área de unos 28 Km² la mayor parte de los cuales se encuentran dentro del territorio de Marruecos (Fig. 1). Quizás sea esta la razón por la cual no existan estudios sobre los afloramientos, algunos de ellos espectaculares, del territorio de la ciudad de Melilla a pesar de la abundancia de trabajos que se han realizado sobre esta cuenca en los últimos 40 años. (Guillemin y Houzay, 1982; Rouchy, 1982; Cunningham et al., 1994; Saint Martin y



Figura 1. (A) Mapa paleogeográfico del Mediterráneo occidental durante el Mioceno superior y situación de la cuenca de Melilla. (B) Mapa geológico general de la Península de las Tres Forcas (modificado de Roger et al., 2000).

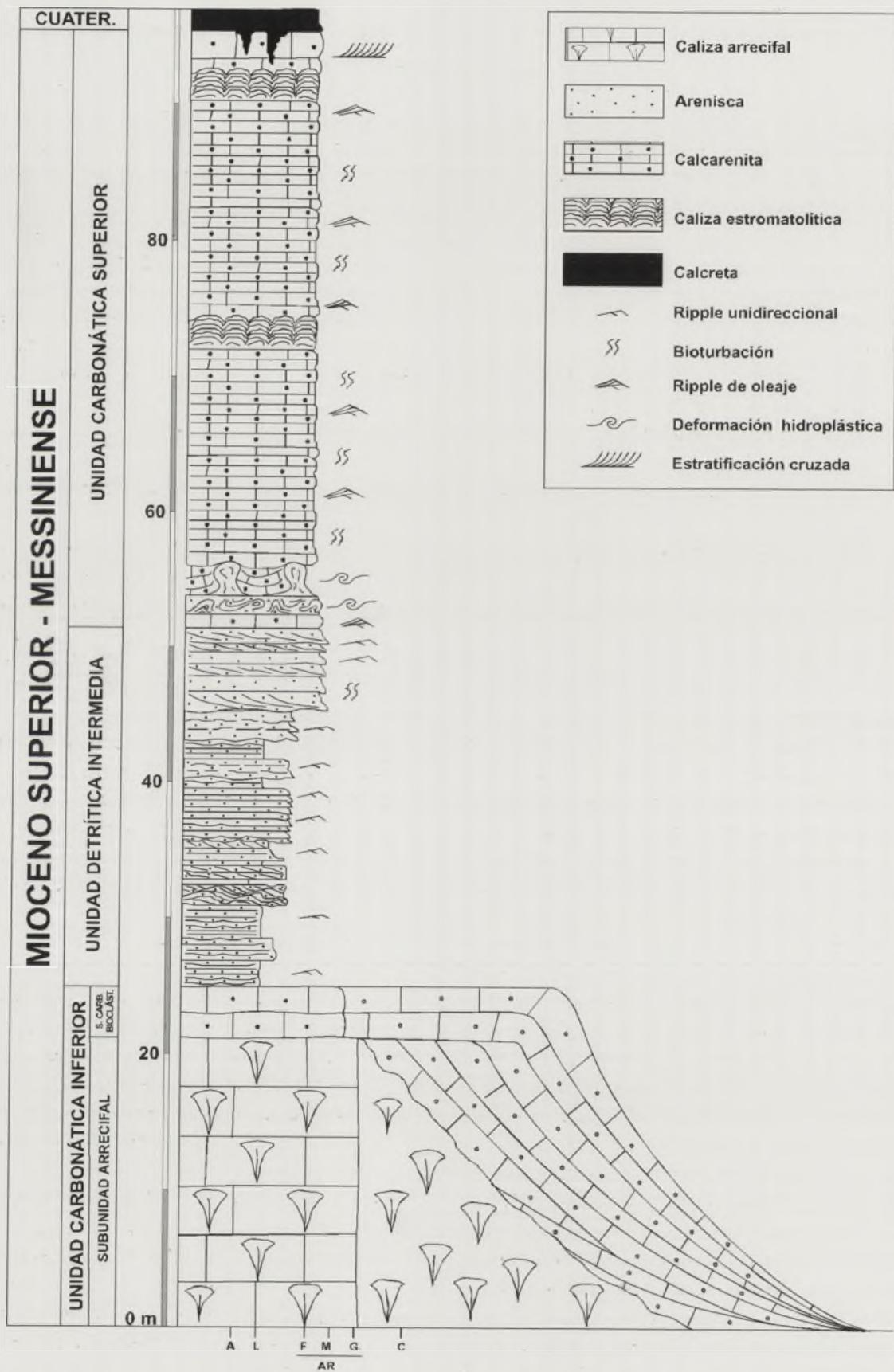


Figura 2. Columna estratigráfica general del Terciario de Melilla.

Rouchy, 1986; Choubert et al., 1966; Cornée et al., 1996; Esteban et al., 1996; Saint Martin y Cornée, 1996; Roger et al., 2000; Münch et al., 2001)

El objetivo de este estudio es por un lado, describir la sedimentología de los materiales terciarios de la Ciudad Autónoma de Melilla y por otro lado, realizar una correlación con las unidades cronoestratigráficas descritas en la cuenca que permita asignar una edad más precisa a estos materiales.

ESTRATIGRAFÍA

Desde el punto de vista estratigráfico, en el territorio de Melilla se pueden diferenciar dos unidades carbonáticas separadas por una unidad siliciclástica de carácter detrítico (Fig. 2). Estas tres unidades estratigráficas son fácilmente reconocibles a lo largo de la costa comprendida entre el puerto de Melilla y el extremo N del territorio (zona de Aguadú), que constituye la frontera con el reino de Marruecos donde estas unidades pueden seguirse cartográficamente (Fig. 1).

Unidad Carbonática inferior Subunidad arrecifal

Se trata de bioconstrucciones que forman montículos con facies bien desarrolladas de núcleo y talud arrecifal. Las facies de núcleo del arrecife (*reef-core framework*) están compuestas por calizas coralinas blancas muy porosas y de aspecto masivo (*framestone*) que forman montículos bioconstruidos de al menos 19 m de altura. Están constituidas, casi exclusivamente, por colonias de *Porites* cuya morfología dominante es de largos tubos verticales o inclinados de hasta varios metros de altura, que alternan con colonias laminares. En el afloramiento es frecuente encontrar moldes de organismos enteros como pequeños equínidos (2-3 cm), bivalvos (tipo *Pecten*) y gasterópodos (3-4 cm).

Las facies de talud arrecifal (*reef-slope*) están constituidas por bloques de *Porites* y brechas de corales con abundantes restos de moluscos, serpulidos y algas coralinas que habitaban en este ambiente y entre los que crecen colonias más pequeñas y ramificadas. Estas facies pasan rápidamente pendiente abajo a calciruditas y calcarenitas (*rudstones* a *packstones*) con una laminación paralela debida a cambios granulométricos y, por último, a calcarenitas muy finas y laminadas con abundantes ripples de oleaje.

La morfología, dimensiones, organismos involucrados y facies de estas bioconstrucciones es muy similar a las descritas por Esteban et al., (1996) como morfologías constructivas típicas de los montículos (*coral mounds*) del Messiniense.

Subunidad carbonática bioclástica

Adaptándose a la paleotopografía de las bioconstrucciones se dispone una plataforma carbonática bioclástica cuyo margen exhibe diferentes sets de clinofomas de progradación con una potencia de unos 17 m (Fig. 2). Se distinguen hasta cuatro sets de clinofomas de 3 a 5 m de potencia y finamente estratificadas que progradan hacia el W con pendientes que varían entre 10° y 20°. Estas capas están constituidas por calcarenitas gruesas (*rudstones* a *grainstones* bioclásticos) muy porosas con fragmentos de moluscos, gasterópodos, algas rojas y serpulidos.

La parte superior de las diferentes capas de clinofomas se encuentra truncada lo que deja una superficie que buza suavemente hacia la cuenca. Sobre esta superficie se disponen un conjunto de estratos de unos 8 m de potencia (Fig. 2) que comienza por calcarenitas muy gruesas en la base (*grainstones* de bioclastos disueltos) que pasan progresivamente a calcarenitas y calcisiltitas finamente laminadas por el oleaje y por último, a un estrato de aspecto masivo constituido por calcarenitas muy bioturbadas (*wackestone-packstones* de peloides, oolitos y bioclastos disueltos). Este conjunto de estratos subhorizontales representan facies de *lagoon* que hacen *onlap* sobre el arrecife y llegan a cubrirlo en la parte más alta. Sobre este último estrato de aspecto masivo se disponen, en contacto neto, las primeras capas de la unidad detrítica intermedia.

En la zona de Aguadú y por debajo de la unidad siliciclástica afloran 11 m de unas capas de calizas bioclásticas ligeramente basculadas y que tanto hacia el N (territorio de Marruecos) como hacia el S desaparecen rápidamente en el mar no permitiendo establecer una correlación directa con la unidad inferior que aflora en la zona de Melilla la Vieja.

Unidad detrítica intermedia

Las sedimentos detríticos de color amarillo de la unidad intermedia rellenan las depresiones dejadas por la paleotopografía de la unidad inferior carbonática lo que permite explicar el rápido aumento de potencia que experimenta esta unidad hacia el N, observable a lo largo de la costa, pasando de pocos metros en Melilla la Vieja a casi 30 m en Aguadú.

En la zona de Aguadú se distinguen tres tramos en los que, de base a techo, va aumentando la relación arena/limo hasta desaparecer por completo los limos en el tramo superior (Fig. 2). El conjunto de estos tres tramos constituye una serie granocreciente que se interpreta como producto de la progradación de un frente deltaico con direcciones de aporte hacia el NE.

Desde Aguadú y siguiendo la costa hacia el S, esta unidad detrítica se va haciendo en general cada vez más are-

nosa y los estratos van adquiriendo paulatinamente más potencia. Los dos tramos inferiores muestran claramente la inclinación deposicional de frente deltaico (*foreset*) haciendo *downlap* sobre los estratos de la unidad inferior. Por otro lado, los estratos del tramo superior son cada vez más horizontales (*topset*) y las areniscas son más groseras. Se interpretan las facies de este último tramo como depositadas en un ambiente de llanura deltaica en transición a un frente deltaico proximal y las paleocorrientes medidas dan un sentido principal de aporte del delta hacia el SE. A veces, hay niveles eólicos intercalados entre los estratos en los que son frecuentes las bioturbaciones por raíces. Las facies de canales de este ambiente de llanura deltaica afloran hacia el interior de la ciudad muy cerca del paso fronterizo N y están caracterizadas por estratos de potencia métrica con bases erosivas rellenas por conglomerados y areniscas con laminaciones cruzadas.

Unidad Carbonática superior

Los principales afloramientos se encuentran en el acantilado entre la ciudad y Aguadú, y es en este último lugar, donde mejor se puede apreciar que esta unidad, de 51 m de potencia y de color blanquecino, es totalmente carbonática a excepción de una pequeña intercalación de materiales detríticos de color amarillo en su parte inferior. Esta unidad está constituida fundamentalmente por calcisiltitas y calcarenitas, de tamaño muy fino a grueso, y generalmente muy oolíticas (*grainstones* oolíticos) en las que se intercalan diferentes niveles estromatolíticos. Las calcisiltitas y calcarenitas más finas forman estratos finamente laminados de entre 1 y 4,5 m de potencia, a veces algo bioturbados, y constituidos por capas centimétricas con abundantes *ripples* de olas. Las calcarenitas de tamaño fino a grueso suelen ser muy oolíticas y constituyen estratos de hasta 6 m de potencia en los que son abundantes las laminaciones cruzadas y los *ripples* producto del oleaje.

A 7,5 m de la base existe un nivel constituido por areniscas finas a muy finas que por su proximidad, sin duda representa una nueva entrada de materiales detríticos como los de la unidad intermedia (Fig. 2). Este nivel detrítico posee una potencia de 4 m y está organizado en dos estratos con numerosos pliegues internos debidos a deformaciones hidroplásticas. Por encima de este nivel destaca un tramo carbonático de aspecto caótico, de base neta y techo ondulado, afectado por una intensa disolución y deformación en sus capas. Las deformaciones internas de estos dos niveles podrían interpretarse como seismitas.

Los niveles estromatolíticos son más frecuentes en la parte superior de la unidad. Se han reconocido hasta 4 intercalaciones de calizas estromatolíticas que poseen potencias de entre 0,4 y 1,60 m y que a veces, se acaban

lateralmente aunque suelen ser bastante continuos. Estos estromatolitos son producidos por la actividad de cianobacterias que constituyen tapices algales con morfologías de tipo LLH-C y LLH-S. En el techo de la unidad, tanto estos niveles estromatolíticos como las facies calcareníticas se encuentran más endurecidos por la recristalización asociada al desarrollo de los perfiles actuales de calcreta.

Esta unidad presenta facies depositadas en ambientes de plataforma carbonática somera de alta energía con zonas algo más protegidas donde se desarrollarían los estromatolitos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se han descrito tres unidades estratigráficas en el Terciario de Melilla que constan de dos unidades carbonáticas separadas por una detrítica intermedia. La unidad basal está constituida por una subunidad inferior arrecifal formada casi exclusivamente por colonias de corales de tipo *Porites* y con facies muy similares a las descritas en los arrecifes coralinos típicos del Messiniense (unidades 6 y 7 de Corneé et al., 1996). Por encima de esta unidad se disponen las unidades detrítica intermedia y carbonática superior que presentan facies muy similares a las descritas en las unidades 8 y 9 de por Corneé et al., (1996) en el resto de la península de Tres Forcas, por lo que el Terciario de Melilla puede ser correlacionado con estas, indicando una edad Messiniense para estas tres unidades.

REFERENCIAS

- Choubert, G., Faure-Muret, A., Hottinger, L., y Lecointre, G. (1966): Le Néogène du bassin de Melilla (Maroc septentrional) et sa signification pour définir la limite moi-pliocène au Maroc. En: *Proceedings of the Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy* (C.W. Drooger, Z. Reiss, R.F. Rutsch y P. Marks, Eds.). 3rd Session in Berne. E.J. Brill, Leiden: 238-249.
- Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Conesa, G., André, J.P., Muller, J. y Benmoussa, A. (1996): Anatomie de quelques plates-formes carbonatées progradantes messiniennes de Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167 (4): 495-507.
- Cunningham, K.J., Farr, M.R. y Rakic-El Bied, K. (1994): Magnetostratigraphic dating of an Upper Miocene shallow-marine and sedimentary succession in northeastern Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, 127: 77-93.
- Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J. y De Santisteban, C. (1996): Western Mediterranean reef complexes. En: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward y J.M. Rouchy, Eds.). Soc.

- Econ. Paleontol. Mineral. Concepts Sedimentol. Paleontol., 5: 227-237.
- Guillemin, M. y Houzay, J.P. (1982): Le Néogène post-nappe et le Quaternaire du Rif nord-oriental (Maroc). Stratigraphie et tectonique des bassins de Melilla, du Kert, de Boudinar et du piedmont des Kbdana. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 314: 7-238.
- Münch, P., Roger, S., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G. y Benmoussa, A. (2001): Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien: apport de la téphrochronologie dans la plate-forme carbonatée et le bassin de Melilla-Nador (Rif Nord-oriental, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 332: 569-576.
- Roger, S., Münch, P., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, A. y Benmoussa, A. (2000): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrons around the Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 101-113.
- Rouchy, J.M. (1982): La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée: *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris (C)*, 50, 267 pp.
- Saint Martin, J.P. y Rouchy, J.M., (1986): Intérêt du complexe récifal du Cap des Trois Fourches (Bassin de Nador, Maroc septentrional) pour l'interprétation paléogéographique des événements messiniens en Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, 302: 957-962.
- Saint Martin, J.P. y Cornée, J.J., (1996): The Messinian reef complex of Melilla, northeastern Rif, Morocco. En: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward y J.M. Rouchy, Eds.). Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Concepts Sedimentol. Paleontol., 5: 227-237.

Main body of the page containing several paragraphs of extremely faint text. The text is illegible due to low contrast and blurriness.

Procedencia de las areniscas de la unidad superior de la Fm. Fortuna en el NE de Túnez

Gómez-Gras, D. y Zoghalmi, K.

Dpt. de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, España. david.gomez@uab.es

ABSTRACT

The Fortuna formation outcrops in central, eastern and north-eastern Tunisia and is composed by detritic series of fluvio-deltaic origin that can be divided in three units. The lower (Upper Oligocene) and middle (Lower Miocene) units were deposited in deltaic-lagoonal environment, while the upper unit (Aquitanian) consist of medium to coarse-quartz-rich sands deposited in braided fluvial system. In northeast Tunisia, sandstones of this upper unit can be classified as quartz-arenites, texturally mature (good roundness, sphericity and sorting), and containing scarce rock fragments and feldspars.

Provenance of the Fortuna sandstone was from the SW (Sahara Platform). The source area was characterized by quartz-cemented arenites (Palaeozoic Tassilis sandstone, Cretaceous "continental intercalaire" and Eocene sandstone) and by plutonic and metamorphic rocks (probably from Hoggar basement massif). Recycling is an important fact to explain high quartz contents in Fortuna sandstone as proven by the presence of inherited overgrowths, but this process together with transport, can not fully explain their extreme maturity. The source area was probably affected by an alteration mantle (saprolite) that fed the Miocene fluvial network, or arrived indirectly from recycling of the pre-Miocene sedimentary rocks.

Key words: *provenance, sandstones, fluvial facies, lower Miocene, Tunisia.*

INTRODUCCIÓN

Los depósitos oligo-miocenos de la zona central y nor-oriental de Túnez son fundamentalmente detríticos y están constituidos por las formaciones Fortuna (Burolet, 1956), Messioua (Burolet, 1956), Grijima (Yaïch, 1991) y Aïn Grab (Burolet, 1956) así como por sus equivalentes laterales hacia el E representados por las formaciones Ketatna y Salammbó (Fournié, 1978) (Fig. 2) y en su conjunto estas formaciones cubren un periodo comprendido entre el Oligoceno y el Langhiense. La sedimentación de estas formaciones estuvo controlada por un régimen extensivo regional. Los desplazamientos tectónicos dieron como resultado un mosaico de horsts y grabens orientados principalmente N 40 y N 140. Este régimen extensivo se estableció probablemente en relación a la apertura de las cuencas mediterráneas occidentales.

La formación Fortuna ha sido dividida en tres unidades (Yaïch, 1994). Las unidades inferior de edad Rupeliense inf.-Chatiense inf (Oligoceno sup.) e intermedia de edad Aquitaniense (Mioceno inf.) son generalmente de grano fino y están constituidas por arenas finas, limos, arcillas con yesos interestratificados y calizas aunque la unidad intermedia tiene un carácter algo más arenoso y presenta intercalaciones de areniscas ricas en glauconita. El conjunto de características sedimentarias y de fauna indican que

la sedimentación de estas dos unidades tuvo lugar en ambientes que van desde deltaico a marino somero o litoral y en general, hacia el E, la cantidad de detríticos disminuye progresivamente. Los depósitos deltaicos fueron atrapados en una depresión que se extiende de NE a SW a lo largo del eje Nebhana-Cap Bon (Fig. 1). La unidad superior de la formación Fortuna es también de edad Aquitaniense (Hooyberghs, 1992) y está constituida por areniscas ricas en cuarzo depositadas en un ambiente fluvial de tipo trenzado (Yaïch, 1994).

Esta unidad superior en los afloramientos de la parte nor-este de Túnez, que es donde se enmarca este trabajo, posee una potencia de 130 m y está constituida por areniscas de tamaño fino a muy grueso con cantos dispersos de cuarzo y fragmentos de troncos fósiles. Los estratos generalmente poseen potencias entre 0,5 y 4 m y muestran frecuentemente laminaciones cruzadas a mediana y gran escala que señalan direcciones de transporte de los cursos fluviales trenzados hacia el E y NE predominantemente. La base de esta unidad superior descansa sobre una discordancia que representa una superficie de erosión correlacionable a escala regional. Según Yaïch (1994) esta discordancia está relacionada con una bajada eustática del nivel del mar que tuvo lugar en el Aquitaniense superior y que provocó la emersión de la plataforma y la instalación de canales fluviales muy erosivos que marcan la entrada de estos depósitos detríticos groseros.

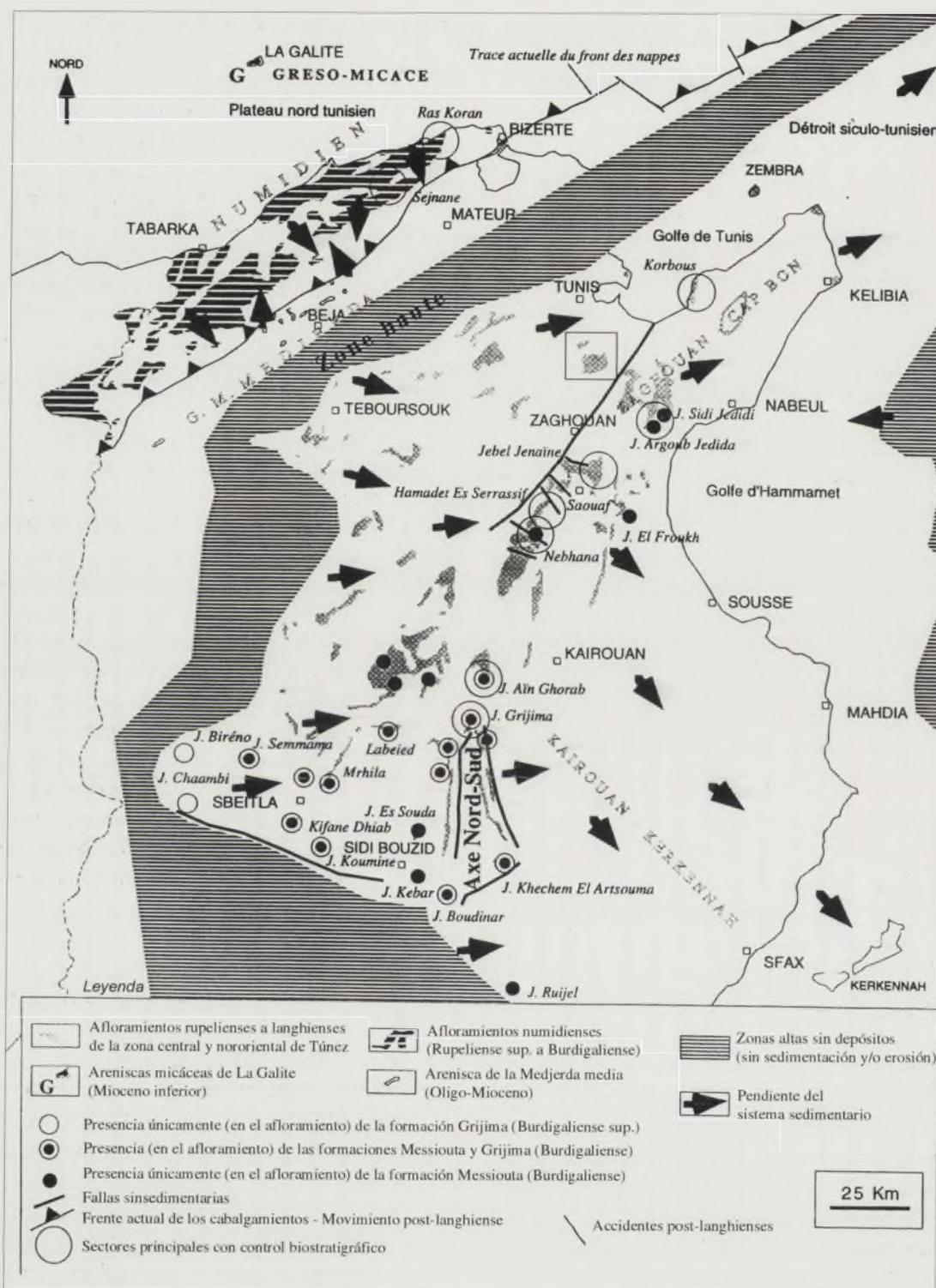


Figura 1. Afloramientos del Oligoceno superior al Mioceno inferior de Túnez. (modificado de Yaich, 2000) y situación geográfica de la zona de estudio (recuadro).

PETROLOGÍA Y PROCEDENCIA

Las areniscas de esta unidad muestran una gran diversidad de tamaños de grano desde limos a gravas. Los granos en general, tienen altos índices de esfericidad y redondez y muestran una buena selección. Composicionalmente, estas areniscas son maduras con un muy bajo contenido en frag-

mentos de roca y feldespatos y pueden ser clasificadas como cuarzoarenitas. Los análisis modales realizados de acuerdo al método de Gazzi-Dickinson muestran que el esqueleto está compuesto por cuarzo predominantemente monocristalino (69-84%), cuarzo con sobrecrecimientos heredados (0,4-3,4 %), feldespato K (0-1,1%, ortosa y microclina) con un bajo contenido en matriz arcillosa infil-

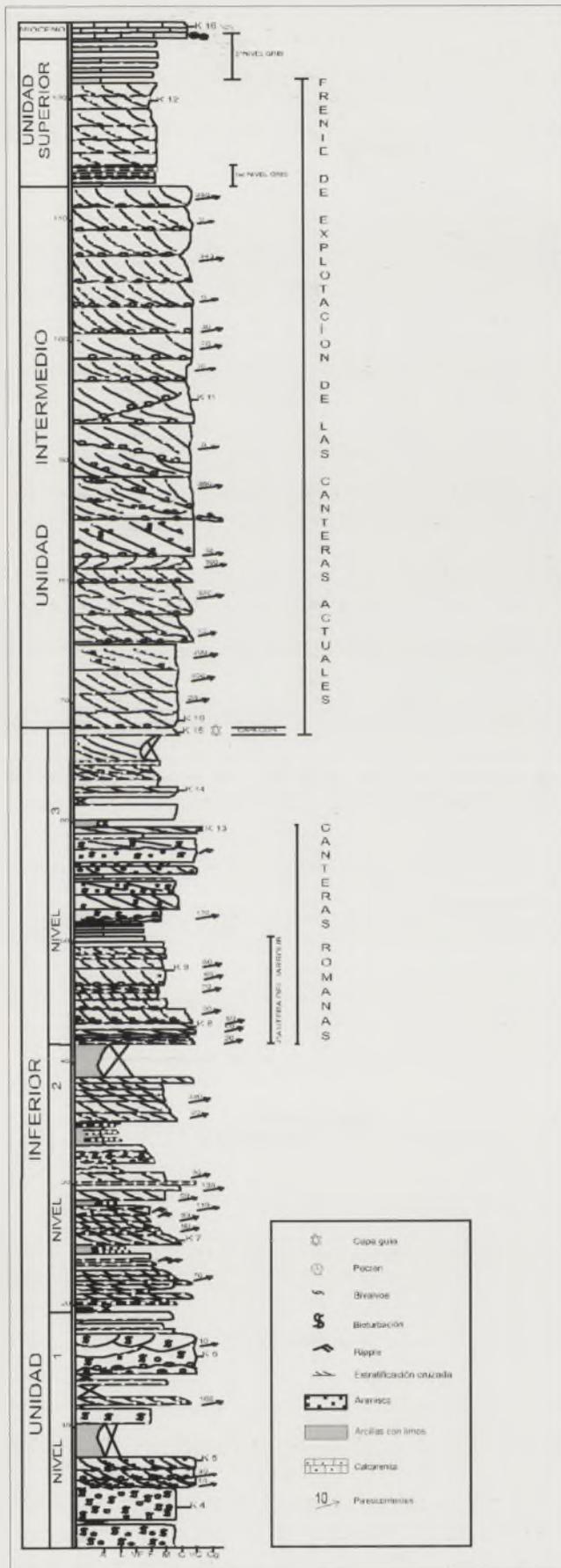


Figura 2. Columna estratigráfica de la unidad superior de la formación Fortuna en el NE de Túnez.

trada (0-7%, esmectita y caolinita) y altos valores de porosidad primaria intergranular (18-25%). Los fragmentos de roca de tipo plutónico (granitoides), metamórficos (cuarcitas) y sedimentarios (areniscas cementadas por cuarzo) aparecen con porcentajes accesorios junto con micas (moscovita y biotita) y minerales pesados (turmalina y circón). El cemento es escaso y la litificación de la roca es producto de la compactación mecánica y química que han sufrido los granos en forma de contactos de presión-disolución.

Atendiendo a las paleocorrientes obtenidas y a las direcciones estructurales principales de la cuenca los sedimentos detríticos fueron suministrados a esta región desde áreas fuente situadas hacia el SW de Túnez. El área de procedencia principal para esta unidad superior de la formación fortuna fue la plataforma sahariana. Esta área fuente estaba caracterizada por diferentes litologías. Las sedimentarias, fundamentalmente estaban representadas por areniscas cementadas por cuarzo que podrían proceder de las areniscas paleozoicas del Tassilis o de las areniscas cretácicas del "continental intercalaire" o bien de las areniscas eocenas. Las litologías plutónicas y metamórficas probablemente procedían del macizo de Hoggar. El reciclaje de las litologías sedimentarias, como indica la presencia de cuarzos con cementos sintaxiales heredados, junto con el transporte fluvial permite explicar en parte el alto contenido en cuarzo de las areniscas de esta formación pero no su extrema madurez. Este hecho lleva a pensar que las litologías del área fuente o parte de las mismas, estaban afectadas por un manto de alteración (saprolito) que o bien era erosionado por la red fluvial miocena o bien era reciclado a través de las formaciones sedimentarias premiocenas.

REFERENCIAS

Burollet, P.F. (1956): *Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale*. Thèse Doct. Sci., Ann. Mines et Géol. (Tunis), 18: 350 p.

Fournié, D. (1978): Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*. Vol. 2 (1): 97-148.

Yaïch, C. (1991): La formation Grijima, un delta à influence tidale au Miocène inférieur (Tunisie Centrale). *Actes des Premières journées de Géologie appliquée. Sfax, Tunisie*, T-II: 247-254.

Yaïch, C., Ben Ismail, K., Zaghib-Turki, D. y Turki, M.M. (1994): Interprétation sequentielle de l'Oligo-Miocène (Tunisie centrale et nord-orientale). *Rev. Soc. géol. France*, 47 (1-4): 27-49.

Yaïch, C. (2000): Facies sedimentaires, variation de l'accommodation et modeles tectonosedimentaires correspondants: Oligocène a Miocène inférieur de Tunisie Centre-Nord. *5th International Conference on the Geology of the Arab World, Cairo University*: 1227-1242.

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that every entry should be supported by a valid receipt or invoice. This ensures transparency and allows for easy verification of the data. The second part of the document provides a detailed breakdown of the financial data for the period covered. It includes a table showing the various categories of income and expenses, along with their respective amounts. The final part of the document summarizes the overall financial performance and provides recommendations for future actions. It suggests that the company should continue to focus on cost reduction and revenue growth to improve its financial position. The document concludes with a statement of the preparer's name and the date of preparation.

Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del límite Ypresiense/Luteciense de Fortuna (Cordilleras Béticas, España)

C. Gonzalvo y E. Molina

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 - España. concha@unizar.es, emolina@unizar.es

ABSTRACT

The Fortuna section has been studied to assess its suitability as a Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Early/Middle Eocene (Ypresian/Lutetian) Boundary. The planktic foraminiferal biostratigraphic study provided a biozonation divided in subzones: Acarinina pentacamerata Biozone, with Subbotina boweri Subzone and Truncorotaloides praetopilensis Subzone (Ypresian, Early Eocene), Hantkenina nuttalli Biozone, with Hantkenina nuttalli Subzone and Globigerapsis subconglobata Subzone, and Globigerapsis kugleri Biozone (Lutetian, Middle Eocene). Across the Early/Middle Eocene boundary a progressive assemblage change occurred since 10 species gradually disappeared and 19 appeared. The diversity increased greatly at the base of the Middle Eocene. The first occurrence of Hantkenina nuttalli seems to be a good marker for the Ypresian/Lutetian (Early/Middle Eocene) boundary.

Key words: Biostratigraphy, Chronostratigraphy, Ypresian, Lutetian, Planktic foraminifera.

INTRODUCCIÓN

Desde hace varios años existe un grupo de trabajo de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno que tiene encomendado encontrar un corte estratigráfico apropiado para definir el estratotipo de límite Ypresiense/Luteciense (Eoceno Inferior/Eoceno Medio). Los cortes estudiados hasta el momento en diversos países (Francia, Italia, Marruecos, Israel, Cuba, etc.) no presentan todas las características que debe reunir un corte adecuado para definir en él un estratotipo de límite. Asimismo, se han estudiado varios cortes, en los Pirineos y fundamentalmente en la Cordillera Bética (Gonzalvo, 1997, 1999; Gonzalvo y Molina, 1998; Molina, et al., 2000; Gonzalvo et al., 2001) tratando de encontrar un corte apropiado.

Recientemente se ha realizado una revisión sobre la región de Murcia (Gonzalvo et al., 2001), encontrando varios cortes del tránsito Eoceno Inferior-Eoceno Medio que han sido estudiados preliminarmente, y de entre los cuales se ha seleccionado el de Fortuna, ya que parece presentar las mejores cualidades para definir el estratotipo de límite Ypresiense/Luteciense. Con este fin se ha establecido una bioestratigrafía detallada basada en el estudio cuantitativo de los foraminíferos planctónicos.

MATERIALES Y MÉTODOS

El corte está situado en la región de Murcia, pocos kilómetros al Norte del pueblo de Fortuna, en el talud de la carretera comarcal A-17, a 200 m pasado el barranco de La Rauda. Geo-

lógicamente esta región está enmarcada en la Cordillera Bética. El corte de Fortuna se encuentra en el Prebético Meridional y presenta una facies de transición entre el Subbético Externo y el Prebético Interno. El corte se ha realizado en el cierre periclinal del anticlinal de La Garapacha (Gonzalvo et al. 2001). A lo largo de los primeros 20 m de serie, los materiales son principalmente margosos aunque con algunas intercalaciones de niveles centrimétricos de calizas y areniscas. En la parte superior del corte aparece un paquete calcáreo de alrededor de 10 m de potencia, del que no se han estudiado los foraminíferos planctónicos.

Se han realizado dos muestreos, el primero de ellos preliminar, y el segundo realizado para hacer el estudio bioestratigráfico detallado, tomando 30 muestras en los niveles margosos, que constituyen la litología más apropiada para este tipo de estudios. Las muestras recogidas se han preparado mediante la técnica de levigado. Para ello se han disgregado las muestras añadiendo agua oxigenada en una proporción del 10%. Una vez disgregada la muestra se ha lavado y se ha recogido separadamente el residuo de los tamices de luz de malla de 100 μm y 63 μm .

Posteriormente, se ha estudiado cuantitativamente la fracción mayor de 100 μm de cada muestra representativa obtenida con un microcuarteador Otto modificado, separando y determinando más de 300 ejemplares. Finalmente, se ha realizado una revisión detallada de la fracción mayor de 63 μm , ya que algunas especies por su pequeño tamaño están representadas en esta fracción, estimando su abundancia y evitando así

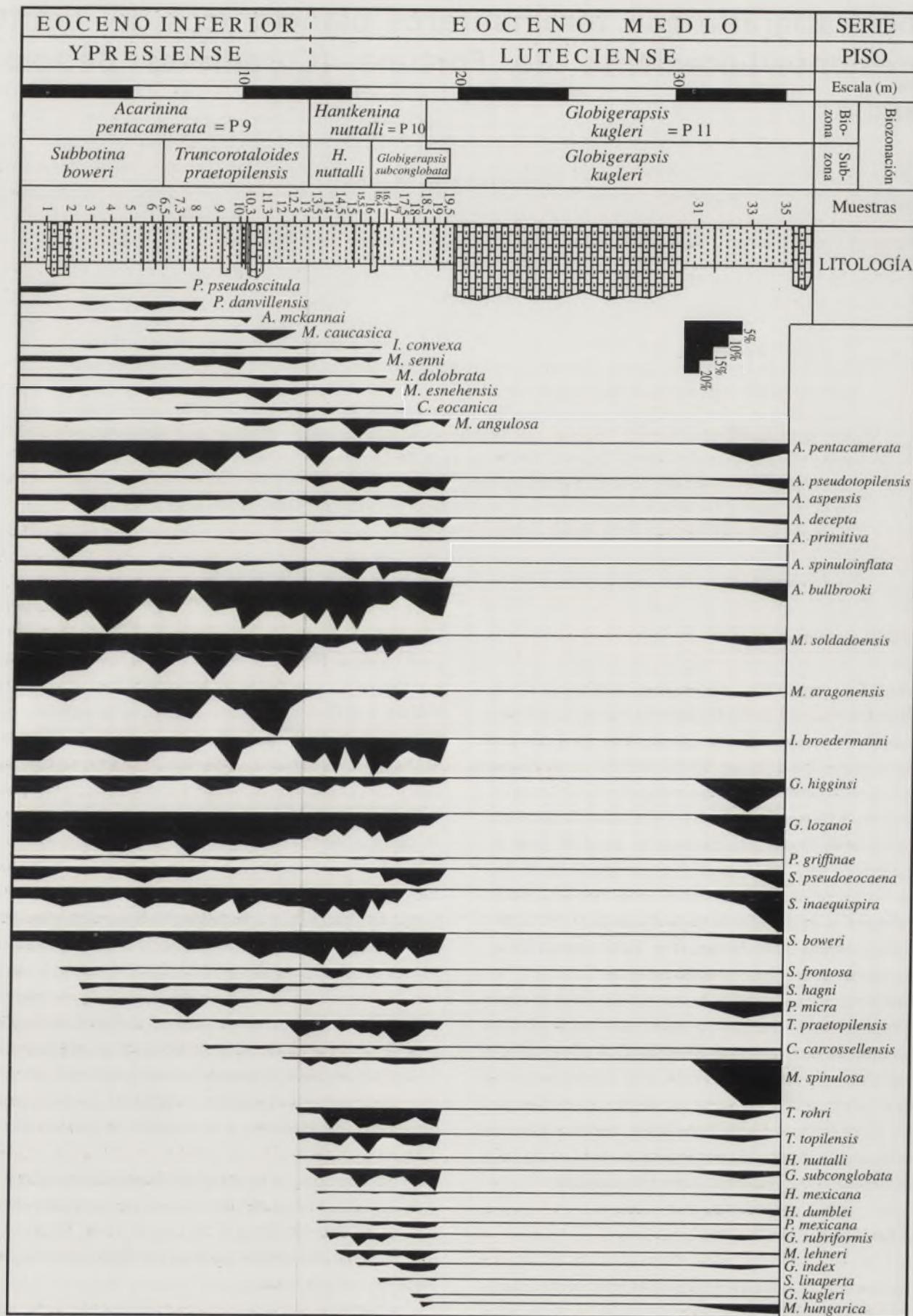


Figura 1. Biozonación y distribución estratigráfica cuantitativa de los foraminíferos plantónicos del corte de Fortuna.

la pérdida de información. Asimismo, se ha revisado la fracción mayor de 100 µm para buscar las especies raras que se encuentran en porcentajes inferiores al 1%.

BIOESTRATIGRAFÍA

La distribución estratigráfica cuantitativa de todas las especies de foraminíferos planctónicos reconocidas en este corte (Figura 1), ha permitido reconocer la biozonación establecida por Gonzalvo y Molina (1998) para el tránsito Eoceno Inferior-Eoceno Medio. Se han podido distinguir las siguientes biozonas y subzonas:

Biozona de *Acarinina pentacamerata*

Esta biozona corresponde al intervalo entre el último registro (UR) de *Morozovella formosa* y el primer registro (PR) de *Hantkenina nuttalli* (Gonzalvo y Molina, 1998), englobando tres subzonas, Subzona de *Acarinina pentacamerata*, Subzona de *Subbotina boweri* y Subzona de *Truncorotaloides praetopilensis*. Correspondería en la parte media y superior con la Zona P9 de Berggren et al. (1995), y comprendería las Zonas de *Morozovella aragonensis* y *Acarinina pentacamerata* de Toumarkine y Luterbacher (1985). Está representada en este corte por 13 m de sedimentos que corresponden a la parte alta del Eoceno Inferior y donde solo se han podido reconocer la Subzona de *S. boweri* y la de *T. praetopilensis*.

Durante el registro geológico que abarcan las dos últimas subzonas del Eoceno Inferior se ha podido observar el comienzo de un cambio relevante en la distribución de las especies de foraminíferos planctónicos. En la Subzona de *S. boweri* aparecen tres nuevas especies (*Subbotina frontosa*, *Subbotina hagni* y *Pseudohastigerina micra*), y en la Subzona de *T. praetopilensis* aparecen otras tres especies (*T. praetopilensis*, *Catapsydrax carcossellensis* y *Morozovella spinulosa* en el techo de la subzona). Este cambio faunístico se completa con 4 desapariciones (*Planorotalites pseudoscitula*, *Pseudohastigerina danvillensis*, *Acarinina mckannai* y *Morozovella caucasica*) entre las dos subzonas. El balance final es un incremento en la diversidad hacia el techo del Eoceno Inferior.

La Subzona de *Subbotina boweri* es fácil de reconocer porque *S. boweri* es un taxón bastante común en la asociación fosilífera. Otra característica importante de esta subzona es que no tiene lugar ningún último registro, aunque algunos de los taxones más característicos y dominantes del Eoceno Inferior, como *Acarinina pentacamerata* y *Muricoglobigerina soldadoensis*, sufren un descenso en su abundancia relativa que es progresivo a través del intervalo del límite. La base de esta subzona no ha podido ser estudiada por la falta de registro estratigráfico, pero el techo sí ha podido reconocerse con el primer registro de *T. praetopilensis*.

La Subzona de *Truncorotaloides praetopilensis* se caracte-

riza por la presencia del primer taxón del género *Truncorotaloides*, que le da nombre. Continúa el descenso en la abundancia de *A. pentacamerata* y *M. soldadoensis*, pero a diferencia de la subzona anterior tienen lugar varios UR. Como en la subzona anterior ocurren tres PR en esta subzona, y además el PR de *C. eocaenica*, que es el único clavigerinellido encontrado en este corte, y aunque puede ser el predecesor filogenético de la familia Hantkeninidae, no se han encontrado taxones de tránsito entre ambas formas que puedan ayudar a resolver esta incógnita filogenética. El UR de *M. spinulosa* tiene lugar en el techo de esta subzona, pero antes del primer registro de *Hantkenina*, y es la primera especie en aparecer de las que dominarán la asociación faunística durante el Eoceno Medio en latitudes bajas.

Biozona de *Hantkenina nuttalli*

Esta biozona corresponde al intervalo entre el PR de *Hantkenina nuttalli* y el UR de *Globigerapsis kugleri* (Gonzalvo y Molina, 1998). Se divide en dos subzonas, presentes por completo en este corte, Subzona de *H. nuttalli* y Subzona de *Globigerapsis subconglobata*. Esta biozona está representada desde el metro 13 hasta el 18,5 del corte estudiado. Se corresponde, excepto la parte superior y su límite, con la Zona P10 de Berggren et al. (1995), con la Zona de *H. nuttalli* y la base de la Zona de *G. subconglobata* de Toumarkine y Luterbacher (1985), y con la Biozona de *Hantkenina aragonensis* y la base de la Biozona de *G. subconglobata* de Marquez (1991).

Durante el intervalo que abarca la Biozona de *H. nuttalli* tienen lugar 11 apariciones. Todas estas especies son representantes de aguas cálidas, que presentan morfologías complejas y especializadas, abundantes durante la mayor parte del Eoceno Medio en latitudes tropicales y subtropicales. El evento de aparición más importante es el del género *Hantkenina*, ya que parece coincidir con la base del estratotipo del Luteciense (Berggren et al., 1995). Este podría ser un excelente marcador del límite Ypresiense/Luteciense (Eoceno Inferior/Eoceno Medio) por su especial morfología que lo convierte en un taxón fácilmente reconocible, por su brusca aparición, y su amplia distribución tanto en bajas como en medias latitudes. Otro importante evento de aparición corresponde al género "*Globigerinatheka*", que ha sido revisado por varios autores y que en este trabajo incluye *Globigerapsis* y *Porticulusphaera*. Estos géneros evolucionan y se diversifican rápidamente en la base del Eoceno Medio, hecho que se observa en la aparición de cinco nuevas especies. El género *Truncorotaloides* también se diversifica en este momento. A la vez que se producen estas PR, se reconocen también 5 últimos registros. El resultado final de la relación entre el número de PR y de UR es un neto aumento de la diversidad.

La Subzona de *Hantkenina nuttalli* queda limitada en su base por la aparición de *Hantkenina*, en este corte *H. nuttalli*

es la primera especie registrada, y coincide con el PR de *Truncorotaloides rohri* y *Truncorotaloides topilensis*. Otras especies de *Hantkenina* aparecen después, *H. mexicana* y *H. dumblei*. También aparecen por primera vez *G. subconglobata*, *Porticulasphaera mexicana*, *Globigerapsis rubriformis* y *Morozovella lehneri*. El PR de *Globigerapsis index* marca el límite con la siguiente subzona. En el intervalo correspondiente a esta subzona no se ha registrado ningún UR, pero si 9 PR que supone un incremento de la diversidad del 24%.

La Subzona de *Globigerapsis subconglobata* representa el intervalo entre el PR de *Globigerapsis index* y el UR de *G. kugleri*. Además del PR de *G. index*, solo ocurre otro en esta subzona el de *S. linaperta*, sin embargo hay 5 UR (*Igorina convexa*, *Muricoglobigerina senni*, *Morozovella dolobrata*, *Muricoglobigerina esnehensis*, y *C. eoacena*), lo que se traduce en un descenso de la diversidad con respecto a la subzona anterior. La asociación faunística es similar a la de la Subzona de *H. nuttalli*, y está caracterizada por la abundancia de *A. bullbrooki*, *I. broedermanni*, *G. lozanoi*, *Subbotina pseudoeoacena*, y *S. boweri*. Los taxones de *Truncorotaloides* son comunes y el grupo de "globigerinatheka" está siempre presente, mientras que *Hantkenina* es poco frecuente y en ocasiones rara.

Biozona de *Globigerapsis kugleri*

Esta biozona no fue definida por Gonzalvo y Molina (1998), y no es posible definirla en este trabajo porque en este corte no presenta un registro estratigráfico completo. La base de esta biozona sí ha podido estudiarse y se ha reconocido en el PR de *G. kugleri*. Esta se corresponde con la base de la Zona P11 de Berggren et al. (1995). Cerca de este PR también aparecen *Morozovella hungarica*, y desaparece *Muricoglobigerina angulosa*. En la parte superior del corte, esta biozona tiene una asociación faunística caracterizada por una alta abundancia de *Globigerinoides higginsi*, *G. lozanoi*, *S. inaequispira* y *M. spinulosa*. Además, acarinínidos y *Pseudohastigerina micra* son abundantes también, y truncorotaloideos, hantkenínidos y el grupo de "globigerinathekidos" son comunes.

CONCLUSIONES

En el corte de Fortuna se han reconocido las siguientes biozonas de foraminíferos planctónicos del tránsito Ypresiense-Luteciense: Biozona de *Acarinina pentacamerata* (Subzonas de *S. boweri* y *T. praetopilensis*), Biozona de *Hantkenina nuttalli* (Subzonas de *H. nuttalli* y *G. subconglobata*) y Biozona de *Globigerapsis kugleri*. Estas biozonas indican que el corte es continuo durante el tránsito Ypresiense-Luteciense.

Desde la base de la Subzona de *S. boweri*, hasta el techo de la Biozona de *H. nuttalli*, la diversidad aumenta de 24 a 36 especies. Tienen lugar 19 apariciones y 10 desapariciones durante el tránsito Eoceno Inferior-Medio, lo que muestra un incremento de la diversidad simple de foraminíferos planctónicos de alrede-

dor del 50%. El tránsito Ypresiense/Luteciense está claramente caracterizado por un evento de aumento en la diversidad de especies de foraminíferos planctónicos de aguas cálidas.

La aparición del género *Hantkenina* en el corte de Fortuna es el evento bioestratigráfico más significativo que podría ser utilizado como marcador del límite Ypresiense/Luteciense. La excelente exposición y continuidad del corte le convierten en un buen candidato para la definición del estratotipo del límite Ypresiense/Luteciense.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto BTE2001-1809 del Ministerio Español de Ciencia y Tecnología, así como del grupo y proyecto P131/2001 del Dpto. de Educación y Ciencia del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

- 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 et al. Eds.). SEPM Spec. Public., 54: 130-212.
- Gonzalvo, C. (1997): Bioestratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno inferior-Eoceno medio en Alamedilla (Granada, Cordillera Bética). En: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico* (J.P. Calvo y L. Morales, eds.): 101-104.
- Gonzalvo, C. (1999): Evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno Inferior-Eoceno Medio en la Península Ibérica (Agost, Cordillera Bética y Anoz, Pirineos). *Geogaceta*, 24: 159-162.
- Gonzalvo, C. y Molina, E. (1998): Planktic foraminiferal biostratigraphy across the Lower-Middle Eocene transition in the Betic Cordillera (Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte*, 11: 671-693.
- Gonzalvo, C., Mancheño, M.A., Molina, E., Rodríguez Estrella, T. y Romero, G. (2001): El límite Ypresiense/Luteciense en la Región de Murcia (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 29: 65-68.
- Marquez, L. (1991): El Eoceno Inferior y Medio de Agost (Provincia de Alicante). *Revista Española de Paleontología*, nº extra: 197-204.
- Molina, E., Cosovic, V., Gonzalvo, C., y Von Salis, K. (2000): Integrated biostratigraphy across the Ypresian/Lutetian boundary at Agost, Spain. *Revue de Micropaleontologie* 43(3): 381-391.
- Toumarkine, M. y Luterbacher, H. (1985): Paleogene and Eocene planktonic Foraminifera. En: *Plankton Stratigraphy* (Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K., Eds): 87-154. Cambridge University Press.

Caracterización de un complejo abanico aluvial-lagoon a la base del relleno plioceno en la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética)

A. Guerra-Merchán y F. Serrano

Dpto. Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, 29071-Málaga. E-mail: antguerra@uma.es

ABSTRACT

In this work, a new stratigraphic unit at the base of the Pliocene sedimentary filling of the Malaga basin is differentiated. This unit represents an alluvial fan-lagoon complex, which is deposited after the Messinian salinity crisis and before the open marine sedimentation of the earliest Pliocene.

Key words: Alluvial fan-lagoon complex, latest Messinian, Malaga basin, Betic Cordillera, Spain.

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Málaga es una de las depresiones intramontañosas localizada en el sector occidental de las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Fig. 1). Se ubica sobre un sustrato constituido por materiales de los complejos Alpujárride, Maláguide y Campo de Gibraltar. Su relleno sedimentario comprende materiales de edad Mioceno inferior, Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario.

Los materiales del Mioceno inferior corresponden a formaciones pertenecientes a los Grupos Ciudad Granada y Viñuela (Sanz de Galdeano et al., 1993; Serrano et al., 1995). Su presencia muestra que las primeras etapas de desarrollo de la cuenca de Málaga están relacionadas con la apertura del mar de Alborán.

Los materiales del Mioceno superior consisten en conglomerados, arenas y calcarenitas depositados en un medio marino somero caracterizado por abanicos deltaicos, playas y acantilados. Sus principales afloramientos se localizan en Álora, Pizarra y al SW de la sierra de Cártama (Fig. 1B). Aunque no se han podido datar, por correlación con otros afloramientos próximos localizados en la región de Antequera, estos materiales han sido atribuidos al Tortoniense superior (Serrano, 1979; Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991).

En los depósitos del Plioceno, Guerra-Merchán et al. (2000) han diferenciado tres unidades separadas por discordancias. La primera unidad (PL-1) representa una secuencia transgresiva y con ella, la cuenca de Málaga recupera condiciones marinas normales, tras la crisis de salinidad del Messiniense. Las otras dos unidades (PI-2 y PI-3) caracterizan dos ciclos transgresivo-regresivos. Los datos bioestratigráficos indican que la sedimentación marina pliocena abarca exclusivamente el Zancliense inferior (zonas MPL-1 y MPL-2 de Cita, 1975).

El Pleistoceno está representado por depósitos de abanicos aluviales, los cuales distalmente desarrollaron amplias llanuras aluviales, donde localmente se depositaron facies lagunares. También cabe destacar el depósito de travertinos en relación con el drenaje de los afloramientos carbonatados del flanco septentrional de la sierra de Mijas.

En este trabajo se pone de manifiesto la existencia de una nueva unidad estratigráfica a la base de la secuencia del Plioceno de la cuenca de Málaga, se discute su posición cronoes-tratigráfica y se analiza su significado paleogeográfico en el marco de los sucesos acontecidos en el tránsito Mioceno-Plioceno en el Mediterráneo

CARACTERÍSTICAS LITOESTRATIGRÁFICAS

La unidad estratigráfica estudiada aflora al N de Málaga, a ambos lados del río Guadalmedina (Fig. 1B y C) y se dispone discordante sobre rocas paleozoicas y triásicas del complejo Maláguide. A su vez, son cubiertos en discordancia por conglomerados y margas de edad Plioceno inferior (unidades PI-1 y PI-2 de Guerra-Merchán et al., 2000) y depósitos aluviales cuaternarios.

Esta unidad estratigráfica muestra una secuencia granodecreciente en la que se pueden diferenciar dos conjuntos litológicos relacionados mediante un cambio lateral y vertical de facies (Fig. 2).

En el afloramiento al W del río Guadalmedina (Fig. 2A), el conjunto inferior, con un espesor de unos 15-20 m, está representado por facies brechoides y conglomeráticas. En su parte baja predominan facies generalmente heterogéneas y mal estratificadas, que se relacionan con el depósito de *debris flow*. Distal y verticalmente se observa una disminución en el tamaño de los cantos y espesor de los estratos, a la vez que se

manifiesta una mayor organización de la facies. Pasan, entonces, a dominar facies conglomeráticas canalizadas, entre las que se intercalan niveles decimétricos de arenas masivas o con laminación ondulada, así como lutitas y margas laminadas. Estas facies se organizan en secuencias positivas de escala métrica. El conjunto superior está constituido por una alternancia de lutitas y margas laminadas de diversos colores, predominando las tonalidades rosáceas y amarillentas. En este conjunto, hacia zonas proximales son frecuentes las intercalaciones de conglomerados con bases canalizadas, mientras que distalmente, entre las facies finas se intercalan niveles centimétricos de arenas masivas o laminadas.

En el afloramiento al E del río Guadalmedina (Fig. 2B) se observan ciertas diferencias. El conjunto inferior está representado en su parte baja por facies conglomeráticas homogéneas, con secuencias positivas. Su parte alta, con un espesor de unos 8-10 m, se caracteriza por el predominio de facies de arenas masivas en las que se intercalan niveles microconglomeráticos, de escala centimétrica a decimétrica, con morfología lenticular. El contacto entre las facies conglomeráticas y arenosas es erosivo y muy verticalizado, a lo largo del cual se observan restos de un pequeño plano de falla. Por otra parte, las arenas muestran un abanico de capas con buzamiento de unos 60° en su parte baja, hasta ponerse casi horizontales en su parte alta (Fig. 2B). Por encima, mediante una superficie también erosiva, se disponen facies finas lutítico-arenosas que constituyen el conjunto superior. Las facies finas consisten en una alternancia centimétrica de niveles de lutitas y margas laminadas, entre las que se intercalan niveles arenosos con morfología lenticular. Hacia zonas proximales son frecuentes las intercalaciones de niveles de conglomerados. Los de la parte inferior se corresponden con el depósito de *debris flow*, mientras que los de la parte alta, con bases canalizadas y secuencias positivas, representan el relleno de canales. Localmente, en las facies finas laminadas se reconocen pliegues intraformacionales ligados a *slumping*.

INTERPRETACIÓN DEL MEDIO SEDIMENTARIO

En lo que respecta al conjunto inferior conglomerático, el predominio de facies gruesas, la ausencia de fósiles, el color rojizo de los materiales y la ubicación de sus afloramientos en el borde de la cuenca, permiten suponer que su origen está relacionado con el desarrollo de abanicos aluviales. La parte más baja, con un predominio de brechas heterogéneas y mal estratificadas representaría la zona de la cabecera del abanico, donde predominan los depósitos ligados a flujos masivos (*debris flow*). Por encima, las facies conglomeráticas más homogéneas, con bases canalizadas y secuencias positivas, entre las que se intercalan arenas y lutitas, caracterizarían la zona del cuerpo del abanico. En esta zona destaca el depósito relacionado con corrientes acuosas más o menos canalizadas y

procesos de desbordamiento de los canales. Así, las secuencias granodecrecientes de escala métrica mencionadas anteriormente, pueden estar relacionadas con la migración lateral de los canales. Por su parte, las facies arenosas con delgadas intercalaciones lenticulares de conglomerados, que muestran mayor desarrollo en el afloramiento al E del río Guadalmedina, podría representar el depósito relacionado con el desbordamiento de los canales.

En lo referente al conjunto superior, el predominio de facies finas laminadas sugiere un medio ambiente acuoso poco energético. La microfauna de estos niveles está constituida predominantemente por *Cyprideis*, un género de ostrácodos de valvas lisas que soportan medios de salinidad variable. Asociados a los ostrácodos suelen aparecer muy escasos foraminíferos y microgasterópodos. Entre los foraminíferos se han identificado formas bentónicas generalmente afectadas de enanismo, pero que se desarrollan en ambientes marinos no necesariamente someros: *Osangularia*, *Cibicides*, *Heterolepa*, *Textularia*, *Elphidium*, y en una muestra ha aparecido *Ammonia becarrii*, una forma eurihalina de aguas someras. También en algunas muestras, especialmente de la parte más alta han aparecido algunos foraminíferos planctónicos con tallas normales: *Globigerina bulloides*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerinoides extremus*, *Globoquadrina baroemoenensis*, *Sphaeroidinellopsis* sp cuya pertenencia a la asociación autóctona parece segura, y esporádicamente alguna forma cretácica o paleógena cuya conservación ya nos informa de su aloctonía. Una muestra de la parte más alta de la secuencia del afloramiento occidental, ha suministrado una microfauna con escasísimos restos de ostrácodos, pero con una variada asociación de foraminíferos bentónicos *Oridorsalis*, *Valvulineria*, *Pullenia*, etc y planctónicos: *G. bulloides*, *G. decoraperta*, *G. extremus*, *Globigerinoides bollii*, *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrorsa) y *Orbulina suturalis*. Por otra parte, en el afloramiento más oriental, un nivel lutítico contiene los bivalvos *Cerastoderma edule* y *Lucinoma borealis*.

De acuerdo con estas observaciones, la sedimentación de la parte lutítica superior parece producirse en un medio de lagoon con conexión restringida con el mar abierto, pero con una trinchera notable de agua, al menos, de varias decenas de metros. El fondo de este lagoon mantendría unas condiciones de oxigenación deficientes, lo que haría que la microfauna bentónica se desarrollara en unas condiciones de estrés, sin alcanzar su pleno desarrollo. Además, en el fondo habría muy poca actividad biótica, lo que explicaría la ausencia de bioturbación en los sedimentos con una buena conservación de la laminación. El agua superficial que entraba en el lagoon parece esencialmente de mar abierto, a la luz de la microfauna planctónica que transportaba en su seno.

En conclusión, esta unidad representa el depósito de abanicos aluviales que distalmente conectaban con un lagoon. El cambio lateral entre los abanicos aluviales y el lagoon se reco-

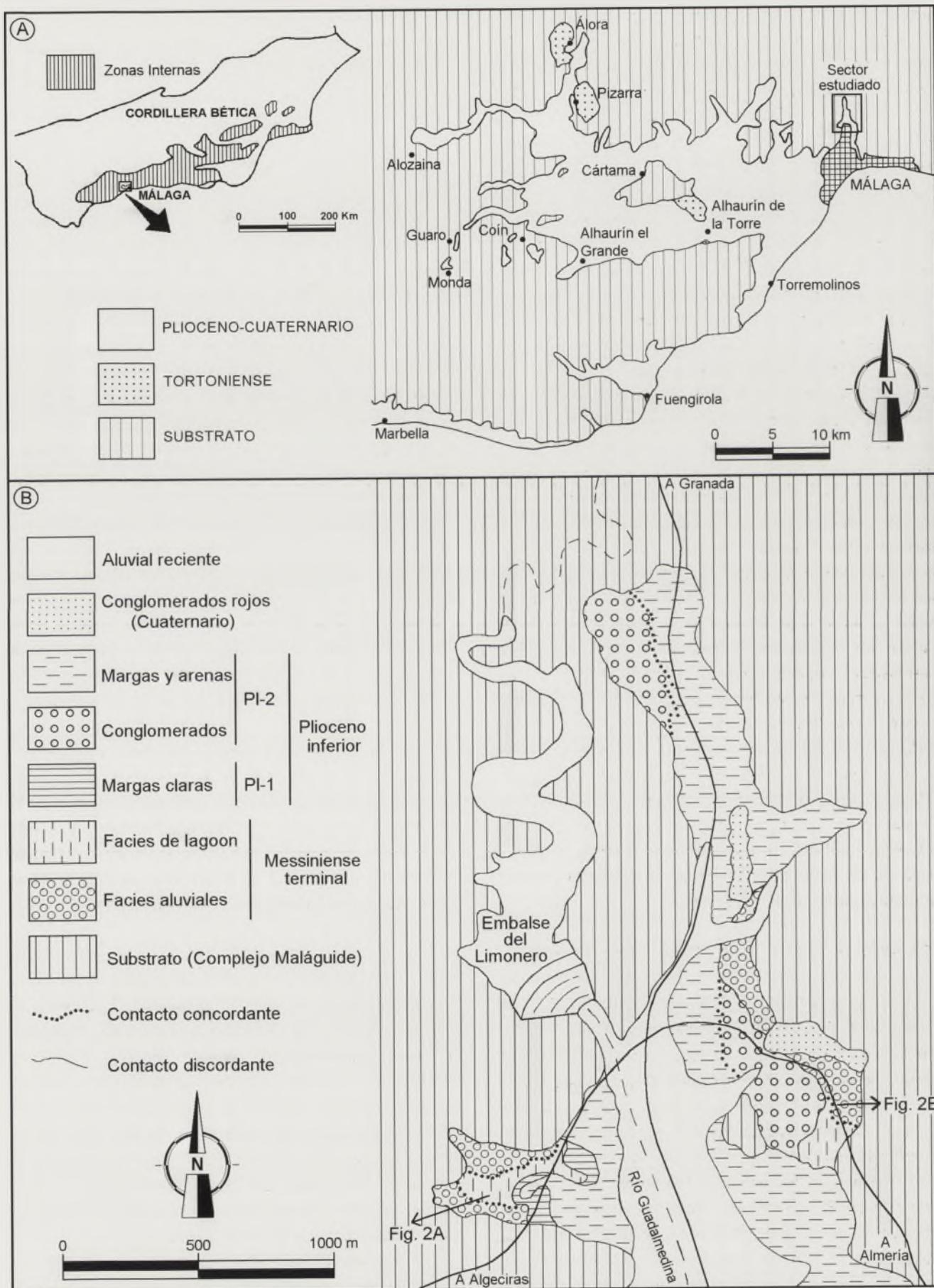


Figura 1. Localización del sector estudiado (A) y mapa geológico (B).

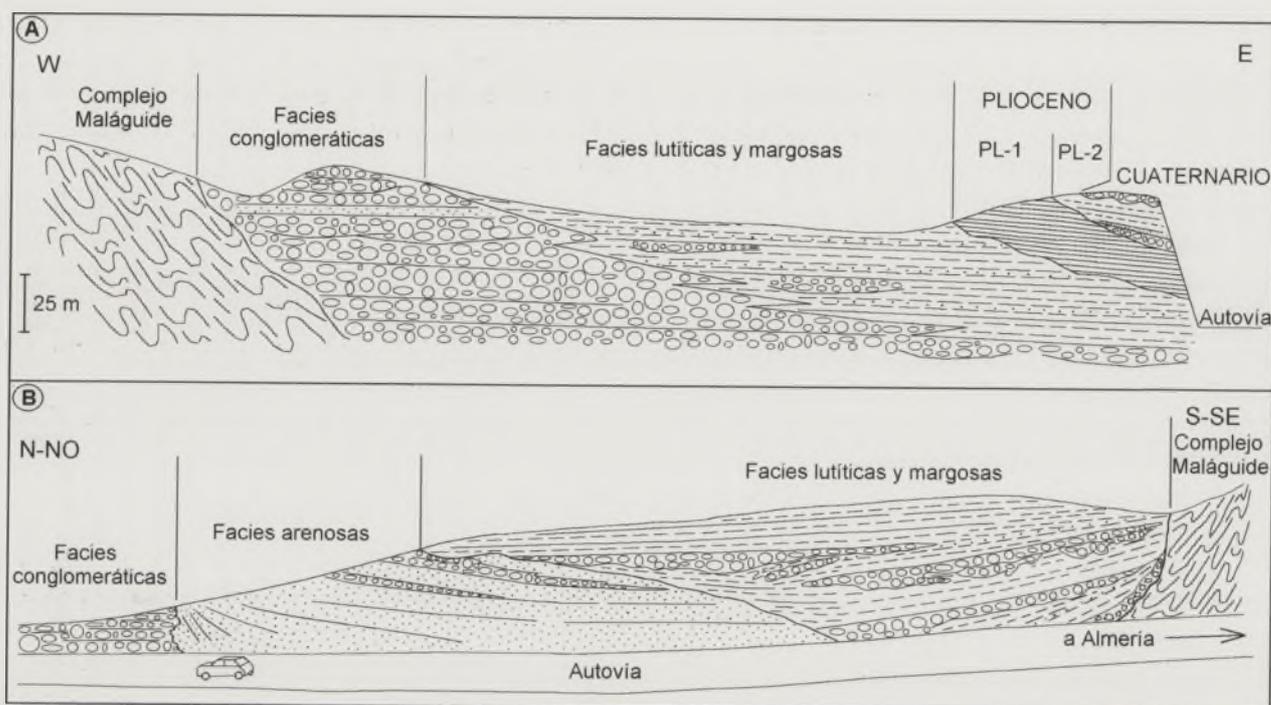


Figura 2. Cortes geológicos mostrando las relaciones estratigráficas de los conjuntos de facies de la unidad estratigráfica estudiada.

noce claramente en el afloramiento al W del río Guadalmedina (Fig. 2A), mientras que en el afloramiento localizado al E de dicho río (Fig. 2B), una pequeña discordancia progresiva en las facies aluviales, así como las estructuras en *slumping*, ponen de manifiesto una clara actividad tectónica sinsedimentaria. Dicha actividad tectónica podría explicar que en ese borde de la cuenca, entre las facies aluviales y lagunares medie una superficie de erosión.

POSICIÓN CRONOESTRATIGRÁFICA

Los datos bioestratigráficos no permiten establecer con exactitud la edad de esta nueva unidad. La escasa microfauna planctónica limita la edad al Mioceno superior-Plioceno; incluso, la asociación de *G. extremus* y *G. pachyderma*-dex. podría restringir el intervalo al Messiniense terminal-Plioceno. No obstante, su posición estratigráfica nos permite indagar más sobre su cronoestratigrafía, de acuerdo con las siguientes premisas:

a) Los depósitos de esta unidad son cubiertos en discordancia por depósitos marinos (unidad PL-1 de Guerra-Merchán et al., 2000) datados de la parte baja del Plioceno inferior (zona MPL-1 de Cita, 1975).

b) Entre la sedimentación marina del Tortoniense y del Plioceno, la cuenca de Málaga experimentó una considerable estructuración. Los depósitos tortonienses están afectados por fallas principalmente normales, aunque algunas presentan también movimientos de desgarre, y se localizan en bloques tectónicamente levantados, formando parte del basamento de la cuenca pliocena. Los límites de la cuenca pliocena coinciden aproximadamente con la actual cuenca fluvial del bajo

Guadalhorce, correspondiendo los puntos de entrada de aporte detrítico a los principales cauces de los ríos actuales. En relación con ello, la localización de los afloramientos de la nueva unidad estratigráfica, la coincidencia en la ubicación de los puntos de aportes detríticos y su contexto paleogeográfico, permiten estimar que esta unidad tiene una afinidad más pliocena que tortoniense y que su depósito tendría lugar con posterioridad a los efectos tectónicos que desembocaron en la crisis de salinidad Messiniense.

c) La secuencia estratodecreciente que caracteriza esta nueva unidad, con la superposición de las facies de *lagoon* sobre las aluviales, viene a reflejar que el depósito tuvo lugar durante un contexto de subida del nivel del mar. Esto abunda en que esta unidad debió depositarse con posterioridad a la crisis de salinidad.

Todo lo anterior tiende a situar a esta unidad en el tránsito Mioceno-Plioceno. De acuerdo con la definición del inicio del Plioceno en el establecimiento de las condiciones marinas normales en el Mediterráneo (Cita, 1975), habría que convenir que esta unidad es previa a este fenómeno y, por tanto, habría que situarla en el Messiniense terminal. Cabe destacar que en el Mediterráneo oriental esta fase final del Messiniense, posterior a la crisis de salinidad, está caracterizada por la presencia de las facies lago-mare y que, paralelamente, en las cuencas del Mediterráneo occidental pudieron originarse cuencas con condiciones marinas restringidas (Hsü et al., 1977; Cita et al., 1978). Así, tanto desde el punto de vista micropaleontológico (ambiental y bioestratigráfico) como estratigráfico y paleogeográfico, la unidad que tratamos en este trabajo se correlaciona bien con la última etapa de sedimentación del Messiniense.

CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

La diferenciación de esta nueva unidad estratigráfica permite avanzar en el conocimiento de la evolución paleogeográfica de la cuenca de Málaga en momentos previos a su gran desarrollo pliocénico.

Después de las invasiones marinas del Mioceno inferior y del Tortonense, la cuenca de Málaga pudo quedar emergida hacia finales del Tortonense superior, similarmente a lo que ocurre en una gran parte de las cuencas béticas del sector central. El Messiniense sería, esencialmente, una etapa de erosión y encajamiento de la red fluvial, por lo que no se perciben los efectos de la crisis de salinidad en la cuenca.

Los materiales descritos en este trabajo representarían los primeros depósitos tras la crisis de salinidad, en un contexto transgresivo aún durante el Messiniense terminal. Estos sedimentos muestran ya influencias marinas, pero no marcan aún el establecimiento de condiciones marinas abiertas. El hecho de que hasta ahora sólo se hayan reconocido en la parte más oriental del borde N de la cuenca, junto con la inestabilidad tectónica sinsedimentaria observada, conlleva a interpretar que durante esta época, dicho borde presentara mayor subsidencia tectónica. Dicha inestabilidad tectónica continuó durante el Plioceno inferior como se deduce a partir de las deformaciones y discordancias angulares entre los materiales de esta unidad y los de las unidades pliocenas (Guerra-Merchán et al., 2000). La entrada libre de aguas atlánticas a través del estrecho de Gibraltar (5.32 Ma BP; Hilgen y Langereis, 1993) provocó una subida rápida del nivel del mar en el Mediterráneo, lo que ocasionaría que la cuenca de Málaga adquiriera unas condiciones marinas francas.

CONCLUSIONES

Los materiales estudiados en este trabajo caracterizan una nueva unidad estratigráfica en el relleno sedimentario de la cuenca de Málaga. Esta unidad representa una secuencia granodecreciente y comprende dos conjuntos litológicos, que se relacionan mediante un cambio lateral y vertical de facies. El conjunto inferior-proximal, fundamentalmente conglomerático, representa el depósito de abanicos aluviales, mientras que el conjunto superior-distal, constituido por lutitas y margas laminadas se depositó en un *lagoon*.

Aunque la microfauna no permite una datación precisa más allá del Messiniense superior-Plioceno, su posición estratigráfica y sus características ambientales encajan en el marco paleogeográfico del Mediterráneo durante el final del Messiniense. Así, esta unidad se podría correlacionar con los sedimentos laminados de facies "lago mare" que en el Mediterráneo

occidental responden, a veces, a ambientes marinos restringidos. Estos sedimentos representan los primeros depósitos tras la crisis de salinidad Messiniense y preceden a la sedimentación marina abierta que se establece en el Mediterráneo al comienzo del Plioceno.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo subvencionado por el proyecto REN2002-01059MAR del MCyT de España y Grupo de Investigación RNM-146 de la Junta de Andalucía. Agradecemos a la Dra. M.C. Lozano Francisco la determinación de la malacofauna.

REFERENCIAS

- Cita, M.B. (1975): Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. Ital. Paleontol.*, 81: 527-544.
- Cita, M.B., Wright, R.C., Ryan, W.B.F. y Longinelli, A. (1978): Messinian Paleoenvironments. En: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (K. Hsü et al. Eds.). Washington, U.S. Government Printing Office, XLII (part 1): 1003-1035.
- Guerra-Merchán, A., Serrano, F. y Ramallo, D. (2000): El Plioceno de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética). *Geotemas*, 1 (2): 108-110.
- Hilgen, F.J. y Langereis, C.G. (1993): A critical re-evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. *Earth planet. Sci. Lett.*, 118: 167-179.
- Hsü, K. J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Mèlières, F., Müller, C. y Wright, R. (1977): History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, 267: 399-403.
- Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A.C. (1991): Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinamica Acta*, 5: 173-186.
- Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., López Garrido, A.C. y Martín Pérez, J.A. (1993): Palaeogeography of the late Aquitanian-early Burdigalian Basin in the western Betic Internal Zone. *Geobios*, 26: 43-55.
- Serrano, F. (1979): *Los foraminíferos Planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Univ. de Málaga, 272 p.
- Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., López Garrido, A.C. y Martín-Algarra, A. (1995): The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Málaga area: a Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geol. en Mijnbouw*, 74: 105-116.

[The text on this page is extremely faint and illegible. It appears to be a list or a series of entries, possibly a table of contents or a list of references, but the specific content cannot be discerned.]

Aspectos tectónicos del estudio gravimétrico de la Cuenca de Málaga

J.M. Insua Arévalo, F. Martín González, R. Capote y J.J. Martínez-Díaz

Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Novais, s/n. Madrid 28040. insuarev@geo.ucm.es

ABSTRACT

This work shows the results of a gravimetric survey carried out in the Malaga Basin (sited on the Internal Zone of the Western Betic Chain, southern Spain). Three anomalies maps are exposed and interpreted, focusing on neotectonic aspects. In order to avoid the influence of peridotitic bodies which outcrop in the studied area, and the southward thinning of the crust, a regional anomaly map has been processed and subtracted to the Bouguer anomaly. So, a residual anomaly map has been reached, where neotectonic interpretation has been done. The main tectonic feature evidenced by gravimetric data is the Albornoque Fault. It represents the southern boundary of the Malaga Basin with a noticeable vertical component, according to its high gradient. By other hand, the fold of Sierra de Cartama is marked by a maximum axis. This axis continues westward giving a duplicated depocenter of the basin. It is interpreted as a reverse fault, related in depth with the folding of Sierra de Cartama, and which affects the basement of the basin. According with the current stress field in the zone (NNW-SSE), the proposed structures imply the existence of a compressive neotectonic activity, where the Albornoque fault is interpreted as a high angle reverse fault of a reverse fault

Key words: gravimetry, neotectonic, Malaga Basin, Betic Chain, peridotite

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Málaga es una cuenca miocena situada en las Zonas Internas de las Béticas Occidentales por la que actualmente discurre el río Guadalhorce en su último tramo con dirección E-O. La Hoya de Málaga ha sido considerada una cuenca controlada por fallas de salto en dirección tanto en su borde Norte como en el borde Sur (Sanz de Galdeano, 1983; Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991). De igual manera se describe el borde norte de la Sierra de Cártama, una sierra formada por materiales pertenecientes al complejo Alpujárride que se eleva en el centro de la cuenca. Estas fallas de dirección E-O a N70E posteriormente han sido cortadas por fallas normales NO-SE o NE-SO, o incluso han cambiado su dinámica convirtiéndose en fallas con importante salto en la vertical (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1999) en un marco general de levantamiento isostático de las Béticas. No obstante, las observaciones realizadas por Capote et al. (2002) en la Sierra de Cártama aportan evidencias que apoyan un plegamiento activo que eleva dicha sierra bajo un régimen de carácter compresivo que concuerda con la dirección de máximo esfuerzo horizontal actual según la dirección NNO-SSE. El objetivo de este trabajo se centra en la descripción e interpretación de los resultados de un estudio gravimétrico llevado a cabo en la cuenca de Málaga y sus bordes, y sus implicaciones acerca de la evolución tectónica reciente de la zona.

MORFOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE MÁLAGA

La cuenca tiene una morfología alargada según una dirección E-O y ocupa una extensión de aproximadamente 250 km. Los límites Norte (Montes de Málaga) y Sur (Sierra de Mijas) de la cuenca han sido descritos como fallas (Sanz de Galdeano, 1983; Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991). El sustrato de la cuenca, tal y como se desprende de la cartografía geológica de la zona (Figura 1), está formado por materiales pertenecientes a los complejos Alpujárride y Maláguide, que además son los materiales que componen los relieves circundantes. La secuencia sedimentaria de los materiales que han ido depositándose en la cuenca ha sido descrita por diversos autores (Chamón y Quinquer, 1976; Estévez González y Chamón, 1978), encontrándose sedimentos de edades desde el Oligoceno-Aquitaniense hasta la actualidad, aunque es a partir del Tortoniano cuando los depósitos se pueden considerar pertenecientes a la cuenca tal y como hoy en día la conocemos (López-Garrido y Sanz de Galdeano, 1999).

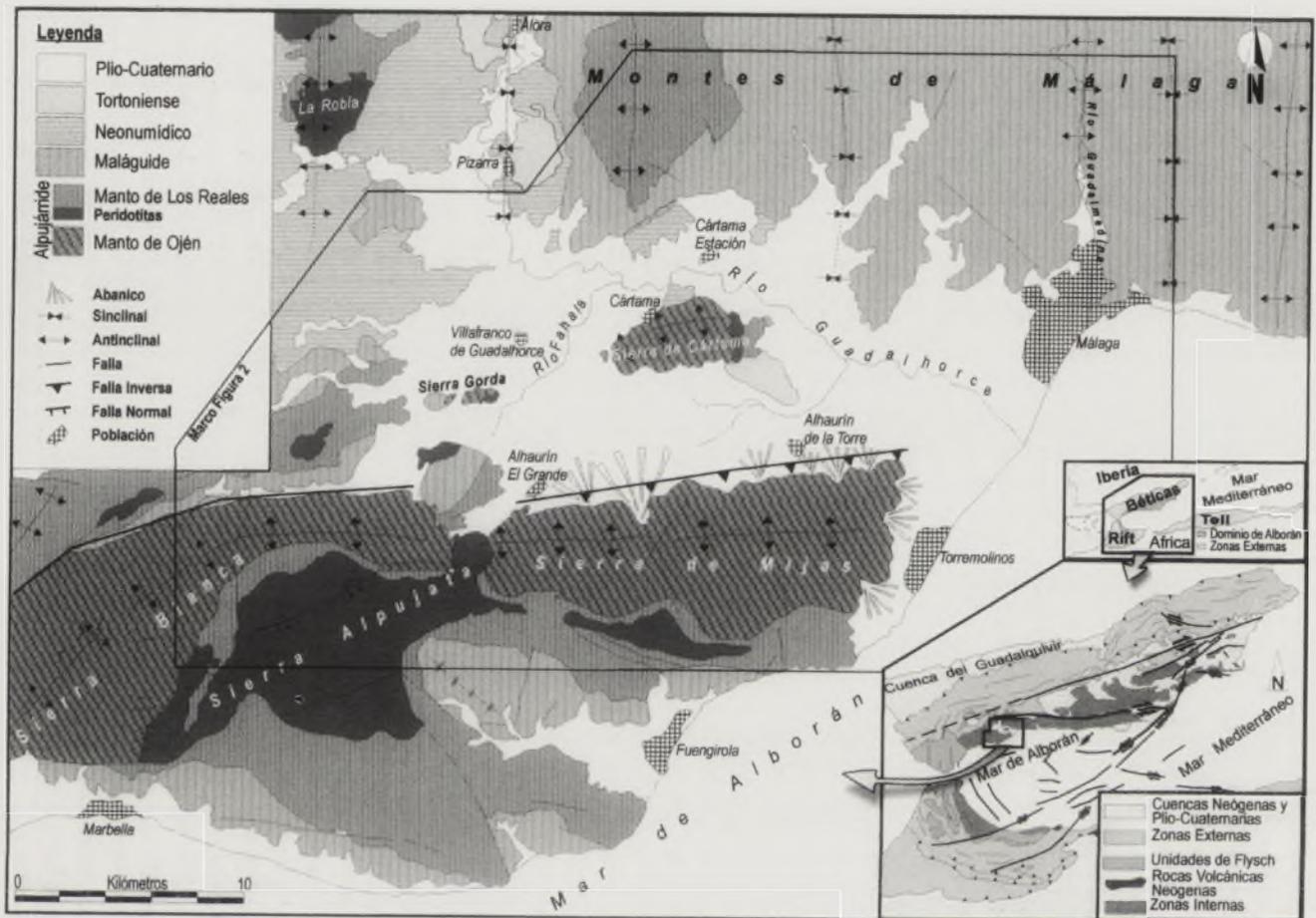


Figura 1. Esquema geológico de la Cuenca de Málaga y su entorno. (Se incluye marco de los mapas de la figura 2).

MAPA DE ANOMALÍAS DE GRAVIMÉTRICAS

Los datos utilizados para la elaboración de los mapas de anomalías gravimétricas proceden de un levantamiento gravimétrico realizado en la cuenca de Málaga en el que se han medido un total de 291 estaciones (Figura 2a) en una superficie de 830 km² con una densidad de una estación por cada 2,85 km². La distribución de las estaciones no es homogénea, siendo la concentración máxima en los bordes de la cuenca y en la Sierra de Cártama. La totalidad de las medidas se han realizado con un gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G nº 953, que proporciona una precisión de $\pm 0,01$ mGal. La altimetría y posición geográfica de la estaciones se ha determinado mediante la utilización de altímetro barométrico y GPS respectivamente. En cada estación se han aplicado las correcciones clásicas de este tipo de estudios. Además de las reducciones de aire libre y de Bouguer, la corrección topográfica de cada estación se ha realizado hasta 167 km con los métodos clásicos. Se han obtenido así la anomalía de Bouguer completa para el conjunto de las estaciones, utilizando una densidad de reducción de 2.67 g/cm³ (Figura 2a).

Dado el particular entorno a nivel cortical de adelgazamiento en dirección N-S y la presencia de peridotitas (con densidad elevada) en la zona, se ha realizado un análisis estadístico por regresión polinómica de los datos de anomalía de Bouguer para determinar la tendencia regional. De acuerdo con los mapas de anomalías de Bouguer existente en la zona (Mezcua et al., 1996) y los modelos de corteza propuestos por Torné et al. (1992), se ha estimado como representativo de la tendencia regional de la anomalía de Bouguer aquella expresada por un polinomio de 2º orden (Figura 2b).

Una vez obtenido un mapa de anomalías regionales, se ha sustraído esta tendencia regional a la anomalía de Bouguer, obteniendo un mapa de anomalías residuales (Figura 2c), que se considera representativo de las variaciones de las densidades de los materiales a un nivel más superficial.

PRINCIPALES RASGOS DE LOS MAPAS DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

La cuenca de Málaga y su entorno presenta una complejidad cortical singular que queda reflejada en la distribución de

la anomalía de Bouguer (Fig. 2a), en la que se puede observar cómo, dentro de una gran variación de valores (desde -36 mGal hasta +78 mGal), los valores positivos se encuentran hacia el sur del área de estudio, con un fuerte gradiente hacia el SSE. Esta zona es la correspondiente a la Sierra de Mijas,

aunque se puede observar cómo el valor de anomalía sigue aumentando una vez pasada la vertiente sur de la sierra. Esta tendencia es el resultado del efecto que produce el adelgazamiento de la corteza junto con la presencia, tanto en afloramiento como en profundidad, de las peridotitas de Ronda, que

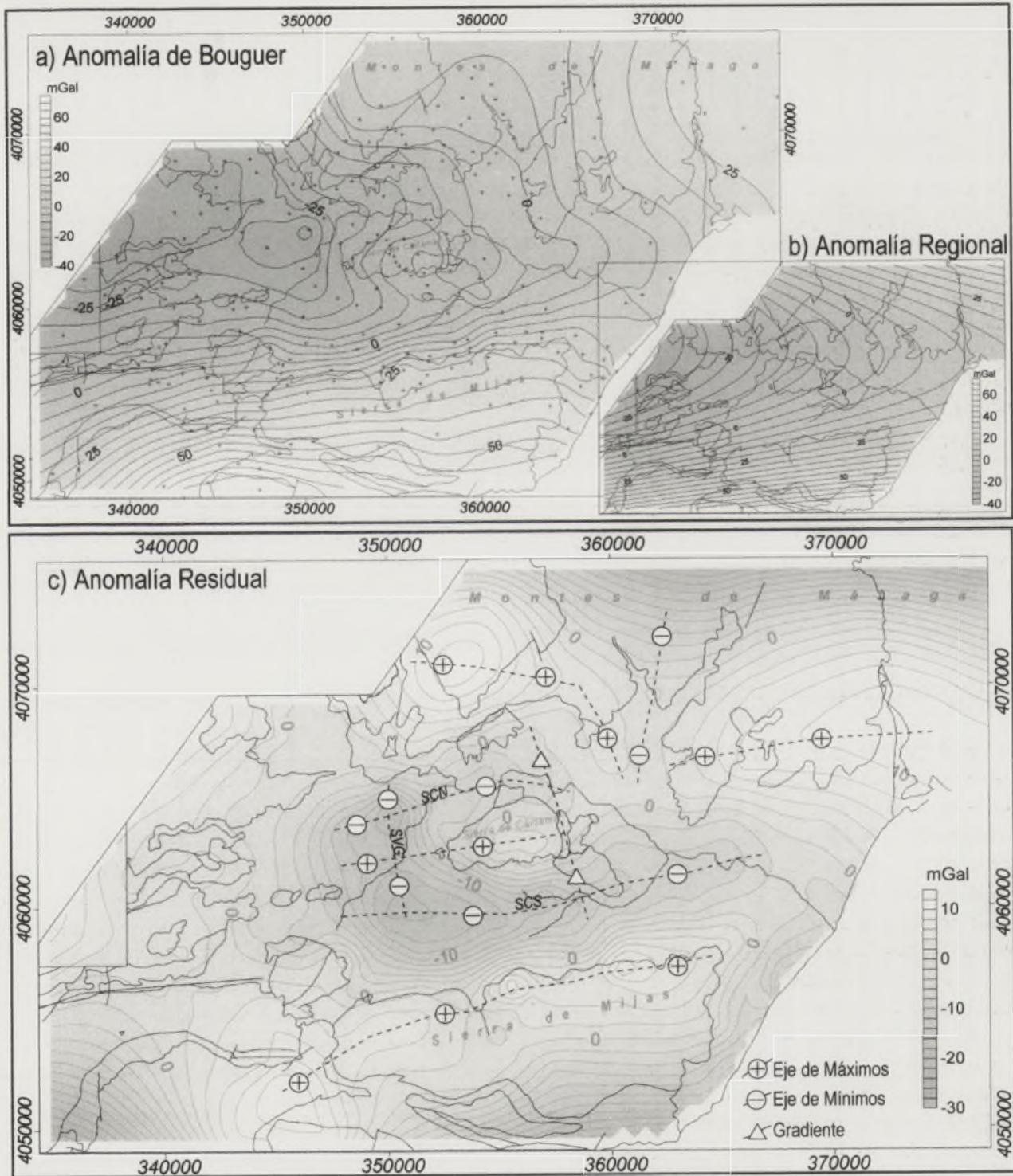


Figura 2. Mapas de anomalía gravimétrica. Como mapa de base se ha utilizado el mapa de contactos geológicos de la figura 1. a) Mapa de anomalía de Bouguer. Las cruces marcan los puntos de medida de gravedad. b) Mapa de anomalía regional (ajuste por polinomio de 2º orden). c) Mapa de anomalía residual (SCN: Subcuenca Norte; SCS: Subcuenca Sur; SVG: Surco de Villafranco de Guadalhorce. Ver explicación en el texto).

según otras campañas gravimétricas de carácter regional, producen un máximo de anomalía más al sur (Torné et al, 1992). En el borde septentrional de la cuenca parece definirse un cambio de tendencia de las isólinas de anomalía de Bouguer hacia el norte, donde aparece un gradiente bastante menos acusado orientado hacia el ENE. Ambos gradientes quedan marcados en el mapa de anomalía regional (Fig. 2b).

La cuenca de Málaga presenta una estructuración principal en dirección N70-80E. En ella se aprecia una notable asimetría en dirección N-S, como queda marcado en el mapa de anomalía residual (Fig. 2c.). Por un lado, la asimetría de la cuenca queda reflejada en la mayor potencia de sedimentos de una subcuenca Sur (SCS) –que queda representada por un eje de valores mínimo de anomalía residual –frente a una potencia menor de sedimentos en una subcuenca Norte (SCN), separadas por la Sierra de Cártama. Por otro lado, el borde sur de la cuenca queda marcado por un importante gradiente entre el eje de valores máximos del relieve de la Sierra de Mijas y el eje de valores mínimos de la SCS. Este gradiente marca la presencia de una falla en dicho borde, con un importante salto en la vertical. Por el contrario en el borde norte el valor de anomalía varía de una manera mucho más suave entre un eje de valores máximos al norte (Montes de Málaga) y el eje de mínimos que define la SCN. Esta asimetría de la cuenca es mucho más clara en su mitad oriental, donde desaparece el surco de la SCN. Esta desaparición ocurre a partir de una línea de dirección NNO-SSE, situada al Este de la Sierra de Cártama, que define también una disminución importante de la profundidad en la SCS, como queda reflejado en los valores de anomalía residual.

La Sierra de Cártama, como rasgo particular de la cuenca de Málaga, ocupa una posición media dentro de la cuenca marcando un eje de valores máximos de anomalía residual en dirección N70-80E. Los valores de anomalía residual que muestra la Sierra de Cártama quedan netamente limitados al Este por la línea NNO-SSE descrita anteriormente. Por el Oeste, el eje de valores máximos de anomalía se puede prolongar más allá de la zona de afloramiento de la sierra, hasta interferir con un importante surco sedimentario de dirección N-S, definido por un eje de valores mínimos (Surco Villafranco de Guadalhorce –SVG). Esta interferencia produce una duplicación del depocentro de la cuenca, ya que es en este surco en el que encuentran los valores mínimos de la cuenca, y por tanto el máximo espesor de sedimentos. Hay que destacar la no presencia de un gradiente significativo en el límite norte de la Sierra de Cártama, lo que no apoyaría la teoría de una falla de alto ángulo y desplazamiento significativo en la vertical en dicho límite.

Un rasgo importante a destacar sobre en el mapa de anomalía residual, es la aparición de unos ejes de valores máximos en los Montes de Málaga con una orientación aproximada E-O. La anomalía residual de estos relieves llega a ser más

elevada que la de la Sierra de Mijas, e incluso que los de las peridotitas de Sierra Alpujata. Esto lo atribuimos a la presencia a escasa profundidad de las peridotitas de la base del Manto de los Reales, manto aflorante en el núcleo del antiforme de Santi Petri (Booth-Rea, 2000). Estas peridotitas afloran según el mismo eje E-O pocos kilómetros más hacia el Oeste en La Robla (Fig. 1).

Además, en los Montes de Málaga se puede trazar un eje de valores mínimos en dirección casi N-S que separa los ejes de valores máximos. Este eje de mínimos coincide con la traza de uno de los sinclinales N-S de gran radio descritos entre otros por Estévez y Chamón, (1978). A ambos lados de este sinclinal aparecerían los correspondientes anticlinales, coincidiendo con los máximos de anomalía gravimétrica residual del anticlinal de Santi Petri y el anticlinal del río Guadalmedina. Estos máximos podrían estar relacionados con la cercanía a la superficie de las peridotitas del Manto de los Reales, que en la zona del sinclinal quedaría a más profundidad.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El principal rasgo tectónico de la cuenca de Málaga que se deduce del estudio gravimétrico es una falla de gran salto en la vertical con dirección N70-80E que limita el borde sur de la cuenca con la Sierra de Mijas. Esta falla ha sido descrita por varios autores (Andreo y Sanz de Galdeano, 1994; Sanz de Galdeano et al., 2001) como la continuación de la Falla de Albornoque, descrita inicialmente por Tubía (1988) como falla en dirección tipo dextral en el borde norte de la Sierra Blanca. Sanz de Galdeano et al. (2001) atribuyen un importante salto en la vertical de componente normal de esta falla para explicar el gran espesor de sedimento acumulado en la cuenca. En nuestra opinión este salto en la vertical estaría asociado a una componente inversa de la falla en concordancia con el estado de esfuerzos responsable del plegamiento post-mioceno de la Sierra de Cártama (Capote et al., 2002).

Otro rasgo importante desvelado por la gravimetría es la ubicación de dos depocentros en la cuenca en el eje de mínimos del surco Villafranco de Guadalhorce (SVG). La duplicación aparente de este depocentro se puede atribuir a la existencia de una falla inversa en profundidad que formaría el pliegue de la Sierra de Cártama y que afectaría al basamento de la cuenca.

En cuanto al borde norte de la cuenca de Málaga se puede concluir que las anomalías gravimétricas no evidencian la presencia de fallas de entidad regional en este límite de la cuenca. El cambio de en la dirección de las isólinas de anomalía residual a un lado y otro del límite oriental de la Sierra de Cártama, correspondería probablemente a una falla, quizá de tipo *transfer*, que individualiza dos bloques dentro de la cuenca: el bloque Oeste, en el que se incluye el pliegue de la Sierra de Cártama y los surcos de sedimentos con mayor espesor, y el bloque Este, donde los surcos sedimentarios pierden entidad.

Sobre el mapa de anomalía residual es posible distinguir en los Montes de Málaga, desde el anticlinal de Santi Petri hasta el del río Guadalmedina, la presencia de rocas peridotíticas de alta densidad situadas a escasa profundidad en los anticlinales de pliegues de gran radio con ejes N-S. Estos pliegues podrían estar asociados al tensor de esfuerzos pretortonense de dirección ONO-ESE (Sanz de Galdeano, 1990), que sería probablemente también el responsable del movimiento dextral de la falla de Albornoque. Durante el Tortonense este tensor comenzaría a rotar hasta disponerse según una compresión NNO-SSE en el Mesiniense. Con esta rotación de tensor, la falla de Albornoque empezaría a desarrollar cada vez más su componente inversa, hasta que finalmente el movimiento en dirección quedaría prácticamente bloqueado y pasaría a actuar como una falla inversa de alto ángulo. Bajo estas condiciones de compresión NNO-SSE se desarrollaría la actividad post-miocena del pliegue de la Sierra de Cártama, cuya falla asociada en profundidad podría interpretarse como una falla más moderna que la falla de Albornoque, a la cual se le estaría transfiriendo las tensiones producidas por el bloqueo de la falla principal.

AGRADECIMIENTOS

A David Gómez Ortiz y a Carmen Rey, por su inestimable colaboración para la realización de las campañas gravimétricas y procesado de datos. A Rosa Tejero por sus comentarios realizados sobre la interpretación de los mapas de anomalías gravimétricas.

REFERENCIAS

- Andreo, B. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Structure of the Sierra de Mijas (Alpujarride Complex, Betic Cordillera). *Annales Tectonicae*, VIII, 1: 23-35.
- Booth-Rea, G.; Azañón, J. M.; García-Dueñas, V.; Augier, R. y Sánchez-Gómez, M. (2003): A 'core-complex-like structure' formed by superimposed extension, folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain). *Comptes rendus Geoscience*, 335, 2: 265-274.
- Capote, R.; Insua Arévalo, J. M.; Martínez-Díaz, J. J.; Martín-González, F. y Tsige, M. (2002): La Sierra de Cártama: Pliegue con actividad reciente en las Béticas Occidentales (Hoya de Málaga). *Geogaceta*, 31: 135-138.
- Chamón, C. y Quinquer, R. (1976): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 1.052 (Alora)*. IGME, Madrid.
- Estévez González y Chamón, (1978): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 1.066 (Coín)*. IGME, Madrid.
- López Garrido, A. C. y Sanz de Galdeano, C. (1999): Neogene sedimentation and tectonic-eustatic control of the Málaga Basin, South Spain. *Journal of Petroleum Geology*, 22 (1): 81-96.
- Mezcuá, J.; Gil, A. y Benaroch R. (1996): *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*. IGN, Madrid. 7 pp.
- Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A. C. (1991): Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera) Regional Implication. *Geodinamica Acta (Paris)*, 5, 3: 173-186.
- Sanz de Galdeano, C.; Andreo, B. y López Garrido, A. C. (2001): Comment on the paper "Late exhumation stages of the Alpujarride Complex (western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes" by Sosson, Morillon, Bourgois, Féraud, Poupeau, Saint-Marc. *Tectonophysics*, 331: 413-417.
- Torné, M.; Banda, E.; García-Dueñas, V. y Balanyá, J. C. (1992): Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotitas, Betic-Rif orogenic belt). *Earth and Planetary Science Letters*, 110: 163-171.
- Tubía, J. M. (1988): Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de la peridotitas de Ronda. Parte IV: Deformaciones de las peridotitas de Sierra Alpujata. *Boletín Geológico y Minero*, XCIX-V: 715-747.

1900

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

...

Balance volumétrico de sedimentos neógenos y cuaternarios en el margen Sud-Ibérico: implicaciones tectónicas

L. Iribarren, J. Vergés, J. Fullea y M. Fernández

Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", CSIC. Lluís Solé Sabarís s/n, 08028 Barcelona. l. iribarren@ija.csic.es

ABSTRACT

The volume of sediments and the spatial and temporal distribution of the Neogene and Quaternary infill of the South Iberian margin basins, can be used to solve the relief evolution and to constrain the most appropriate tectonic model for the Betic-Alboran domain. We present the volumetric balance of the Alboran Sea basin, the Guadalquivir foreland basin and the intramontane basins of the Betics. The Alboran basin, infilled since Aquitanian times by Betic and Rif sedimentary contribution, represents the most important accumulation of sediments, with a volume of around 120.000 km³. The sediments in the Guadalquivir basin, Late Langhian to Quaternary in age, reach a volume of 20.500 km³. The total volume of the sediments in the intramontane basins is of 10.000 km³, containing both marine and continental facies. A preliminary analysis of the sedimentary environmental changes in the intramontane basins, suggests a migration of the continentalization from the suture of the internal and external Betics, towards the Alboran basin occurred from the Upper Tortonian to the Pleistocene.

Key words: Neogene basins, Betic-Rifian orogene, Guadalquivir, Alboran basin, Betic intramontane basins

INTRODUCCIÓN

La evolución neógena y cuaternaria del margen Iberia-África (Béticas, Rif, Mar de Alborán y Golfo de Cádiz) se ha explicado mediante diferentes modelos geodinámicos, a menudo antagonísticos. Entre estos se incluyen la delaminación litosférica (p.e. Mezcuca y Rueda, 1997), el colapso convectivo (p.e. Platt y Vissers, 1989) y subducción en distintas direcciones (p.e. Lonergan y White, 1997).

En este trabajo se presenta un primer balance volumétrico del relleno de las cuencas del Mar de Alborán, cuencas intramontañosas situadas en las Cordilleras Béticas y de la cuenca de antepaís del Guadalquivir. La distribución espacial de estos sedimentos así como su distribución en el tiempo deberían constreñir la evolución geodinámica durante el Neógeno y Cuaternario.

BALANCE VOLUMÉTRICO DE LAS CUENCAS SEDI-MENTARIAS

- **El Mar de Alborán** se encuentra situado entre la Cordillera Bética y el Rif, limitado al Oeste por el arco de Gibraltar. La profundidad actual del Mar de Alborán es de menos de 2000 m y existen diversas estructuras que compartimentan el fondo marino. El alto de Alborán, con una dirección NE-SW y una elevación que la hace emerger

localmente, divide la cuenca sedimentaria de Alborán en tres subcuencas: las cuencas del Oeste, Sur y Este.

En la cuenca de Alborán los sedimentos más antiguos son de edad Aquitaniense (Comas et al., 1992). La estructura irregular del basamento en esta cuenca, da lugar a la existencia de tres depocentros. En los dos depocentros situados tras el arco de Gibraltar, los sedimentos superan los 8.000 m de potencia. En un tercer depocentro situado al Sur de Granada se superan los 4.000 m de espesor. Estos tres depocentros pertenecen a la subcuenca del Oeste (Soto et al., 1996).

El volumen total de sedimentos obtenido para la cuenca de Alborán es de aproximadamente 120.000 km³ (Fig. 1A), distribuidos en un área de 71.600 km². El relleno se realiza por aportes sedimentarios que proceden tanto de las Béticas como del Rif.

- **La Cuenca del Guadalquivir** representa la cuenca de antepaís de la parte central y occidental de la Cordillera Bética y se genera por flexión litosférica como consecuencia del emplazamiento las láminas cabalgantes. Al Este la cuenca queda cerrada por los cabalgamientos de dirección NNE de la zona prebética.

La sedimentación comienza en el Langhiense superior (Berástegui et al., 1998) en un mar conectado con el Mediterráneo (Vera, 2000). A lo largo del Mioceno superior y

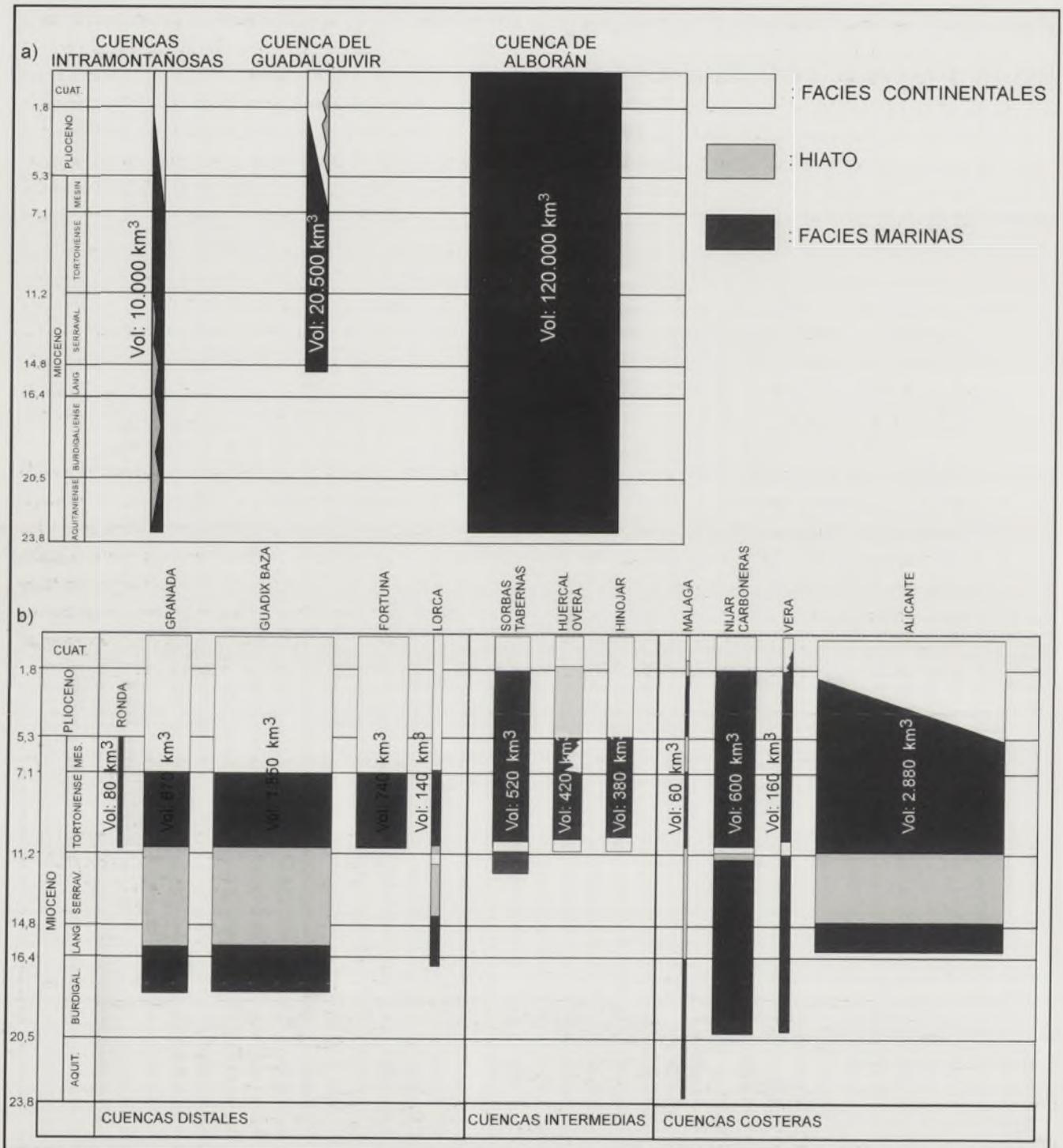


Figura 1. A. Volúmenes sedimentarios, edad del relleno sedimentario y edad del tránsito de marino a continental en la cuenca de Alborán, Guadalquivir y el total de las cuencas intramontañas. Los volúmenes son proporcionales a la escala horizontal. B. Volúmenes sedimentarios, edad del relleno sedimentario y edad del tránsito de marino a continental para algunas de las cuencas intramontañas. Los volúmenes son proporcionales en la escala horizontal.

Plioceno, la conexión se ve interrumpida y el mar se retira paulatinamente hasta la línea de costa actual.

Los resultados indican un volumen de 20.500 km³ (Fig. 1A) en la cuenca del Guadalquivir. El espesor medio de sedimentos es de más de 1.500 m, distribuidos de manera que las máximas profundidades se encuentran junto al con-

tacto con las zonas externas, adelgazándose en dirección opuesta y hacia el NE (Berástegui et al., 1998).

- **Las Cuencas Intramontañas** se distribuyen entre las distintas sierras que conforman la Cordillera Bética (Fig. 2), tanto sobre las zonas internas como las externas.

Presentan un relleno sedimentario neógeno y cuaternario, con marcado carácter sintectónico.

Algunas de las cuencas contienen sedimentos del Mioceno inferior y medio (Aquitaniense-Serravaliense), los cuales se encuentran plegados y erosionados. Estos sedimentos indican un ambiente marino y parecen formar parte de una "pre-cuenca" de Alborán, cuyos límites se extendían más allá de los actuales (Comas et al., 1992).

La actual configuración de las cuencas, así como el relleno principal tiene lugar a partir del Tortonense hasta la actualidad (Montenat et al., 1990; Vera, 2000). Las cuencas intramontañas son marinas durante el Tortonense y las primeras cuencas se continentalizan en el Tortonense superior. Durante el resto del Mioceno superior, Plioceno y comienzo del Pleistoceno se produce el tránsito de marino a continental en el resto de las cuencas. La edad de la continentalización es función de la posición de estas cuencas (Fig. 1b) distinguiéndose tres grupos con respecto a la distancia a la línea de costa: distales, las situadas a mayor distancia de la línea de costa actual del Mar de Alborán; intermedias, las situadas entre los dos grupos; y costeras, situadas junto a la línea de costa.

En cuanto a las distales, se distinguen dos subgrupos en función de su evolución: la cuenca sedimentaria de Ronda,

por un lado, y las cuencas situadas sobre el límite entre zonas internas y zonas externas de la Cordillera Bética (Granada, Guadix-Baza, Fortuna y Lorca), por otro. La cuenca de Ronda se mantuvo unida a la del Guadalquivir hasta que finalizó su sedimentación en el Mesiniense y toda la serie es de carácter marino. Sin embargo, el resto de las cuencas distales muestran un cambio marino continental, entre el Tortonense superior y el Mesiniense, y una sedimentación continental continua hasta la actualidad.

No obstante, el tránsito de marino a continental se realiza de distintas maneras. Así, las cuencas de Granada y Guadix-Baza sufrieron levantamiento, como queda constatado por la altura de hasta 1.600 metros a la que se encuentran actualmente los últimos sedimentos marinos (Braga et al., 2003). Por el contrario, las cuencas de Fortuna y Lorca, no registran levantamiento (Garcés et al., 2001).

En las cuencas costeras, la sedimentación marina continúa a lo largo del Mesiniense y el Plioceno, en Málaga, Níjar y Alicante y hasta el Pleistoceno en Vera. Entre las cuencas intermedias, la de Sorbas-Tabernas contiene sedimentos marinos hasta el Plioceno, la de Hinojar hasta el Tortonense superior y la de Huercal-Overa pasa de los sedimentos marinos del Tortonense, a los continentales del Plioceno, con un hiato durante el Mesiniense.

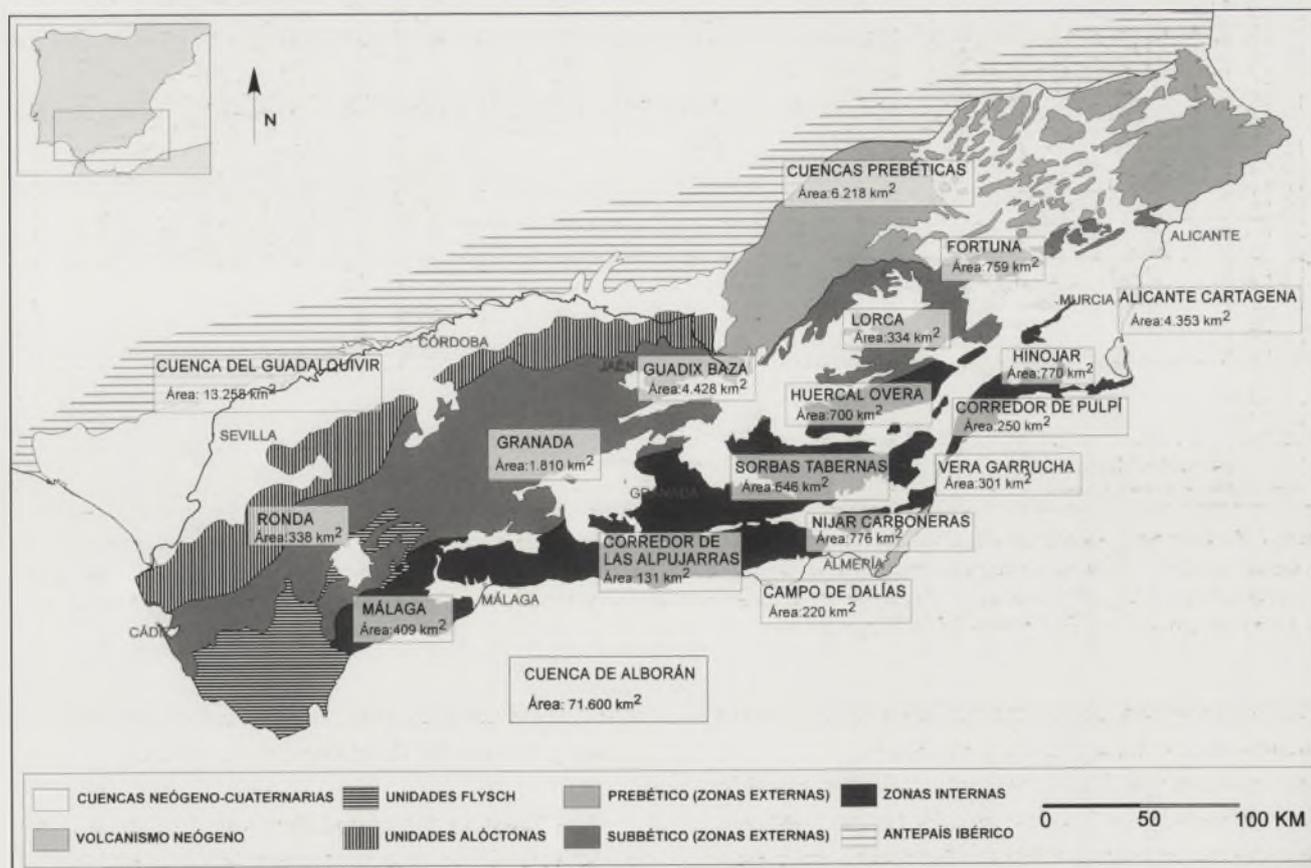


Figura 2. Mapa de localización y extensión de las cuencas intramontañas, cuenca del Guadalquivir y Alborán.

Los volúmenes obtenidos en estas cuencas suman un total de casi 10.000 km³ (Fig. 1a). El máximo volumen de sedimentos se encuentra en la cuenca de Alicante-Cartagena, con 2.880 km³, que es junto a Guadix-Baza, la cuenca de mayor extensión (Fig. 2). Sin embargo, las cuencas que presentan mayores espesores medios de sedimentos (de 800 a 900 m) y son Fortuna y Sorbas-Tabernas.

CONCLUSIONES

- El conjunto de las cuencas sedimentarias del Mar de Alborán presentan alrededor de 120.000 km³ de sedimentos neógenos y cuaternarios. Sin embargo, no se ha separado la contribución de sedimentos del margen ibérico de la del margen africano. Las cuencas intramontañosas de las cordilleras béticas contienen un relleno de casi 10.000 km³, mientras que la cuenca del Guadalquivir presenta alrededor de 20.500 km³.

- De forma preliminar, la evolución de las cuencas intramontañosas a lo largo de una transversal perpendicular a la estructura, muestra que las cuencas situadas entre las zonas internas y externas de las Cordilleras Béticas, y por tanto más alejadas a la línea de costa actual, emergen en primer lugar, hacia finales del Tortoniense superior (~7,1 m.a.). Las cuencas situadas en la zona costera emergen al final del Plioceno e incluso en el Pleistoceno (0,01-3,6 m.a.).

- Cualquier modelo tectónico que trate de explicar la formación y evolución de las Cordilleras Béticas, deberá tener en cuenta, tanto el balance volumétrico de los sedimentos presentado, como la dirección de migración del levantamiento tectónico y emersión de las cuencas sedimentarias.

REFERENCIAS

- Berástegui, X., Banks, C., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. y Fernández, M. (1998): Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. (A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher y M. Fernández, eEd.). London, Geological Society Special Publications. 134: 49-68.
- Braga, J.C., Martín, J.M. y Quesada, C. (2003): Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50: 3-26.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992): Neogene extensional tectonic evolution of the Alboran basin from MSC data. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 157-164
- Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J. (2001): Chronostratigraphic framework and evolution of the Fortuna basin (Eastern Betics) since the Late Miocene. *Basin Research*, 13: 199-216.
- Lonergan, L. y White, N. (1997): Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3): 504-522.
- Mezcua, J. y Rueda, J. (1997): Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea. *Geophysical Journal International*, 129: F1-F8.
- Montenat, C. (coord) (1990): *Les Bassins Néogènes du Domaine Betique Oriental (Espagne). Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement*. Doc. et Trav. IGAL, 12-13: 392 pp.
- Platt, J.P. y Vissers, R.M.L. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17(6): 540-543.
- Soto, J.I., Comas, M.C. y de la Linde, J. (1996): Espesor de sedimentos en la cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida. *Geogaceta*, 20(2): 382-385.
- Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Revista Sociedad Geológica España*, 13(2): 345-373.

Vegetación y clima durante el Mioceno medio en Europa central a partir del análisis polínico

G. Jiménez Moreno^{1,2}

1. Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Fuente Nueva S/n, 18002 Granada (España). gonzaloj@ugr.es

2. Laboratoire PaléoEnvironnements et Paléobiosphère, UMR CNRS 5125, Université Claude Bernard – Lyon I, 27-43 boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne (Francia).

ABSTRACT

A palynological study, using pollen grains, spores and dinoflagellate cysts, is being carried out in sections from the middle Miocene age along the European alpine arc. The preliminary data of the pollen spectra show that the vegetation was quite homogeneous all over the central European area (from Switzerland to Hungary). A subtropical forest can be characterized by high percentages of 1) Taxodiaceae (Taxodium type), 2) deciduous Quercus and Juglandaceae (Engelhardia and Carya mainly) and 3) presence with variable abundance of Cathaya and middle-high altitude elements (Tsuga, Cedrus, Abies and Picea). Consequently can be inferred: 1) a swampy environment is frequent on the edge of the middle Miocene basins, 2) an evergreen and deciduous mixed forest in the low mountains; and 3) a middle-high altitude vegetation in some of the sections.

Key words: Central Europe, Middle Miocene, Pollen, Vegetation, Climate.

INTRODUCCIÓN

Han sido pocos los estudios palinológicos realizados en materiales pertenecientes al Mioceno medio en Europa. Los trabajos previos tienen un marcado carácter geográficamente local. Muchos, además, utilizan una taxonomía inadecuada con una nomenclatura no botánica o morfológica en la deter-

minación de los granos de polen, por ello la posterior interpretación en términos climáticos se hace compleja. En este estudio se propone realizar un análisis palinológico en el que se lleva a cabo una clasificación botánica de los granos de polen. Se han escogido secciones y sondeos continuos, bien datados por otros métodos, localizados a lo largo del arco alpino europeo en Europa central (Fig. 1). El objetivo es obtener una



Figura 1. Mapa de Europa central en donde se muestran las áreas de estudio. En algunas áreas se pueden incluir varias secciones o sondeos. 1, Molasa de Saboya; 2, Molasa Suiza (Ponts de Martel, Le Locle, Vermes, Fribourg); 3, cuenca de Viena (secciones y sondeos); 4, cuenca Panónica (sondeo Tengelic 2, sondeo Hidas 1); 5, cuenca Dácica; 6, Bulgaria.

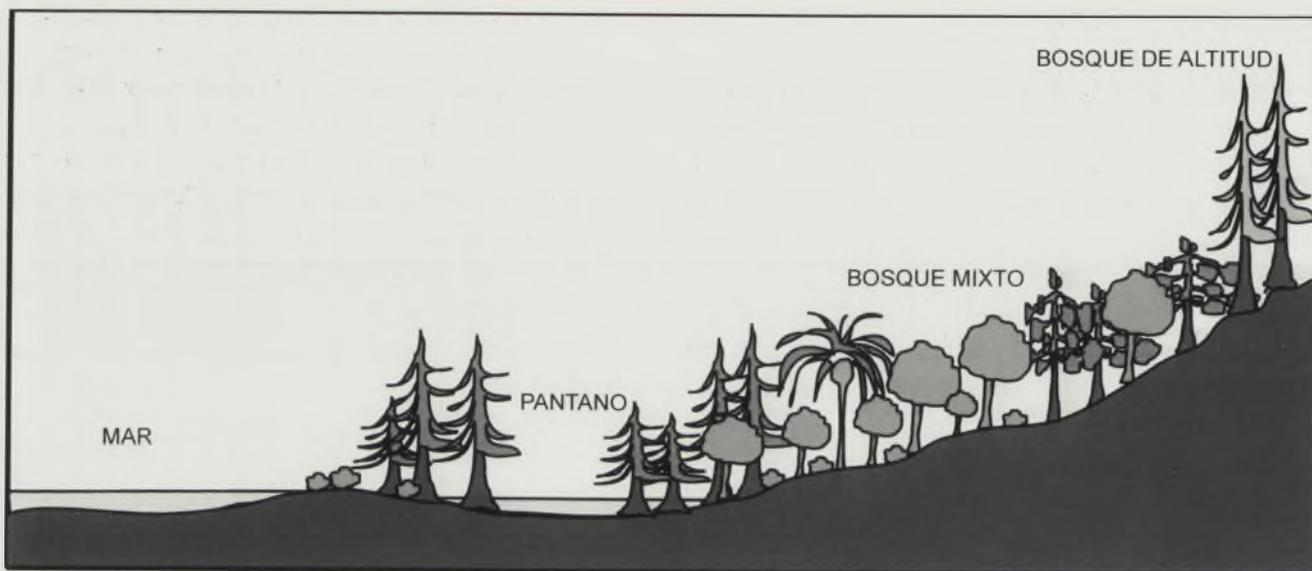


Figura 2. Esquema de la organización de la vegetación en el bosque subtropical-templado durante el Mioceno medio en Europa (ver explicación en el texto).

visión amplia y general de cómo se estructura la vegetación en estas latitudes y discernir para esa edad a) si existen particularidades en distintas áreas dependiendo de su localización geográfica, b) si existen cambios de la vegetación a lo largo del tiempo y, c) posteriormente sacar conclusiones climáticas.

CONTEXTO CLIMÁTICO Y TECTÓNICO

El Mioceno medio es un periodo de tiempo crucial con respecto al clima. Es bien conocido por todos el enfriamiento climático global durante el Serravalliense (± 14 m.a.). El δO^{18} sufre un incremento (Miller y Feigenson, 1991) y el nivel eustático global se caracteriza por una caída (Haq et al., 1987) en relación a una glaciación antártica. También, durante este periodo de tiempo comienzan a erigirse relieves (orogénia alpina) debidos a la colisión de las placas africana y euroasiática.

VEGETACIÓN

Todas las secciones estudiadas, que se localizan en Europa central (Hungria, Eslovaquia, Austria, Suiza), muestran espectros polínicos, a lo largo del Mioceno medio, que corresponden a una vegetación en la que dominan los elementos característicos de ambientes templados (*Quercus*, *Carya*, *Alnus*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Acer*, etc.). A su vez existe una abundancia de elementos subtropicales (*Engelhardia*, *Sapotaceae*, *Myrica*, *Taxodiaceae*, etc.) y una presencia de elementos tropicales (*Acanthaceae*, *Meliaceae*, *Rutaceae*, *Mussaenda*, *Euphorbiaceae*, *Rubiaceae*, etc.). En todos los casos *Cathaya*, una gimnosperma que actualmente sólo vive en los bosques subtropicales-templados del sur de China, es bastante abundante.

CONCLUSIONES

Estructura de la Vegetación

En los espectros polínicos se encuentran juntos taxones que actualmente viven en ambientes diferentes (Fig. 2). Esto se debe al transporte de los granos de polen desde diferentes áreas. El mejor ejemplo actual de cómo se estructuraría la vegetación en esta región es la organización típica por cinturones altitudinales en el bosque subtropical-templado del sur de China (Suc et al., 2002). En nuestros espectros encontramos una vegetación típica de:

- zonas pantanosas a baja altitud que estaría representada por *Taxodium*, *Myrica*, *Sapotaceae*, *Engelhardia*, *Symplocos*, etc.,
- bosque mixto "evergreen" y caducifolio, topográficamente más alto, caracterizado por *Quercus* de hoja caduca, *Fagus*, *Acer*, *Juglandaceae* (*Engelhardia* y *Carya*), *Ilex*, *Hamamelidaceae*, *Menispermaceae*, *Alnus*, etc.,
- bosque de altitud media-alta deducido a partir de la presencia de *Cathaya*, *Tsuga* y *Cedrus* (altitud media) y *Abies* y *Picea* (altitud elevada).

Clima

La presencia de taxones de tipo tropical y el gran número de taxones de tipo subtropical y templado nos hacen pensar que en gran parte de la región estudiada existía un clima de tipo subtropical continuación del existente en épocas anteriores.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Jean-Pierre Suc su gran esfuerzo para que este proyecto se lleve a cabo, a Pascual Rivas por sus comentarios acerca del texto y a Jodi Eckart por su ayuda a la hora de traducir el resumen al inglés.

REFERENCIAS

- Haq B.U., Hardenbol J. y Vail P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1166.
- Miller K.G. y Feigenson M.D. (1991): Miocene isotope reference section, DSDP Site 608: an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution. *Paleoceanography*, 6 (1): 33-52.
- Suc, J.-P., Zheng, Z. y Jiménez Moreno, G. (2002): Vegetation of southwestern Europe during the Early-Middle Miocene: is the modern tropical to temperate Chinese vegetation a reliable model? The pollen evidence. "The Middle Miocene Crisis" EEDEN-Meeting, Frankfurt a.M., 14-16 November.

Faint header text at the top of the page, possibly including a title or page number.

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, located in the lower half of the page.

Faint text at the bottom of the page, possibly a footer or page number.

Tertiary tectonic-sedimentary characters of the Algarve margin (SW Iberia)

F.C. Lopes y P. Proença Cunha

Departamento de Ciências da Terra, Univ. Coimbra; Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra, Portugal. fcarlos@ci.uc.pt; pcunha@ci.uc.pt.

ABSTRACT

The study of the Algarve margin on the basis of multichannel seismic profiles and petroleum exploration wells illustrates the seismic stratigraphy and tectonics of this region. A correlation with the sedimentary record of the near Portuguese and Spanish areas is proposed. This study provides an integrated view of the geodynamic evolution of this margin, in the context of the Africa-Eurasia plate boundary in the Gulf of Cadix.

Key words: seismic stratigraphy; Algarve margin; tectonics; basin analysis; Tertiary.

INTRODUCTION

The Algarve margin is located in the southwestern margin of Iberia and it forms, together with the Spanish southwestern margin, the northern margin of the Gulf of Cadix. Its complex geodynamic evolution, particularly during the Cenozoic, results from the interaction between the Africa-Iberia convergence along the eastern segment of the Azores-Gibraltar fracture zone (transpressive context) and the westward migration of the Gibraltar arc (e. g. Sanz de Galdeano, 1990; Ribeiro et al., 1990). From a detailed interpretation of multichannel seismic (MCS) profiles, and gravity and seismological analysis, the Cenozoic of the Algarve Continental margin has been studied, mainly in what concerns: i) its seismic stratigraphy, ii) its main structural features and iii) its tectonic-sedimentary evolution in the context of the Africa-Eurasia plate boundary (Lopes & Cunha, 2000; Lopes, 2002). The present work is a review of the tectonic-sedimentary study.

SEISMIC UNITS, MAIN ACTIVE STRUCTURES AND GEOLOGIC EVOLUTION

Seven main seismic units were identified (Fig. 1) and their age has been interpreted on the basis of the biostratigraphic data provided by five commercial wells drilled in the margin (*Imperador-1*, 1976; *Ruivo-1*, 1975; *Corvina-1*, 1976; *Algarve-1*, 1982; *Algarve-2*, 1982) and their geometrical position in relation to the front of the Gibraltar Olistostrome: A – Mesozoic; B – late Campanian-middle Eocene; C – upper Eocene-lowermost Miocene; D – upper Aquitanian-lower Tortonian; E – upper Tortonian-Messinian; F – Zanclean; G – Piacenzian-Recent. These units are bounded by six main seismic discon-

tinuities, respectively designated from H_0 to H_5 , corresponding to angular or erosional unconformities.

During the Cenozoic, the geodynamic evolution of the Algarve margin is controlled by two major tectonic structures (e.g. Lopes, 2002): a) the Portimão-Monchique fracture zone (striking N-S); b) the S. Marcos-Quarteira fault (SMQF) (striking N40°W) that separates two tectonic domains: the western domain (with N-S and E-W predominant structures and, secondarily, NW-SE and NE-SW) and the eastern domain (dominated by WSW-ENE, NW-SE, NE-SW, NNE-SSW and NNW-SSE structures). Thrust systems are concentrated in the eastern domain, and they generally exhibit a southward or southeastward vergence. This tectonic signature has been attributed: i) to the proximity of the Betic orogen; ii) to the SMQF that acts as a buttress fault to the westward propagation of the compression linked to the Gibraltar Arc; iii) to the proximity of the front of the Gibraltar Olistostrome. A persistent halokinetic activity occurred in the margin during two major episodes: a) sin-C unit; b) sin- and post-E unit. An increasing flexuration of the margin was also identified, with spatial and temporal variation of the subsidence. The tectonic regime is considered as generally compressive, but some variations of the magnitude and of the orientation of the s_1 were deduced. The interpretation of the successive stress-fields is rendered difficult by the existence of tectonic sub-domains and evaporitic structures.

CORRELATION WITH THE SEDIMENTARY RECORD OF THE NEAR PORTUGUESE AND SPANISH AREAS

The correlation between the onshore Cenozoic lithostratigraphic units (Antunes et al., 2000) and the offshore seismic

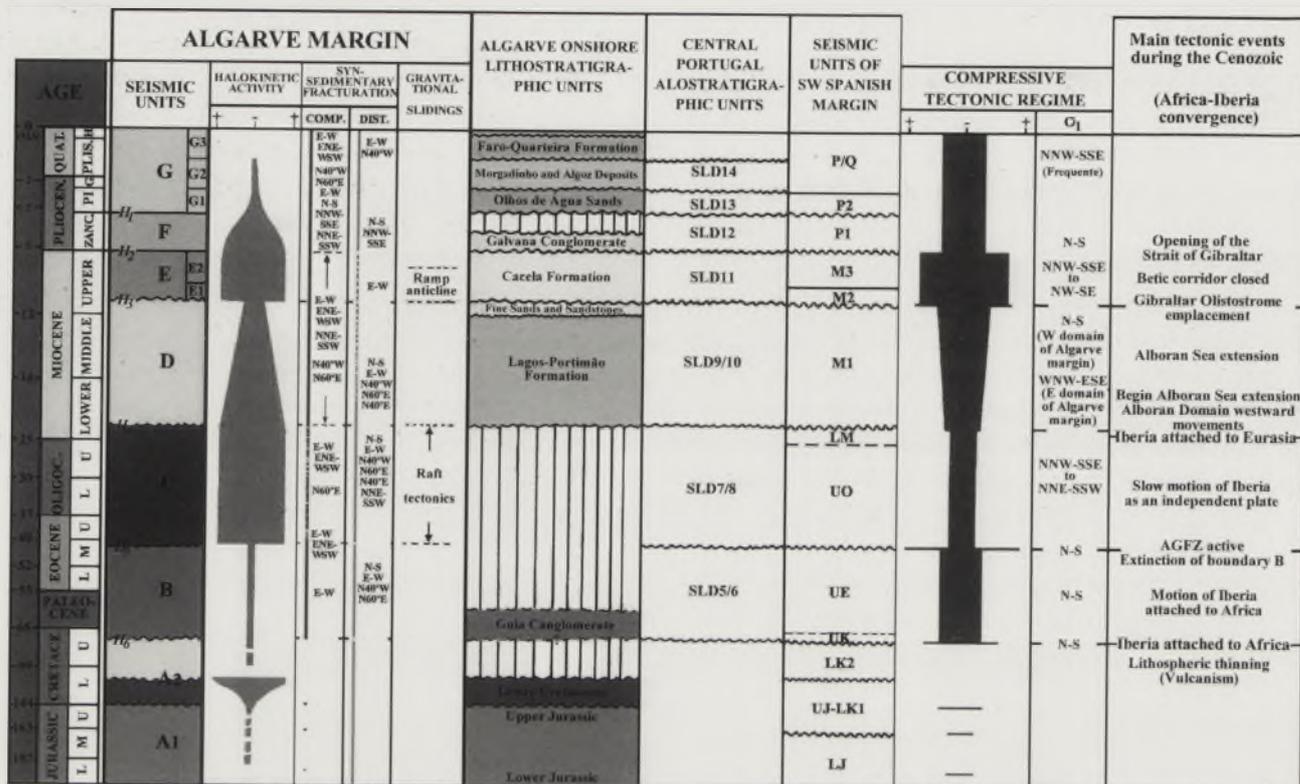


Figure 1. Synthesis of the tectonic-sedimentary characters of the Algarve Cenozoic margin. Seismic units and unconformities are correlated with the onshore lithostratigraphic units (Antunes et al., 2000), with the main sedimentary unconformities established in central Portugal (Cunha, 1992) and with the Spanish seismic units (Maldonado et al., 1999). Tectonic events and relative motion of Iberia and Africa are correlated with the development of the seismic units (modified from Lopes, 2002).

units has been recently established (Lopes, 2002) (Fig. 1): subunit G3 corresponds to the Faro-Quarteira Formation; subunit G2 corresponds to the Morgadinho and Algoz deposits; subunit G1 corresponds to the Olhos de Água sands; lower section of unit F corresponds to the Galvana Conglomerate; unit E corresponds to the Cacela Formation; upper section of unit D corresponds to the Fine sands and sandstones with Glauconite; and lower and middle sections of unit D corresponds to the Lagos-Portimão Formation. Units B and C should not have onshore equivalents.

The seismic unconformities identified in the Algarve margin were also correlated with the main sedimentary unconformities established in central Portugal (Cunha, 1992), namely (Fig. 1): H_1 correlates to the base of SLD13; H_2 correlates to the base of SLD12; H_3 correlates to the base of SLD11; H_4 correlates to the base of SLD9; H_5 correlates to the base of SLD7; H_6 correlates to the base of SLD5 (Lopes, 2002).

Finally, the comparative study between the Algarve and Spanish continental margins of the Gulf of Cadiz (Lopes, 2002) has enabled the correlation between the Cenozoic seismic units identified in both margins (Spanish seismic units proposed by Maldonado et al., 1999) (Fig. 1): subunits G2 and G3 corresponds to the unit P/Q; subunit G1 corresponds to the unit P2; unit F corresponds to unit P1; sub-unit E2 corres-

ponds to the unit M3; subunit E1 corresponds to the unit M2; unit D corresponds to the unit M1; unit C corresponds to the unit UO-LM; unit B corresponds to the unit UK-UE.

CONCLUSIONS

The Cenozoic seismic units identified in the Algarve margin, deformed by active tectonic structures and bounded by unconformities related with the tectonic events that affected the southwestern border of Iberia, allowed the interpretation of the regional tectonic-sedimentary context. These units can be correlated with the sedimentary records in nearby areas and integrated in a more complete model for the evolution of the complex AGFZ. Interpretation of the spatial and temporal variations of the stress-field is complicated by the existence of tectonic sub-domains (bounded by important fault zones), expressed by different compressive and distensive block interactions, and by evaporitic structures. This coexistence during the Cenozoic, but specially during the Miocene, also occurs in many other regions of the Gulf of Cadiz; and is considered a consequence of the interaction between the convergence of Africa and Eurasia along the AGFZ (transpressive context) and the westward migration of the mountain front of the Gibraltar Arc, which causes a radial trajectories of s_1 around the arc.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was done in the scope of the Centro de Geociências da Univ. Coimbra and in the project POCTI/CTA/38659/2001, approved by the Fundação para a Ciência e Tecnologia and POCTI, sponsored by the FEDER.

REFERENCES

- Antunes, M.T., Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L. and Stevens, M. (2000): The Neogene of Algarve. *Ciências da Terra, (U. N. L.)*, 14: 277-288.
- Cunha, P. Proença (1992): *Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra*. Tese de Doutoramento na Universidade de Coimbra, 262 p.
- Lopes, F.C. (2002): *Análise tectono-sedimentar do Cenozóico da Margem Algarvia*. Tese de Doutoramento na Universidade de Coimbra, 593 p.
- Lopes, F.C. and Cunha, P. Proença, (2000): Estratigrafia sísmica do Cenozóico na Plataforma Continental Algarvia: interpretação do controle tectónico da sedimentação. *Ciências da Terra, (U. N. L.)*, 14: 257-276.
- Maldonado, A., Somoza, L. and Pallarés, L. (1999): The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155: 9-43.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, M.C., Manuppella, G. and Phipps, S. (1990): A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.

Main body of faint, illegible text, likely the primary content of the document.

A section of faint text, possibly a sub-section or a specific paragraph.

A line of faint text, possibly a separator or a specific heading.

A larger block of faint text, possibly containing a list or detailed information.

A final section of faint text at the bottom of the page.

Estratigrafía de los depósitos arcósicos en el sector occidental de la Cuenca de Madrid

F. López Olmedo¹, A. Díaz de Neira², A. Martín Serrano¹, J. P. Calvo³, J. Morales⁴ y P. Peláez-Campomanes⁴

1. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid
2. Informes y Proyectos S.A. (Inypsa), c/ General DÍez Porlier, 49, 28001 Madrid
3. Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid
4. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, c/ José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid

ABSTRACT

The western part of the Madrid Basin shows widespread arkosic deposits of Neogene age characterized by a massive appearance. On the basis of detailed geological mapping, five main stratigraphic units, ranging the Lower and Middle Miocene, have been distinguished in the area. These units can be correlated with the major Neogene units defined in the Madrid Basin. The stratigraphic correlation has been favoured by recent findings of mammal localities in the area.

Key words: stratigraphy, arkoses, mammal localities, Neogene, Madrid Basin

INTRODUCCIÓN

El sector occidental de la Cuenca de Madrid, situada en el centro de la Península Ibérica, se caracteriza por la presencia de abundantes depósitos arcósicos de edad neógena. La relativa homogeneidad composicional y de facies de estos materiales ha hecho problemática la confección de un esquema litoestratigráfico de carácter general para esta zona de la cuenca, impidiendo su correlación estratigráfica con las unidades neógenas mayores distinguidas en la Fosa del Tajo (Junco y Calvo, 1983; Ordóñez et al., 1991; Alonso-Zarza y Calvo, 2002). A esa dificultad ha contribuido también la escasez de yacimientos paleontológicos con los que datar los depósitos arcósicos, siendo el yacimiento de Torrijos (Aguirre et al., 1982) el único conocido en la zona hasta hace unos pocos años. Muy recientemente, Sesé y Jiménez-Rodrigo (2002) han puesto de manifiesto la presencia de varios yacimientos de edad Oligoceno superior al suroeste de Talavera de la Reina.

Los antecedentes sobre las características geológicas del registro sedimentario neógeno en el sector occidental de la cuenca no son abundantes. Destacan los trabajos llevados a cabo en los años setenta por Martín Escorza y Hernández Enrile (1972), Martín Escorza et al. (1973) y Martín Escorza (1974). Por su carácter general, relativo a la composición de los materiales terrígenos terciarios de la Cuenca de Madrid, es de señalar el trabajo de Benayas et al. (1960).

En esta contribución se presentan los nuevos datos y resultados obtenidos durante la realización de la cartografía geológica a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA) de cinco hojas

(Villaluenga, Torrijos, Métrida, Fuensalida y Móstoles) situadas al suroeste de Madrid (Fig. 1). Se describe el conjunto de unidades estratigráficas de carácter informal reconocidas en los depósitos arcósicos y su integración en un esquema lito- y cronoeestratigráfico de entidad regional. Las precisiones bioestratigráficas que se presentan son el resultado del hallazgo de ocho nuevos yacimientos de vertebrados en el área considerada.

MARCO GEOLÓGICO Y DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Cuenca de Madrid forma parte, junto con la Depresión Intermedia o Cuenca de Loranca, de la Fosa del Tajo, situada en el centro de la Península Ibérica. La cuenca está rellenada por una potente sucesión de depósitos terciarios, cuyo espesor alcanza los 3.500 m en las proximidades del Sistema Central (Junco y Calvo, 1983). Tanto los materiales graníticos y metamórficos del Sistema Central como de los Montes de Toledo suministraron abundantes depósitos arcósicos que quedan ampliamente extendidos desde el meridiano de la ciudad de Madrid hacia el oeste. Los materiales arcósicos aflorantes de edad Mioceno pasan lateralmente a depósitos arcillosos, calcáreos y evaporíticos lacustres en partes centrales de la cuenca (Ordóñez et al., 1991).

La sucesión estratigráfica miocena de la Cuenca de Madrid ha sido dividida en tres unidades mayores (Junco y Calvo, 1983; Alonso-Zarza y Calvo, 2002). La Unidad Inferior abarca desde el Ramblense hasta el Aragoniense medio, situándose en discordancia angular sobre materiales paleóge-

nos. La Unidad Intermedia (Aragoniense medio-Vallesiense inferior) se dispone en disconformidad sobre la unidad infra-yacente. La Unidad Superior, separada por una disconformidad erosiva a techo de la Unidad Intermedia, abarca el Vallesiense superior-Turolense. Las características litológicas y sedimentológicas de estas unidades miocenas, sobre todo en lo que se refiere a los complejos lacustres aflorantes en partes centrales de la cuenca, están resumidas en Calvo et al. (1989).

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DISTINGUIDAS

La diferenciación de unidades dentro de los materiales arcósicos que se extienden en la zona sur-occidental de la Cuenca de Madrid es el resultado de la cartografía de detalle realizada en la región. Los límites entre unidades aparecen definidos por cambios en la tendencia evolutiva en la vertical de la granulometría de los depósitos arcósicos y facies asociadas (Fig. 2). Las características litológicas de estas unidades son, de forma resumida, las siguientes:

Unidad de arcosas y lutitas rojizas de El Carpio

Los afloramientos de esta unidad se encuentran restringidos a los valles de los ríos Tajo y Alberche, estando mejor expuestos en las proximidades de la localidad de El Carpio. El

límite inferior de la unidad aparece cubierto. Litológicamente, consiste en arenas cuarzo-feldespáticas (arcosas) de grano grueso a medio, localmente con cantos de rocas ígneas dispersos. Las arenas presentan aspecto masivo, con discontinuidades muy tendidas que individualizan cuerpos arenosos de 2-3 m de potencia en los que se reconoce estratificación cruzada a pequeña y mediana escala. A techo de la unidad son más frecuentes niveles de limos rojizos y algunos paleosuelos carbonatados. La edad de esta unidad, que cubre buena parte de, al menos, el Aragoniense inferior, se ha establecido sobre la base de los yacimientos de mamíferos encontrados en la unidad suprayacente.

Unidad de arcosas con cantos y conglomerados del Embalse de Castrejón

La mejor exposición de esta unidad se encuentra en los taludes del Embalse de Castrejón, próximo a la localidad de La Puebla de Montalbán. Los conglomerados, de cantos cuaríticos, areniscas cuarzo-feldespáticas y lutitas que forman la unidad se organizan en ciclos superpuestos de unos 10 m de espesor. Los niveles lutíticos a techo de cada ciclo presentan abundantes rasgos pedogénicos. El conjunto de materiales detríticos corresponde a un sistema de abanicos aluviales, quedando en particular bien expuestos los depósitos de ambientes

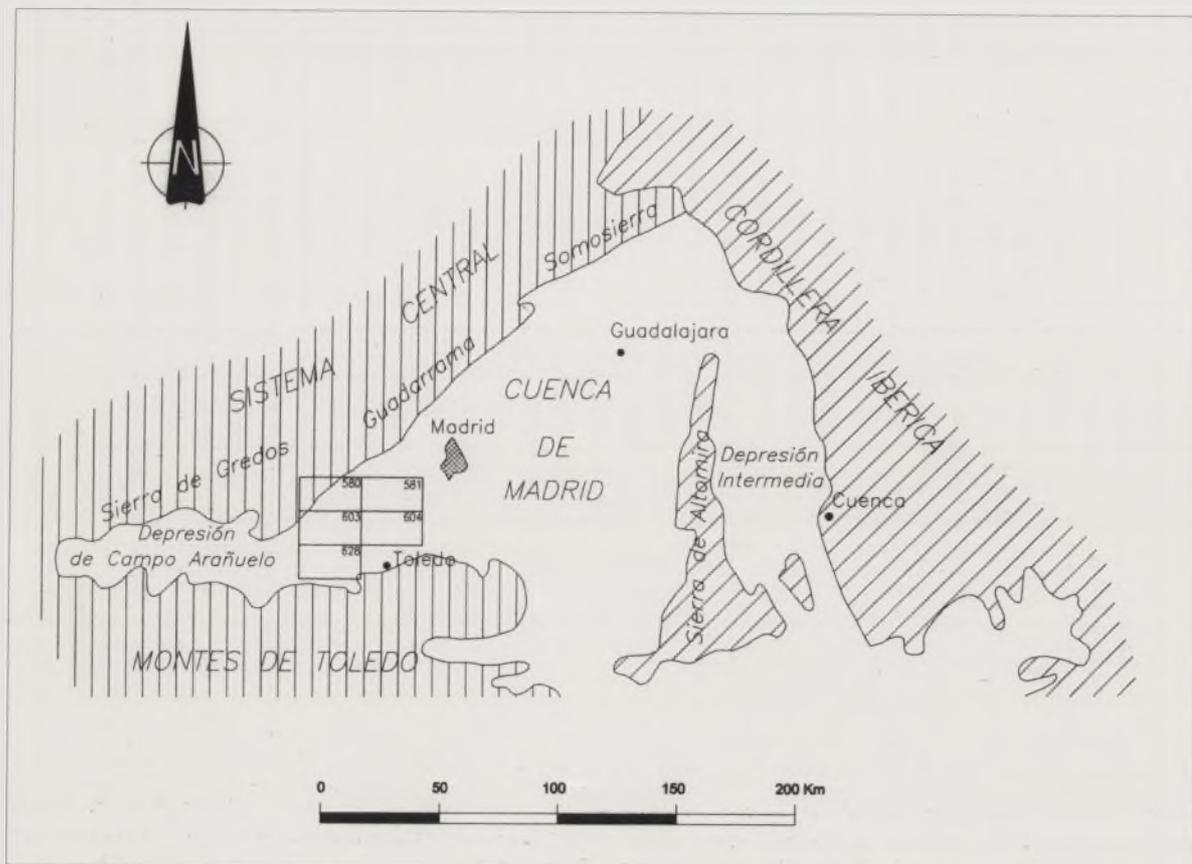


Figura 1. Situación geográfica del área estudiada, con indicación de los números de hojas geológicas a escala 1/50000 (Nº 580, Mérida; Nº 581, Móstoles; Nº 603, Fuensalida; Nº 604, Villaluenga; Nº 628, Torrijos).

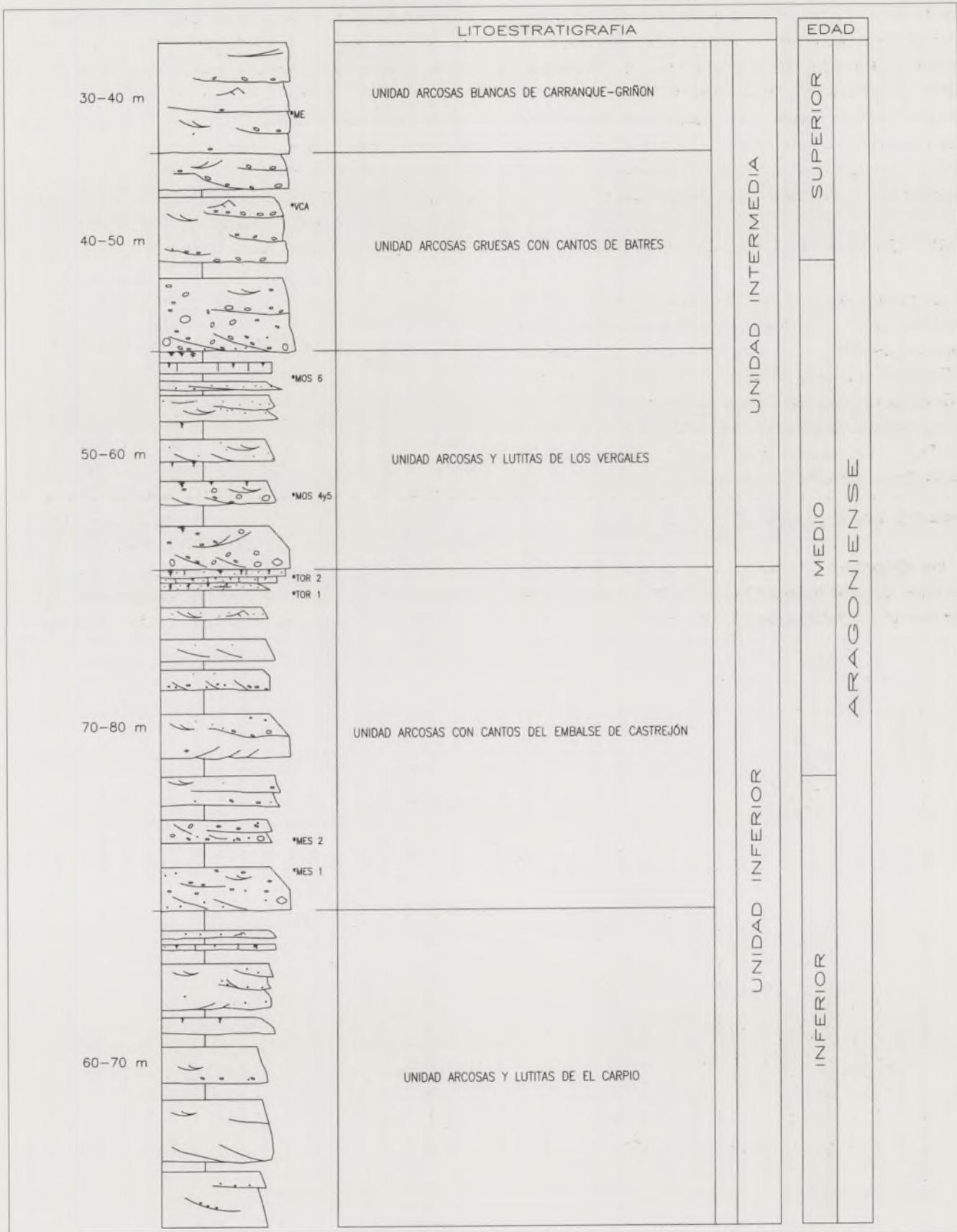


Figura 2. Columna litoestratigráfica general de los depósitos arcósicos miocenos en el sector occidental de la Cuenca de Madrid y su correlación con las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno definidas en el conjunto de la cuenca. A la izquierda de la columna se indican los intervalos de espesor de las diferentes unidades distinguidas. Los códigos señalados a la derecha de la columna corresponden a los yacimientos de Vertebrados de Mesegar (ME1, ME2), Torrijos (TOR1, TOR2), Móstoles (MOS4, MOS5, MOS6), Villaluenga-Cerro del Aguila (VCA) y Moraleja de Enmedio (ME).

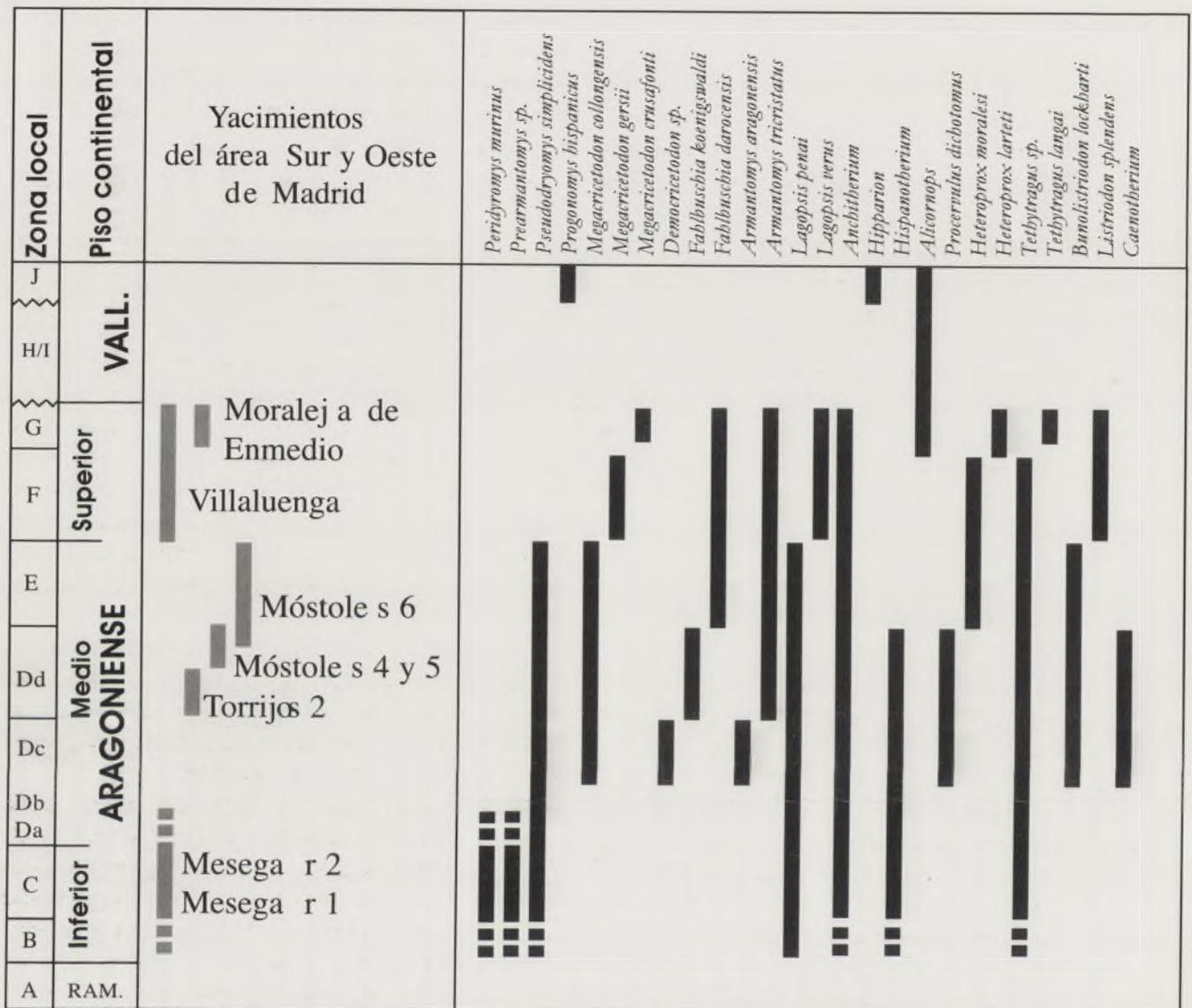


Figura 3. Posición cronoestratigráfica de los yacimientos de vertebrados existentes en el sector occidental de la Cuenca de Madrid (las zonas locales de micromamíferos corresponden a las definidas en Daams et al., 1998).

medios y distales de estos abanicos. Hacia techo de la unidad se intercalan capas de carbonatos y lutitas arcillosas que se depositaron en sistemas lacustres muy someros con fuerte influencia edáfica.

La edad de esta unidad queda bien precisada por la información bioestratigráfica suministrada por los yacimientos de Mesegar 1 y 2, de edad Aragoniense inferior (Fig. 3), que se sitúan hacia la parte inferior de la unidad (Fig. 2). En el techo se sitúan los yacimientos de Torrijos 1 (Aguirre et al., 1982) y Torrijos 2, ambos de edad Aragoniense medio.

Unidad de arcosas y lutitas de Los Vergales

Esta unidad presenta una amplia extensión de afloramiento, aunque generalmente con una exposición deficien-

te. Los mejores afloramientos se localizan a lo largo de los valles de los ríos Alberche y Guadarrama, en particular, dentro de este último, en el área de Los Vergales. Los materiales que forman la unidad son esencialmente arcosas gruesas. La presencia de cantos de granito, gneis, cuarzo y pegmatita es mayor en las proximidades del Sistema Central. Lateral y verticalmente pasan a capas individualizadas de arcosas de grano más fino que alternan con lutitas ocre y rojas. En el techo de la unidad se reconocen algunos niveles de suelos calcimorfos y capas de calizas palustres.

La edad de esta unidad abarca la parte superior del Aragoniense medio, tal como ponen de manifiesto las faunas de Vertebrados encontradas en los yacimientos Móstoles 4, 5 y 6 (Figs. 2 y 3).

Unidad de arcosas gruesas con cantos de Batres

Es la unidad más ampliamente representada dentro de la zona estudiada, mostrando sus mejores afloramientos en las márgenes del valle del río Guadarrama. Litológicamente, consiste en un conjunto homogéneo de arenas arcóscicas de tamaño medio a grueso, localmente con cantos, en bancos de 4-5 m de espesor, de aspecto masivo. Por lo general, estos bancos arcóscicos alternan con niveles de lutitas ocreas con rasgos pedogénicos. Los cuerpos arenosos se organizan en secuencias granoderecientes, usualmente con bases erosivas, y presentan estratificación cruzada a mediana y gran escala. La asociación de facies observada se interpreta como propia de un sistema de abanicos aluviales con redes fluviales bastante permanentes.

La edad de esta unidad es Aragoniense superior. Esta atribución cronológica viene dada por la correlación con los depósitos donde se encuentra el yacimiento de Villaluenga-Cerro del Aguila (Figs. 2 y 3).

Unidad de arcosas blancas de Carranque-Griñón

Los depósitos arcóscicos de esta unidad son los que ocupan las posiciones topográficamente más elevadas dentro de la región estudiada. Los afloramientos donde son observables estos depósitos son muy reducidos en extensión, dando lugar a pequeños resaltes morfológicos que delimitan la superficie de erosión denominada "Las Rozas-Griñón". Litológicamente, consisten en areniscas cuarzo-feldespáticas de grano grueso a muy grueso, con concentraciones locales de cantos de granito y cuarzo, y tonos amarillentos u ocreas. Los depósitos arcóscicos se estructuran en cuerpos localmente amalgamados, separados por cicatrices erosivas, e internamente presentan estratificación cruzada a mediana y gran escala. Incluyen localmente niveles de carbonato de espesor decimétrico que se interpretan como debidos a encharcamientos efímeros dentro del sistema de abanicos aluviales en que se depositaron las arcosas.

La datación de esta unidad viene definida por la fauna de Vertebrados del yacimiento de Moraleja de Enmedio, de edad Aragoniense superior (Figs. 2 y 3).

CORRELACIÓN CON LAS UNIDADES MAYORES DEL NEÓGENO EN LA CUENCA DE MADRID

Tal como se ha indicado anteriormente, el relleno mioceno de la Cuenca de Madrid está dividido en tres unidades estratigráficas mayores (Inferior, Intermedia y Superior) cuya definición en cuanto a límites estratigráficos y características sedimentarias ha sido llevada a cabo esencialmente en partes centrales de la cuenca (Junco y Calvo, 1983; Calvo et al., 1989; Alonso-Zarza y Calvo, 2002).

La integración de las observaciones litoestratigráficas realizadas en los depósitos arcóscicos del sur y oeste de la cuenca

con los datos bioestratigráficos aportados por los nuevos yacimientos de Vertebrados hallados en la región permite establecer una correlación bastante ajustada entre los materiales arcóscicos y los correspondientes a depósitos lacustres aflorantes en el centro de la cuenca.

El principal elemento de correlación estratigráfica es el límite entre la *Unidad de arcosas con cantos del Embalse de Castrejón* y la *Unidad de arcosas y lutitas de Los Vergales*. A techo de la primera se sitúan los yacimientos Torrijos 1 y 2, ambos de edad Aragoniense medio (zona Dd). Estratigráficamente, el límite entre las dos unidades viene definido por un cambio neto entre los carbonatos lacustres someros y paleosuelos que forman el techo de la unidad infrayacente y los depósitos arcóscicos de granulometría muy gruesa de la base de la *Unidad de arcosas y lutitas de Los Vergales*. Este límite puede ser seguido lateralmente hacia el este y lo asimilamos con el contacto entre las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno en partes centrales de la cuenca (Fig. 2). Los resultados bioestratigráficos obtenidos son, en principio, coherentes con esta correlación.

El límite entre la *Unidad de arcosas de El Carpio* y la *Unidad de arcosas con cantos del Embalse de Castrejón* se sitúa dentro de la Unidad Inferior del Mioceno y puede ser equivalente al definido dentro de esta unidad en partes más centrales de la cuenca (Alonso-Zarza y Calvo, 2002).

Las tres unidades de arcosas que quedan incluidas dentro de la Unidad Intermedia del Mioceno (Fig. 2) tienen también su equivalente en partes centrales de la cuenca, aunque queda por perfilar de forma más ajustada la correlación de la *Unidad de arcosas blancas de Carranque-Griñón* con depósitos situados hacia el este de la región estudiada.

CONCLUSIONES

Se han definido cinco unidades estratigráficas dentro del conjunto de materiales arcóscicos aflorantes al sur y oeste de la ciudad de Madrid. Estas unidades son de edad Mioceno, aunque la unidad más baja (*Unidad de arcosas de El Carpio*) no ha podido ser datada directamente. Es posible establecer la correlación estratigráfica entre estas unidades con las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno definidas con carácter general para la Cuenca de Madrid.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de las investigaciones realizadas durante el desarrollo de la cartografía geológica a escala 1:50.000 (2ª Serie, Plan MAGNA) del sector SO de la Fosa del Tajo. Los autores expresan su agradecimiento al Instituto Geológico y Minero de España por las facilidades dadas para la presentación del manuscrito. Queremos expresar nuestro más entrañable recuerdo al Dr. José Luis Hernández Enrile,

recientemente fallecido, quien llevó a cabo trabajos pioneros en el reconocimiento geológico de la región.

REFERENCIAS

- Aguirre, E., Alberdi, M.T., Jiménez, E., Martín-Escorza, C., Morales, J., Sesé, C. Y Soria, D. (1982): Torrijos: nueva fauna con *Hispanotherium* de la cuenca media del Tajo. *Acta Geológica Hispánica*, 17, 39-61.
- Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2002). Tajo Basin. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds). The Geological Society, London, 315-320.
- Benayas, A., Pérez Mateos, J. Y Riba, O. (1960). Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. *Anales Edafol. Agrobiol.*, 19, 635-670.
- 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 Geológica Hispánica*, 24, 281-298.
- Daams, R., Alcalá, L., Alvarez, M.A., Azanza, B., Dam, J., van der Meulen, A.J., Morales, J., Nieto, M., Peláez, P. Y Soria, D. (1998). A stratigraphical framework for Miocene (MN4-MN13) continental sediments of Central Spain. *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II*, 327, 625-631.
- Junco, F. y Calvo, J.P. (1983). Cuenca de Madrid. En: *Geología de España*. Libro Homenaje a J.M. Ríos, T. II. IGME, Madrid, 534-542.
- Martín Escorza, C. (1974). Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. Toledo). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, 72, 141-160.
- Martín Escorza, C. y Hernández Enrile, J.L. (1972). Contribución al conocimiento de la geología del Terciario de la fosa del Tajo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, 70, 171-190.
- Martín Escorza, C., Carbó, A. y González Ubanell, A. (1973). Contribución al conocimiento geológico del Terciario aflorante al N. de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, 71, 167- 182.
- Ordóñez, S., Calvo, J.P., García del Cura, M.A., Alonso Zarza, A.M. y Hoyos, M. (1991). Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays from the Tertiary Madrid Basin (Spain). *Spec. Publs Int. Assoc. Sediment.*, 13, 39-55.
- Sesé, C. y Jiménez-Rodrigo, J.C. (2002). Primeros datos paleontológicos del sector occidental de la Cuenca de Madrid: nuevos yacimientos de microvertebrados del Oligoceno en Talavera de la Reina (prov. Toledo). *Estudios Geol.*, 58, 27-43.

Aplicación de la modelización analógica a la estructura miocena de las Zonas Externas Béticas: control reológico de los sustratos evaporíticos y formación de cuencas de *piggy-back*

M. Luján¹, A. Crespo-Blanc¹, F. Storti², J.C. Balanyá¹ y F. Rossetti²

1. Departamento de Geodinámica, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Universidad de Granada- CSIC, 18071 Granada, Spain. E-mail: mlujan@ugr.es
2. Dipartimento di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre", Largo S. L. Murialdo 1, 00146 Rome, Italy

ABSTRACT

Analogue experiments of thrust wedge involving variation of décollement material have been realized. A plate of viscous material (silicone) was placed in the central part of the model, at the base of a sandpack. Experimental results show that a strong link exists between the final geometry of the thrust wedge and the presence and geometry of the viscous substrate. Indeed, viscous material enhanced the development of major backthrusts and the outward migration of the deformation front. Consequently, wide synclines formed, favouring the presence of piggy-back basins. These results compare well with the structural style of natural examples belonging to the External Zone of the Betics.

Key words: Analogue modelling, Thrust wedge, Décollement material, Piggy-back basin.

INTRODUCCIÓN

Las modelizaciones analógicas representan una herramienta muy eficaz para estudiar la deformación progresiva de un prisma de acreción o de un cinturón de pliegues y cabalgamientos (e.g. Davis et al., 1983). A pesar de las limitaciones de tales modelos, son muy útiles a la hora de testar la influencia del tipo de despegue sobre la geometría final de la cuña de material deformado. En efecto, el comportamiento friccional o viscoso del despegue basal ejerce un control fundamental sobre su estilo estructural (Liu et al., 1992; Cotton y Koyi, 2000). Este artículo presenta los resultados de una modelización analógica en la que la presencia de silicona, el equivalente analógico de un sustrato evaporítico, se muestra como un factor clave a la hora de determinar la formación de cuencas de *piggy-back* sobre un sistema de cabalgamientos.

METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

La arena, seca y sin cohesión, es un material analógico con un comportamiento de Coulomb, frágil e independiente de la velocidad de deformación, apropiado para simular el comportamiento reológico de la mayor parte de las rocas sedimentarias en niveles superiores de la corteza (Davy y Cobbold, 1991). Por otro lado la silicona se usa comúnmente como un material Newtoniano, con una viscosidad que depende de la velocidad de deformación para modelizar el flujo dúctil de las

rocas incompetentes tales como evaporitas (Weijermars et al., 1993). El modelo que se va a discutir en este artículo está esquematizado en la Figura 1. Ha sido construido sobre una hoja de mylar, con una base de silicona de 5mm de espesor en forma de "L", situada en el centro del modelo, rodeada y cubierta por capas de arena de distintos colores (espesor total de 1.5cm). A través de una tabla acoplada a un motor eléctrico, se hace deslizar la hoja de mylar con una velocidad constante de 0.5cm/h, lo que produce la colisión del paralelepípedo inicial con una tabla vertical que actúa de *backstop* rígido.

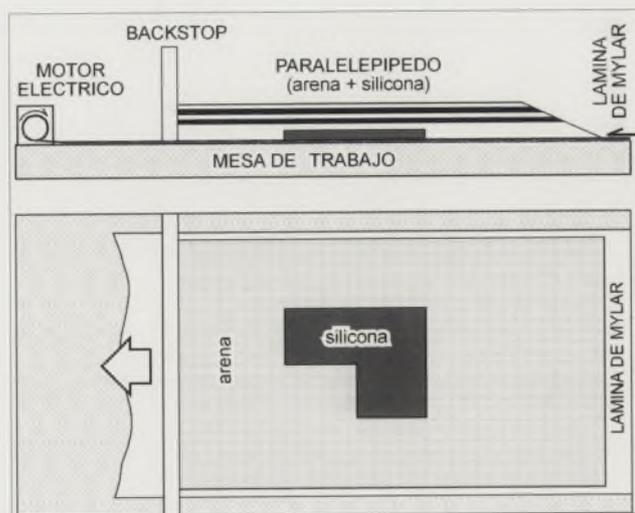


Figura 1. Esquema simplificado del experimento y del modelo, en perfil y en planta, con la geometría de la capa de silicona.

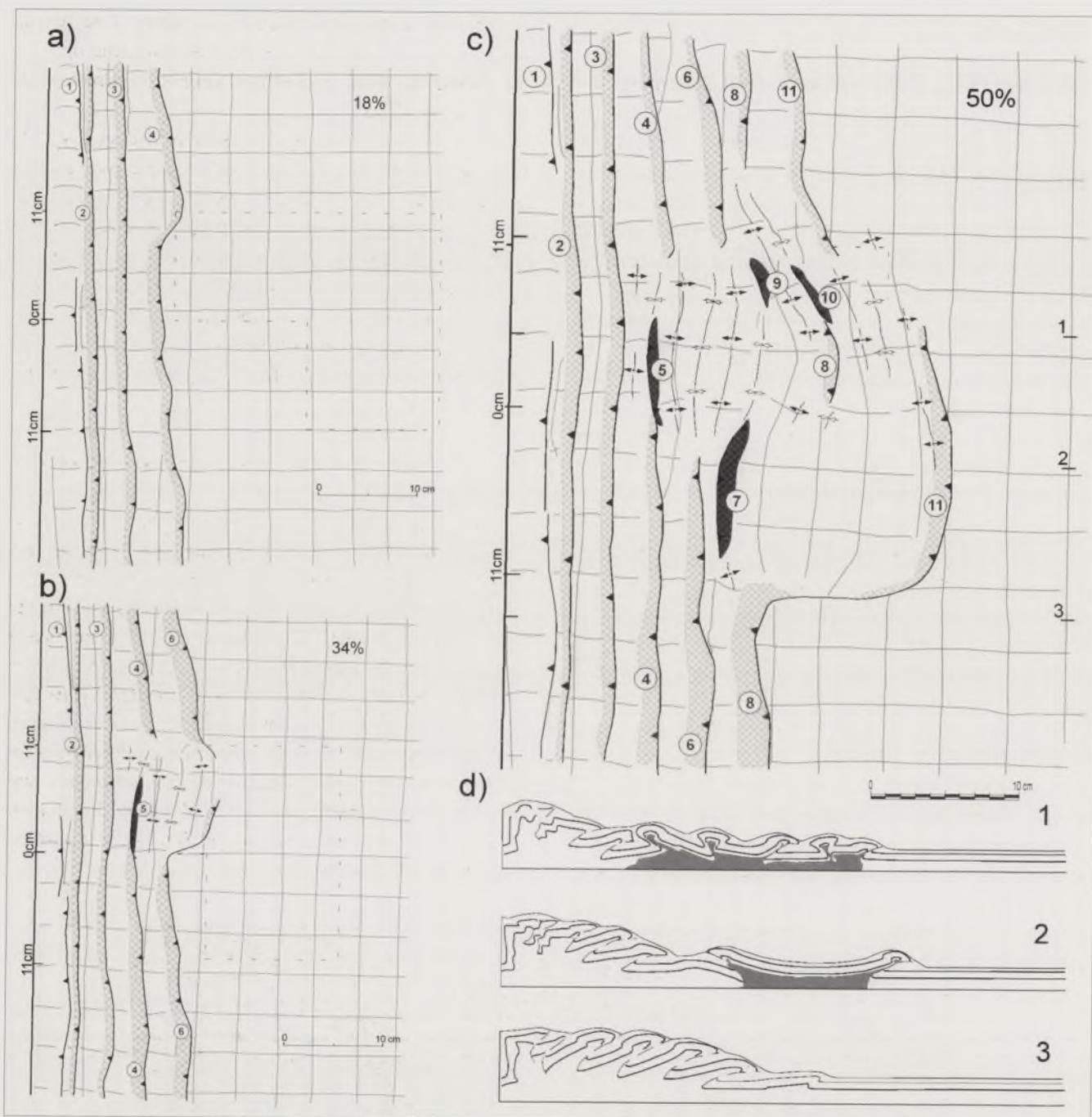


Figura 2. Evolución cinemática y estructura interna del modelo. A y B. Dibujos a partir de las fotos de las plantas para distintos valores de acortamiento (indicados como porcentajes); las tramas punteadas claras y oscuras muestran el material deslizado en el frente de los cabalgamientos y retrocabalgamientos mayores, respectivamente; los números indican la secuencia de nucleación de las fallas. El trazo discontinuo sitúa la posición de la silicona, antes de la deformación. C. Dibujo de la planta del modelo al final del experimento. D. Cortes seriados paralelos a la dirección de transporte al final del experimento. La trama de grises representa la capa de silicona. Localización en (C).

La cuña de material deformado sobre un sustrato friccional alcanza el material viscoso después de unos 20cm de acortamiento. La deformación progresiva se registra con fotografías de la planta del modelo a intervalos de tiempos constantes.

Según Luján et al. (2003), trabajo en el que se encuentran las características físicas de los materiales analógicos así

como los factores de "scaling" entre los experimentos y los ejemplos naturales, la velocidad impuesta al paralelepípedo inicial y en particular a la capa viscosa de los experimentos (1.4×10^{-6} m/s) representa aproximadamente una velocidad natural de 0.2-2cm/y, de acuerdo con las velocidades en casos naturales de acortamiento en sistemas de cabalgamientos.

RESULTADOS

Cuñas desarrolladas sobre distintos tipos de despegue

En los primeros estadios del experimento, se desarrolla un sistema imbricado de cabalgamientos enraizados en el despegue situado en el límite arena-mylar, característico de una cuña de Coulomb desarrollada sobre un sustrato friccional (e.g. Liu et al., 1992). La deformación se concentra en el frente de la cuña y los cabalgamientos, vergentes hacia el antepaís, se generan con direcciones subparalelas al *backstop*. La acreción de las imbricaciones se produce de manera *piggy-back* (Fig. 2A), que produce una cuña de material deformado. La geometría final de una cuña desarrollada en un sector sobre un despegue exclusivamente friccional se puede observar en el corte 3 de la figura 2d. La topografía de la cuña forma un ángulo de 15° a 20° respecto a la horizontal.

Cuando la cuña empieza a propagarse sobre el sustrato viscoso, se produce un cambio drástico en el estilo de deformación, ya que un cabalgamiento retrovergente rompe la estructura general de la cuña (Fig. 2B). Los cabalgamientos siguientes no muestran vergencia preferente (Fig. 2C), y el ángulo que forma la topografía de la cuña desarrollada sobre la silicona es mucho menor que el de la cuña que se desarrolla sobre sustrato friccional, ya que en este caso, no supera los 4°.

Los cortes 1 y 2 de la figura 2D ilustran las diferencias entre ambos tipos de cuñas. Un abanico imbricado de cabalgamientos vergentes hacia el frente caracteriza la cuña en su parte más interna, mientras que una geometría más compleja se ha desarrollado en la cuña con un sustrato viscoso. En efecto,

el espaciado entre cabalgamientos es mayor y se forman anchos sinclinales limitados por fallas de vergencias opuestas así como trenes de pliegues en caja, definiendo estructuras de *pop-up* y *pop-down*.

La presencia de una capa de material viscoso facilita la propagación del frente de deformación hacia la parte externa del modelo, que se ha desplazado más lejos del *backstop* respecto a los dominios friccionales (Figs. 2B y 2C). Así, se modifica la traza del frente de deformación, que pasa de ser rectilínea en los primeros estadios de la deformación (Fig. 2A) a ser convexa hacia el frente del modelo (Fig. 2C). Como consecuencia, las estructuras producidas no son cilíndricas, y la transición entre los dominios friccional y viscosos se hace por zonas de transferencia.

Formación de cuencas de *piggy-back* sobre un sustrato viscoso

El cambio drástico de la geometría producido por el acortamiento cuando el material deformado pasa de un sustrato friccional a viscoso, favorece la formación de cuencas de *piggy-back* sobre este último. Esto se observa particularmente bien en una foto lateral del modelo al final del experimento (Fig. 3), donde contrastan las relativamente altas pendientes de la cuña desarrollada sobre sustrato friccional (la parte cercana al *backstop* y los dominios laterales en toda su extensión) y los sinclinales relativamente anchos cuyo fondo subhorizontal puede favorecer la acumulación de sedimentos. Por otra parte, se aprecia la mayor propagación del frente de deformación sobre la parte correspondiente al despegue desarrollado sobre un sustrato viscoso.

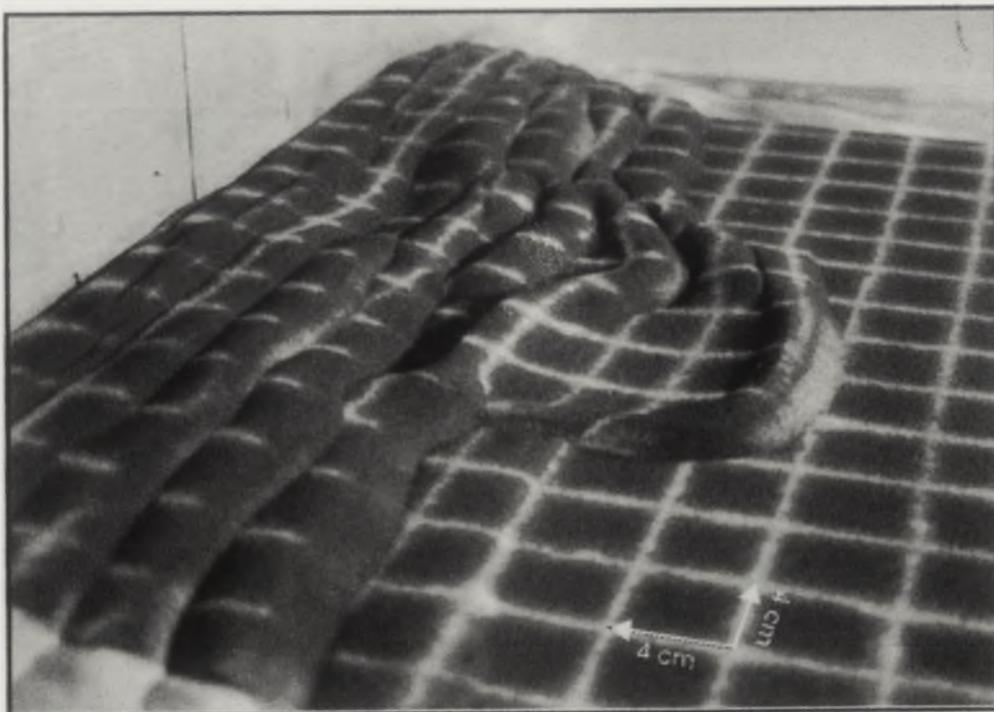


Figura 3. Vista oblicua del estadio final del experimento.

La forma en "L" de la placa de silicona situada por debajo de la arena en el modelo inicial (Fig. 1), produce además una asimetría en la cuña de material que se deforma por encima del sustrato viscoso. Es llamativa la presencia de un único sinclinal muy ancho en la parte más estrecha de la "L", ya que los límites entre la arena y la capa viscosa, a nivel del sustrato, han fomentado la nucleación de dos cabalgamientos, pro- y retrovergentes, mientras que sinclinales más estrechos se han desarrollados en la parte más larga de la "L", debido a la formación un número relativamente mayor de cabalgamientos.

COMPARACIÓN CON EJEMPLOS NATURALES

El estilo estructural de los sectores del experimento desarrollados sobre un sustrato friccional corresponde a un sistema monovergente de cabalgamientos imbricados, subperpendicular al acortamiento principal (Liu et al., 1992), que tiene su análogo natural en algunos segmentos de las zonas externas de la Cordillera Bética. En efecto, es semejante a la geometría de la parte oeste del Prebético externo (García Cortés y Trio Maseda, 1994), en la que se reconoce un número alto de imbricaciones con una única vergencia y donde los sedimentos sintectónicos son muy escasos. Este estilo contrasta con el del Subbético o del extremo occidental del Complejo de los Flyschs, donde grandes masas de evaporitas del Triás han actuado como material de despegue (Crespo-Blanc y Campos, 2001; Luján et al., 2003). En este caso, tal como se observa en otros ejemplos naturales de cinturones de pliegues y cabalgamientos desarrollados sobre sustratos incompetentes (Davis y Engelder, 1985), tanto cabalgamientos retrovergentes y pliegues en caja como cuencas de *piggy-back* sinsedimentarias son frecuentes (Sanz de Galdeano y Vera, 1992).

En conclusión, la geometría y las propiedades reológicas de los materiales que actúan a nivel del despegue representan parámetros claves para determinar la estructura de los cinturones de pliegues y cabalgamientos, tanto en términos de estilo y vergencia, como en términos de sedimentación sintectónica, controlando en particular el mayor o menor desarrollo de cuencas de *piggy-back*.

AGRADECIMIENTOS

Los experimentos han sido realizados en el Laboratorio de Modelizaciones analógicas de la Universidad de "Roma Tre"

(Italy). Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto BTE2000-0581 (España) y la Acción Integrada HI2000-0186 (España-Italia). Modelos de sistemas de cabalgamientos se pueden observar en la página web del Laboratorio de Modelización analógica del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada (<http://www.ugr.es/~geodina/>).

REFERENCIAS

- Cotton, J. y Koyi, H. (2000): Modeling of thrust front above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin* 112/3: 351-363.
- Crespo-Blanc, A. y Campos, J. (2001): Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: Extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology* 23/10: 1615-1630.
- Davis, D.M., Suppe, J. y Dahlen, F.A. (1983): Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88, B2: 1153-1172.
- Davis, D. M. y Engelder, T. (1985): The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119: 67-88.
- Davy, P. y Cobbold, P. R. (1991): Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188: 1-25.
- García Cortés, E. y Trio Maseda, M. (1994): *Mapa geológico de España 1:50'000, hoja nº928 (Cazorla)*. IGME, Madrid.
- Liu, H., McClay, K.R. y Powell, D. (1992): Physical models of thrust wedges. In: *McClay, K. R. (Eds.), Thrust tectonics. London, Chapman and Hall: 71-81.*
- Luján, M., Storti, F., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A. y Rossetti, F. (2003): Role of décollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe unit thrust imbricate (Flysch Trough, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology*, Vol. 25/6:867-881.
- Sanz de Galdeano C. y Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research* 4: 21-36.
- Weijermars, R., Jackson, M.P.A. y Vendeville, B. (1993): Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics* 217:143-174.

Unidades tectosedimentarias del sector septentrional de la Cuenca del Ebro (zona central): caracterización y factores de control

A. Luzón Aguado y A. González Rodríguez

Área de Estratigrafía. Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna 12. 50009 Zaragoza.
aluzon@unizar.es

ABSTRACT

The Oligo-Miocene evolution of the northern Ebro Basin was mainly controlled by Pyrenean tectonics and, specially, through the sedimentary supply. Uplift episodes provoked alluvial progradations and are registered in sediments like coarsening-upwards stratigraphic megasequential trends, whereas erosive episodes provoked alluvial retrogradations and are registered like fining-upwards megasequential trends. On the basis on both, a stratigraphic megasequential study and the existence of unconformities, three Tectosedimentary Units (TSUs) have been distinguished in this part of the basin. Dating of these units is based on the existence of two vertebrate localities in the area, and on the correlation with well-dated units located in the most central zones of the basin. These units corresponds to the T3, T4 and T5 TSUs defined for the Ebro Basin.

Key words: Ebro Basin, Oligo-Miocene, Tectosedimentary Units, Stratigraphic megasequential trend.

INTRODUCCION

La evolución de la Cuenca del Ebro ha estado ligada al desarrollo estructural de sus márgenes durante el ciclo alpino y principalmente al del Pirineo, del cual se configura como última cuenca de antepaís (Riba et al., 1983; Puigdefàbregas et al.,

1986). Desde el Eoceno superior al Mioceno la cuenca estuvo aislada de la influencia marina y durante este estadio se desarrollaron abanicos aluviales y fluviales que gradaron a sistemas lacustres hacia las partes centrales de la cuenca. Los materiales que afloran en el sector septentrional de la Cuenca del Ebro, en su zona central, (terminación occidental del anticlinal de Bar-

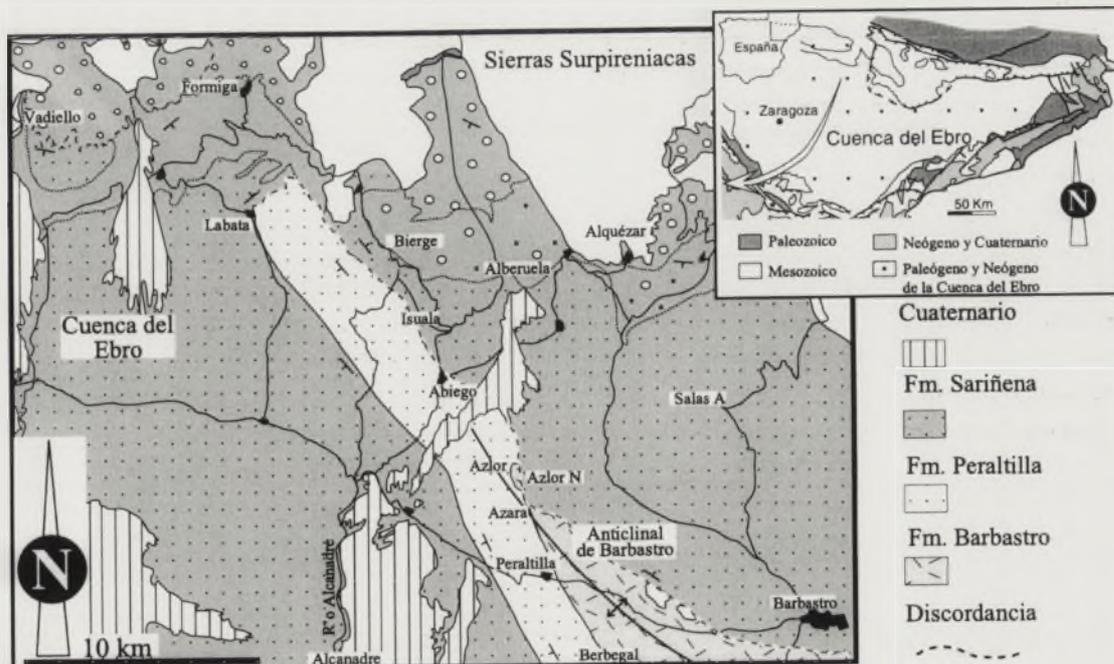


Figura 1. Marco geológico del área de estudio.

bastro-Balaguer) han sido tradicionalmente incluidos en tres unidades litoestratigráficas (Fig. 1) : la Fm. lacustre salina de Barbastro (Eoceno sup.-Oligoceno inf.) y las Fms. molásicas de Peraltilla (Oligoceno inf.-sup.) y Sariñena (Oligoceno sup.-Mioceno inf.). Estas últimas representan la sedimentación en sistemas de abanicos aluviales de baja y alta eficacia de transporte (abanicos aluviales y fluviales respectivamente) con área fuente en los Pirineos. Los sistemas de baja eficacia presentaron escaso desarrollo longitudinal y aportes de agua esporádicos, de manera que el paso de zonas proximales a distales tuvo lugar de forma brusca. Su área fuente se localizó en los relieves calcáreos de las S^{as} Surpirenaicas. Los sistemas de alta eficacia presentaron gran desarrollo longitudinal y abundantes aportes de agua, existiendo un tránsito gradual entre zonas proximales y distales. Su área fuente se localizó al norte de las S^{as} Surpirenaicas, en las Cuencas de Jaca y Graus-Tremp, e incluso más al norte, en las S^{as} Interiores y la Zona Axial.

EVOLUCION SECUENCIAL. RUPTURAS SEDIMENTARIAS

Se ha establecido la evolución megasecuencial de 15 perfiles (Fig. 2) utilizados como base para la identificación de rupturas sedimentarias y Unidades Genéticas. Cabe señalar que sólo los cambios de signo en la evolución que representan variaciones de factores alocíclicos son rupturas sedimentarias, mientras que los atribuibles a factores internos a la propia cuenca no constituyen rupturas sedimentarias. El análisis megasecuencial se ha basado, fundamentalmente, en la evolución granulométrica, aunque se han tenido igualmente en consideración aspectos sedimentológicos. El estudio sedimentológico (Luzón, 2001) evidencia que un granocrecimiento en el conjunto sedimentario se corresponde con una evolución aluvial progradante y un granodecrecimiento con una evolución retrogradante. La correlación de los perfiles mediante niveles fotogeológicos permite determinar que la evolución de la zona se caracteriza por 4 megasecuencias (Fig. 2). Por otra parte, a través del reconocimiento de los dispositivos geométricos que afectan a los materiales, se han determinado los factores responsables de esta evolución.

Megasecuencia 1. Presenta una evolución general progradante evidenciada por el tránsito vertical desde facies lacustres yesíferas y calcaréas a facies aluviales conglomeráticas. Este hecho es el resultado del avance de los sistemas aluviales hacia el sur. En detalle su evolución es muy compleja. En el área de Azlor se reconoce una secuencia progradante, con un paso de facies lacustres a aluviales medias, seguida de una secuencia sin evolución definida tras la que se reconoce una secuencia retrogradante dada por el paso a facies aluviales distales. En el área de Peraltilla-Azara, al sureste, la parte superior es progradante y marca el máximo avance de los sistemas

aluviales. En el área de Berbegal, al sur, se reconoce una secuencia progradante, con un paso desde facies de lago salino a aluviales medias, a la que sigue otra sin evolución definida; sobre ésta se superponen dos secuencias retrogradantes individualizadas por un salto progradante. El techo de la megasecuencia se manifiesta en esta zona como una progradación neta correlacionable con la máxima progradación observada en Peraltilla-Azara. En el área de Labata, al norte, es progradante, con un paso gradual de facies aluviales distales a medias, si bien hacia la parte superior existe un granodecrecimiento brusco, con superposición de lutitas y calizas sobre facies conglomeráticas, correlacionable con la máxima progradación reconocida hacia el sur. En el borde de la cuenca, en cambio, este tramo se corresponde con un potente tramo de brechas, por lo que se constata, que el granodecrecimiento detectado en Labata está en relación con un avance neto de abanicos aluviales de carácter local. En relación con la máxima progradación de la parte superior de la megasecuencia, las facies más groseras de los abanicos fluviales, se encuentran limitadas a las proximidades de Azara-Abiego y pasan lateralmente a depósitos finos, poniéndose de manifiesto que el paso de los sistemas aluviales hacia la cuenca se vio restringido a determinadas zonas. Estos materiales contienen el yacimiento de Peraltilla (Alvárez Sierra et al., 1987) que permite datar su parte inferior como Rupeliense.

Megasecuencia 2. Su evolución general es retrogradante, con un paso desde facies aluviales medias-proximales a distales y de llanura lutítica, relacionado con un retroceso de los sistemas aluviales. En el flanco sur del anticlinal de Barbastro, sólo se identifican facies fluviales y en algunas zonas (Berbegal) existen dos secuencias retrogradantes individualizadas por un salto progradante (areniscas y microconglomerados sobre depósitos lutíticos); la parte alta de la secuencia inferior está muy bioturbada. Al norte, la evolución es retrogradante, con un tránsito desde facies de abanicos de baja eficacia a facies de abanicos de alta eficacia (Isuala-Alquézar). La correlación estratigráfica demuestra que estas últimas se corresponden con la secuencia superior de las dos reconocidas al sur. La localización de estos materiales por debajo del yacimiento de Sta. Cilia (Crusafont et al., 1966) y la correlación con depósitos más meridionales, permite asignarlos al Chattiense.

Estas dos megasecuencias están afectadas por los anticlinales de Barbastro, San Román y Bastarás, y en muchos puntos la segunda se dispone en discordancia angular sobre la primera. Además, la megasecuencia superior fosiliza las estructuras con las que se relaciona (retrocabalgamiento de San Román, anticlinales de San Román, Balces, Alcanadre, entre otras). Se deduce así que el tránsito entre ambas megasecuencias supone un paso desde un episodio de deformación y creación de relieve, a otro de degradación de éste que queda registrado como un cambio de evolución progradante a retro-

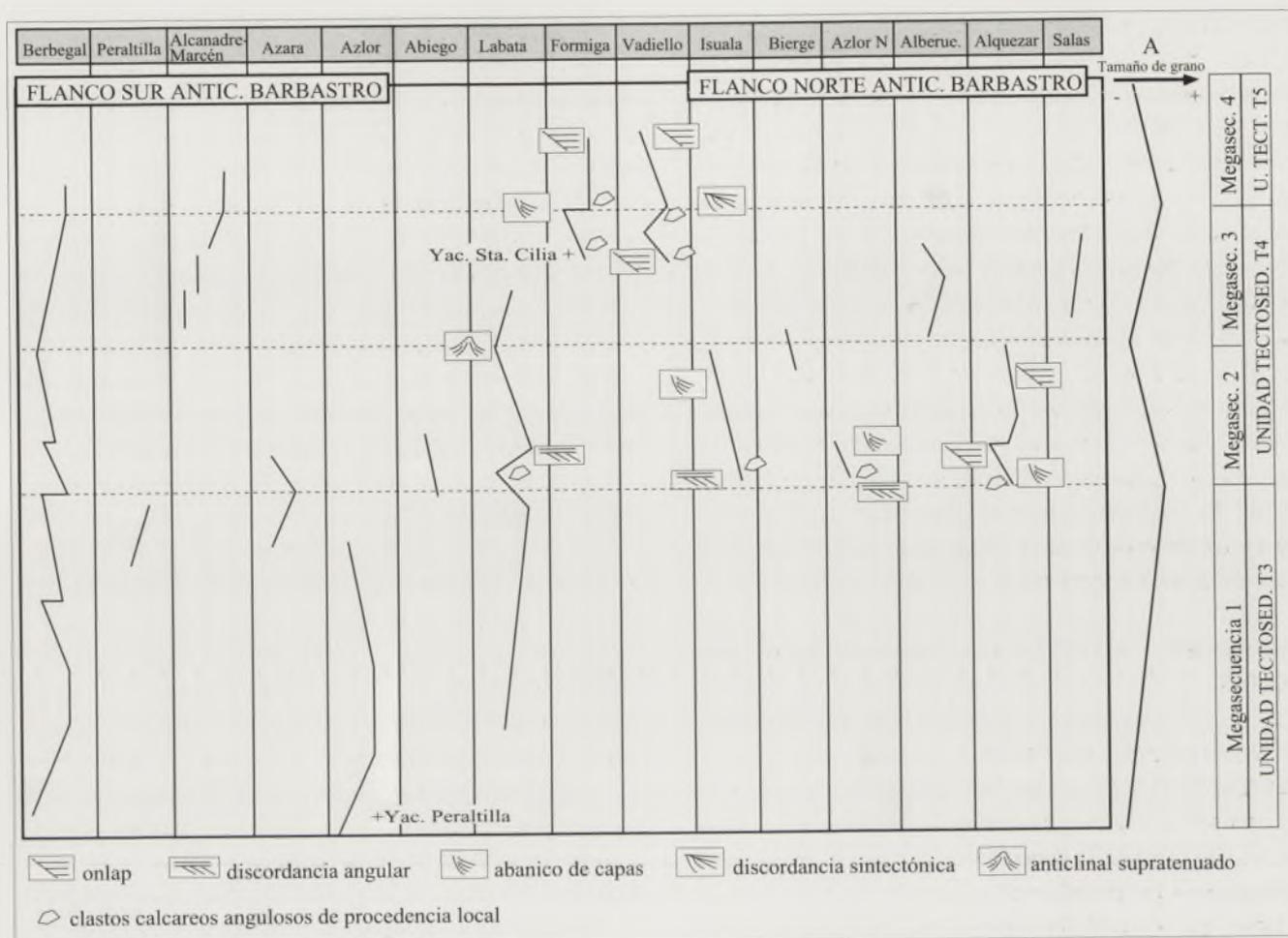


Figura 2. Evolución megasecuencial de los perfiles levantados en la zona de estudio con la propuesta (a la derecha) de la evolución característica para el conjunto del área estudiada.

gradante o localmente como un salto progradante. Dado que este cambio en la evolución se corresponde con una discordancia angular, representa una ruptura sedimentaria de tipo I. El levantamiento de diferentes estructuras durante el episodio de deformación, provocó un avance de los abanicos de baja eficacia (Labata) y dificultó el acceso hacia la cuenca de los de alta eficacia. Durante el periodo de descenso de deformación los primeros retrocedieron y los segundos traspasaron las barreras creadas por deformación, de manera que los relieves anteriormente levantados fueron fosilizados; posteriormente se produjo la máxima retrogradación aluvial.

Megasecuencia 3. Es progradante y está ligada a un nuevo avance de los sistemas aluviales. En el área de Berbegal-Labata se reconoce un tránsito gradual desde facies aluviales distales y de llanura lutítica a facies aluviales medias. En otras zonas, en cambio, la evolución es poco definida (Alcanadre). En la zona de Vadiello y Formiga sólo aflora su parte superior y se reconoce una evolución retrogradante que afecta a facies de procedencia local, a la que sigue una progradación resultado del avance de abanicos de alta eficacia; esta progradación

se corresponde con la identificada hacia el sur. Por último, hacia el este (Salas), se observa una tendencia progradante en relación con facies de alta eficacia. Estos materiales contienen el yacimiento de Sta. Cilia, hecho que unido a la correlación con sectores más meridionales permiten referirlos al Chattien-se-Aquitaniense. Se detectan abanicos de capas en relación con los anticlinales de Bastarás y la Almunia, y los sinclinales de Panzano y Guatizalema, que reflejan un movimiento simultáneo al depósito. El levantamiento de estas estructuras dio lugar inicialmente a una sedimentación local de conglomerados calcáreos que fueron posteriormente sustituidos por facies de alta eficacia. Asimismo, la discordancia sintectónica del Calcón, en las proximidades de Vadiello, afecta a facies de baja eficacia pero coincide con la progradación del sistema de alta eficacia identificada en Vadiello. El marco tectónico bajo el que evolucionó la megasecuencia y la interferencia entre diferentes sistemas aluviales, se tradujo en variaciones en la evolución, de manera que el sistema de alta eficacia de Vadiello experimentó etapas de avance-retroceso. El tránsito entre la segunda y tercera megasecuencias responde al paso desde un episodio de degradación del relieve a un episodio de crea-

ción de relieves que se identifica como un cambio de evolución de retrogradante a progradante, por lo que representa una ruptura sedimentaria de tipo 2.

Megasecuencia 4. Es retrogradante, con un tránsito desde facies aluviales proximales-medias a facies más distales que responde a un retroceso de los sistemas aluviales. En Vadiello estos depósitos se disponen en discordancia angular tanto sobre los materiales más plegados de la tercera megasecuencia, como sobre formaciones más antiguas (Fms. Guara o B. Atarés). La disposición de los materiales inferiores fosilizan algunas de las estructuras como las fallas de Castellones o de Sta. Cilia-Calcón, el anticlinal de Guara o el sinclinal de Ligüerri, entre otras, refleja una fosilización de los relieves durante su depósito. Se pone de manifiesto, que el tránsito entre la tercera y la cuarta megasecuencias responde a un paso desde un episodio de creación de relieve a un periodo de degradación de relieve que coincide con un cambio de evolución progradante a retrogradante o localmente con un salto progradante, y se manifiesta localmente como discordancia; por ello se ha interpretado como una ruptura sedimentaria de tipo 1. La correlación establecida con las zonas centrales de la cuenca permiten referir su base al Aquitaniense.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos expuestos permiten considerar que la evolución megasecuencial de los materiales analizados estuvo controlada principalmente por el contexto tectónico bajo el que se depositaron, siendo posible admitir que existe una correlación entre episodios de deformación, con generación de relieves, y progradación generalizada de los sistemas aluviales, y episodios de degradación del relieve y retrogradación aluvial. En este sentido, por tanto, las evoluciones progradantes presentan carácter sintectónico y están principalmente dirigidas por el aporte de sedimentos. Asimismo, se constata que los cambios de evolución megasecuencial de granocreciente a granodecreciente, representativos en toda la zona, coinciden con el desarrollo de discordancias. Las rupturas sedimentarias identificadas permiten diferenciar tres UTS. La inferior se corresponde con la primera megasecuencia y es una UTS elemental en el sentido de González et al. (1988). La segunda se corresponde con las megasecuencias segunda y tercera y se individualiza de la anterior por una ruptura sedimentaria de tipo 1 que se manifiesta como un cambio de evolución progradante a retrogra-

dante, localmente como un salto progradante, y como discordancia. Es una UTS fundamental integrada por dos elementales limitadas por una ruptura de tipo 2 que se manifiesta como un cambio de signo de retrogradante a progradante. La tercera UTS coincide con la cuarta megasecuencia y su límite con la unidad inferior es una ruptura de tipo 1 que, en general, se corresponde con una inflexión en la tendencia evolutiva que pasa de progradante a retrogradante aunque en algunas zonas se refleja como un salto progradante; se manifiesta localmente como discordancia. La edad de estos materiales y la correlación con otros sectores de la cuenca, permite establecer que estas unidades se corresponden con las UTS T3, T4 y T5 definidas para la Cuenca del Ebro.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los proyectos PB97/0882-C03-02 DGES y E28 DGA.

REFERENCIAS

- Alvárez Sierra, M.A., Daams, R., Lacomba, J.L., López Martínez, N. y Sacristán Martín, M.A. (1987): Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain. *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 10: 43-48.
- Crusafont, M., Riba, O. y Villena, J. (1966): Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Río Formiga; Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 83: 7-14.
- González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congr. Geol. España, Granada, Simposios*: 175-184.
- 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. Universidad de Zaragoza, 465 pp. (Inédita).
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Marzo, M., 1986. Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basins. En: *Foreland Basins*. Allen, Ph., Homewood P. (Eds.). I.A.S. Spec. Publ. 8 : 229-246.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J., 1983. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro. En: I.G.M.E. (Ed.). *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* Tomo II : 131-159.

Modelos de sedimentación de carbonatos templados en el Plioceno de la Cuenca de Carboneras

J.M. Martín¹, J.C. Braga¹, J. Aguirre¹ y C. Betzler²

1. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s.n. 18002 Granada (Spain). e-mails: jmmartin@ugr.es; jbraga@ugr.es; jaguirre@ugr.es
 2. Geologisch-Paläontologisches Institut, Bundesstr. 55, D-20146 Hamburg (Germany). e-mail: betzler@geowiss.uni-hamburg.de

ABSTRACT

Temperate carbonates with abundant remains of coralline algae, bryozoans and bivalves accumulated in the Carboneras basin, a small embayment of the Mediterranean Sea in SE Spain, during the lower Pliocene. Within this basin, three distinct sedimentary models co-existed at a time: a) On the steep northern margin, a prograding distally steepened ramp with well-marked, platform-slope clinoforms. In this context, bivalves extensively colonized the outer platform, while rhodolith pavements covered the platform-edge area. This margin was affected by southeasterly wind-driven storms, which mobilized coarse-grained, bioclastic sediments from the platform and redeposited them as storm layers on the platform-slope; b) On the southern margin of the basin, a spit-platform, formed by longshore currents driven by southeasterly winds, on top of which some shoals developed. These shoals were dismantled from time to time by northeastern storms and the removed sediment deposited at the lee-side slope of the spit-platform; c) On the gentle and protected western margin, a homoclinal ramp, with oyster banks, rhodolith pavements and small coralline algal/bryozoan/bivalve buildups colonizing inner to outer-ramp settings.

Key words: *Temperate carbonates, depositional models, carbonate ramps, carbonate spit-platform, Pliocene SE Spain.*

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Carboneras fue una pequeña bahía abierta por el E hacia el Mediterráneo durante gran parte del Plioceno inferior (Martín et al., 2003). En esta bahía se formaron y acu-

mularon carbonatos templados (carbonatos bioclásticos generados en plataformas marinas de aguas templadas) en tres contextos diferentes. En el margen norte, se depositaron en una rampa de pendiente distal pronunciada; en el margen sur, en una flecha litoral, y en el margen occidental en una rampa

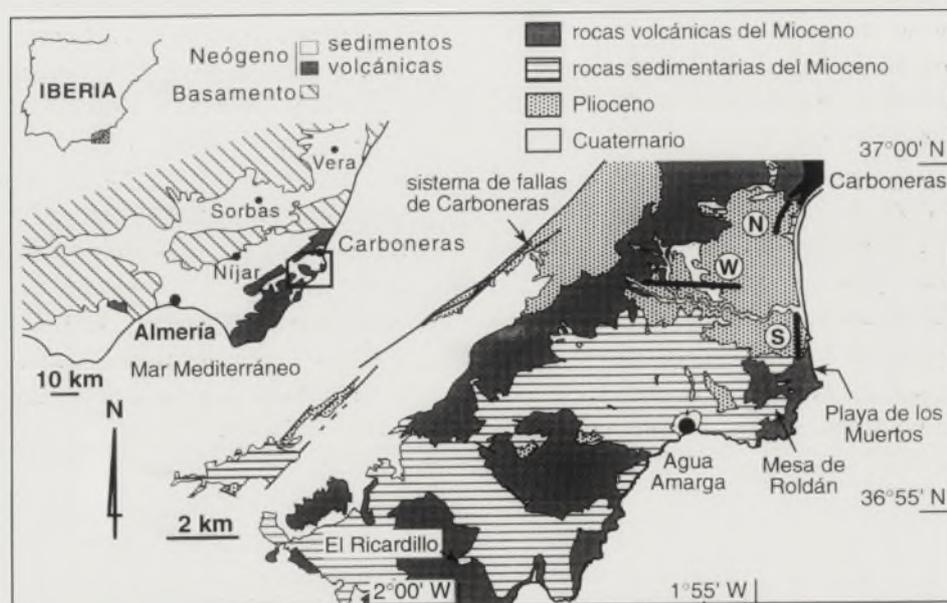


Figura 1. Situación geográfica y geológica de la Cuenca de Carboneras y mapa geológico detallado de la misma con indicación de los perfiles estudiados en el margen norte (N), sur (S) y oeste (W).

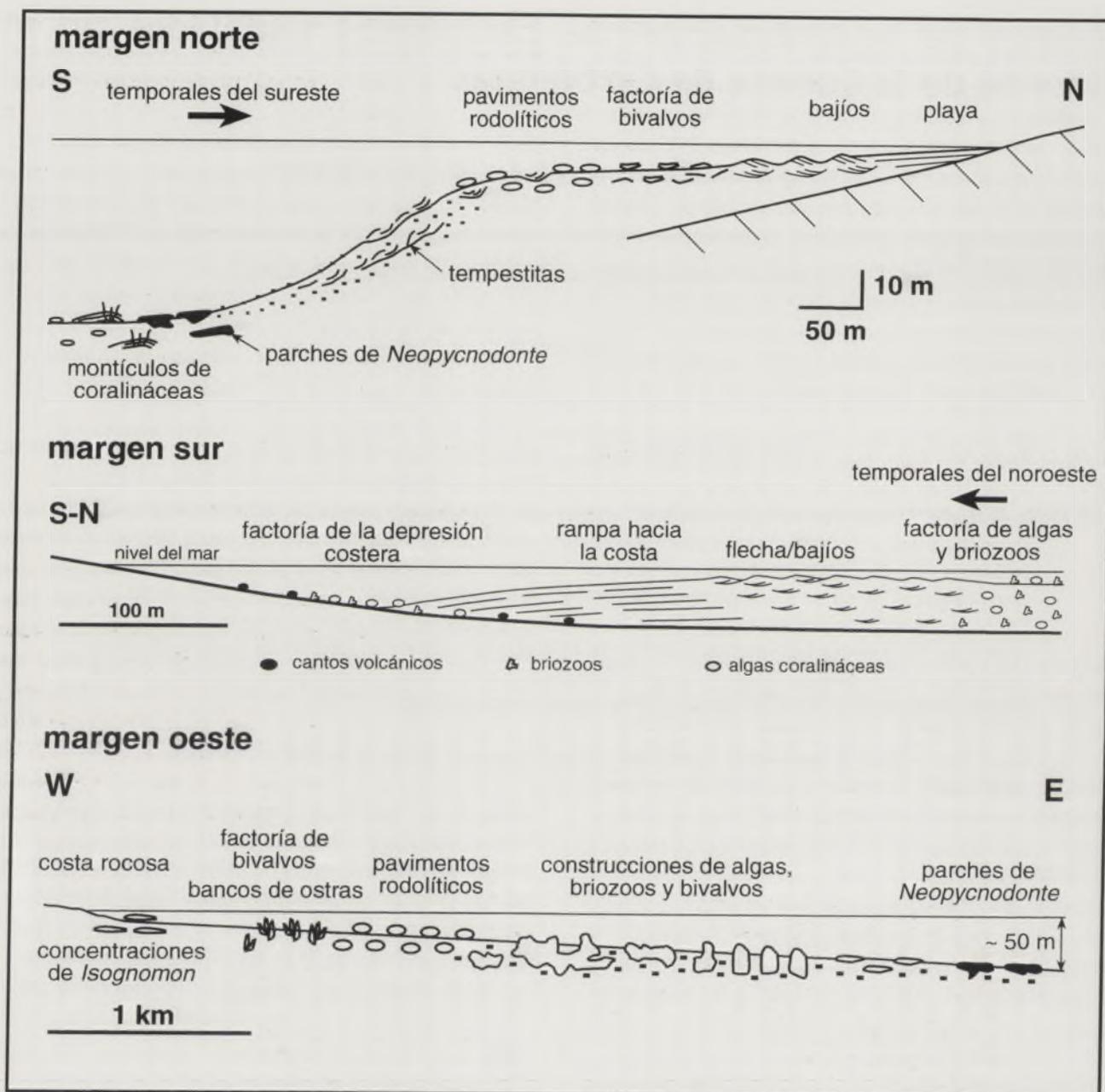


Figura 2. Modelos sedimentarios de los márgenes norte, sur y oeste de la Cuenca de Carboneras durante el Plioceno inferior (Braga et al., 2003; Martín et al., en revisión).

homoclinal (Martín et al., en revisión). En este trabajo se describen sucintamente las características de estos depósitos y se discuten los factores que condicionaron su desarrollo. Así mismo, se analizan los factores hidrodinámicos responsables de la coexistencia de estos tres modelos de sedimentación en una cuenca de dimensiones tan reducidas.

LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La Cuenca de Carboneras es una pequeña cuenca intramontañosa de edad Neógeno situada en el norte de la provincia volcánica de Cabo de Gata en la Cordillera Bética. Por el

norte y oeste estuvo conectada con la Cuenca de Almería-Níjar y por el sur con la de Agua Amarga. Por el este limita directamente con el mar Mediterráneo (Fig. 1). El sustrato de la cuenca está formado por rocas volcánicas de edad Tortoniense sobre las que descansan depósitos marinos de edad Messiniense a Plioceno inferior (Montenat et al., 1990; Aguirre, 1998).

Los depósitos del Plioceno inferior son carbonatos bioclásticos compuestos por asociaciones de fósiles (algas rojas, briozoos, bivalvos y foraminíferos como elementos principales) que caracterizan, en los mares actuales y en el registro fósil, a los carbonatos marinos de plataforma formados en

aguas templadas. En conjunto constituyen una secuencia deposicional completa con un cortejo de bajo nivel de mar, un cortejo transgresivo y uno de alto nivel de mar (Martín et al., en revisión). Los modelos sedimentarios y la evolución sedimentaria que se describen son los del episodio transgresivo, el mejor representado de todos ellos y el que presenta una mayor variación de facies. Corresponden, además, al momento en que la Cuenca de Carboneras estuvo configurada como una pequeña bahía, conectada directamente con el Mediterráneo por su parte oriental.

EL MODELO DEL MARGEN NORTE: RAMPA CON PENDIENTE DISTAL PRONUNCIADA.

El modelo sedimentario del margen norte es el de una rampa con pendiente distal pronunciada (Fig. 2). En el afloramiento se preservan de un modo excepcional las clinoforamas del talud que marcan las distintas fases de progradación y que se reconocen especialmente bien en los cerros situados al oeste del puerto pesquero de Carboneras.

Las facies de plataforma interna son calcarenitas/calciruditas finas bien seleccionadas formadas en contextos de playa y de bajíos. En las facies de los bajíos la estructura sedimentaria más evidente es la estratificación cruzada en artesa, de escala métrica. En la parte externa de la plataforma, inmediatamente por delante de los bajíos, se localizan las denominadas "factorías" (en el sentido de Martín et al., 1996). Las más cercanas

son de bivalvos (fundamentalmente *Chlamys* y *Ostrea*) mientras que las situadas en el borde, al inicio del talud, son pavimentos rodolíticos. Las facies del talud son esencialmente calciruditas de briozoos, bivalvos y algas rojas, de tamaño de grano medio (centimétrico), entre las que se intercalan calciruditas gruesas (con grandes fragmentos de bivalvos y trozos de rodolitos) dispuestas en capas discretas, de base irregular y continuidad de hasta varios cientos de metros. Estas últimas se interpretan como capas de tormenta. En la base de la pendiente aparecen concentraciones locales de *Neopycnodonte cochlear* formando pequeñas bioconstrucciones, así como pequeños montículos de algas rojas encostrantes y pavimentos rodolíticos de escasa entidad.

EL MODELO DEL MARGEN SUR: FLECHA LITORAL.

El modelo del margen sur corresponde a una flecha litoral (Braga et al., 2003) formada a unos centenares de metros de la costa. En un corte transversal la flecha se muestra como una extensa plataforma somera, sobre la que se desarrollan sistemas de barras (bajíos) que migran hacia la costa y generan estratificación cruzada en artesa, de escala métrica. Hacia mar abierto, se localizan las "factorías" de briozoos, bivalvos y algas rojas (Fig. 2). La flecha adelgaza rápidamente hasta que desaparece en su margen interno. Las capas de sedimento (calcarenitas/calciruditas finas bioclásticas) pasan de horizontales a inclinadas, con ángulos de hasta 10°, buzando y progradan-

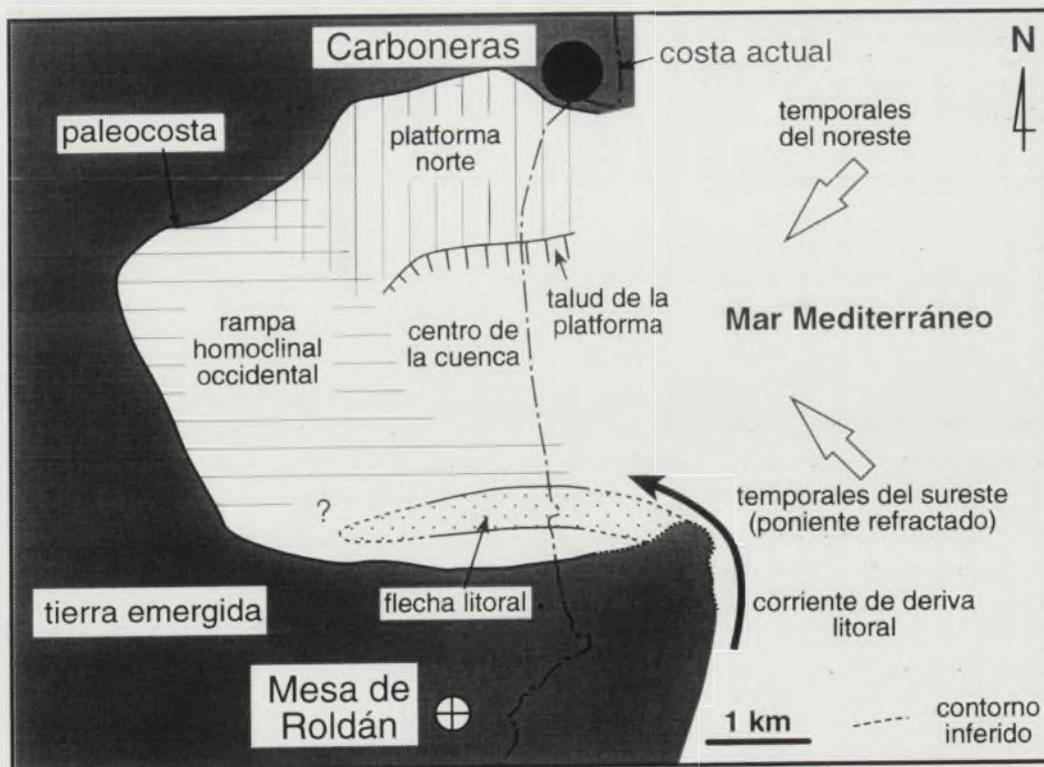


Figura 3. Paleogeografía, distribución de ambientes sedimentarios y modelo hidrodinámico de la Cuenca de Carboneras durante el Plioceno inferior (Martín et al., en revisión. Modificado de Braga et al., 2003).

do hacia la costa. En la depresión entre la flecha y la costa se desarrolla una pequeña factoría dominada por algas rojas.

EL MODELO DEL MARGEN OESTE: RAMPA HOMOCLINAL.

El modelo del margen oeste corresponde a una rampa homoclinal de pendiente suave, colonizada por diferentes tipos de organismos (Martín et al., en revisión) (Fig. 2). Las facies más someras son del tipo costa rocosa y están ligadas a pequeños acantilados. En ellas destacan los acúmulos de *Isognomon*. En la zona más somera de la rampa interna hay bancos de ostras y mar adentro aparecen extensos pavimentos rodolíticos. En la rampa externa lo más característico es la presencia de pequeñas bioconstrucciones, de hasta varios metros de longitud y altura métrica. Estas bioconstrucciones son de estructura interna compleja y forma muy variable (desde irregulares, de trazado laberíntico, a pilares verticales). Internamente están constituidas por algas rojas (entre las que dominan las de hábito encostrante), briozoos y bivalvos.

MODELO HIDRODINÁMICO DE LA BAHÍA.

La configuración de la costa Pliocena era muy semejante a la actual (Martín et al., 2003), por lo que la hidrodinámica podría ser también comparable. En la actualidad hay dos tipos de temporales dominantes en la zona: los del SE (que corresponden en realidad a los "ponientes" refractados) y los del NE ("levantes"). Durante el Plioceno la situación debió ser similar. Los temporales del SE fueron probablemente los responsables de la formación de la flecha en el margen sur de la bahía. Allí los sedimentos fueron acumulados por corrientes de deriva litoral inducidas por temporales del SE (Fig. 3). Estos también afectaron a la rampa norte, arrancando el material bioclástico de la plataforma y redepositándolo en el talud, generando las capas de tormenta (Martín et al., en revisión). Los temporales del NE afectaron ocasionalmente al margen sur, destruyendo los bajíos que coronaban la flecha. El material movilizado fué redepositado en la parte interna de la misma, generando las capas inclinadas progradantes hacia la costa (Braga et al., 2003). En el margen oes-

te, el más interno y protegido, el "nivel de energía" era bajo. En este margen proliferaron las bioconstrucciones de diversa naturaleza, algunas de ellas de estructura interna frágil y delicada.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto BTE 2001-3023 del Ministerio de Ciencia y Tecnología. Agradecemos a la Delegación de Medio Ambiente de Almería el permiso concedido para trabajar en el Parque Natural Cabo de Gata-Níjar.

REFERENCIAS

- Aguirre, J. (1998): El Plioceno del SE de la Península Ibérica (provincia de Almería). Síntesis estratigráfica, sedimentaria, bioestratigráfica y paleogeográfica. *Revista Sociedad Geológica de España*, 11: 297-315.
- Braga, J.C., Betzler, C., Martín, J.M. y Aguirre, J. (2003): Spit-platform temperate carbonates: the origin of landward downlapping beds along a basin margin (Lower Pliocene, Carboneras Basin, SE Spain). *Sedimentology* (en prensa).
- Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, C. y Brachert, T.C. (1996): Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow-shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain). *Sedimentology*, 43: 263-277.
- Martín, J.M., Braga, J.C. y Betzler, C. (2003): Late Neogene-Recent uplift of the Cabo de Gata volcanic province, Almería, SE Spain. *Geomorphology*, 50: 27-42.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J. y Betzler, C. (en revisión): Contrasting models of temperate-carbonate sedimentation in a Pliocene, small Mediterranean-sea embayment (Carboneras Basin, SE Spain). *Journal of the Geological Society of London*.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y La Chapelle, G. (1990): Le bassin de Níjar-Carboneras et le couloir du Bas-Andarax. En: *Les bassins Néogènes du domaine bétique oriental (Espagne)* (C. Montenat, Ed). Doc. Trav. IGAL 12-13, Paris, 129-164.

El olistostroma de Le Danois (Mar Cantábrico) como análogo del olistostroma de la Cordillera Bética

W. Martínez del Olmo

RepsolYpf. Paseo de la Castellana 280, 4ª planta. 28046 Madrid. wmartinezo@repsolyypf.com



ABSTRACT

The seismic images of the Le Danois bank's slope-base of slope allow to observe an olistostrome-forming process that can be summarised as follows: a) This process is significantly active during compressional tectonic phases, when the allochthonous material can move 40 km away from the base of slope. b) It forms by gliding of the hangingwall blocks of numerous slope-parallel faults. c) The volume of the allochthonous sediments is always three times greater than the autochthonous ones. d) There is continuity between the slope and the allochthonous wedges deposited on the basin plain. e) The more external, younger thrusts of the compressional front deform the allochthonous and autochthonous complex. The resultant model is used as an analogue for the Betic Cordillera's olistostrome and allows to show the probable similarities between them (slope-depositional trough, basal shear and geological complexity) as well as the still to be resolved problems (simple or multi-episodic propagation mechanism, compressional or mixed and the palaeogeographic domains included in this olistostromic mass).

Key words: olistostromes, Cantabrian sea, Betic mountains.

INTRODUCCIÓN

Algunos procesos geológicos ocurren sobre áreas y volúmenes tan enormes, que la interpretación de su génesis plantea problemas de todo tipo. Uno de estos ejemplos se corresponde con los olistostromas intra-miocenos que se emplazaron en las cuencas de ante-país que circundan la extremidad occidental de las Cordilleras alpinas.

A pesar de las muchas semejanzas que ellos reúnen (intra-miocenos tardi-orogénicos, internamente muy desorganizados y regionalmente con cientos de metros de espesor), dada su escala, parece difícil que el proceso sedimentario y / o tectónico que los creó pueda ser el mismo en todo el cinturón de cuencas alpinas donde los afloramientos, los pozos profundos y las líneas sísmicas, constatan su existencia. Esto implica que no pretendemos que el modelo de Le Danois pueda ser exportado a todo el cinturón alpino, pero las enseñanzas que ofrece, pueden tratar de trasladarse a otros frentes olistostrómicos con muchos problemas pendientes de resolución.

Uno de estos frentes, no es otro que el relativo a las cuencas de ante-país de la Cordillera Bética, surcos sedimentarios donde aún se discuten aspectos tan importantes como: 1) Mecanismo de emplazamiento: gravitatorio desde el S-SE (García Rossell, 1973; Pérez López y Sanz de Galdeano, 1994; Roldán, 1995; Martínez del Olmo et al, 1999), o tectónico relacionado con un *accretionary wedge* (Vázquez et al, 2001) o incluso, primero diapírico hacia el S. y después tectó-

nico hacia el N-NO (Flinch et al. 1996). 2) Definición de sus límites, materiales y patria de origen: exclusivamente olistostrómicas las Unidades del Guadalquivir (García Rossell, 1973; Roldán, 1995), incluyendo tanto estas como el Dominio Intermedio y los Subbéticos Externo y Medio (Pérez López y Sanz de Galdeano, 1994), o incorporando diferentes dominios paleogeográficos (Martínez del Olmo, 2003), según la transversal observada y su patria de origen.

EL BANCO LE DANOIS DESDE LA SÍSMICA DE REFLEXIÓN

El banco Le Danois (Boillot et al., 1971) identifica una extensa meseta, localizada a 60 Km de la costa entre los cañones submarinos de Avilés y Lastres (Fig. 1). Se encuentra bajo una lámina de agua que varía entre 750 y 1.700 m y finaliza en un abrupto talud, de dirección E-O, que desciende hasta los 4.500 m de profundidad de la plana abisal cantábrica.

La reciente campaña sísmica CS-01 de tipo multicliente, disparada por TgsNopec en el año 2001 ofrece unas magníficas imágenes, que permiten observar el talud-pie de talud de Le Danois y los procesos sedimentarios a él asociados.

El pie de este talud ha sido siempre interpretado como el frente de subducción, de vergencia norte, (Boillot et al., 1971) de las unidades tectónicas que integran el sistema Cantábrico-Pirineos. La unidad tectónica que conformó Le Danois y los visibles cabalgamientos del profundo pie de talud, construyen

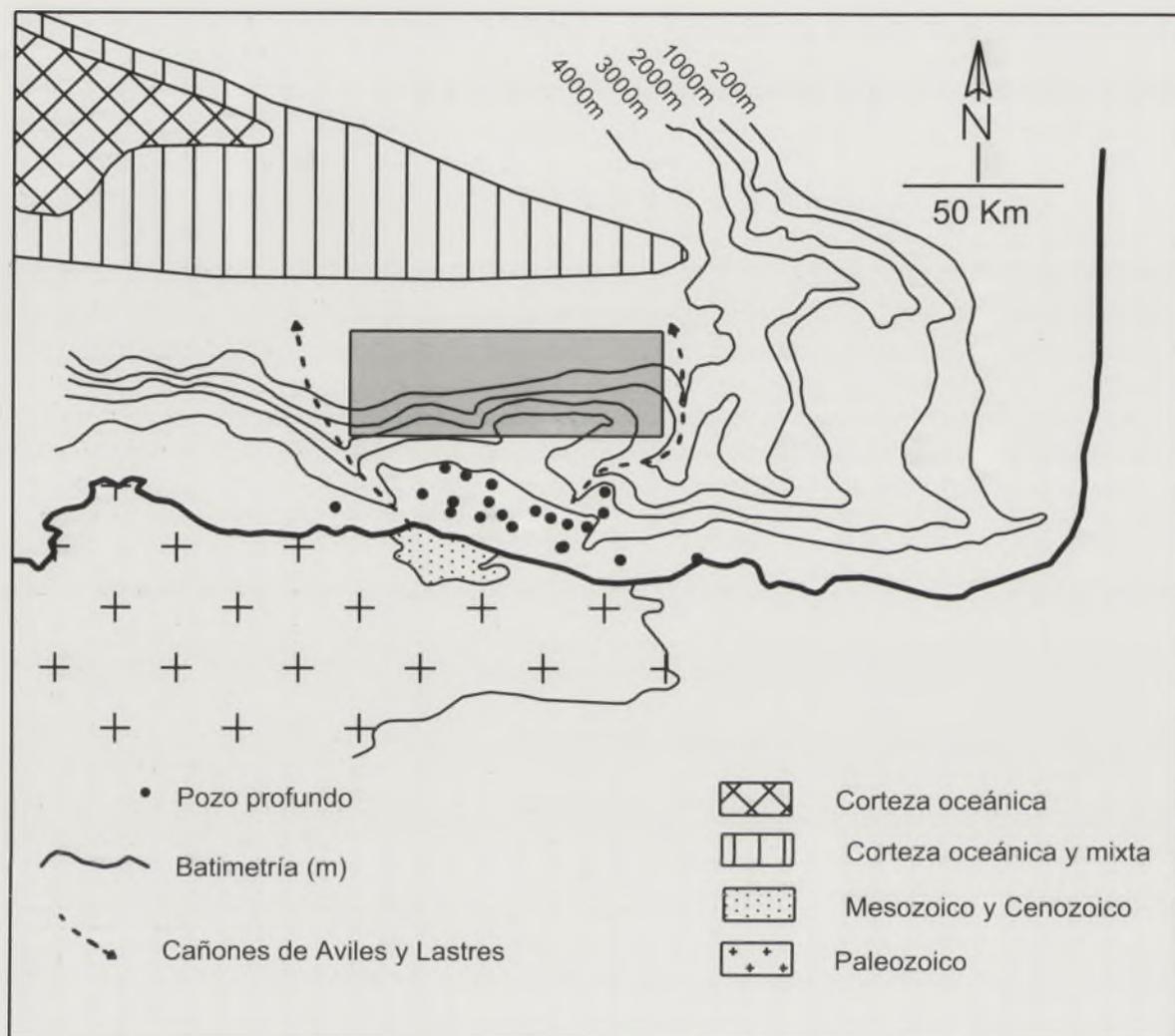


Figura 1. Datos regionales del Banco Le Danois.

un clásico sistema de unidades en secuencia. De esta breve introducción estructural solo cabe destacar que la unidad de Le Danois, interna y precoz, se extiende hasta la costa asturiana y genera un desnivel frontal de unos 3.000 m (Fig. 2) hecho que contrasta con los pequeños desniveles creados por los bloques de techo de los cabalgamientos más externos y jóvenes.

La información provista por los pozos exploratorios, permite interpretar que el cabalgamiento de Le Danois se propagó, principalmente en el Eoceno (discordancia oligocena del bloque de techo) y que esta propagación se realizó en un medio marino profundo.

El talud norte de Le Danois tiene una pendiente media del 2,5-3 % y se observa afectado por numerosas fallas epidérmicas y subparalelas, que generan el deslizamiento de los materiales que lo integran. Al pie del talud, en las hemipelagitas de cuenca profunda, puede observarse la introducción de los sedimentos desorganizados y exóticos de los bloques de techo del sistema de fallas del talud.

La definición sísmica (Fig. 2) permite interpretar que: a) Las fallas sobre las que deslizan los numerosos bloques se ini-

cian paralelas al talud y muchas de ellas se curvan hacia arriba, dispositivo que provoca que vuelvan a cortar la superficie del talud pendiente abajo. b) Los materiales deslizados muestran una imagen sísmica caótica y pueden distanciarse hasta más de 40 Km del actual pie del talud. c) Las cuñas deslizadas son fosilizadas, en un dispositivo tipo *onlap* profundo, por las reflexiones plano-paralelas de la sedimentación hemipelágica del *trench*. d) Los materiales olistostrómicos son más espesos y continuos cuanto más antiguos, y aunque no conocemos la edad precisa de los sedimentos que los fosilizan, por su espesor y por estar plegados, puede interpretarse que los más antiguos pertenecen al Eoceno. e) La relación sedimento exótico/autóctono es difícil de establecer, pero puede estimarse en un orden de magnitud del 90/10 en las fases más antiguas y del 75/25 en los deslizamientos más jóvenes o post-tectónicos. f) Aunque las líneas sísmicas no permiten ver si estas cuñas sedimentarias exóticas están cabalgadas por la unidad de Le Danois, observarlas tanto en niveles estratigráficos profundos como someros, permite pensar que el proceso gravitacional se inició al tiempo en que la unidad se propagaba. g) La

localización de los deslizamientos, viene a indicar que no existe un espacio libre de sedimento exótico al pie del talud. h) Como las cuñas deslizadas han sido deformadas por los cabalgamientos más externos, puede decirse que, deslizamientos y cabalgamientos crearon un frente continuo, retrogradante en sentido sedimentario, de más a menos, y en secuencia tipo *piggyback*, en el tectónico.

Las observaciones anteriores denotan que el proceso gravitatorio ha sido activo desde el Eoceno, que su máxima actividad coincidió con las fases tectónicas compresivas, que se generó en aguas profundas, que la relación olistostroma/autóctono es claramente favorable al primero, que los olistostromas han sido deformado por los cabalgamientos externos y jóvenes de la secuencia tectónica, y que el talud y sus deslizamientos están en continuidad.

EL OLISTOSTROMA BÉTICO

A pesar de las diferentes interpretaciones, ya comentadas, y relativas tanto a los materiales que lo integran como a sus límites meridionales, él, o los olistostromas béticos, caracterizan algunos hechos, que creemos no cuestionables, ya sea gravitacional, tectónica, o mixta, según autores, la modalidad de su emplazamiento: a) Cualquiera que sea su área de depósito,

la intrusión, al menos, de su frente, se realizó en un medio marino profundo. b) Mientras que el emplazamiento, es diacrónico y progresivamente más joven hacia el oeste, Langhiense en el Golfo de Valencia, Serravalliense en el corredor de Moratalla y Tortoniense en el Guadalquivir-Golfo de Cádiz (Martínez del Olmo, 2003) la fosilización total es siempre de edad Tortoniense. c) Cualquiera que sea el área observada, siempre incorpora una mezcla caótica de sedimentos comprendidos entre el Triásico y el Tortoniense inferior, todos relativos a las facies profundas de las Zonas Externas de la Cordillera. De ahí la generalizada aceptación de su procedencia sur, y las diferentes interpretaciones sobre sus límites físicos, especialmente el meridional; si incluye o no a las tradicionales unidades tectónicas del Subbético Externo y Medio. d) Los pozos que lo penetran siempre muestran que sus materiales están desorganizados y subcompactados. Se entiende así como relacionado con una alta velocidad de sedimentación que impide una compactación normal. e) Cuando es posible observarlo en líneas sísmicas, muestra una base prácticamente plana y paralela a las líneas tiempo del sedimento autóctono que lo recibe. A la vez, la base esta cortada por cabalgamientos ciegos y externos (Martínez del Olmo et al., 1999), y es generalmente ascendente hacia el N y el O-NO. Estos datos vienen a indicar que el ante-país y sus cuencas miocenas han

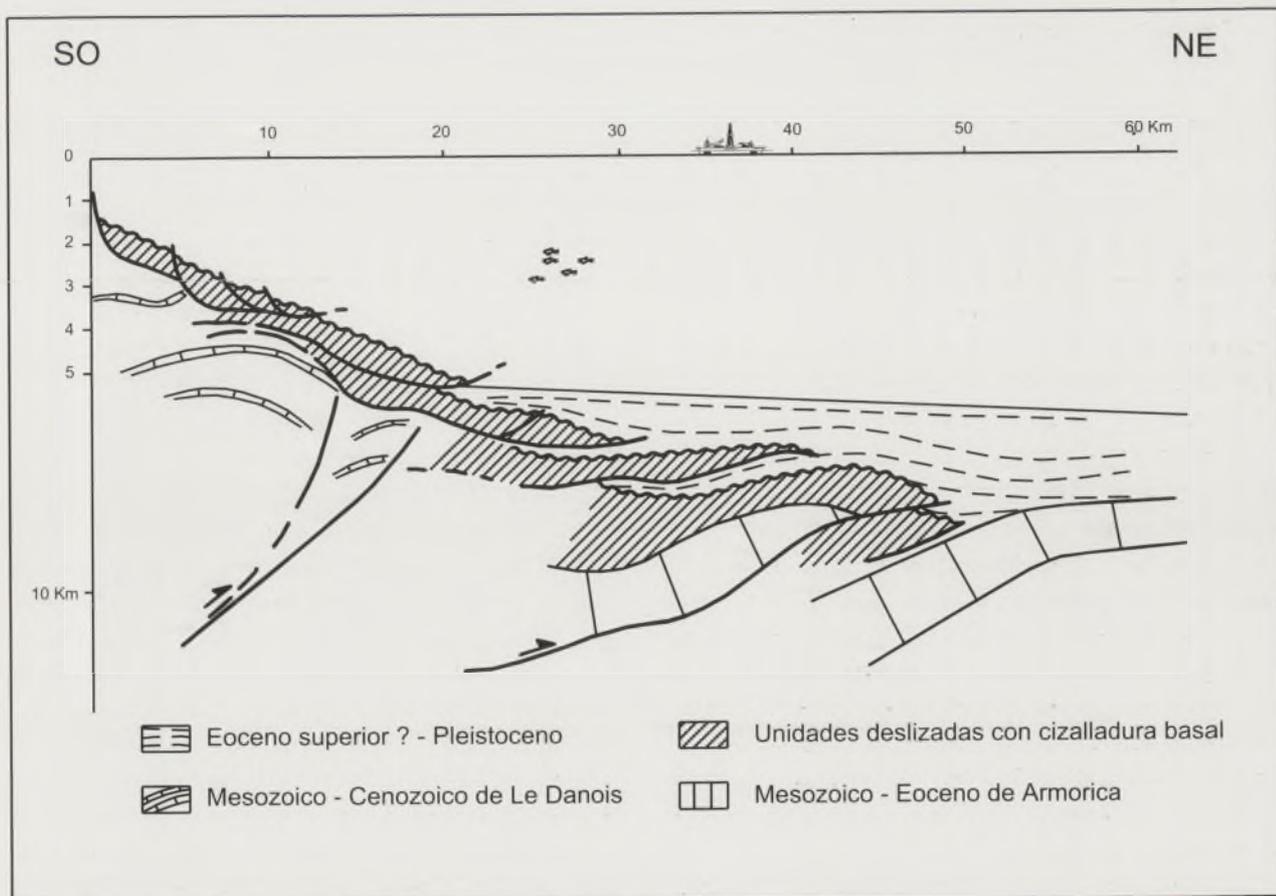


Figura 2. Interpretación esquemática de la línea sísmica CS01-124

sufrido un notable *tilting* en un tiempo post-olistostrómico. La progresión hacia el norte de la secuencia de cabalgamientos y la flexura a ella asociada son, posiblemente, los responsables de este dispositivo estructural y del cierre del Estrecho Nort-bético en el Tortonense superior. f) El techo del olistostroma muestra una clara deformación plástica y asciende, con fuerte gradiente, en dirección SE y ESE. Cuando este techo alcanza los afloramientos del Bajo Guadalquivir, estos se corresponden con el Manto de Carmona y/o el Subbético Externo.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El talud norte del Banco Le Danois viene a mostrar que para crear extensos olistostromas solo es necesaria la persistencia de un abrupto y alto talud submarino, que el proceso gravitatorio es más intenso en tiempos compresivos que en tiempos de relajación tectónica, y que no existe discontinuidad física entre el talud y los olistostromas de su pie. A la vez, puede interpretarse que el proceso genera el apilamiento de numerosos episodios de deslizamiento, individualizados por una cizalladura basal, heredada de cada una de las pequeñas-grandes fallas que iniciaron los deslizamientos del talud.

Si aceptamos que la colisión bética creó un prisma de acreción, submarino y complejo, en una banda con varios kilómetros de anchura, y al norte y oeste de las Zonas Internas, no es difícil asumir la existencia del necesario, inestable y activo

talud (Fig. 3) que conformaría la patria de origen del olistostroma bético. Su desorganización sedimentaria y estructural (mapa geológico tipo puzzle), el llamativo *rabotage basal*, los olistolitos de muchos de los afloramientos del Subbético y su notable falta de compactación, serían el testigo de su complejo origen sedimentario.

La progresión del frente olistostrómico hasta el surco Tortonense del Guadalquivir-Cádiz sería el resultado de una continua propagación de los frentes compresivos, o de una tardía fase tectónica Tortonense, reconocida en muchos sectores de la Cordillera (Fernández, 1982; Estévez et al., 1982), ambas posibilidades habrían plegado, o incluso retomado, las cizallas de base de las masas deslizadas. El estudio de la cinemática de estas fallas parece así ser un elemento imprescindible para la solución a muchos de los problemas planteados. Esta tardía progresión también podría relacionarse con las fases tectónicas (García-Dueñas y Balanyá, 1991) que rejuvenecieron y elevaron las Zonas Internas.

Al igual que en el análogo cantábrico, la continuidad física entre el original prisma tectónico y las masas deslizadas impedirían observar un Mioceno autóctono, teóricamente posible, en la cicatriz de cola de todo el complejo olistostrómico. A falta de una caracterización de esta cicatriz, los afloramientos del Triásico que se adosan por el norte al Subbético Interno (Vg. Trías de Antequera) son interpretados como el límite meridional de las unidades deslizadas.

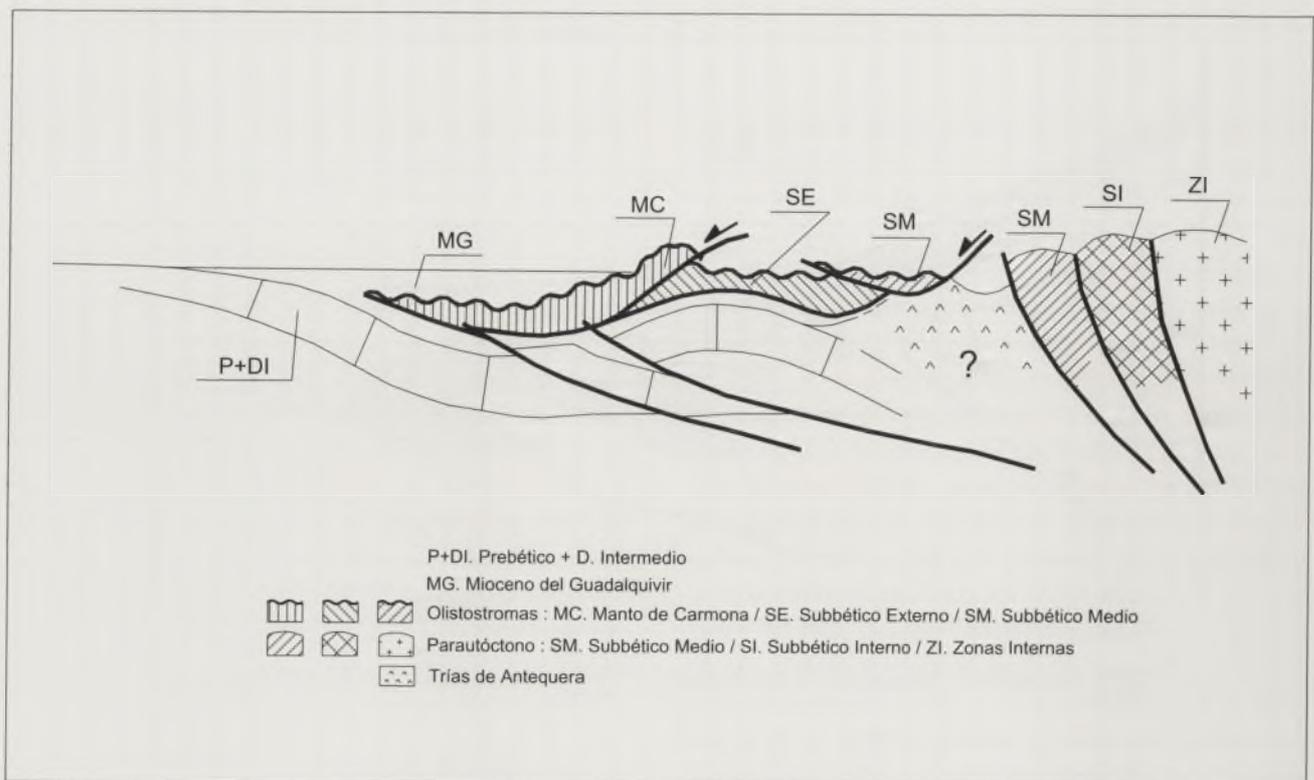


Figura 3. Esquema geológico de la transversal Málaga-Bujalance (sin escala)

REFERENCIAS

- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Lamboy, M., Dózouville, L. y Sibuet, J.C. (1971): Structure et histoire géologique de la marge continentale au nord de l'Espagne (entre 4° et 9° W). *Technip, Paris*, V.6.1-V 6.52.
- Estévez, A., Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1982): Evidencia de una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estud. Geol.*, 38, 55-60.
- Flinch, J. F., Bally, A. y Wu, W. (1996): Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, 24, 1: 67-70.
- García-Dueñas, V. y Balanyá, J.C. (1991): Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales. *Geogaceta*, 9: 33-37.
- García Rosell, L (1973): *Estudio geológico de la transversal Úbeda-Huelva y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas. (Provincia de Jaén)*. Tesis Doct. Univ. Granada. 550 p.
- Martínez del Olmo, W., Martínez Cabañas, W., Malagón Luesma, J., Hernández Parras, E., Klimowitz Pícola, J. y Serrano Oñate, A. (1999): Transversales de Huelva, Sevilla y Córdoba a partir de algunos pozos profundos: olistostromas y cabalgamientos (Cordillera Bética, SO. de España). *Libro homenaje a J. Ramírez del Pozo. AGGEP*:189-197.
- Martínez del Olmo, W. (2003): La Plataforma Cretácica del Prebético y su falta de continuidad por el Margen Sudibérico. *Cuad.Geol.Ibérica*, 29:109-132
- Pérez López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector Central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 7,1-2: 141-153.
- Roldán, F.J. (1995): *Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis Doct. Univ.Granada. 250 p.
- Vázquez, J.T., Somoza, L., Medialdea, T., Maestro, A., Maldonado, A. y Vegas, R. (2001): Olistostrome tectonic fronts under the Eurasia-Africa Convergence in the Gulf of Cadiz. *Int. Workshop on the Western Part of Eurasia-Africa Plate Boundary (Azores-Tunisia), San Fernando, Spain. Boletín ROA N° 3/2001*, 132-133.

Faint, illegible text covering the majority of the page, likely bleed-through from the reverse side of the document.

Las asociaciones de micromamíferos del Plioceno del Tollo de Chiclana (Cuenca de Guadix, SE de España): interpretación paleoecológica

R. Minwer-Barakat¹, A. García-Alix Daroca², E. Martín Suárez³, M. Freudenthal⁴ y C. Viseras⁵

Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, 18071, Granada, España.
1. rminwer@ugr.es, 2. agalix@ugr.es, 3. elvira@ugr.es, 4. mfreuden@ugr.es, 5. viseras@ugr.es

ABSTRACT

In the continental deposits of the area of Tollo de Chiclana (Guadix Basin, SE Spain), several new fossiliferous Pliocene localities have been identified, that have yielded a rich rodent and insectivore fauna. These micromammal associations have allowed us to determine the age of the localities (Late Ruscian for the oldest sites, Late Villafranchian for the younger ones). In addition, the presence of certain taxons with particular ecological requirements and the changes in the abundance of the various taxonomic groups provide a valuable information about the ecological conditions during the deposition of these materials. The fauna from the Upper Ruscian and lowermost Villafranchian localities reflect a rather warm and humid climate, as well as the presence of woody vegetation. On the other hand, the micromammal associations from the uppermost Lower Villafranchian and Upper Villafranchian sites suggest a cooler and drier climate, together with the predominance of open environments.

Key words: Pliocene, micromammals, Paleocology, Guadix Basin, Spain.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Guadix (provincia de Granada, SE de España), situada en el sector central de las Cordilleras Béticas, es una cuenca intramontañosa que se establece como tal en el Mioceno superior (Fernández et al., 1996a; Soria et al., 1998). El relleno marino comenzó en el Tortonense, y la sedimentación continental empezó hacia el final del Mioceno y continuó hasta el Pleistoceno superior (Calvache y Viseras, 1997).

La organización del relleno continental refleja la interrelación de varios sistemas deposicionales: un sistema de drenaje axial, con lagos efímeros asociados (sistema lacustre), y dos sistemas de drenaje transversales procedentes de las Zonas Internas y Externas (Viseras, 1991; Fernández et al., 1996b).

El área del Tollo de Chiclana se sitúa en la parte central de la cuenca (Fig. 1), donde las partes distales de los sistemas transversales entran en contacto con los sistemas axial y lacustre. En este sector, donde ya se había detectado la presencia de yacimientos con restos de micromamíferos (Soria y Ruiz Bustos, 1991; 1992), se han identificado varios niveles fosilíferos nuevos. Las asociaciones de micromamíferos reconocidas en ellos han permitido determinar sus edades, comprendidas

entre el Rusciniense superior y el Villafranchiense superior. Además, la presencia de ciertos taxones con requerimientos ecológicos concretos y la abundancia de los distintos grupos informan acerca de las condiciones ecológicas durante el depósito de estos materiales.

DESCRIPCIÓN DE LA SECUENCIA Y DE LOS YACIMIENTOS ESTUDIADOS

La secuencia (Fig. 2) aflora a lo largo de unos 4.5 Km. en un camino de dirección aproximada NNE-SSO en el que las cotas ascienden desde el Norte hacia el Sur. Los materiales se disponen en capas horizontales, de forma que hacia el Sur aparecen depósitos cada vez más modernos. Todos los yacimientos identificados se encuentran en niveles de lutitas oscuras de espesor decimétrico, frecuentemente con fósiles de gasterópodos.

En la parte más baja, en la que se reconocen arcillas rojizas con yesos intercaladas con margas blancas con huellas de raíces (facies de llanura lutítica y de orla de lago que corresponden a las partes más distales del sistema transversal externo, donde conecta con el sistema lacustre), se encuentra el

nivel de Tollo de Chiclana 1 (TCH-1). Su asociación faunística, formada por *Stephanomys donnezani*, *Castillomys crusafonti*, *Apodemus atavus*, *Paraethomys meini*, *Dolomys adroveri*, *Eliomys intermedius*, *Archaeodesmana* sp., *Asoriculus gibberodon* y *Paenelimoecus pannonicus*, permite datarlo como Rusciniense superior (zona MN15).

Hacia arriba, sigue un tramo donde predomina la alternancia de lutitas, que suponen la entrada de sedimentos finos del sistema axial, y calizas nodulosas o margosas con gasterópodos y huellas de raíces, que corresponden al sistema lacustre. En este tramo se sitúa el yacimiento de TCH-1B, cuya asociación faunística está compuesta por *Stephanomys donnezani*, *Castillomys crusafonti*, *Apodemus atavus*, *Occitanomys brailloni*, *Rhagapodemus frequens*, *Mimomys stehlini*, *Blancomys meini*, *Trilophomys vandeweerdii*, *Pliopetaurista pliocaenica*, *Eliomys intermedius*, *E. truci*, *Archaeodesmana brailloni*, *Asoriculus gibberodon*, *Paenelimoecus pannonicus* y *Soricidae* indet. y corresponde al final del Rusciniense (MN15).

Por encima, empiezan a aparecer arenas finas oscuras con alto contenido en mica (propias del sistema axial), que pasan

hacia techo a lutitas y en ocasiones a carbonatos correspondientes al sistema lacustre. En este tramo está el nivel de TCH-3; su asociación faunística, que permite asignarle una edad Villafranquiense inferior (zona MN16), está formada por *Stephanomys thaleri*, *S. minor*, *Castillomys crusafonti*, *Apodemus atavus*, *Mimomys minor*, *Kislangia ischus*, *Eliomys intermedius*, *Asoriculus gibberodon*, *Paenelimoecus pannonicus*, *Blarinoides* sp., *Soricidae* indet. y *Talpidae* indet. Por encima del yacimiento siguen aflorando los mismos materiales, hasta que, en un punto algo más alto, comienzan a aparecer arenas finas y medias de color rojizo y sin granos de mica: son depósitos fluviales distales del sistema transversal interno que progresa hacia el norte sobre los materiales de los sistemas axial y lacustre.

Más hacia el sur y a cotas más elevadas, siguen apareciendo bancos de arena con poca continuidad lateral, que corresponden a pequeños canales poco profundos, intercalados entre depósitos detríticos finos de llanura de inundación. En la base de estos bancos se encuentran en ocasiones microconglomerados; la naturaleza de sus clastos (esquistos, cuarcita, dolomía) indica que pertenecen al sistema transversal interno. Alternando con estos depósitos aparecen niveles carbonatados del sistema lacustre, menos frecuentes y de menor espesor que en la parte baja de la secuencia.

Por encima de estos niveles y algo más hacia el sur únicamente afloran depósitos aluviales distales del sistema transversal interno: cuerpos de base canalizada, con escasa continuidad lateral, con conglomerados a la base que pasan a arenas con granoclasificación normal y limos rojizos de llanura de inundación. No aparecen ya depósitos carbonatados. En este contexto se encuentra el yacimiento de TCH-13. La asociación faunística, que corresponde también a la zona MN16, es la siguiente: *Stephanomys thaleri*, *S. minor*, *Castillomys crusafonti*, *Apodemus atavus*, *Micromys* sp., *Mimomys minor*, *Eliomys truci* y *Talpidae* indet.

Al el oeste de los niveles descritos afloran los materiales más modernos de la serie: bancos de arenas con microgravas con cantos mayoritarios de esquistos y sin clastos de carbonatos a la base, que pasan hacia arriba a arenas finas con estratificación *epsilon* y a limos con laminación horizontal. Se trata de canales de un sistema fluvial meandriforme, correspondiente al sistema axial, intercalados con depósitos de llanura de inundación. En este tramo aparecen los niveles de TCH-10 y 10B, muy próximos entre sí y situados a la misma altura. Ambos tienen la misma litología y espesor, por lo que se supone que corresponden a un mismo nivel estratigráfico, en el que la parte que los conectaría ha sido erosionada. En TCH-10 se han reconocido *Stephanomys balcellsii*, *Castillomys rivas*, *Mimomys medasensis*, *Soricidae* indet. y *Talpidae* indet. En TCH-10B aparecen los mismos taxones, y además *Micromys* sp. Estas asociaciones corresponden al Villafranquiense superior (MN17).



Figura 1. Localización de la Cuenca de Guadix y del área del Tollo de Chiclana.

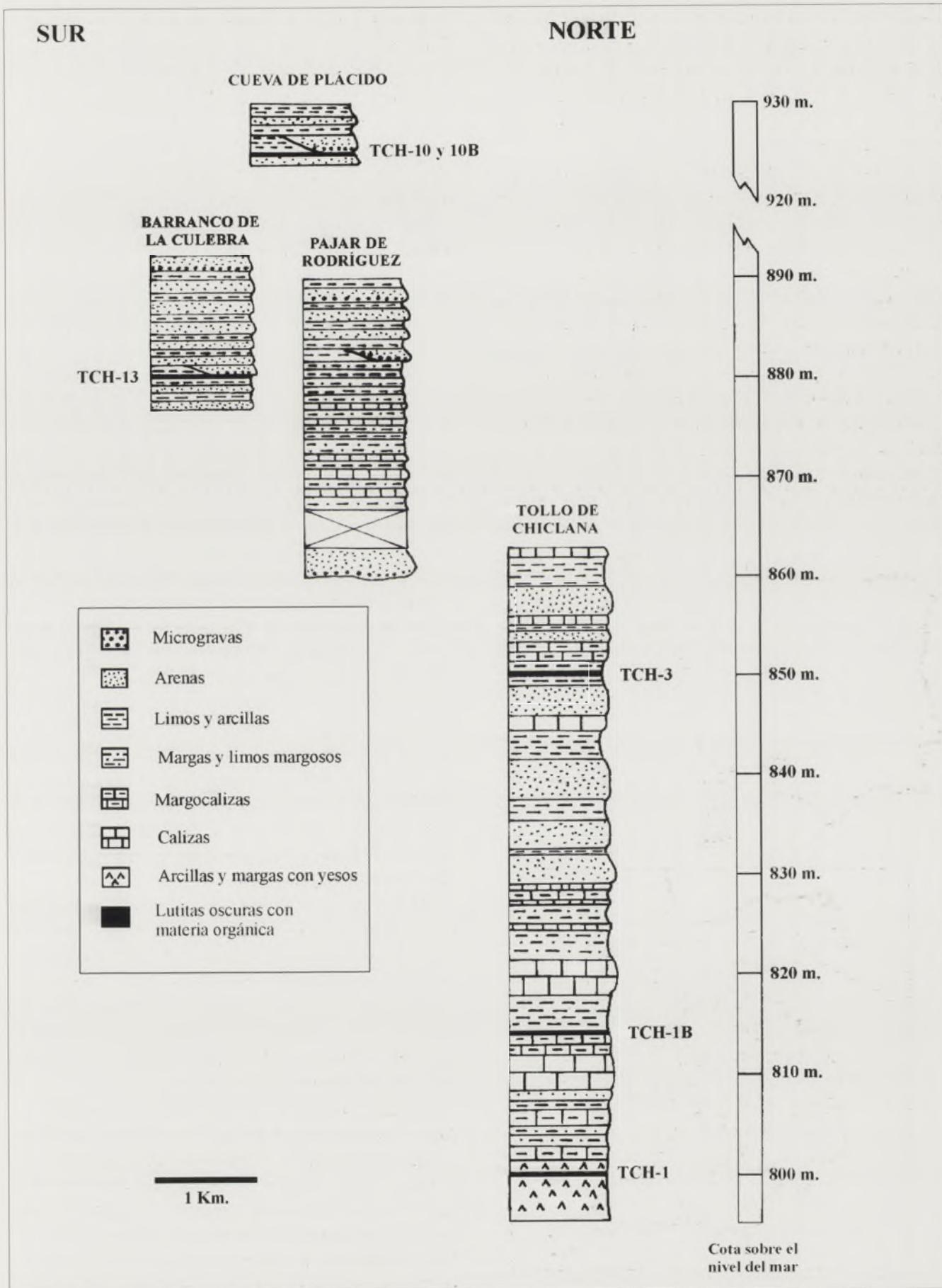


Figura 2. Representación de la secuencia estratigráfica estudiada.

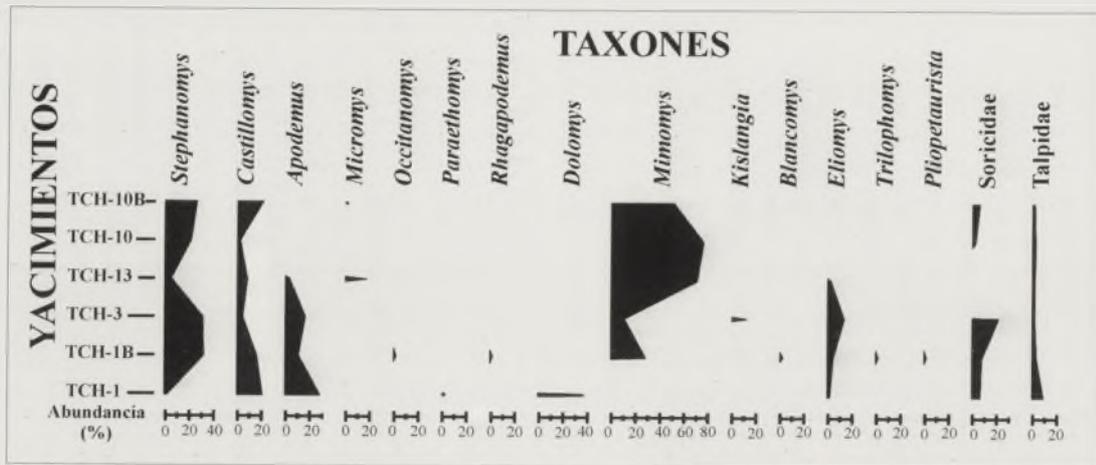


Figura 3. Abundancia relativa de los taxones reconocidos en los yacimientos del Tollo de Chiclana.

INTERPRETACIÓN PALEOECOLÓGICA

El estudio de los micromamíferos fósiles puede aportar información de la sucesión paleoclimática de una región a partir de la interpretación de dos factores: la presencia de ciertos taxones con requerimientos ecológicos concretos y las variaciones en la abundancia relativa de cada grupo en la secuencia de yacimientos (Martín Suárez, 1988; Castillo, 1990).

La figura 3 muestra la abundancia relativa de los distintos taxones identificados en los yacimientos estudiados. Los roedores se han representado a nivel de género y los insectívoros a nivel de familia.

En el yacimiento de TCH-1, la abundancia de *Apodemus atavus* (27% de la asociación y más del 55% del total de múridos), refleja el predominio en la región de medios boscosos a los que se liga esta especie. Por otra parte, la abundancia de insectívoros es signo de condiciones climáticas húmedas, y en concreto el alto porcentaje de *Archaeodesmana* (9% de la asociación), nos habla de la existencia de cursos de agua constantes. La presencia de *Paraethomys meini* y *Asoriculus gibberodon* se asocia a climas cálidos y húmedos; la última especie confirma además la existencia de vegetación boscosa.

La asociación de TCH-1B refleja unas condiciones ecológicas similares a las descritas para TCH-1: la presencia de *A. atavus* y *A. gibberodon* y la relativa importancia del género *Eliomys* (cerca del 5% de la asociación) se asocian a la presencia de medios boscosos, lo cual se confirmaría por la presencia de *Pliopetaurista pliocaenica*, especie de costumbres arborícolas. La importante proporción de sorícidos (7.5%) y la presencia *Rhagapodemus*, *Trilophomys* y *Asoriculus* se relacionan con condiciones climáticas húmedas. *Trilophomys* y *Asoriculus* indicarían además temperaturas relativamente cálidas. La importancia considerable de los tálpidos (2.65% de la asociación) concuerda con un medio boscoso y húmedo. En esta asociación se encuentra la mayor diversidad de múridos y de glíridos.

En TCH-3 la abundancia de arvicólidos es menor que en el resto de yacimientos, lo cual podría suponer unas temperaturas más cálidas. Este mínimo coincide con un máximo muy marcado en la abundancia de los sorícidos (más del 20% de la asociación), lo cual informa de unas condiciones climáticas húmedas, y con la máxima abundancia de *Eliomys* (12.7%), que indica un importante desarrollo de los bosques. La abundancia de *Apodemus* (15.6% de la asociación) y la presencia de *A. gibberodon* confirman el predominio de biotopos forestados. La última especie indica también clima cálido y húmedo.

La asociación de micromamíferos de TCH-13 es muy distinta a las anteriores. Los arvicólidos son el grupo dominante: *Mimomys* representa el 70% de la asociación, lo cual indicaría un descenso de las temperaturas y el predominio de los biotopos abiertos en los que habitan estos mamíferos. El descenso en la proporción de los hábitats boscosos queda confirmado por la importante disminución del género *Eliomys* (1% de la asociación), y de *A. atavus*, que pasa a ser el múrido menos abundante (4% del total; 14.3% de los múridos encontrados). La ausencia de sorícidos es coherente con esta interpretación. El múrido más abundante es *Micromys*, (11.9% de la asociación; 43% de los múridos), lo que indica la existencia de condiciones relativamente húmedas, y confirma la importancia que cobran los biotopos abiertos, ya que se asocia a vegetación baja, fundamentalmente herbácea.

Las asociaciones de TCH-10 y 10B reflejan unas condiciones ecológicas similares a las de TCH-13, si bien los rasgos más característicos aparecen aún más acentuados: los arvicólidos son el grupo dominante, de lo que se deducen temperaturas frías y predominio de biotopos herbáceos abiertos. Los géneros ligados a hábitats boscosos (*Apodemus*, *Eliomys* y *Asoriculus*) desaparecen por completo, y la diversidad de los múridos es mínima: sólo aparecen los géneros *Stephanomys* y *Castillomys*, y en TCH-10B un único ejemplar de *Micromys*.

REFERENCIAS

- Calvache, M. L. y Viseras, C. (1997): Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 93-105.
- Castillo, C. (1990): *Paleocomunidades de Micromamíferos de los Yacimientos kársticos del Neógeno Superior de Andalucía Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 225 p.
- Fernández, J., Soria, J. y Viseras, C. (1996a): 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. Friend y C. Dabrio, Eds). Cambridge University Press, Cambridge: 353-365.
- Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J. (1996b): Pliocene-Pleistocene continental infilling of the Granada and Guadix basins (Betic Cordillera, Spain): the influence of allocyclic and autocyclic processes on the resultant stratigraphic organization. En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds). Cambridge University Press, Cambridge: 366-371.
- Martín Suárez, E. (1988): *Sucesiones de micromamíferos en la Depresión de Guadix-Baza (Granada, España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 241 p.
- Soria, J.M. y Ruiz Bustos, A. (1991): Bioestratigrafía de los sedimentos continentales situados en el sector septentrional de la cuenca de Guadix, Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 9: 94-96.
- Soria, J.M. y Ruiz Bustos, A. (1992): Nuevos datos sobre la edad del inicio de la sedimentación continental en la Cuenca de Guadix. Cordillera Bética. *Geogaceta*, 11: 92-94.
- Soria, J. M., Viseras, C. y Fernández, J. (1998): Late Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geological Magazine*, 135 (4): 565-574.
- Viseras, C. (1991): *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 327 p.

1900

1900

...

...

...

Calcarenitas y calizas del Oligoceno superior-Mioceno inferior discordantes sobre el Mesozoico en el Subbético al S de Jaén

J.M. Molina y L.M. Nieto

Departamento de Geología. Universidad de Jaén. 23071 Jaén. jmmolina@ujaen.es, lmnieto@ujaen.es

ABSTRACT

Upper Oligocene-Lower Miocene calcarenites and limestones showing an angular unconformity in relation with the underlying Mesozoic rocks in the Subbetic Zone to the south of Jaén are studied. They appear in three main outcrops displaying a basic stacking pattern consisting of vertical aggradation, progradation and offlapping (downstepping). Their lithology and microfacies are described and they are interpreted sedimentologically as calcarenitic bodies deposited in small carbonate ramps developed in the Sudiberic Margin during the climatic optimum of the Chattian-Aquitaniense and corresponding to a global 2nd-order highstand or supercycle of relative sea level.

Key words: calcarenites, carbonate platform, grainstone, unconformities, Upper Oligocene-Lower Miocene

INTRODUCCIÓN

Se estudian las calcarenitas y calizas del Oligoceno superior-Mioceno inferior discordantes sobre los materiales mesozoicos en el Subbético al S de Jaén (Fig. 1). Los principales afloramientos se encuentran al SO de Cárcel y E de los Grajales, en la Sierrezuela (NE de Martos) y en la Sierra de Chircales-Caracolera. Otros afloramientos de menor extensión e importancia se sitúan al SE de la Peña de Martos y al O de La Guardia. Estos afloramientos fueron descritos por Sanz de Galdeano (1973). No se ha realizado un estudio bioestratigráfico, aunque su edad se estima, por datos fundamentalmente bibliográficos, en Chattiense-Aquitaniense. Un aspecto importante es que cuando se observa su muro se sitúan siempre discordantemente sobre los materiales mesozoicos. En los afloramientos al NE de Martos la base está afectada por fracturas y el techo está, casi en su totalidad, cubierto por materiales cuaternarios, siendo difícil, cuando no imposible, observar las relaciones con las unidades infra- y suprayacentes.

DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES AFLORAMIENTOS

Afloramientos del SO de Cárcel y E de Los Grajales

Son los afloramientos de mayor extensión. Se sitúan, buzando hacia el S, en la Unidad de Grajales-Mentidero (Molina, 1987), discordantemente sobre materiales de edades comprendidas entre el Liásico superior y el Cretácico

inferior y, muy localmente (Fuente de las Pilas), sobre el Cretácico superior.

Se diferencian tres tramos: 1) El inferior más calizo de calcarenitas, calizas, conglomerados y brechas de aspecto masivo. Internamente se ha observado una superficie de discontinuidad erosiva (paleokarst) de modo que sobre las calcarenitas de este tramo se disponen unas brechas más margosas. 2) El tramo intermedio es calizo con algunas intercalaciones de calizas margosas y tiene peores afloramientos. Estos niveles margosos presentan texturas de *wackestone* y *packstone* con gran cantidad de globigerinas y espículas de esponjas. 3) El tramo superior está formado por una alternancia cíclica de barras calcareníticas y niveles calizos. En el campo y en foto aérea se reconocen unos 10 ciclos con un espesor medio de 16 m por ciclo. Contiene abundantes pectínidos. En la parte más alta de este tramo se observa un magnífico ejemplo de abanicos de capas ligados a fallas normales sinsedimentarias.

En cuanto a las microfacies, aparecen como areniscas calcáreas con foraminíferos (*Lepidocyclina*, *Heterostegina*, *Amphistegina*, *Operculina*, Nummulítidos, Globigerinas, Miliólidos, Miogypsinas,....), algas coralíneas (*Lithothamnium*, *Melobesia*) y codiáceas, briozoos, lamebranquios, radiolas de equínidos, espículas de esponjas, y otros bioclastos. También se han encontrado algunos microfósiles pectínidos (*Clamys*), ostreas, gasterópodos, grandes equinodermos de tipo *Clypeaster* y coralarios. Es muy típica la existencia de foraminíferos planctónicos del Senoniense resedimentados. En algunos niveles abundan los fragmentos de cuarzo bastante angulosos.

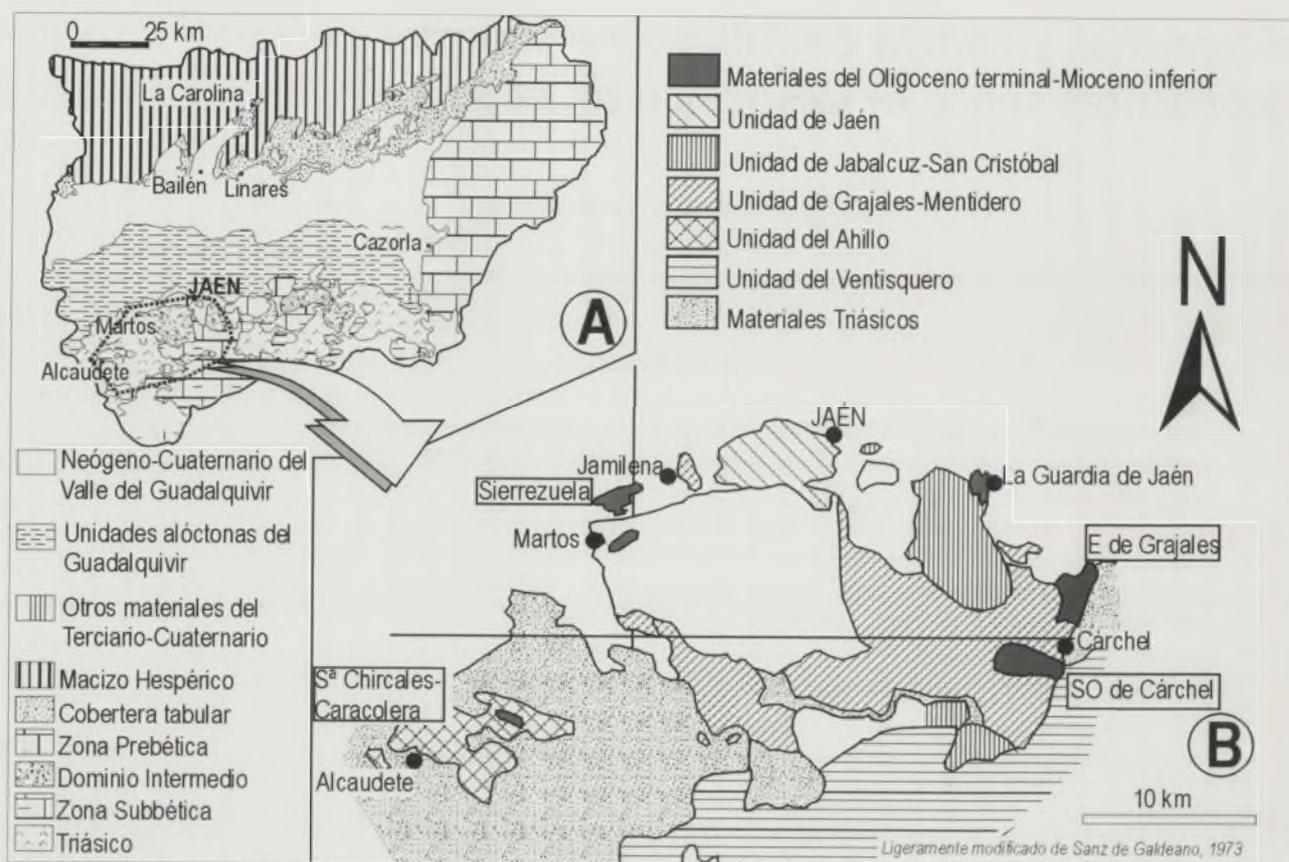


Figura 1. Situación geográfica y geológica de los afloramientos estudiados.

Los mejores afloramientos se encuentran al SE del Cerro Palomares (Fig. 2A) donde los tres tramos alcanzan más de 1000 m de potencia aparente y se observan muy buenos ejemplos de discordancia angular progresiva (Fig. 3A). Estos indicarían que el depósito de estos materiales tuvo lugar en un margen de cuenca tectónicamente activo y con sedimentación continua, de modo que los lechos originados inicialmente se fueron plegando al mismo tiempo que se depositaron otros encima. Son discordancias progresivas, separadas por superficies de erosión que coinciden, por ejemplo, con los modelos descritos en el Pirineo por Riba (1976) con el nombre de "discordancias sintectónicas". Los lechos presentan claras morfologías en cuña, con aumentos de potencia hacia el SE; las relaciones mutuas entre los estratos muestran que las cuñas se solapan, quedando cada una más al SE que la infrayacente a la que no llega a cubrir totalmente (dispositivo de *offlap* o solapamiento retractorio, ver figura 3A.). Este solapamiento está ligado a la progradación del conjunto en sentido N160°E.

Afloramientos al NE de Martos (Sierrezuela)

En el área de la Sierrezuela (Fig. 2B) aparecen tres afloramientos de forma alargada con una dirección aproximada N70°E. Los dos afloramientos meridionales presentan una estructura monoclinas con un fuerte buzamiento hacia

el SE; su parte septentrional está afectada por sendas fallas que impiden observar los materiales del muro. En cuanto al techo, en determinados puntos es posible ver el contacto con las margas suprayacentes, que han sido datadas como Tortoniense Inferior (F. Serrano, comunicación oral). En el afloramiento más septentrional es posible observar su estructura anticlinal, aunque en buena parte el flanco N está también fracturado; al igual que en los dos afloramientos anteriores, sólo puntualmente es posible observar los materiales suprayacentes, también del Tortoniense Inferior.

En estos afloramientos ha sido posible diferenciar dos grandes tramos (Fig. 3B), el inferior está constituido por calcarenitas y calizas, localmente masivas y dolomitizadas, en bancos que pueden llegar a alcanzar potencias de 1,2 m. En algunos de estos niveles puede observarse que el muro es erosivo y hay una sucesión de facies que de muro a techo es *grainstone* de ooides o peloides, *packstone* de peloides y, en el techo, *wackestone* de peloides. En general, las microfacies que predominan en este tramo son las de *grainstone* de ooides, donde además se pueden observar oncoides, peloides, bioclastos de gasterópodos, equinodermos, lamelibranquios, algas coralinas y fragmentos de foraminíferos planctónicos. En estos materiales el contenido en cuarzo es muy bajo, no superando el 10%. El techo de este tramo está constituido por un *hardground* donde se han observado algunos restos de costras de óxidos de Fe.

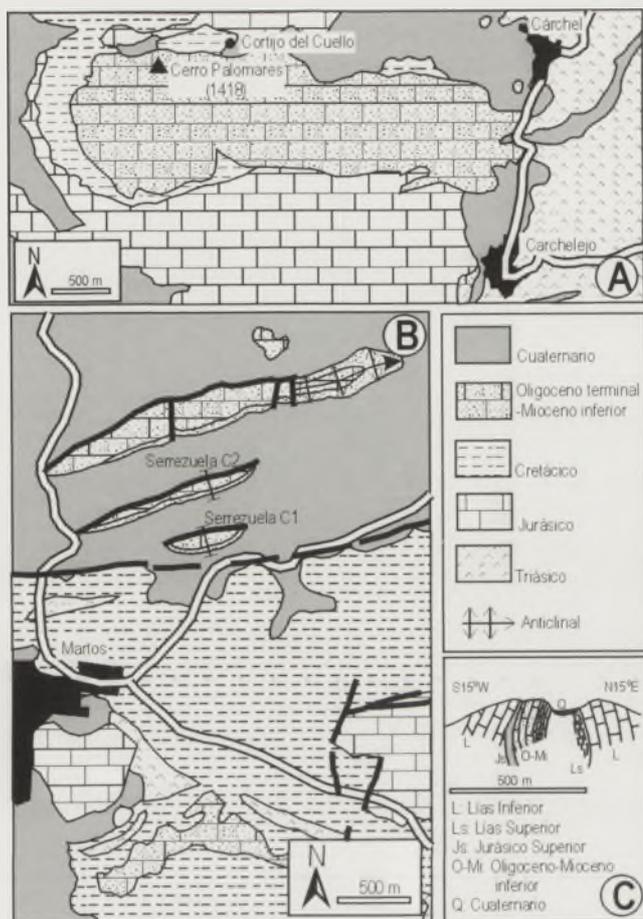


Figura 2. A. Mapa geológico del afloramiento del SO de Cárcel. B. Mapa geológico de los afloramientos al NE de Martos (Sierrezuela). C. Corte geológico del afloramiento de la Sierra de Chircales-Caracolera. Ligeramente modificados de Sanz de Galdeano, 1973.

En relación con esta superficie hay una dolomitización parcial de los niveles.

El segundo tramo, dispuesto sobre el *hardground* anterior, comienza con unas arenas, de 6,5 m de potencia máxima, que muestran intercalaciones calcareníticas hacia su parte alta. Sobre ellas hay unas calcarenitas con abundantes equinodermos (*Clypeaster*) y lamelibranquios. Hay abundantes laminaciones cruzadas de pequeña y gran escala que han permitido deducir dos sentidos de paleocorrientes (Fig. 3B). Las microfacies predominantes son las de *packstone* de bioclastos de foraminíferos bentónicos (*Nummulites*, *Lepidocyclina*), con algunos fragmentos de foraminíferos planctónicos no clasificables. El contenido en cuarzo varía desde el 50 % en los niveles en contacto con las arenas, hasta el 20 % en los lechos dispuestos hacia la parte alta del tramo. El techo de éste es un conglomerado de 30 a 40 cm de potencia, con cantos de igual naturaleza que los materiales calcareníticos infrayacentes; algunos clastos son equinodermos. El contenido en matriz es muy bajo, predominando el mecanismo de soporte de los

cantos; en numerosas ocasiones puede verse que los clastos se amoldan unos a otros. Lateralmente, hacia el SO, este nivel de conglomerados desaparece y, en el techo, se observa una fina costra de óxidos de hierro así como morfologías erosivas, que recuerdan a un paleokarst incipiente.

Afloramientos de la Sierra Chircales-Caracolera

Son calcarenitas y calizas (*grainstone*) con unos 80 a 90 m de potencia que afloran en la unidad del Ahillo (Molina, 1987), en el núcleo de un sinclinal situado entre las Sierras de Chircales y Caracolera. Se disponen discordantemente sobre los materiales jurásicos (Liásico superior-Jurásico superior) y están muy replegados con superficie de estratificación aproximadamente vertical o invertida, buzando unos 70 a 80° hacia el S. Se reconocen hasta 5 ciclos dados por la alternancia de niveles calcareníticos más compactos con otros calizos más blandos. Hay algunas estratificaciones cruzadas con sentido de paleocorrientes hacia el E.

INTERPRETACIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y SEDIMENTARIA

Afloramientos con facies similares a las aquí estudiadas y con la misma edad aparecen en el Subbético Externo, al S de la provincia de Córdoba en la unidad del Camarena-Lanchares (Molina, 1987). En el Subbético del sector central de la Cordillera, Comas (1978) definió el "Grupo Cardela" (Eoceno *pro-parte*-Oligoceno-Aquitaniense), que incluye tres formaciones caracterizadas por la sedimentación pelágica (lutitas y margas con foraminíferos planctónicos y nanofósiles) con intercalaciones de turbiditas calcáreas y que alcanzan, en su conjunto, espesores cercanos a los 500 m (ver revisión en Vera, 2000).

En el sector oriental del Dominio Subbético los afloramientos de Oligoceno superior-Mioceno inferior no son muy abundantes (Azéma y Montenat, 1973; Azéma, 1977). El Oligoceno está constituido por materiales detríticos (arenas y conglomerados). En cuanto al Mioceno Inferior, se han descrito calizas masivas, blancas, con abundantes restos fósiles y raramente arenosas; en su base pueden tener alguna intercalación conglomerática, mientras que en la parte alta hay algunos niveles arenosos y margo-arenosos.

La sedimentación de estas facies tuvo lugar en pequeñas plataformas aisladas que se desarrollaron durante el óptimo climático del Chattiense-Aquitaniense, correspondiente a un estadio de nivel alto global de segundo orden. En el Mioceno inferior en este sector del margen sudibérico se mantendrían condiciones oceánicas abiertas, con un clima húmedo-tropical, que permitiría el desarrollo de los cuerpos de arenas calcareníticas resultando modelos de agradación vertical, progradación y solapamiento retractivo.

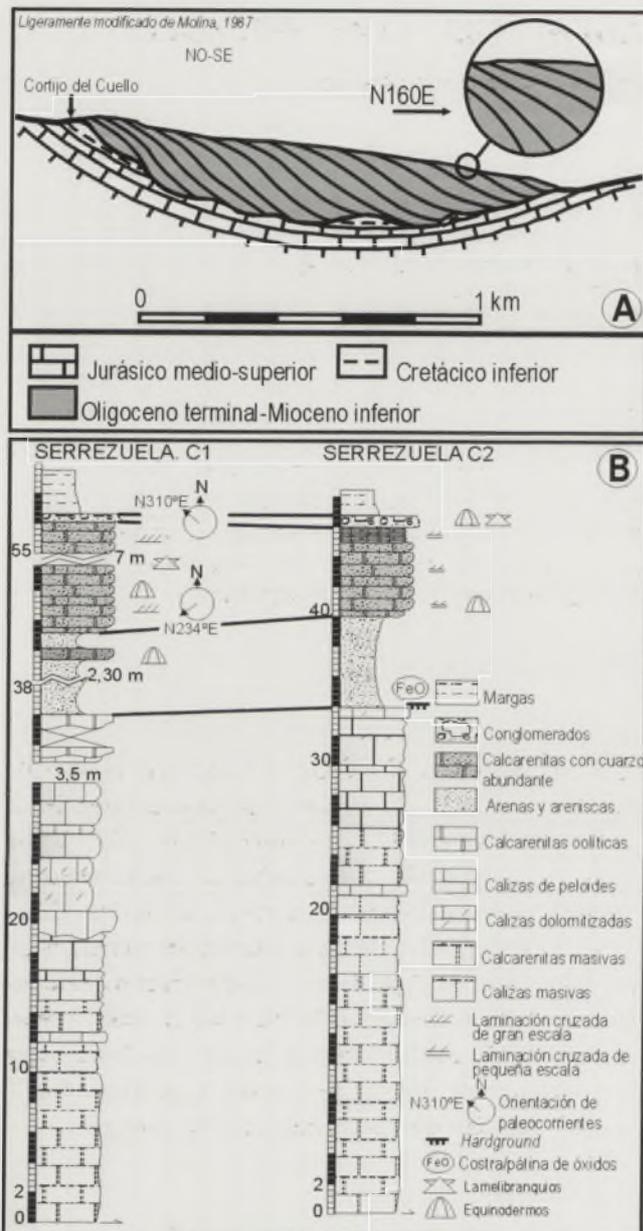


Figura 3. A. Clinoformas progradantes del afloramiento del SO de Cárcel. B. Columnas estratigráficas de los afloramientos del NE de Martos (Sierrezuela).

vo (Esteban 1996; Esteban *et al.*, 1996). Serían modelos afines a los de las rampas de carbonatos *rhodalgaes* o tipo 3 de "arrecifes" miocenos de Esteban (1996, p. 4) que son comunes en las secciones transgresivas y que, aunque son volumétricamente las facies más importantes en el área miocena mediterránea, han sido menos estudiados que los espectaculares arrecifes de coral del Mioceno Superior.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado en el seno del grupo de investigación RNM-200 de la Junta de Andalucía y del Proyecto de Investigación BTE2000-1151 de la D.G.I. (Ministerio de Ciencia y Tecnología). Agradecemos a los Drs. Sánchez-Gómez (Dpto. de Geología, Universidad de Jaén) y Serrano-Lozano (Dpto. de Geología, Universidad de Málaga) la ayuda prestada.

REFERENCIAS

- Azéma, J. (1977): *Étude géologique des Zones Externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. Tesis doctoral, Univ. Paris, 396 p.
- Azéma, J. y Montenat, Ch. (1973): *Mapa Geológico de España E. 1:50 000. Hoja 892 (Fortuna)*. IGME.
- Comas, M.C. (1978): *Sobre la geología de los Montes orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior*. Tesis doctoral, Univ. Bilbao, 323 p.
- Esteban, M. (1996): An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. En: *Models for carbonate stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (Fransen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C. y Rouchy, J.M., Eds). SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 5: 3-53.
- Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J. y Santisteban, C. de (1996): Western Mediterranean Reef Complexes. En: *Models for carbonate stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (Fransen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C. y Rouchy, J.M., Eds). SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 5: 55-72.
- Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 518 p.
- Riba, O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 8: 90-99.
- Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal Jaén-Frailes. (Provincia de Jaén)*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 274 p.
- Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 345-373.

La Formación Majalcorón (Calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): definición y descripción

J.M. Molina¹, J.A. Vera² y R. Aguado³

1. Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Facultad de Ciencias Experimentales. 23071 Jaén (jmmolina@ujaen.es).

2. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Facultad de Ciencias. 18071 Granada (jvera@ugr.es)

3. Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Escuela Politécnica de Linares. 23700 Linares (Jaén) (raguado@ujaen.es)

ABSTRACT

The Majalcorón Formation (Danian-Lower Selandian) is defined as a formal lithostratigraphic unit belonging to the Palaeocene of the Subbetic, a palaeogeographic domain in the Southern Iberian continental margin. This formation is mainly made up of calcarenites with Microcodium. In the holotype, paratype and different outcrops, the facies and microfacies, the sedimentary structures (mainly hummocky cross-stratification) and their peculiar stratigraphic location, between pelagic facies, are described.

Key words: *Calcarenites, Microcodium, Subbetic, Paleocene.*

DEFINICIÓN DE LA FORMACIÓN MAJALCORÓN

Rasgos generales

El objetivo fundamental de este trabajo consiste en la definición formal y caracterización de la Formación Majalcorón (Daniense-Selandiense inferior) como una nueva unidad litoestratigráfica en el Subbético. Esta unidad se caracteriza básicamente por su litología de calcarenitas con abundante *Microcodium*.

La formación estudiada aparece en el sector central del Subbético, principalmente entre las provincias de Granada y Jaén, y se encuentra bien representada especialmente en la hoja 990 (Alcalá la Real), del mapa a escala 1:50.000, en el Subbético Medio. Otros afloramientos de esta formación se localizan en las hojas vecinas de Iznalloz (991), Montefrío (1008), Lucena (989) y Rute (1007). En la mayoría de estos últimos afloramientos la deformación tectónica y, especialmente, el intenso cultivo dificultan enormemente el levantamiento de secciones estratigráficas detalladas. Dos secciones estratigráficas que se han podido establecer de la formación completa, estrato a estrato, corresponden al holoestratotipo (Peñas de Majalcorón, Fig. 1) y al paraestratotipo (al N de la Fuente de la Pileta, Fig. 1). Además se han estudiado detalladamente otras secciones al NO de la Venta de Agramaderos, Cortijo de la Cazuela del Pozo, N. de la Fuente de la Pileta, Rosal Bajo, E del Cortijo de Santa Teresa y Pilas de la Fuente del Soto cuya situación se puede ver en la figura 1.

Estos afloramientos en trabajos anteriores de acuerdo con su litología se han denominado "calizas arenosas" atribuyén-

doles una edad Paleoceno-Eoceno medio (Díaz de Neira et al., 1991), o también "microcoditas", calizas o calcarenitas de *Microcodium*, de edad Paleoceno (ver revisión en Vera, 2000).

La Fm Majalcorón se sitúa sobre las calizas margosas pelágicas generalmente de color rosado de la Fm. Capas Rojas. Sobre la Fm Majalcorón se encuentran calizas margosas de la misma Fm Capas Rojas, o margas grises o amarillentas con niveles de areniscas turbidíticas bioclásticas del Eoceno. La edad de esta formación, y su interpretación genética han sido estudiadas respectivamente por Aguado et al. (2003) y Vera et al. (2003) ambos incluidos en este volumen.

Holoestratotipo

La Fm Majalcorón toma su nombre de la aldea de Peñas de Majalcorón perteneciente al municipio de Alcalá la Real (provincia de Jaén), a unos 8 km al SO de la ciudad, y muy cerca del límite con las provincias de Córdoba y Granada (Fig. 1). Esta aldea se encuentra al pie de un relieve escarpado (Peñas de Majalcorón) con un magnífico afloramiento donde se ha establecido el holoestratotipo. Se accede por la pista que sale hacia la aldea citada desde de la carretera JV-2241, que a su vez parte de la carretera A-335 de Alcalá la Real a Montefrío. Cartográficamente, el holoestratotipo se sitúa en la Hoja 990-IV (Ermita Nueva) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional con coordenadas UTM VG117416 en el muro y VG117417 en el techo. El holoestratotipo presenta un espesor de 56 m y en la figura 2 pueden verse sus principales características. En la figura 3-1 se observa el aspecto de campo del afloramiento.

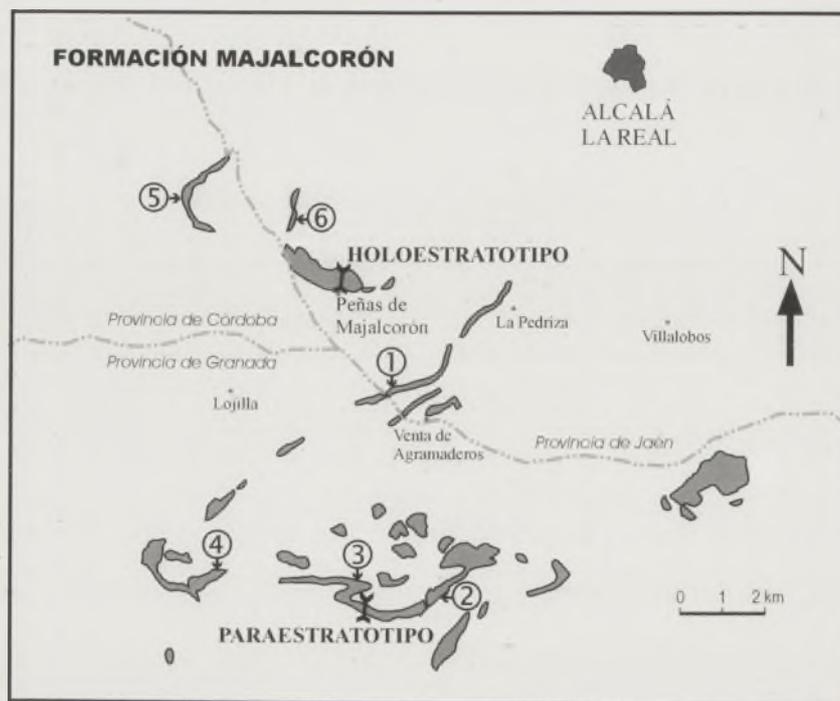


Figura 1. Situación geográfica de los afloramientos de la Fm Majalcorón en la hoja 990 (Alcalá la Real) del mapa a escala 1:50.000 con la localización del holoestratotipo (Peñas de Majalcorón), del paraestratotipo (Fuente de la Pileta) y otras secciones estudiadas. 1: NO de la Venta de Agramaderos. 2: Cazuela del Pozo. 3: N de la Fuente de la Pileta. 4: Rosal Bajo. 5: E del Cortijo de Santa Teresa; 6: Pilas de la Fuente del Soto.

Paraestratotipo

Se sitúa en el término municipal de Montefrío (provincia de Granada), unos 3 km al NNE de Montefrío (Fig. 1). Se accede por una pista que sale desde la carretera A-335 en las afueras de Montefrío hacia la Fuente de la Pileta y Cortijo de la Cazuela del Pozo. Se encuentra 400 m al N de la Fuente de la Pileta, en el denominado Barranco de la Pileta y más concretamente en la hoja 990-IV (Ermita Nueva) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional, con coordenadas UTM del muro VG122340 y del techo VG122339. Como antecedentes hay que destacar que esta sección estratigráfica fue estudiada micropaleontológicamente por Martínez-Gallego y Roca (1973) que le atribuyeron, de acuerdo con su contenido en foraminíferos planctónicos, una edad Daniense superior (zona de *Globorotalia trinidadensis* de Bolli, equiparable a la zona de *Globorotalia compressa*/*Globigerina daubjergensis* de Loeblich y Tappan). La columna estratigráfica detallada estudiada, que puede verse en la figura 2, presenta una potencia de 39,5 m.

Otras secciones y afloramientos estudiados

Además del holoestratotipo y paraestratotipo otras secciones que se han estudiado con detalle en esta formación se encuentran al NO de la Venta de Agramaderos, Cortijo de la Cazuela del Pozo, N. de la Fuente de la Pileta, Rosal Bajo, E

del Cortijo de Santa Teresa, Pilas de la Fuente del Soto y Venta de Agramaderos (Fig. 1).

LITOESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN MAJALCORÓN

Facies y asociaciones de facies

El análisis microscópico de más de 100 muestras de láminas delgadas indica una microfacies *grainstone* de *Microcodium*, con cuarzo, foraminíferos bentónicos y planctónicos, bioclastos (principalmente espículas de equínidos y algas coralinas), peloides, fragmentos carbonosos, glauconita y pequeños cristales de mica.

Destacan los fragmentos de *Microcodium* que componen generalmente entre el 40 y 90 % de la roca como granos de forma prismática disgregados, con tamaños de los prismas de longitud máxima y mínima respectivamente de 0,3 a 0,5 mm por 0,03 a 0,05 mm (Fig. 3-2). Algunos granos de *Microcodium* presentan una disposición organizada en agregados con forma de rosetas completos (Fig. 3-3).

El cuarzo se encuentra entre el 5 y 15 % del total, es muy anguloso, no sobrepasa los 0,7 mm de diámetro máximo, y su tamaño medio se encuentra entre 0,1 y 0,2 mm. Entre los bioclastos más abundantes y característicos destacan las algas coralíneas, de hasta 1,3 mm de longitud máxima y las espí-

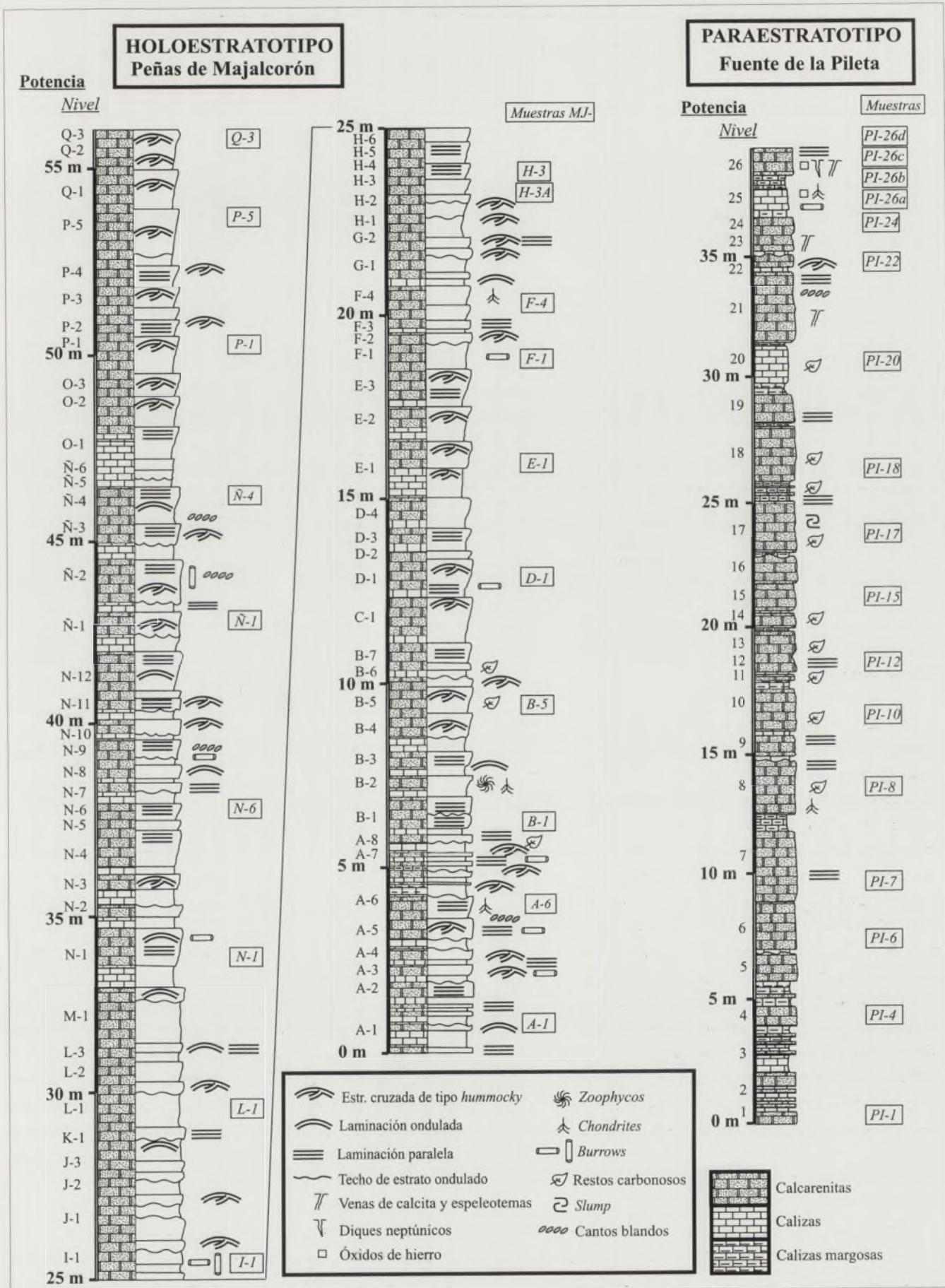


Figura 2. Secciones estratigráficas del holoestratotipo (Peñas de Majalcorón) y paraestratotipo (Fuente de la Pileta).

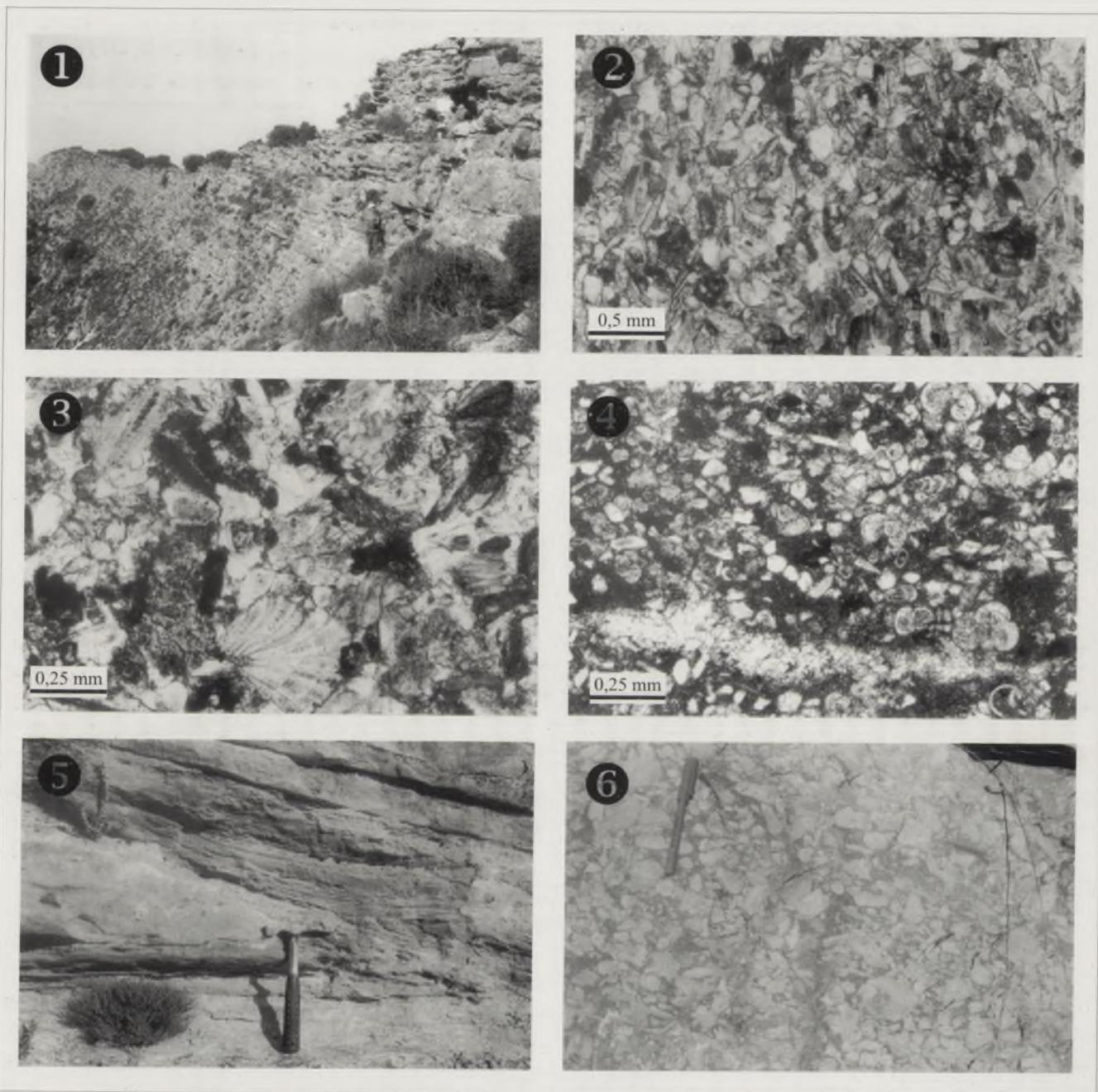


Figura 3. 1: Vista de los afloramientos al N de las Peñas de Majalcorón donde se ha establecido el holoestratotipo. Uno de los autores (Prof. J. A. Vera) aparece como referencia de escala. 2: Aspecto típico de la microfacies de las calcarenitas donde se aprecian los fragmentos prismáticos disgregados de *Microcodium*. 3: Microfacies de las calcarenitas, en la parte inferior central se observa una "roseta" de *Microcodium*. 4: Microfacies de los niveles micríticos y cantos blandos (wackestone) con foraminíferos planctónicos. 5: Morfologías típicas de los lechos calcareníticos en el holoestratotipo, con muro horizontal plano y techo oblicuo en montículo, acuñaándose. A la derecha se observa estratificación cruzada de tipo hummocky. 6: Nivel con cantos blandos micríticos en el holoestratotipo.

culas de equínidos, estas últimas a veces silicificadas. Hay fragmentos de carbón y restos de plantas de más de 2,5 mm y granos de glauconita de 0,1 a 0,4 mm.

También aparecen algunos niveles de potencia centimétrica, discontinuos entre los niveles calcareníticos, de *wackestone* con pequeños foraminíferos planctónicos (*Globigerina*, *Globorotalia*), bioclastos, cuarzo, laminación paralela, bioturbación abundante y con radiolarios silicificados de hasta 2,5 mm de diámetro (Fig. 3-4)

Los cementos son de tipo sintaxial y poikilotópico. En lámina delgada se observa una cementación espartítica muy importante asociada con pequeñas venas de disolución diagenética.

Estructuras sedimentarias

Los estratos calcareníticos suelen ser masivos aunque localmente presentan laminación horizontal tenue dada por la disposición planar de los prismas de *Microcodium* y granos de

cuarzo. En algunos niveles se reconocen buenos ejemplos de estratificación cruzada de tipo *hummocky* y formas en montículo con muro plano y techo ondulado, en los que se han determinado longitudes de onda entre 60 y 370 cm y altura entre 4 y 23 cm, que dan lugar localmente a acuñamientos de estratos (Fig. 3-5). En el holoestratotipo se han observado algunas estratificaciones cruzadas, que parecen indicar paleo-corrientes predominantes hacia el SE.

Hay que destacar la existencia de cantos blandos de hasta 4 cm de longitud máxima abundantes en algunos niveles (Fig. 3-6), parecidos a los descritos por Molina y Vera (2001), así como la existencia de "burrows" con rellenos micríticos.

Se observan interesantes estructuras diagenéticas principalmente de escape de agua de tipo "tepee". También hay que señalar la existencia de cambios bruscos laterales de estratificación bien preservada a formas masivas, por ejemplo muy bien visibles en los afloramientos de Rosal Bajo (Fig. 1), que implican cambios bruscos de cementación diferencial en las calcarenitas limitados por superficies de fracturas aproximadamente verticales.

La potencia máxima de esta formación de unos 60 m se alcanza en el sector de las Peñas de Majalcorón y al NO de la Venta de Agramaderos. Desde el punto de vista de sus relaciones con los materiales infrayacentes y suprayacentes destaca su muro plano y techo erosivo con rasgos de paleo-karst en Venta de Agramaderos y Fuente de la Pileta. En esta última localidad y en la Cazuela del Pozo aparecen diques neptúnicos.

CONCLUSIONES

Se define la Fm Majalcorón (Daniense-Selandiense inferior) en el ámbito del Subbético. Se describe su facies calcarenítica, caracterizada sobre todo por su litología con su abundante contenido en *Microcodium*. Esta formación situada entre materiales pelágicos (Fm. Capas Rojas) implica un origen básicamente relacionado con paleosuelos y por tanto con relie-

ves emergidos próximos en el Paleoceno inferior, aspecto de enorme importancia en la reconstrucción paleogeográfica y paleobatimétrica del margen continental sudibérico durante el Cretácico y el Terciario.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado como contribución a los grupos de investigación RNM-200, RNM-208, 4064 (Junta de Andalucía), BTE2000-1151 y BTE2001-2852 de la Dirección General de Investigación del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

- Aguado, R., Molina, J.M. y Vera, J.A. (1993): La Formación Majalcorón (calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): Bioestratigrafía. *Geotemas*, 5 (este volumen).
- Díaz de Neira, J.A., Enrile Albir, A., Hernaiz Huerta, P.P. y López Olmedo, F. (1991): Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 990 (Alcalá la Real). ITGE, 52 p.
- Martínez-Gallego, J. y Roca, A. (1973): Estudio del Danés de la cuenca nummulítica de Montefrío-Alcalá la Real. Correlación con el de Alamedilla (Zona Subbética). *Cuadernos de Geología, Univ. Granada*, 4: 93-97.
- Molina, J.M. y Vera, J.A. (2001): Cantos blandos en tempestitas con estructuras sedimentarias de deformación (Mioceno, Cuenca del Guadalquivir; Porcuna, provincia de Jaén). *Geotemas*, 3(1): 223-226.
- Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13: 345-373.
- Vera, J.A., Molina, J.M. y Aguado, R. (2003): La Formación Majalcorón (calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): situación e interpretación en el Terciario de la Cordillera Bética. *Geotemas*, 5 (este volumen).

THE HISTORY OF THE UNITED STATES OF AMERICA
FROM 1789 TO 1865

The first part of the book deals with the early years of the Republic, from the signing of the Constitution in 1787 to the end of the War of 1812. It covers the presidencies of George Washington, John Adams, and James Madison, and the development of the federal government and the states.

The second part of the book deals with the period from 1812 to 1840, known as the Era of Good Feelings. It covers the presidencies of James Monroe, John Quincy Adams, and James Monroe again, and the rise of the Democratic Party and the Whig Party.

The third part of the book deals with the period from 1840 to 1860, known as the Era of Reform. It covers the presidencies of James K. Polk, Zachary Taylor, and Millard Fillmore, and the rise of the Free Soil Party and the Republican Party.

The fourth part of the book deals with the period from 1860 to 1865, known as the Civil War. It covers the presidencies of Abraham Lincoln and Jefferson Davis, and the ultimate triumph of the Union.

The fifth part of the book deals with the period from 1865 to 1877, known as the Reconstruction. It covers the presidencies of Andrew Johnson and Ulysses S. Grant, and the struggle to rebuild the South and integrate the freed slaves.

The sixth part of the book deals with the period from 1877 to 1890, known as the Gilded Age. It covers the presidencies of Rutherford B. Hayes, James A. Garfield, and Chester A. Arthur, and the rise of industrialization and the Gilded Age.

The seventh part of the book deals with the period from 1890 to 1900, known as the Progressive Era. It covers the presidencies of Benjamin Harrison and Grover Cleveland, and the rise of the Progressive Movement.

The eighth part of the book deals with the period from 1900 to 1913, known as the Progressive Era. It covers the presidencies of William McKinley and Theodore Roosevelt, and the rise of the Progressive Movement.

The ninth part of the book deals with the period from 1913 to 1920, known as the Progressive Era. It covers the presidencies of Woodrow Wilson and Warren G. Harding, and the rise of the Progressive Movement.

The tenth part of the book deals with the period from 1920 to 1933, known as the Progressive Era. It covers the presidencies of Warren G. Harding, Calvin Coolidge, and Herbert Hoover, and the rise of the Progressive Movement.

The eleventh part of the book deals with the period from 1933 to 1945, known as the Progressive Era. It covers the presidencies of Franklin D. Roosevelt and Harry S. Truman, and the rise of the Progressive Movement.

The twelfth part of the book deals with the period from 1945 to 1965, known as the Progressive Era. It covers the presidencies of Harry S. Truman, Dwight D. Eisenhower, and John F. Kennedy, and the rise of the Progressive Movement.

Secuencias estratigráficas del Sinclinorio del Guarga (Eoceno-Oligoceno. Cuenca de Jaca)

M.J. Montes¹ y F. Colombo²

1. División de Geología y Geofísica, I.G.M.E.; C/ Ríos Rosas 23. 28003 Madrid. m.montes@igme.es

2. Dpto. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Univ. Barcelona. Martí y Franques s/n. 08028 Barcelona. colombo@ub.edu

ABSTRACT

The sedimentation in the synorogenic Jaca Basin (South Pyrenean foreland basin) takes place in the Guarga Sinclinorium, during middle Eocene-Oligocene coevally with the most important stages of its orogenic evolution. This work is related to the stratigraphic sequences (Groups, Megasequences and Sequences) in which this sedimentary infill is arranged. The new sedimentary division has been supported by means of the identification and detailed cartography of the different boundaries between the main stratigraphic sequences.

Key words: stratigraphic sequences, Jaca Basin, Pyrenees, middle Eocene-Oligocene.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca sinorogénica terciaria de Jaca, situada originalmente en el antepaís meridional del Pirineo, fue incorporada progresivamente a la cordillera, como consecuencia de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea, desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno. Tiene una forma alargada en dirección E-O, y se extiende desde la transversal del Anticlinal de Boltaña (E), hasta Pamplona (O), paralela a la directriz estructural pirenaica al S de la Zona Axial. Su relleno estratigráfico muestra, a gran escala, un carácter regresivo, desde turbiditas a sedimentos continentales, alcanzando un espesor total de varios miles de metros.

Durante el Eoceno medio y Oligoceno la sedimentación en la Cuenca de Jaca tiene lugar en el Sinclinorio del Guarga, sincrónicamente a importantes etapas de la estructuración del orógeno. El objetivo de este trabajo es comentar la ordenación estratigráfica de los materiales sintectónicos que registran dichos procesos orogénicos.

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS Y FACIES

Los sedimentos del Sinclinorio del Guarga pertenecientes a la parte alta del Eoceno (Luteciense superior) y el Oligoceno son de origen marino y continental, y muestran una gran variedad de facies. Las diversas litofacies aparecen cartografiadas de forma esquemática en la figura 1, junto con las relaciones laterales entre ellas. El esquema está basado en una cartografía geológica de síntesis a escala 1:100.000, obtenida en escalas de

trabajo 1:25.000 y 1:50.000, en el transcurso de diversos proyectos de cartografía MAGNA (Montes, 2002). La datación se ha realizado mediante la integración de diferentes trabajos bioestratigráficos aplicables a las facies marinas (Canudo y Molina, 1988; Canudo *et al.*, 1989), y magnetoestratigráficos aplicables a la totalidad del registro (Hogan, 1993).

El relleno sedimentario esta formado principalmente por areniscas y lutitas de origen fluvial (Grupo Campodarbe en el sentido de Puigdefábregas, 1975), cuya parte inferior pasa lateralmente a diferentes unidades de facies deltaicas (arenisca de Sabinánigo-Belsué y arenisca de Atarés; Montes, 2002), y de plataformas someras (margas de Larrés y margas de Pamplona-Arguís).

Los sedimentos continentales (Fig. 1), abarcan desde facies de cabecera de abanico aluvial (conglomerados de Santa Orosia, Canciás, Peña Oroel y San Juan de la Peña) situados principalmente en el borde N del sinclinorio, con cantos de composición pirenaica (arenisca y caliza), y con sentido de paleocorrientes hacia el S y SO, hasta facies fluviales y fluvio-lacustres dominadas por lutitas con intercalaciones esporádicas de areniscas y situadas principalmente en el sector occidental. Entre ambos extremos se extienden todo tipo de facies intermedias como son las facies de cuerpo y pie de abanico situadas en las inmediaciones de las masas conglomeráticas anteriores; facies fluviales trenzadas (de gravas o arenas), y facies fluviales meandriformes. Estas últimas facies muestran, en general, una composición de cantos paleozoica (cuarzo y liditas), un sentido de paleocorrientes hacia el O y ONO, y se sitúan a lo largo de todo el flanco S del sinclinorio.

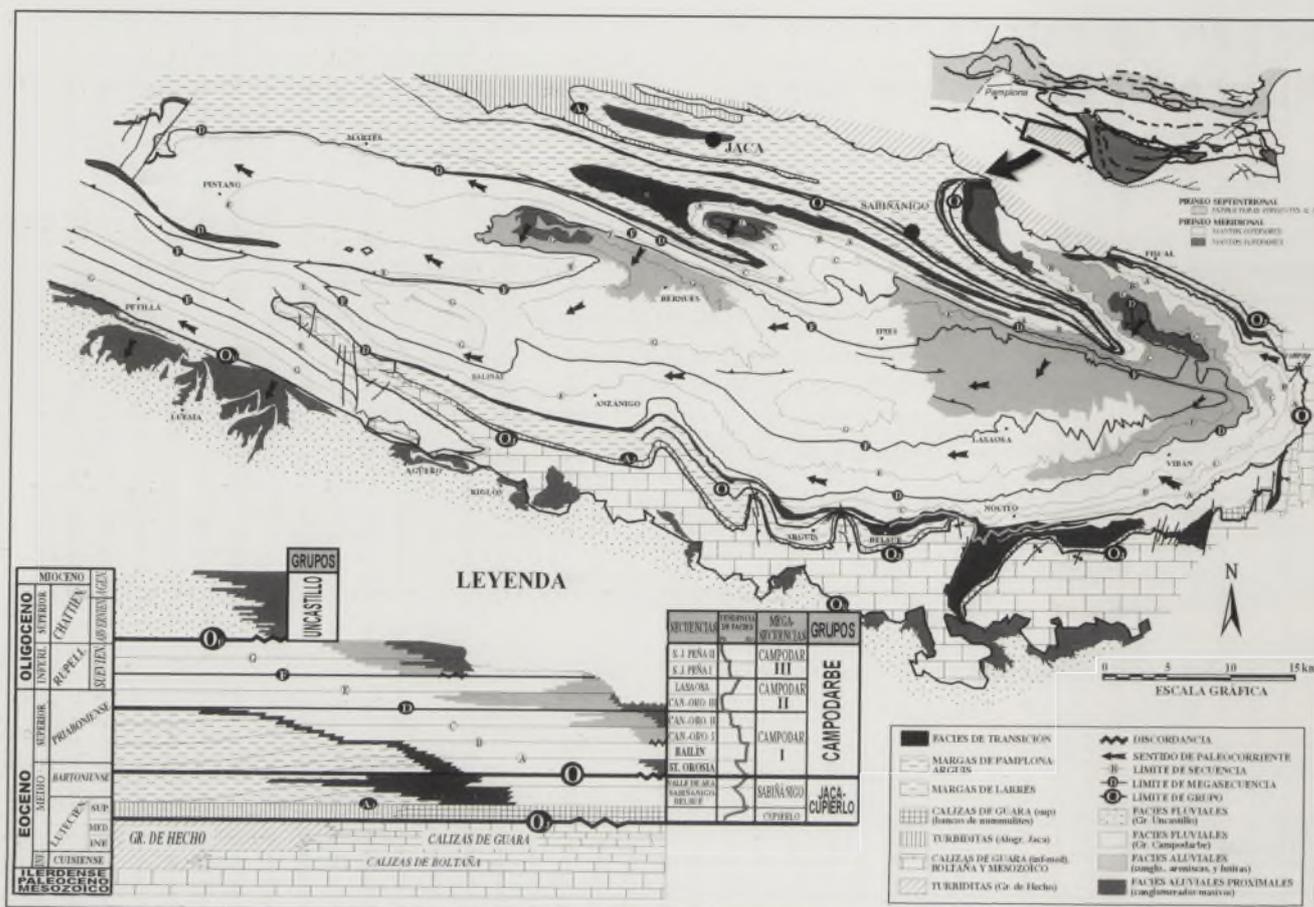


Figura 1. Esquema geológico del Sinclinal del Guarga, con las principales facies y unidades estratigráficas definidas.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Las relaciones genéticas entre las diversas litofacies, permiten dividir el registro sedimentario del sinclinal del Guarga, en una serie de unidades limitadas a muro y a techo por discontinuidades y/o sus continuidades correlativas.

La cartografía geológica, ha demostrado la existencia de tres discontinuidades sedimentarias que corresponden a discordancias en parte de su trazado. De más antiguas a más modernas, dichas discontinuidades son: *Cupierlo (Oj)*: En la base de la unidad superior de las Calizas de Guara. *Campodarbe (O)*: Discordancia erosiva que muestra la disposición de sedimentos continentales rojos sobre las calizas eocenas del Anticlinal de Boltaña. *Agüero-Riglos (Ou)*: En la base de los sedimentos aluviales conglomeráticos que jalonan el frente meridional de las Sierras Exteriores.

Las tres discontinuidades se siguen bien lateralmente lo que permite la división del registro sedimentario en tres grandes unidades, denominadas informalmente como Grupos, y de significado geográfico, cronoestratigráfico, y genético-estratigráfico bien definido. Estas unidades, son: Grupo Jaca-Cupierlo: entre las discontinuidades de Cupierlo y Campodar-

be. Grupo Campodarbe: entre las discontinuidades de Campodarbe y Riglos-Agüero (depósitos del Sinclinal). Grupo Uncastillo: sobre la discontinuidad de Riglos-Agüero (depósitos al Sur de las Sierras Exteriores).

A su vez, cada una de estos tres Grupos principales se divide en varias subunidades denominadas en este trabajo como Megasecuencias. Los criterios para su definición, han sido la identificación y cartografía, de sus discontinuidades sedimentarias limitantes (Fig. 1), incluidas entre las ya citadas de magnitud regional, y la potencia de las unidades litoestratigráficas (superior a la hectométrica) contenidas en ellas.

Las megasecuencias se han dividido mediante la identificación de las discontinuidades de menor entidad relacionadas con discordancias locales y/o con cambios en la polaridad sedimentaria (Fig. 1). Este último escalón jerárquico coincide con la definición de Secuencias Depositionales de tercer orden ya que su duración temporal oscila entre 0'5 y 3 millones de años, y se corresponden con órdenes de espesor decamétricos y hectométricos.

Las discontinuidades basales de Grupos y Megasecuencias, marcan cambios importantes en la distribución de facies, ambientes sedimentarios y paleogeografía de la cuenca. Den-

tro del ámbito del sinclinorio del Guarga, (Grupos Jaca-Cupierlo y Campodarbe) se han definido cinco megasecuencias (Montes, 2002).

GRUPO DE JACA CUIERLO

Megasecuencia de Cupierlo (Luteciense superior-Bartoniense basal)

Comprende los sedimentos marinos entre la discontinuidad de Cupierlo (Oj) y la base de la siguiente Megasecuencia. En el flanco S del Sinclinorio está representada por una plataforma carbonatada de tipo rampa con importantes acumulaciones de nummulites (unidad superior de las Calizas de Guara). En el flanco N las facies equivalentes serían las turbiditas del Alogrupo de Jaca (Remacha *et al.*, 1998) que incluye, en su parte inferior una megacapa carbonática (MT8, Teixell, 1992), y en la superior el complejo de canales turbidíticos del Rapitán.

Esta Megasecuencia registra un incremento considerable de la actividad tectónica en la cuenca con el desarrollo de una gran subsidencia en el borde septentrional y depósito de turbiditas de mayor energía hacia techo (canales del Rapitán), a la vez que una migración hacia el S y hundimiento y desestabilización (megacapa MT8) de la plataforma carbonatada del borde pasivo meridional. La superficie de máxima inundación de la plataforma corresponde a unos niveles de arenisca con glauconita, a techo de las calizas de Guara (Aj).

Megasecuencia de Sabiñánigo (Bartoniense inferior)

Abarca los sedimentos situados sobre el techo de las calizas de Guara (Aj). Consta de dos secuencias deposicionales que componen un ciclo de progradación-retracción.

El primer episodio (Secuencia de Sabiñánigo-Belsué), está formado por un sistema deltaico (arenisca de Sabiñánigo-Belsué), progradante sobre una plataforma margosa (margas de Larrés y parte inferior de las margas de Pamplona-Argués). La correlación entre las areniscas de Sabiñánigo (flanco N) y de Belsué (flanco S), está basada tanto en criterios cartográficos como cronoestratigráficos (Montes, 2002). La línea Aj es la superficie de biselamiento basal (*downlap*) de la megasecuencia.

El episodio retroactivo (Secuencia del Valle de Ara), en el sector NE, viene marcado por la presencia de una serie de bancos de areniscas de características litorales (con fauna de ostreas) incluidos en facies de llanura deltaica. Este episodio se correlaciona a su vez con la profundización en las facies que representa el depósito de las margas de Pamplona sobre la arenisca de Sabiñánigo-Belsué en otros sectores de la cuenca. La superficie de máxima inundación de esta secuencia estaría representada en el flanco N por las limolitas bioturbadas con glauconita al O de Jaca; y en el flanco S, por el nivel carbonatado bioclástico (briozoos) de Bentué de Rasal.

Ambos episodios estarían alimentados por las facies fluviales inferiores del Grupo Campodarbe situadas hacia el E y SE del sinclinorio, con sentido de paleocorriente hacia el O y NO.

GRUPO CAMPODARBE

Megasecuencia de Campodarbe I (Bartoniense superior-Priaboniense inferior)

Contiene los sedimentos situados sobre la discontinuidad de Campodarbe (O) y los sedimentos continentales más modernos que lateralmente tienen una equivalencia a unidades marinas o de transición (D).

La discontinuidad de Campodarbe (Puigdefábregas, 1975), se halla representada en el extremo oriental del Sinclinorio por la discordancia homónima sobre el Anticlinal de Boltaña. Hacia el O, su continuidad correlativa coincide asimismo, con una marcada discordancia angular sobre el anticlinal de Lúsera de orientación N-S. Mas hacia el O, se corresponde cartográficamente con el techo del nivel carbonatado bioclástico de Bentué de Rasal. Este nivel bioclástico, representa la serie condensada que abarcaría el máximo transgresivo de la secuencia anterior y el nivel de biselamiento basal (*downlap*) de la progradación deltaica general hacia el O.

Existen cuatro secuencias deposicionales alternantes en el tiempo. Las dos primeras (Santa Orosia y Bailín) representan un ciclo de progradación-retracción, del sistema aluvial de Santa Orosia con su cortejo de facies distales asociadas. Las dos siguientes (Canciás-Oroel I y Canciás-Oroel II), constituyen dos progradaciones sucesivas de las facies conglomeráticas masivas en las Sierra de Canciás y Peña Oroel. Ambos afloramientos conglomeráticos son coetáneos y en sus bases existen discordancias de varios tipos (angular en la Sierra de Canciás y progresiva en la Peña Oroel).

Las secuencias anteriores representan la progradación-retrogradación de sistemas aluviales laterales de procedencia N (Santa Orosia y Sierra de Canciás-Oroel), sobre un sistema fluvial principal meandriforme (con cantos de cuarzo y liditas) situado en el flanco S del Sinclinorio y con sentido de paleocorrientes hacia el NO. Todo el conjunto pasa lateralmente a facies marinas a través de una serie de complejos fluvio-deltaicos con desarrollo de diversos subambientes sedimentarios, en un contexto regresivo.

Megasecuencia de Campodarbe II (Priaboniense superior-Rupeliense inferior)

Comienza con primeros paleocanales fluviales que ya no tienen una equivalencia lateral con materiales marinos (D). Se distinguen dos secuencias deposicionales (Fig. 1). La primera (Canciás-Oroel III), se caracteriza por una progradación de

conglomerados masivos sobre facies más distales en la Sierra de Canciás y en la Peña Oroel. El sector suroriental del Sinclinorio queda diferenciado por un conjunto de canales de conglomerados con cantos de calizas y areniscas que se disponen sobre facies fluviales meandriformes con cantos paleozoicos, de amplia extensión en la anterior megasecuencia. La segunda secuencia (Lasaosa), se caracteriza por una retrogradación puesta de manifiesto por la superposición de facies fluviales meandriformes sobre facies trenzadas.

Hacia sectores más occidentales, todo el conjunto, pasa lateralmente, a facies distales fluvio-lacustres, dentro de un contexto paleogeográfico semejante al de los materiales infra-yacentes, con aportes aluviales del N sobre un sistema fluvial principal con sentido principal hacia el O.

Megasecuencia de Campodarbe III (Rupeliense superior)

Es la más moderna dentro del sinclinorio y está delimitada en su parte inferior por la base de los conglomerados masivos de San Juan de la Peña y su continuidad correlativa (F).

Muestra dos secuencias deposicionales (San Juan de la Peña I y II) definidas por los ciclos de progradación sucesivos de las facies aluviales de San Juan de la Peña, que drenan hacia el S y SO, pasando lateralmente a facies meandriformes y fluvio-lacustres (Fig. 1), con sentido hacia el O (eje del sinclinorio). En conjunto las dos secuencias conforman un dispositivo de discordancia sintectónica rotacional.

GRUPO UNCASTILLO (Chatiense-Ageniense)

Lo integran los materiales conglomeráticos (mallos) y de areniscas con geometría lenticular de paleocanales, situados sobre la discontinuidad de Riglos-Agüero (Ou), que fosilizan el relieve de las Sierras Exteriores en su frente meridional.

El conjunto del Grupo Uncastillo es el resultado de la denudación y depósito de los materiales de la Cuenca de Jaca (Grupo Campodarbe) y de las Sierras Exteriores, como consecuencia de su plegamiento y la migración de los depocentros

hacia el antepaís, dando lugar a su vez a un cambio drástico en la paleogeografía de la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Al IGME las facilidades para la realización de este trabajo. A Antonio Barnolas por dar el impulso inicial al mismo y a todos los que con su aliento, consejo y revisión crítica, ha contribuido a mejorar el manuscrito. Este trabajo tuvo financiación parcial del Proyecto PB98-1189 y del Proyecto BTE 2002-04316-C03-01. Generalitat de Catalunya Grup de Qualitat 2001-SGR-00074.

REFERENCIAS

- Canudo, J.I. y Molina, E. (1988): Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragonés): Eoceno medio y superior. *II Congr. Geol. de España. Granada. Comunicaciones*, 1:273-276.
- Canudo, J.I., Molina, E., Riveline, J., Serra-Kiel, J. y Sucunza, M. (1989): Les evenements biostratigraphiques de la zone prepyreneene d'Aragon (Espagne), de l'Eocene moyen a l'Oligocene inferieur. *Rev. Micropal.*, 31:15-29.
- Hogan, P. (1993): *Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southern Pyrenean foreland basin, Northern Spain*. PhD. Thesis, Univ. of Southern California, 220 p.
- Montes, M. (2002): *Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la Cuenca de Jaca*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 365 p.
- Puigdefábregas, C., (1975): La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104:188 p.
- Remacha, E., Fenández, L.P., Maestro, E., Oms, O., Estrada, R. y Teixell, A. (1998): The Upper Hecho Group turbidites and their vertical evolution to deltas (Eocene, South-central Pyrenees). *15th Int. Sedi. Congr.,IAS. Alicante. Field Guidebook*: 3-25.
- Teixell, A. (1992): *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 252 p.

Foraminíferos bentónicos como indicadores de un evento hipertermal en el tránsito Ypresiense-Luteciense del corte de Fortuna (Murcia, Cordillera Bética)

S. Ortiz y E. Molina

Dpto. de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza.
silortiz@posta.unizar.es; emolina@posta.unizar.es

ABSTRACT

Benthic foraminifera of Ypresian-Lutetian transition from the Fortuna section (Betic Cordillera, Spain) have been studied in order to select a suitable section to define the Ypresian/Lutetian boundary. This section is candidate for the definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage. We have recognized several intervals based on relative abundance of Globobulimina spp., indicating fluctuations in primary productivity and oxygenation. One of these intervals placed around the Ypresian/Lutetian boundary is characterized by the presence of a Globobulimina spp. peak, an Aragonia aragonensis peak and a coeval low species richness. Aragonia aragonensis is an opportunistic species whose relative abundance shows strong fluctuations between the Late Paleocene through Early Eocene when several hyperthermal events are supposed to occur. Aragonia aragonensis peaks could indicate presence of a chemosynthetic bacterial food supply triggered by the extreme temperatures occurred during these events. Thus, our data support a hyperthermal event at the Ypresian/Lutetian boundary.

Key words: Benthic foraminifera, Ypresian/Lutetian boundary, hyperthermal events.

INTRODUCCIÓN

Durante el Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior se dieron las temperaturas más cálidas de todo el Cenozoico (Zachos et al., 2001). Según las investigaciones realizadas con foraminíferos bentónicos y registros isotópicos del oxígeno y carbono, es probable que durante ese tiempo se produjeran varios eventos similares al producido en el límite Paleoceno/Eoceno (P/E) (Thomas y Zachos, 2000; Thomas, 2003). Durante este evento, caracterizado por un calentamiento global y por un drástico cambio en los valores de los isótopos del oxígeno y carbono, se produjo la mayor extinción de foraminíferos bentónicos batiales y abisales del Cenozoico. Los eventos similares al ocurrido en el límite P/E, denominados hipertermales, se definen como aquellos en los que las temperaturas globales fueron extremadamente altas y las temperaturas superficiales oceánicas presentaron gradientes latitudinales muy bajos; durante su desarrollo las masas de agua intermedias a profundas estuvieron dominadas por aguas derivadas de latitudes subtropicales, consecuencia de los cambios en los modelos de circulación oceánica. El último de estos eventos se ha datado en torno a hace 49 M.a. por lo que podría coincidir con el límite Ypresiense/Luteciense (Y/L). Para comprobar esta hipótesis se han estudiado los pequeños foraminíferos bentónicos del mejor corte encontrado en España,

puesto que estudios de sus modelos de distribución, tanto actuales como pasados, han mostrado su gran utilidad como indicadores de los flujos de materia orgánica y de su contenido en el sedimento; y su sensibilidad a los cambios en los niveles de oxígeno tanto en el fondo marino como dentro del sedimento.

MATERIAL Y MÉTODOS

El corte de Fortuna está situado al Norte del pueblo de Fortuna en la Región de Murcia (Cordillera Bética, SE España). Este corte, levantado en el cierre periclinal del anticlinal de La Garapacha, perteneciente al Prebético Meridional, presenta una facies de transición entre el Subbético Externo y el Prebético Interno (ver Gonzalvo et al., 2001). Durante los primeros 20 m, los materiales son fundamentalmente margosos con algunos niveles centimétricos de calizas intercalados. Le sigue un tramo masivo de calizas de 10 m; y finalmente, un tramo margoso de 5 m de espesor. Este corte forma parte de los estudiados por el "International Working Group on Ypresian/Lutetian Boundary Stratotype" cuyo objeto es hallar un corte adecuado para definir dicho estratotipo de límite (Molina et al., en prep.).

Se han realizado dos muestreos, el primero para su estudio general y el segundo, que es el que se trata aquí, consiste en

un muestreo detallado a escala centimétrica del que se analizaron 33 muestras. Todas las muestras fueron disgregadas con H_2O_2 y levigadas con un tamiz de luz de malla de 100 μm . Después de ser secadas a menos de 50°C, se separaron una media de 300 ejemplares de foraminíferos bentónicos por cada muestra para el análisis cuantitativo, excepto de la muestra or 31 cuyo contenido en foraminíferos es muy escaso.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los foraminíferos bentónicos presentan cambios significativos a lo largo de todo el corte, si bien indican una profundidad media de zona batial superior-media (~600 m) para las muestras For 1 a For 19,5; y para las muestras For 33 y For 35 un medio nerítico (<200 m) como ya indicaba la presencia de macrofauna en la parte superior del tramo masivo de calizas. En general, se ha podido realizar una buena identificación de los foraminíferos bentónicos en todas las muestras, si bien, a partir de la muestra For 13,5 los foraminíferos bentónicos calcáreos muestran mayores signos de fracturación y disolución, más evidentes en los organismos de mayor tamaño. Se ha observado que varios especímenes muestran crecimientos de calcita en la superficie de su concha. Por otra parte, se observa en las muestras For 3, For 6-6,5 y For 10,3-13,5 un descenso generalizado del tamaño de los especímenes que las especies de *Globobulimina* no muestran, o al menos, no tan acentuadamente.

Se ha calculado el índice de diversidad Shannon S(H) para todas las muestras, dando valores comprendidos entre 2,26 y 3,90 correspondientes a las muestras For 12 y For 18,5 respectivamente. Suele predominar un alto número de especies con bajo número de especímenes cada una, si bien en todas las muestras hay una o varias especies cuya abundancia relativa destaca sobre las demás. Los taxones calcáreos más comunes incluyen varias especies de *Globobulimina* (siendo *Globobulimina ovata* la más abundante), *Aragonia aragonensis*, varias especies de *Cibicidoides* (incluyendo *C. eoacenus*), *Osangularia dominicana* y varias especies de *Lenticulina* (incluyendo *L. cultrata*). Los taxones aglutinados más comunes son *Clavulinoides angularis*, *Thalmanamina subturbinata*, *Gaudryina frankei* y *Dorothia cylindracea*. Considerando los máximos en abundancia de estas especies, se pueden llegar a diferenciar varios intervalos determinados principalmente por la abundancia de *Globobulimina* spp., puesto que es el taxón que presenta los máximos valores y los cambios más marcados en abundancia relativa (Fig. 1). Por otra parte, sobre este taxón infaunal profundo existe un consenso generalizado en cuanto a que su presencia es característica de medios con alto flujo de materia orgánica depositada generalmente bajo condiciones de baja oxigenación del fondo marino y/o aguas intersticiales. Por lo tanto, este taxón indicaría medios con alta productividad, en los que una importante cantidad de materia orgánica

habría alcanzado el fondo acentuando así, el bajo contenido en oxígeno debido a la oxidación de dicha materia orgánica. Los intervalos que presentan un alto contenido en *Globobulimina* spp. suelen presentar bajos porcentajes en *Osangularia* spp., *Cibicidoides* spp., en taxones aglutinados y taxones epifaunales. De tal forma, la presencia de estos intervalos se ha interpretado como indicadora de variaciones en la productividad primaria, provocando la desestabilización del medio para las asociaciones de foraminíferos bentónicos. Por lo tanto, durante los intervalos con alto porcentaje en *Globobulimina* spp. se alcanzó una baja oxigenación aunque no se llegó a provocar un medio eutrófico, como nos hacen suponer el que los taxones epifaunales no lleguen a desaparecer manteniendo un cierto porcentaje; y aparentemente, no se haya preservado materia orgánica en el sedimento.

Dentro de los intervalos caracterizados por un alto contenido en *Globobulimina* spp., destaca el de las muestras For 11,3 a For 13,5, en el que, además de una abundancia relativa baja en *Lenticulina* spp., *Osangularia* spp., *Cibicidoides* spp., taxones epifaunales y baja diversidad de especies, se da el único máximo en abundancia relativa (entre 12,4% y 23,6%) de *Aragonia aragonensis*, siendo incluso el único momento en que esta especie es común a abundante. La presencia de esta especie junto a otro máximo de *Globobulimina* spp. es en cierto modo sorprendente, ya que las especies de *Globobulimina* aparecen abundantemente en ausencia de otras especies significativas en número. Por otra parte, la especie *Aragonia aragonensis* es considerada una especie oportunista, basándose en la comparación de sus modelos de abundancia con los de los ostrácodos, e indicativa de medios con alto flujo de materia orgánica a los sedimentos, y/o condiciones de baja oxigenación en la columna de agua o en la interfase sedimento-agua (Steineck y Thomas, 1996). En consecuencia, las dificultades para los foraminíferos bentónicos durante este intervalo al menos fueron la baja oxigenación del medio y el alto aporte de alimento. En ausencia de señales de disolución, otro indicador del aumento del aporte de alimento a las faunas bentónicas es el aumento de la proporción de los foraminíferos bentónicos sobre los planctónicos, aunque sin llegar en ningún caso a superar a éstos.

Se han reconocido varios cortes oceánicos profundos en los que esta especie junto a otras especies oportunistas muestran fuertes fluctuaciones, aumentando repentinamente su abundancia relativa. Estos cortes pertenecen a la base del Ypresiense y en general, durante el intervalo comprendido aproximadamente entre el Paleoceno Superior y Eoceno Inferior (61.5 M.a. a 49 M.a.) (Thomas, 1990; Thomas et al., 2000; Thomas, 2003). De hecho, estas especies sólo aparecen en ese intervalo de tiempo, siendo el rango estratigráfico de *Aragonia aragonensis* del Paleoceno Superior al final del Eoceno Medio. En esos momentos se dieron temperaturas extremadamente altas causadas por altos niveles de gases

funcionamiento y grado de acción; y más concretamente, conocer si dichos eventos tienen relación con el límite Ypresiense/Luteciense con objeto de utilizarlo para definir el estratotipo de límite.

CONCLUSIONES

El análisis cuantitativo de los foraminíferos bentónicos ha permitido diferenciar varios intervalos indicativos de fluctuaciones de la productividad y oxigenación del fondo marino durante el Eoceno Inferior-Medio. El más acentuado de estos intervalos, reconocido en torno al límite Y/L, se ha propuesto como un posible evento hipertermal similar al producido durante el límite P/E, debido principalmente a la presencia de un máximo en *Aragonia aragonensis*; un significativo cambio negativo de los isótopos de carbono; y una baja diversidad de especies. Por el contrario, en el corte de Fortuna no se observan extinciones de los foraminíferos bentónicos como en el límite P/E.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto BTE2001-1809 del Ministerio Español de Ciencia y Tecnología, así como del grupo y proyecto P131/2001 del Dpto. de Educación y Ciencia del Gobierno de Aragón. S. Ortiz agradece la beca concedida por la Consejería de Educación, Cultura, Juventud y Deportes de la Comunidad Autónoma de la Rioja.

REFERENCIAS

- Gonzalvo, C., Mancheño, M.A., Molina, E., Rodríguez Estrella, T. y Romero, G. (2001): El límite Ypresiense/Luteciense en la Región de Murcia (Cordillera Bética, España). *Geogaceta*, 29: 65-68.
- Gonzalvo, C. y Molina, E. (1998): Planktic foraminiferal biostratigraphy across the Lower-Middle Eocene transition in the Betic Cordillera (Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte*, 11: 671-693.
- Molina, E., Cosovic, V., Gonzalvo, C. y Von Salis, K. (2000): Integrated biostratigraphy across the Ypresian/Lutetian boundary at Agost, Spain. *Revue de Micropaléontologie*, 43(3): 381-391.
- Molina, E., Gonzalvo, C., Mancheño, M.A., Ortiz, S., Schmitz, B., Thomas, E. y Von Salis, K. (en preparación): Integrated Stratigraphy and chronostratigraphy across the Ypresian/Lutetian boundary at Fortuna (Betic Cordillera, Spain). *Newsletter on Stratigraphy*.
- Steineck, P. L. y Thomas, E. (1996): The latest Paleocene crisis in the deep-sea: ostracode succession at Maud Rise, Southern Ocean. *Geology*, 24: 583-586.
- Thomas, E. (2003): Extinction and food at the sea floor: a high-resolution benthic foraminiferal record across the Initial Eocene Thermal Maximum, Southern Ocean Site 690. En: *Causes and Consequences of Globally Warm Climates of the Paleogene* (S. Wing, P. Gingerich, B. Schmitz y E. Thomas, Eds.) GSA Special Paper, 369: 319-332.
- Thomas, E. y Zachos, J. C. (2000): Was the late Paleocene thermal maximum a unique event? *GFF*, 122: 169-170.
- Thomas, E., Zachos, J. C. y Bralower, T. J. (2000): Deep-Sea Environments on a Warm Earth: latest Paleocene-early Eocene: En: *Warm Climates in Earth History* (B. Huber, K. Macleod y S. Wing, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 132-160.
- Thomas, E. (1990): Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica). *Proceedings ODP, Scientific Results*, 113: 571-594.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292: 686-693.

El diapirismo como factor principal de la resedimentación de las rocas del Triásico durante el Terciario en las Zonas Externas de la Cordillera Bética

A. Pérez-López y F. Pérez-Valera

Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Avda. Fuentenueva, s/n, 18071-Granada aperezl@ugr.es; fperezv@ugr.es

ABSTRACT

The Epicontinental Triassic outcrops primarily in the External Zones of the Cordillera Betic over more than 400 km. The continuity or extension of the External Zone tectonic units diminishes towards the Guadalquivir Basin. Numerous blocks are clearly connected to resedimentation processes during Neogene, included in olistostromic units. There are gypsum breccias in numerous outcrops that are interpreted as diapiric facies. Many olistostromic megabreccias are related to the main diapiric extrusions during the stages of the External Zones origin. The reworked diapiric cap rock generated resedimented conglomerates and megabreccias. Then, the relation between resedimented and diapiric rocks is very difficult to establish because, frequently, the final facies are similar and they are interconnected. Moreover, the deformation of these rocks was very intense. These diapiric processes have been very important in the distribution of Miocene megabreccias and of Triassic outcrops. The diapirism began during the Cretaceous and, in many cases, it was conditional on regional strike-slip faults.

Key words: Triassic, Miocene, resedimented rock, diapirism, strike-slip fault.

INTRODUCCIÓN

Las rocas del Triásico afloran de manera discontinua en todo el sur de España a lo largo de más de 500 kms. En estos afloramientos se han reconocido, en numerosos casos, mate-

riales del Triásico resedimentados en las rocas del Terciario (Bourgeois 1975; Roldán y García Cortés 1988; García Cortés et al. 1991, entre otros). Al principio las facies resedimentadas se limitaron a los afloramientos más occidentales y septentrionales de la cordillera (Bourgeois, 1975), y se definieron como

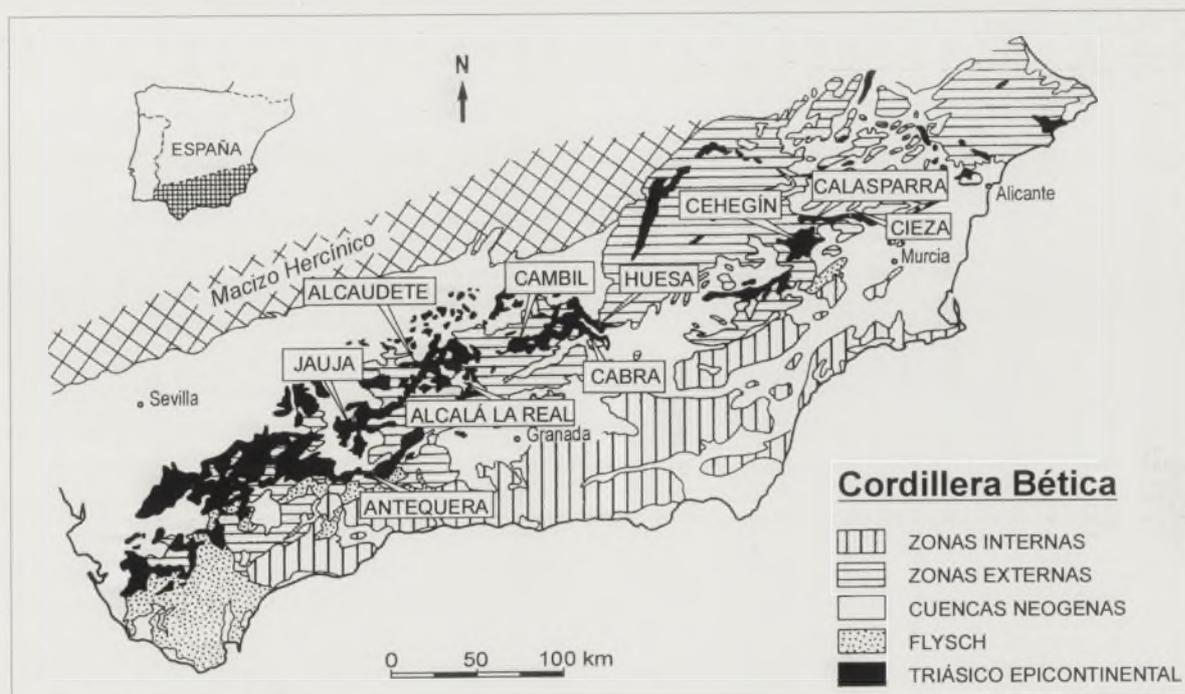


Figura 1. Mapa estructural de la Cordillera Bética donde se han situado las localidades de referencia de los afloramientos estudiados.

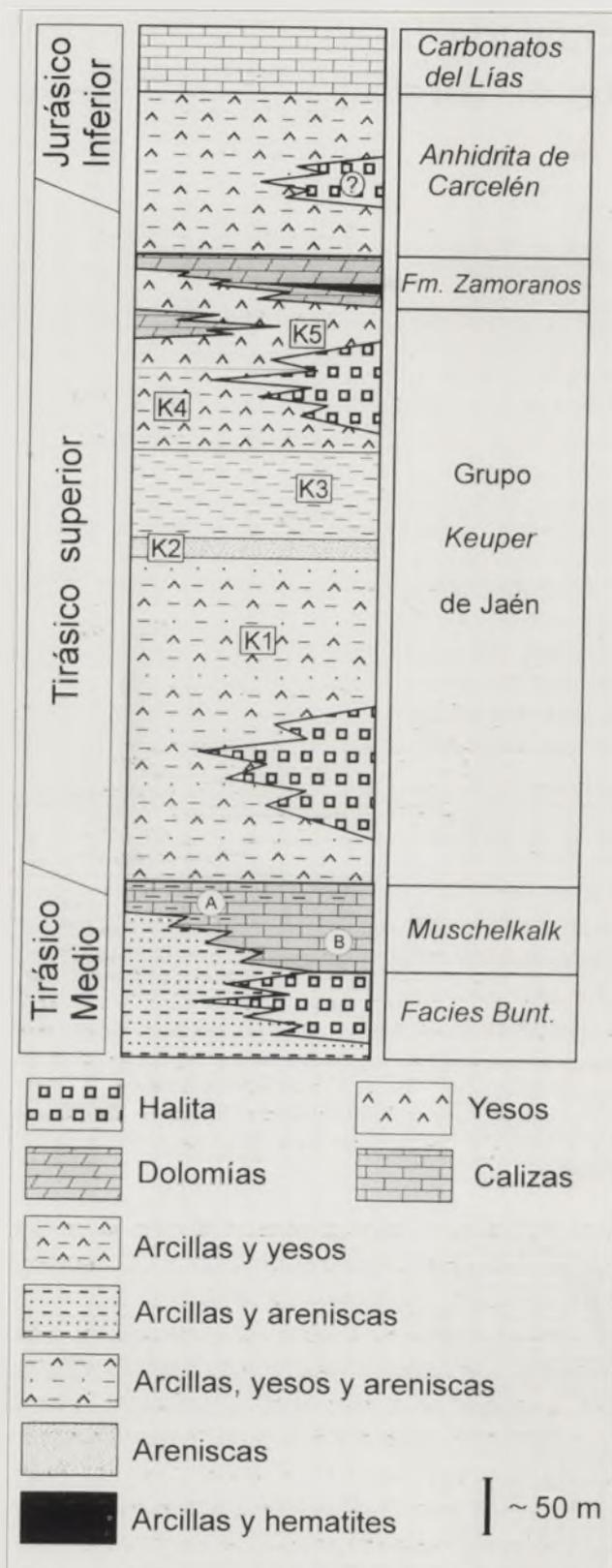


Figura 2. Panel estratigráfico de las unidades principales del Triásico epicontinental. Las siglas K1-K5 corresponden a las distintas formaciones que se pueden diferenciar dentro del Grupo Keuper de Jaén. Las letras A y B, de las facies Muschelkalk, representan los dos tipos de sucesiones estratigráficas que se distinguen en los afloramientos para este trabajo: una más margosa (A), de procedencia septentrional, y otra más carbonática (B), de procedencia meridional.

unidad olistostrófica del Guadalquivir. Más tarde se han reconocido en puntos más orientales y meridionales. Considerándolas a gran escala, observando las grandes unidades del Jurásico flotando en las láminas del Triásico, se puede hablar de la existencia de un complejo olistostrófico de gran importancia volumétrica y regional, al que Pérez-López y Sanz de Galdeano (1994) denominan Complejo Olistostrófico Subbético. En este Complejo están involucrados los materiales triásicos y las grandes unidades tectónicas de la Zona Subbética, especialmente las Unidades Intermedias, Subbético Externo y el Subbético Medio.

Por otra parte, varios autores (Dupuy de Lome, 1965; Foucault, 1966; Sanz de Galdeano, 1973; Barástegui et al., 1998, entre otros) citan procesos diapíricos en materiales triásicos en diferentes edades. No obstante, la importancia de estos procesos ha sido entendida de maneras muy distintas, debido a que la intensa deformación tectónica impide hacer interpretaciones de modo seguro o claro sobre la estructuración de las rocas del Triásico.

En este trabajo se aportan observaciones de los afloramientos triásicos más significativos de la Cordillera y se discute la procedencia de las brechas de yeso en relación con procesos de resedimentación o procesos diapíricos. Las observaciones se han hecho, sobre todo, en los sectores de Antequera, Jauja, Alcalá la Real, Alcaudete, Cambil, Cabra del Santo Cristo, Huesa, Cehegín, Calasparra y Cieza (Fig. 1).

En este estudio se ha tenido muy en cuenta la caracterización de las distintas unidades litoestratigráficas del Triásico. El conocimiento de las distintas unidades litoestratigráficas ha constituido una importante herramienta para determinar estructuras de detalle dentro de una masa de materiales, muchas veces aparentemente caótica.

UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS DEL TRIÁSICO

En Pérez-López (1998) se propone una estratigrafía general donde se han diferenciado varias unidades litoestratigráficas (Fig. 2): una formación carbonática de facies Muschelkalk de edad Ladiniense (Formación Majanillos), cinco formaciones detrítico-evaporíticas del Carniense-Noriense que constituyen el Grupo Keuper de Jaén y otra formación carbonática de edad Noriense (Formación Zamoranos). Por encima de la Fm. Zamoranos se interpreta que existe una unidad detrítico-evaporítica, que en los afloramientos está representada por carniolas y yesos, correlacionable con la unidad "Anhidrita de Carcelén" definida en el Triásico de Valencia.

Dentro de estas unidades, las variaciones más significativas se dan en los carbonatos de facies Muschelkalk. En estos carbonatos se pueden distinguir unas sucesiones estratigráficas más margosas que otras, y con variaciones importantes en la potencia. Las sucesiones más potentes y carbonáticas proceden de posiciones paleogeográficas más meridionales (Muschelkalk carbonático).

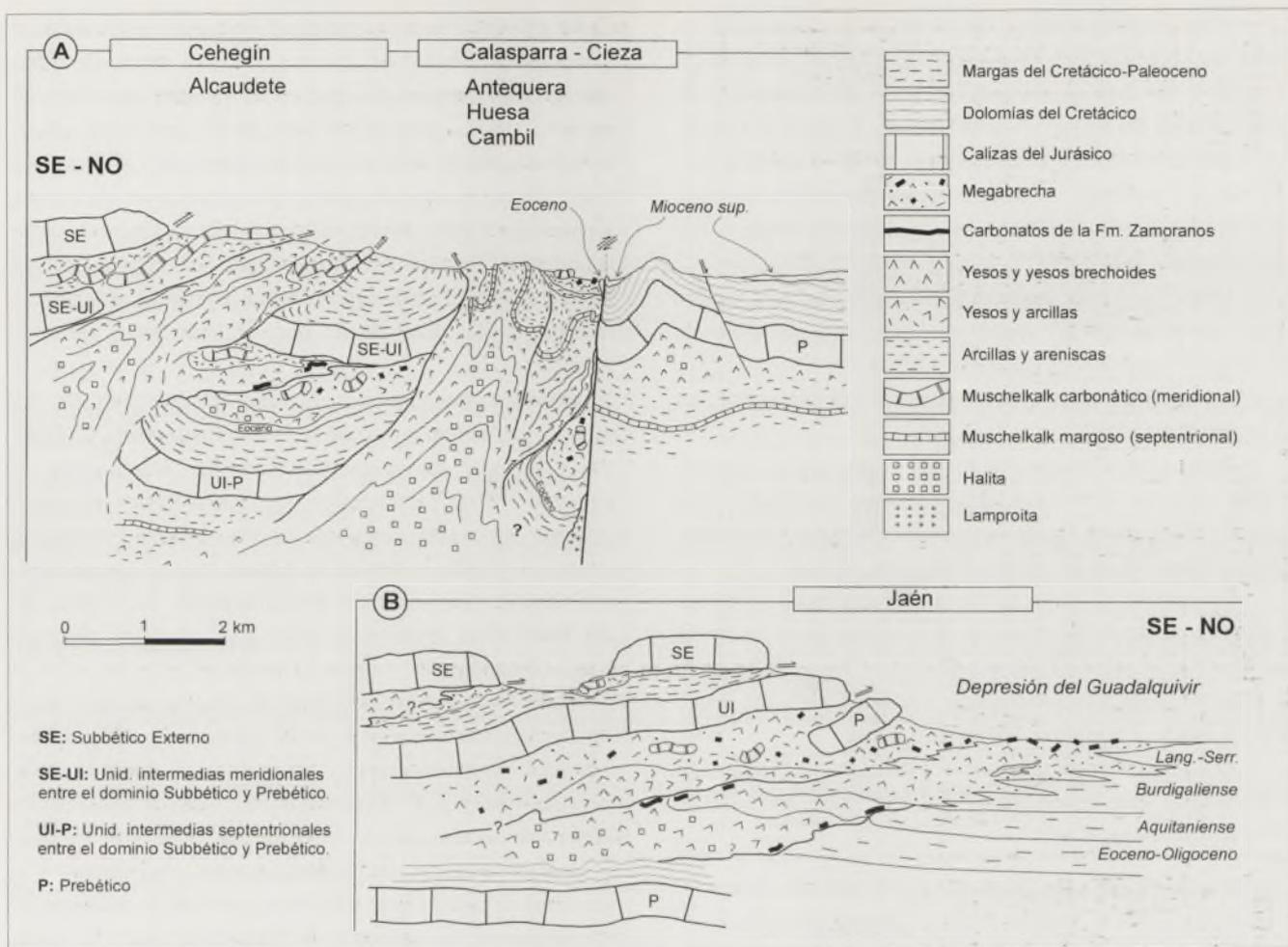


Figura 3. Cortes geológicos sintéticos donde se representan las relaciones tectónicas entre las rocas del Triásico y otras unidades (la escala vertical está exagerada). A: En este corte se ha dibujado una zona diapírica y los depósitos olistostrómicos (megabrecha) intercalados entre unidades tectónicas. La megabrecha corresponde a retrabajamiento y redépósito de las unidades tectónicas y facies diapíricas. Se destaca la permanencia de los movimientos halocinéticos después de la estructuración de la Cordillera, a favor de grandes fracturas regionales. El corte representa un sector oriental de la Cordillera (Cehegín-Calasparra-Cieza), no obstante, se han señalado algunas localidades donde se observan situaciones semejantes. B: Este corte representa un sector central de la Cordillera en el que se destaca el desarrollo de la unidad olistostrómica del Guadalquivir que es alimentada por las unidades tectónicas y los materiales diapíricos desplazados hacia el NO.

También es importante hacer notar que la Fm. Zamoranos siempre se presenta como bloques decamétricos englobados en yesos y/o arcillas, es decir, nunca aparece dentro de la sucesión estratigráfica del Triásico superior. Únicamente aflora en sucesión estratigráfica en el diapiro de Jumilla (Murcia).

Por último, es muy importante destacar la presencia de halita en los materiales triásicos del subsuelo, que puede estar asociada a las facies Buntsandstein y a las facies Keuper (Fig. 2). Existen numerosos manantiales y arroyos de agua salada, y se ha constatado la presencia de centenares de metros de halita en los sondeos realizados al sur de Bobadilla (Málaga).

DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

En los afloramientos estudiados se pueden observar diversas situaciones o relaciones entre las distintas unidades triásicas. Muchas de estas relaciones son constantes en varios pun-

tos de la Cordillera y son estas observaciones las que se han tenido en cuenta para entender la estructuración y naturaleza de los afloramientos de las rocas del Triásico.

- Se pueden observar, frecuentemente, afloramientos de yesos con arcillas que constituyen una *megabrecha*, que engloban bloques de dolomías, yesos, areniscas y ofitas del Triásico, o carbonatos del Jurásico, Cretácico y del Terciario (Antequera, Jauja, Alcaudete, Cambil, Alcalá la Real, Cabra del Santo Cristo, Huesa, Calasparra, Cieza). En la matriz de esta megabrecha se han encontrado microfósiles del Terciario (Antequera, Alcalá la Real, Cambil, Huesa, Cieza). Por lo tanto, muchos de los afloramientos de facies triásicas son del Terciario.

- La megabrecha se dispone sobre sucesiones estratigráficas del Triásico, fuertemente plegadas.

- Esta megabrecha suele contener bloques de la Formación Zamoranos y bloques de facies Muschelkalk carbonático (Antequera, Jauja, Cambil, Alcaudete, Huesa, Calasparra, Cieza).

- Significativamente, en un mismo afloramiento pueden aparecer Muschelkalk carbonático formando parte de la *Megabrecha*, y Muschelkalk margoso formando parte de la sucesión estratigráfica del Triásico (Cambil, Huesa, Calasparra, Cieza).

- El Muschelkalk carbonático, que aflora en muchos puntos de la Cordillera, solamente aflora de manera continua constituyendo una unidad tectónica, al E de Alcaudete y al N de Cehegín.

- Otras facies muy frecuentes en los afloramientos son los *yesos brechoides*, más o menos arcillosos, con estructuras de deformación tectónica (Antequera, Calasparra, Huesa, Cieza), que se confunden con algunas de las litologías pertenecientes a la *megabrecha*.

- Junto a los afloramientos anteriores, pueden reconocerse *capas de yesos laminados* verticalizados y replegados, que lateralmente pasan a facies de yesos brechoides o a megabrechas (Antequera, Jauja, Huesa, Calasparra, Cieza).

- En muchos casos, los afloramientos de rocas del Triásico están rodeados por fallas inversas que inclinan las capas de las unidades adyacentes (Cretácico, Mioceno, Plioceno) llegando a ponerlas verticales (Antequera, Cambil, Cabra del Santo Cristo, Huesa, Calasparra, Cieza).

- Los afloramientos más extensos de facies yesíferas están relacionados con importantes fallas regionales (Antequera, Huesa, Calasparra, Cieza).

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

Los afloramientos que presentan sucesiones estratigráficas continuas del Triásico en las Zonas Externas son realmente escasos. Gran parte de los afloramientos del Triásico corresponden a brechas, *megabrechas*, *yesos brechoides* y yesos laminados muy deformados. Cuando en estos materiales aparecen cantos o capas interestratificadas del Terciario, se han interpretado como depósitos resedimentados. Pero cuando no aparecen materiales del Terciario englobados en estas facies, se podrían hacer diversas interpretaciones.

Existen otros afloramientos donde aparecen yesos laminados muy replegados y verticalizados, que lateralmente parecen desplazar a los yesos brechoides, que se interpretan como yesos que extruyen verticalmente siguiendo fracturas importantes. Estos yesos suelen estar delimitados por fallas inversas y cubiertos por materiales de la megabrecha. Las rocas que rodean estos afloramientos pueden presentar basculamientos importantes e incluso inversión de capas. Es evidente que estos yesos han sufrido empujes verticales hasta épocas muy recientes.

La megabrecha superior puede proceder, en primer lugar, del retrabajamiento y deslizamiento de las facies diapíricas extruidas (Fig. 3.A). En la mayoría de los afloramientos de la megabrecha aparecen bloques de dolomías y bloques de carbonatos de la Fm. Zamoranos (Triásico Superior) que pueden constituir parte del *cap rock* de los diapiros. Y en segundo lugar, la megabrecha puede incorporar materiales procedentes

de los relieves que iban apareciendo durante la estructuración y superposición de algunos mantos de corrimiento, y/o de los diapiros más meridionales que se incorporaban en la estructura en mantos. La presencia de bloques del Jurásico, Cretácico o Terciario podría deberse, bien al arrastre de los materiales diapíricos en su ascenso, o bien al deslizamiento de algunos bloques procedentes de los relieves (mantos). En este sentido, la presencia de bloques del Muschelkalk carbonático, que aparecen en la megabrecha superpuesta a sucesiones triásicas con carbonatos del Muschelkalk margoso, demuestra que éstos proceden de otras áreas alejadas y no de los propios materiales diapíricos que contienen Muschelkalk margoso. De esta manera queda claro que muchos de los bloques de la megabrecha tienen una naturaleza olistostrómica. Actualmente, en Cehegín y al E de Alcaudete, existen unidades tectónicas extensas constituidas por rocas del Muschelkalk carbonático, de las que podrían proceder los bloques que se incorporaban al complejo olistostrómico. Posteriormente, los sedimentos del Tortonense terminarían cubriendo todos los depósitos resedimentados.

Como los ascensos diapíricos se debieron de dar antes y durante la estructuración de la Cordillera, las fallas y mantos jugaron un papel importante en la evolución y deformación de estos diapiros (Fig. 3). Se podría hablar, tanto de movimientos halocinéticos como de movimientos halotectónicos. En cualquier caso, después de la orogenia siguieron los movimientos verticales de estas masas diapíricas, pues así lo demuestra la basculación de los materiales postorogénicos que los rodean, e incluso la superposición de rocas triásicas sobre rocas del Mioceno superior.

El desarrollo de estos diapiros en el frente Subbético (Fig. 3.B) explican el gran espesor del manto de Carmona o la extensión del olistostroma del Guadalquivir (Berástegui et al. 1998). Esta interpretación es compatible con el retrabajamiento de las facies diapíricas y la llegada de materiales procedentes de unidades subbéticas (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994), así como su desplazamiento tectónico hacia el norte (Martínez del Olmo et al., 1999).

No obstante, la presencia de importantes diapiros no se limita a la cuenca del Guadalquivir. Se propone la presencia de diapiros en zonas más internas de la Cordillera como puede ser en el Triásico de Bobadilla-Antequera-Archidona, Alcalá la Real, Cambil, Huesa, Calasparra-Cieza, que en gran parte están cubiertos por unidades olistostrómicas. Incluso podrían haberse desarrollado en otras zonas, no obstante, la intensa deformación tectónica posterior impide reconocer alguna estructura diapírica.

CONCLUSIONES

A partir de la observación detallada de numerosos afloramientos de toda la Cordillera, se puede interpretar que en los afloramientos de facies "yesíferas triásicas" existen tan-

to facies resedimentadas (olistostrómicas) del Terciario como diapíricas.

Los materiales resedimentados, o megabrechas, afloran tanto en la cuenca del Guadalquivir como entre las unidades tectónicas del dominio Subbético. Estas facies olistostrómicas pueden estar mezcladas con las facies diapíricas, e incluso, en gran parte, han sido alimentadas por la extrusión de los materiales diapíricos.

Los mecanismos diapíricos, junto con la tectónica, son muy importantes en la distribución actual de los afloramientos del Triásico. Se propone que la presencia en superficie de la "megabrecha triásica" del Terciario, dentro de los dominios subbéticos, es debido al empuje hacia arriba de los materiales diapíricos del Triásico. De igual modo, la extensión de la megabrecha está condicionada por el desarrollo de los diapiros, que a su vez están condicionados por las fallas regionales y por la tectónica de mantos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación BTE 2002-00775 y por el grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM 0163. También son parte de los Proyectos IGCP 458 y 467.

REFERENCIAS

- Barástegui, X., Banks, C.J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. y Fernández, M. (1998): Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporates at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher y M. Fernández, Eds.), Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 134: 49-68.
- Bourgeois, J. (1975): Présence de breches d'origine sédimentaire a éléments de Crétacé au sein du Trias germano-andalou. Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 17: 1095-1100.
- Dupuy de Lome, E. (1965): El concepto del olistostromo y su aplicación a la geología del subbético. *Boletín Geológico y Minero*, 76: 123.
- Foucault, A. (1966): Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la Province de Granade (Espagne méridionale). *Boll. Soc. Géol. France*, Paris, 8: 527536.
- García Cortés, A; Mansilla, H. y Quintero, I. (1991): Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante). *Boletín Geológico y Minero*, 102: 524-535.
- Martínez del Olmo, W., Martínez Cabañas, W., Malagón, J., Hernández, E., Klimowitz, J. y Serrano, A. (1999): Transversales de Huelva, Sevilla y Córdoba: Olistostromas y cabalgamientos (Cordillera Bética, S.O. de España). *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo, A.G.G.E.P.*, Madrid, 189-197.
- Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2): 141-153.
- Pérez-López, A. (1998): Epicontinental Triassic of the Southern Iberian Continental Margin (Betic Cordillera, Spain). In: *Epicontinental Triassic* (G.H. Bachmann and I. Lerche, editors). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Stuttgart*, 1: 1009-1031.
- Roldán, F. y García Cortés, A. (1988): Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (prov. de Córdoba y Jaén). *II Congreso Geológico de España*, Comunicaciones, 1: 189-192.
- Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal Jaen-Fraile (Provincia de Jaén)*. Tesis Univ. Granada, 83: 273 p.

...the ... of ...

Periodicidad sedimentaria en el registro lacustre de la Unidad Tectosedimentaria T6 de la sección de San Caprasio (Mioceno medio) del sector central de la Cuenca del Ebro

F. J. Pérez-Rivarés¹, G. Pardo¹, M. Garcés² y C. Arenas¹

1. Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. perezriv@posta.unizar.es
2. Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuenas, Facultad de Geología, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona.

ABSTRACT

Spectral analysis has been applied to the middle Miocene lacustrine sequence (T6 unit) at the section of San Caprasio, in the central sector of the Ebro Basin. The marl/limestone couplet thickness (Series L, Lk and Lm) and the magnetic susceptibility values (Series K) of this section have been investigated. The preliminary results suggest that the sedimentation in the lake was controlled by solar insolation. Magnetostratigraphic data from the San Caprasio section allow us to establish a time span of 6076 years for each marl-limestone couplet, and of 14065 years for each magnetic interval between two consecutive data. One relevant peak in the power spectrum of the series L has been found with a periodicity around 21 Ky, which is related to the precession. In the series K the most relevant maximum has a periodicity around 100 Ky, which is related to the short range eccentricity.

Key words: Periodicity, Milankovitch cycles, lacustrine sediments, Ebro Basin, Spain

INTRODUCCIÓN

En el sector central de la Cuenca del Ebro aflora un potente y extenso registro de materiales miocenos depositados en abanicos aluviales, procedentes de los márgenes ibérico y pirenaico, y sistemas lacustres de carácter endorreico. En el área de la Sierra de Alcubierre y estribaciones orientales hasta el río Alcanadre (Fig. 1), los depósitos lacustres correspon-

den tanto a facies centrales (margas, yesos y calizas ±dolomías, laminadas), como marginales (calizas bioclásticas masivas y bioturbadas); estas últimas se indentan hacia el norte y este con depósitos aluviales distales de procedencia pirenaica. En esta área se han diferenciado cuatro unidades genéticas (Unidades Tecto-Sedimentarias, UTS T4 a T7; Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 2000; Pérez-Rivarés et al., 2002), con una sucesión total aflorante de 636 m.

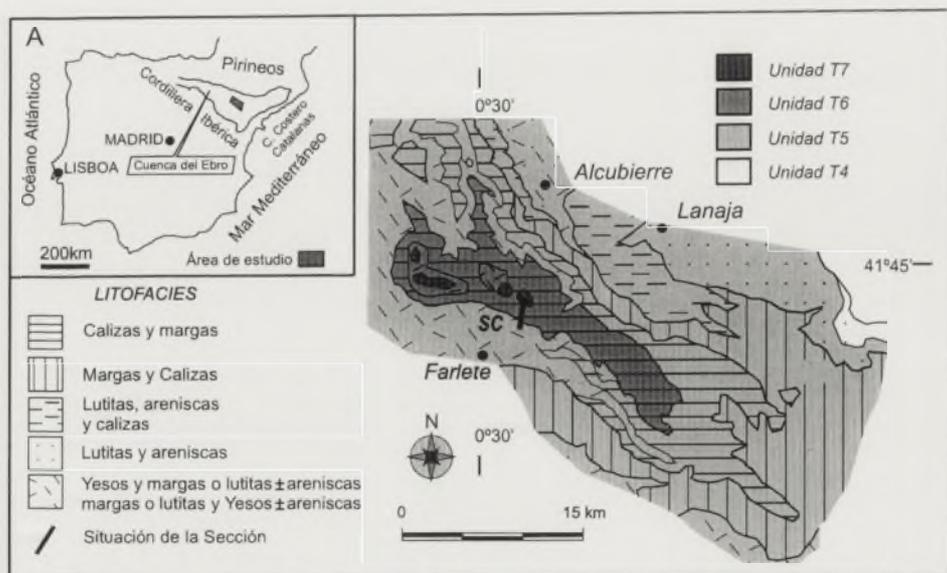


Figura 1. Cartografía de las unidades tectosedimentarias (simplificado de Arenas, 1993) y situación de la sección de San Caprasio (SC).

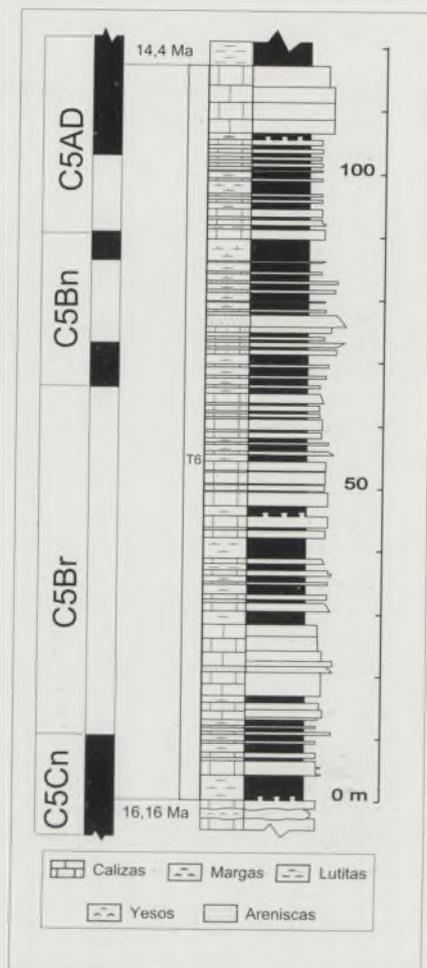


Figura 2. Columna estratigráfica de San Caprasio. Magnetoestratigrafía según Pérez-Rivarés et al. (2002)

En la sección de San Caprasio (Fig. 2) la unidad T6 (Aragoniense inferior y medio) consiste en una alternancia de 124 m de margas y calizas lacustres, con escasos niveles de areniscas sedimentadas también en áreas lacustres y algunos niveles de yesos nodulares producidos por bombeo evaporítico. Las calizas y dolomias laminadas (alternancia cm a μm de micrita/dolomicrita-limo o arena fina), comúnmente asociadas a estromatolitos, y las margas son abundantes, señalando la posición preferentemente central de la sección, correspondiente a situaciones de nivel bajo y moderada salinidad. Estas situaciones alternaron con otras de nivel alto y baja salinidad, en las que se formaron calizas bioclásticas masivas y bioturbadas, en las cuales los sistemas lacustres alcanzaron su máxima extensión (Arenas y Pardo, 1999). Estos materiales se ordenan en secuencias simples de potencia decimétrica a métrica, formadas por margas \pm areniscas, seguidas de un conjunto de estratos de calizas laminadas y/o bioclásticas masivas. Asimismo, existen secuencias cíclicas de profundización-somerización "calizas-margas-calizas". Todas ellas se relacionan con ciclos de expansión/profundización lacustre seguidos por somerización. (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999). También se reconocen macrosecuencias métricas a decamétricas formadas por conjuntos de secuencias simples con mayor proporción de calizas hacia techo. En ambos tipos de secuencias el origen parece relacionado con ciclos de expansión y retracción de los sistemas lacustres, causados por factores climáticos (Arenas y Pardo, 1999).

La magnetoestratigrafía de la Sierra de Alcubierre y estratificaciones (Pérez-Rivarés et al., 2002), junto con la realizada recientemente en los vecinos Montes de Castejón, permiten fijar los límites de la unidad T6 entre 16,16 y 14,4 Ma. De dichos estudios también se desprende que la tasa de sedimentación de esta unidad fue relativamente homogénea (7 cm/ka).

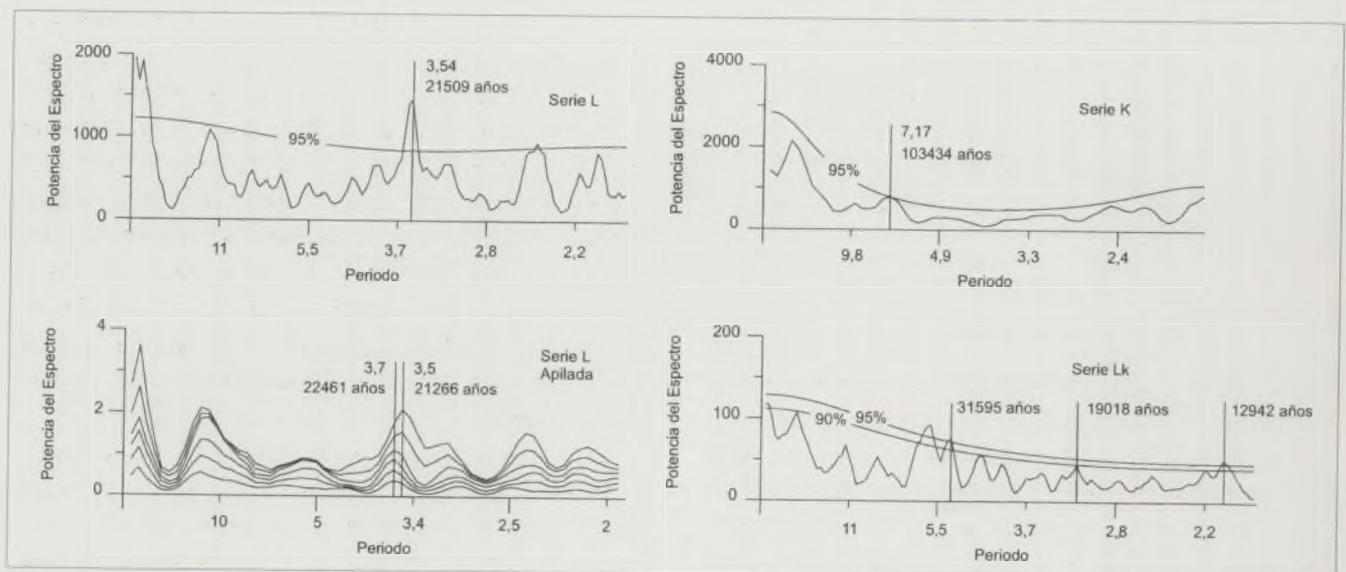


Figura 3. Análisis espectral de las series temporales de San Caprasio. Serie L: Parejas marga-caliza, Serie K: Susceptibilidad magnética inicial, Serie L Apilada: Espectros móviles de las parejas marga-caliza, serie Lk: Calizas.

A partir de estos datos, en el presente trabajo se aborda el análisis de la periodicidad sedimentaria en el registro lacustre de la UTS T6 en la sección de San Caprasio.

METODOLOGÍA

Para poder detectar un comportamiento periódico en los sedimentos de la UTS T6 se ha utilizado el análisis espectral. Para ello se han medido los espesores de los estratos de la sección, estableciéndose dos categorías litológicas: "caliza" y "marga" (margas y areniscas). Los términos consecutivos "marga-caliza" se han asociado en parejas, y con ellas se ha obtenido una serie temporal (L, n=276). Se ha desestimado la potencia de los niveles yesíferos. Asimismo, se han preparado otras dos series temporales a partir de valores de potencia de "caliza" y "marga" por separado (Lk y Lm, n=276) y una cuarta serie temporal a partir de valores de susceptibilidad magnética (K, n=122) parámetro ligado directamente a la litología de la sección (Pérez-Rivarés et al., 2002).

Para el tratamiento de los datos se ha utilizado el paquete de software estadístico ITSM (Brockwell y Davis, 1991a). Se han obtenido los espectros mediante periodogramas (Brockwell y Davis, 1991b) suavizados con ventanas triangulares con pesos 1/4, 2/4, 3/4, 2/4 y 1/4. Asimismo, para obtener un intervalo de confianza para cada frecuencia del espectro, se han generado los modelos ARMA de cada serie temporal a partir de las funciones de autocorrelación y autocorrelación parcial (Box et al., 1994) y establecido intervalos de confianza del 90 y 95 %. A la serie L se le ha aplicado la metodología de los espectros móviles con subseries de 126 parejas y un solape de 30 parejas con el fin de evitar los picos significativos debidos al azar. Los espectros obtenidos de este modo se han normalizado y representado apilados en un mismo diagrama.

Para la estimación temporal se han eliminado los tramos cubiertos y se ha sustraído la parte proporcional de tiempo según la tasa de sedimentación de la unidad. Se ha obtenido un valor promedio de 6.076 años para cada pareja "marga-caliza", mientras que para la susceptibilidad magnética se ha establecido un valor de 14.065 años para el intervalo entre dos datos consecutivos.

RESULTADOS

Los espectros han sido representados en diagramas donde el eje horizontal muestra el periodo y el eje vertical la potencia del espectro (Fig. 3). La serie temporal L presenta tres picos por encima de la banda de confianza del 95 %. El pico más significativo marca un periodo de 3,54. Este pico (21.509 años) podría representar el ciclo de Milankovitch de mayor frecuencia: la precesión. La serie temporal L descompuesta en espectros móviles muestra que este pico es el único que se

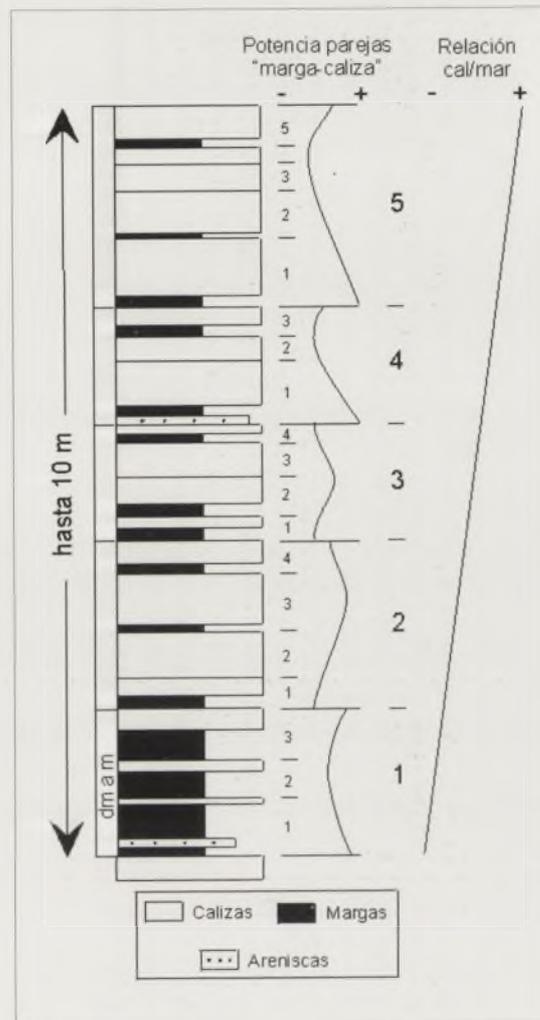


Figura 4. Esquema de las secuencias estratónicas marga-caliza y de su organización en macrosecuencias.

mantiene en todo momento por encima de la banda de confianza del 95%. La serie temporal K muestra un pico significativo con periodo 7,17 (103.434 años) que podría indicar la excentricidad de rango corto. El espaciado de los datos utilizados para la elaboración de esta última serie temporal no permite la obtención de picos de alta frecuencia que pudieran confirmar la presencia de la precesión como factor de control en la sedimentación lacustre de la unidad T6. La serie temporal Lm confirma la presencia del pico en torno a los 21.000 años, pero en el caso de la serie Lk existen picos significativos que se sitúan en torno a 31.000, 19.000 y 13.000 años. Rodríguez-Tovar y Pardo-Igúzquiza (2003) encuentran valores similares que relacionan con modulaciones de la amplitud de las señales de los ciclos de Milankovitch

En el registro estratigráfico se reconocen conjuntos de 2 a 6 parejas "marga-caliza", con moda en 3-4 parejas, cuya potencia evoluciona según una tendencia estratónica cíclica, generalmente asimétrica (Fig. 4), que serían la respuesta del sistema lacustre a los ciclos de precesión. La potencia de estos conjuntos de parejas puede variar de 30 cm a 4,5 m, con-

cordante con la potencia de las secuencias sedimentarias simples de expansión-retracción lacustre. Por otro lado, se reconocen macrosecuencias, de aproximadamente cinco de los conjuntos anteriores, que evolucionan de base a techo desde mayor proporción de margas a mayor proporción de calizas. Estas macrosecuencias tienen una potencia de 6 a 10 m y podrían reflejar el registro lacustre de los ciclos de excentricidad.

AGRADECIMIENTOS:

Trabajo financiado por el proyecto PB97-0882-C03 de la DGES. A la Dra. Sánchez-Valverde por su asesoramiento metodológico.

REFERENCIAS

- Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 858 p.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.
- Arenas, C. y Pardo, G. (2000): Neogene lacustrine deposits of the north-central Ebro Basin, northeastern Spain. En: *Lake basins through space and time* (E. H. Gierlowski-Kordesch y K. R. Kelts, eds.). American Association of Petroleum Geologists, Spec. Vol., Studies in Geology, 46: 395-406.
- Box, G.E.P., Jenkins, G.M., Reinsel, G.C. (1994): *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. Third Ed. Prentice-Hall, New Jersey. 598 p.
- Brockwell, P.J., Davis, R.D. (1991a): *ITSM: An interactive Time Series Modelling Package for the PC*. Springer-Verlag, New York. 118 p.
- Brockwell, P.J., Davis, R.D. (1991b): *Time Series: Theory and Methods*. Springer-Verlag, New York. 577 p.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C., Pardo, G. (2002): Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15: 210-225.
- Rodríguez-Tovar, F.J. y Pardo-Igúzquiza, E. (2003): Strong evidence of high-frequency (sub-Milankovitch) orbital forcing by amplitude modulation of Milankovitch signals. *Earth and Planetary Science Letters*, 210:179-189.

Estudio de las rocas diapíricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia)

F. Pérez-Valera¹, A. Pérez-López¹ y F. Serrano²

1. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva s/n. 18071 Granada. fperezv@ugr.es, aperezl@ugr.es

2. Departamento de Ecología y Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. Campus de Teatinos s/n, 29071 Málaga. f.serrano@uma.es

ABSTRACT

The epicontinental Triassic rocks outcrop to the east of Cieza (Murcia). Fieldwork has enabled to characterize the different Triassic lithostratigraphic units and Cretaceous, Jurassic and Tertiary materials that outcropping nearby. The Muschelkalk and Keuper facies, together with dolmit, ofites and a clayed gypsum unit (gypsum unit) have been identified. Facies and structural features of the gypsum unit have been studied with the purpose of understanding their formation mechanism. This study shows that both halokinesis and resedimentation mechanisms have occurred in the same time, and these two processes have produced diapiric and olistostromic facies. Nevertheless, the Triassic outcrop structure can be interpreted as a complex and deformed diapir that is controlled by the strike-slip fault of Socovos-Calasparra, which shows local resedimentation. The main diapiric movements and the Triassic redeposits could occur in this area since upper Eocene until middle Miocene.

Key words: *epicontinental Triassic, diapirism, halokinesis, olistostromes, strike-slip fault.*

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se estudia la relevancia que han podido tener los procesos de diapirismo y resedimentación de los materiales del Triásico durante el Mioceno, en un afloramiento situado al este de Cieza (Murcia).

A lo largo de los últimos años se ha descrito en numerosas zonas la existencia de materiales triásicos involucrados en procesos de resedimentación, formando enormes masas olistostrómicas que se depositaban en las cuencas terciarias. Se ha destacado este tipo de procesos en la Cuenca del Guadalquivir (Bourgeois, 1975; Roldán García y García Cortés, 1988, entre otros), y posteriormente se han descrito en otros lugares de la Cordillera Bética (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994).

En la región de Cieza, donde también se han descrito materiales olistostrómicos (García Cortés et al., 1991), la gran abundancia de yesos de facies triásicas de aspecto brechoide y caótico, de difícil interpretación, ha sido la causa de que estos materiales hayan sido estudiados por varios autores. Como se pueden interpretar de distinta manera estos materiales arcillo-yesíferos brechoides, se ha propuesto la denominación genérica de *unidad de yesos* (Pérez-Valera y Pérez-López, 2003) para hacer referencia a esta unidad de brechas yesíferas, independientemente de su origen.

El objeto de este trabajo ha sido precisamente el estudio detallado de la *unidad de yesos* en las cercanías de Cieza, donde se han reconocido facies diapíricas que en algunos casos han sido interpretadas como facies resedimentadas (olistostrómicas).

La zona estudiada se sitúa en la Rambla del Moro, entre las poblaciones de Cieza y Abarán (provincia de Murcia). Se trata de un amplio afloramiento de rocas del Triásico situadas entre la depresión terciaria de Cieza, al norte, y la Cuenca de Abarán, al sur (Fig. 1 A). Este afloramiento está limitado por el norte por el accidente de Socovos-Calasparra (Baena y Jerez Mir, 1982).

LOS MATERIALES TRIÁSICOS AL ESTE DE CIEZA

El afloramiento situado en los alrededores de la Rambla del Moro está constituido mayoritariamente por brechas arcillo-yesíferas que constituyen la *unidad de yesos*. También se pueden reconocer distintas unidades litológicas de facies Keuper y materiales carbonáticos de facies Muschelkalk, junto con ofitas (Fig. 1 B). Además, en contacto con los materiales Triásicos, afloran dolomías y calizas del Jurásico, margas y margocalizas del Cretácico inferior, calizas del Eoceno y calcarenitas y margas del Mioceno.

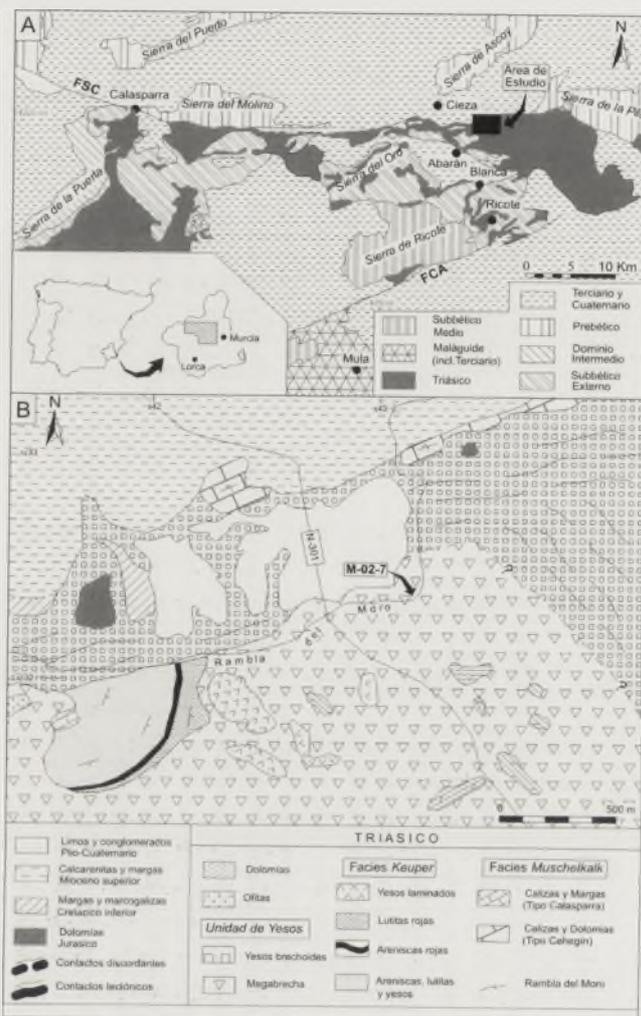


Figura 1. A: Localización geológica del área de estudio. FSC: Falla de Socovos-Calasparra. FCA: Falla de Cádiz-Alicante. B: Esquema cartográfico de la zona de estudio, donde se indica la posición de la muestra datada del Languiense inferior (M-02-7).

Las relaciones de los materiales del Triásico con los materiales post-triásicos son bastante complejas, pues normalmente corresponden a contactos mecánicos. Solamente en determinados lugares se pueden observar los materiales del Mioceno superior discordantes sobre el Triásico y ligeramente basculados.

Es especialmente relevante, para las conclusiones finales de este trabajo, la presencia de dos sucesiones de carbonatos en facies Muschelkalk, paleogeográficamente distintas, en el área de estudio. Por un lado, se reconoce una sucesión bastante margosa y poco potente, muy similar a la que aflora al este de Calasparra (Muschelkalk tipo Calasparra), que aparece por debajo de los materiales inferiores de facies Keuper, prácticamente en sucesión. Por otro lado, en el borde norte del área de estudio afloran varios bloques aislados de calizas potentes, que aparecen invertidos hacia el sureste. Estos bloques presentan una sucesión equivalente a la reconocida en el Muschelkalk que se encuentra al norte de Cehegín (Muschelkalk tipo

Cehegín), es decir, en una posición más meridional respecto a la de Calasparra.

Unidad de yesos

Como se observa en la cartografía (Fig 1, B), en la *unidad de yesos* se han distinguido dos tipos de facies, cuya génesis se interpreta de manera diferente. Por un lado, se diferencian los materiales que se denominan *yesos brechoides*, y por otro lado, una *megabrecha* también de naturaleza yesífera.

- *Yesos brechoides*: Están formados por yesos secundarios, trabeculares, de formas que varían entre nodulares y alargadas, y que se encuentran inmersos en una matriz arcillo-yesífera rojiza. En menor proporción pueden observarse clastos angulosos de carbonatos, areniscas, lutitas y ofitas. Se caracterizan por una laminación tectónica muy desarrollada, con estructuras sigmoidales en los clastos, además de presentar frecuentes pliegues con flancos muy verticalizados o invertidos. Estos materiales se han interpretado como facies diapíricas, asociadas a mecanismos de halocinesis.

- *Megabrecha*: Está constituida por yesos recristalizados redondeados, clastos de areniscas, carbonatos y ofitas, inmersos en una matriz arcillo-yesífera rojiza. La matriz puede estar constituida casi exclusivamente por yeso, o puede presentar variaciones importantes en el contenido de arcilla. El tamaño de los clastos también es variable, y oscila entre pocos milímetros hasta bloques decamétricos de yesos laminados, carbonatos y ofitas, lo cual le confiere el aspecto de megabrecha. A veces presenta una marcada estratificación y granoclasificación. En alguna ocasión pueden observarse estructuras sedimentarias como *slumping*, laminaciones e incluso estratificaciones cruzadas. En este sector se han encontrado, dentro de esta facies, clastos redondeados de cuarciarenitas claras y calizas con *nummulites*, características del Eoceno. Todos estos rasgos permiten interpretar la megabrecha como facies resedimentadas (olistostromas).

EDAD DE LA UNIDAD DE YESOS

La datación de la *unidad de yesos* resulta muy difícil, pues, está formada casi exclusivamente por yesos procedentes de los materiales triásicos. Los depósitos del Mioceno dentro de la *megabrecha* son muy escasos y difíciles de reconocer. En la zona de Cieza tan sólo se ha podido datar una muestra, en la Rambla del Moro, que sitúa la megabrecha en el Mioceno Medio.

Los materiales datados corresponden a unas areniscas y limos blanquecinos, con algunos niveles de conglomerados constituidos básicamente por clastos centimétricos de cali-

zas con *Nummulites*, cuarciarenitas, dolomías y ofitas, y se encuentran intercalados entre las facies arcillo-yesíferas brechoides de la *megabrecha*. Una muestra procedente de estos limos (M-02-7; Fig. 1 B) contiene una microfauna predominantemente compuesta por foraminíferos planctónicos: *Globigerina praebulloides* Blow, *G. bulloides* d'Orbigny, *G. falconensis* Blow, *G. woodi* Jenkins, *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann, *G. trilobus* (Reuss), *Praeorbulina sicanus* (De Stefani), *P. glomerata* (Blow), *Globigerinella obesa* (Bolli), *Neogloboquadrina siakensis* (LeRoy), *N. acrostoma* (Wezel), *N. continuosa* (Blow), *Globorotalia praescitula* Blow, *G. zealandica* Hornibrook, *G. peripheroronda* Blow, *Globigerinita juvenilis* (Bolli), *Globoquadrina globosa* Bolli, *G. baroemouensis* (LeRoy). Esta asociación es característica del Langhiense inferior (zona N8 de Blow, 1969).

Además de esta datación, durante este trabajo se han estudiado estas mismas facies en otras localidades que han aportado, como dato de mayor interés, las edades entre las que quedan comprendidos los depósitos de la *unidad de yesos*. En concreto, entre las localidades de Pozo Alcón y Huesa, se han reconocido facies equivalentes a los *yesos brechoides* y a la *megabrecha*, interestratificados entre materiales del Mioceno que sitúan en el tiempo los mecanismos de diapirismo y resedimentación. La muestra inferior estudiada en este sector de Huesa corresponde a unas margas blancas, con intercalaciones de areniscas, que se encuentra por debajo de los yesos brechoides. Estas margas contienen una abundante microfauna constituida casi exclusivamente por foraminíferos planctónicos propia de depósitos hemipelágicos. La asociación planctónica está formada por: *Globigerina eoacaena* Gumbel, *G. corpulenta* Subbotina, *G. galavisi* Bermúdez, *G. tripartita* Koch, *G. venezuelana* Hedberg, *G. increbescens* Bandy, *Globigerinatheka index* (Finlay), *Turborotalia pomeroli* Tourmakine & Bolli, *T. cerroazulensis* Cole, *T. cocoaensis* Cushman. Esta asociación es característica del Eoceno superior (zona P15).

En este mismo sector de Huesa, niveles de margas ocres con intercalaciones de areniscas situados por encima de los últimos niveles de la *megabrecha*, contienen una microfauna en la que abundan tanto los foraminíferos planctónicos como los bentónicos calcáreos y, además, aparecen algunos restos de ostrácodos, moluscos y equinodermos, caracterizando un ambiente sedimentario de plataforma externa o de profundidades equivalentes a talud superior. La asociación planctónica está compuesta por: *Globigerina praebulloides* Blow, *G. bulloides* d'Orbigny, *G. falconensis* Blow, *G. decoraperta* Takayanagi & Saito, *G. nepenthes* Todd, *Globigerinoides obliquus* Bolli, *G. bolli* Blow, *Orbulina universona* d'Orbigny, *Neogloboquadrina continuosa* (Blow), *N. acostaensis* (Blow), *N. pachyderma* (Ehremberg), *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerinita juvenilis*

(Bolli), *Globoquadrina baroemouensis* (LeRoy), típica del Tortoniense inferior (zona N 16).

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

García Cortés et al. (1991) atribuyen una naturaleza olistostrómica a los materiales del Triásico en la región de Cieza y los incluyen en la Unidad Olistostrómica del Mioceno medio, junto con otros afloramientos de Murcia, Granada, Jaén y Alicante. Sin embargo, en determinadas ocasiones, estas interpretaciones puede llevar a confusión cuando una gran parte de los materiales triásicos son de origen diapírico, como sucede en el afloramiento objeto de este trabajo.

En el sector estudiado se puede reconocer la existencia de procesos de tipo tectónico (diapírico) y sedimentario (resedimentación) interrelacionados en un mismo afloramiento. El resultado de ambos procesos es muy similar desde el punto de vista litológico, y solamente un estudio detallado de las facies y el reconocimiento de estructuras tectónicas puede ayudar a distinguir la influencia de cada proceso.

En el afloramiento de la Rambla del Moro se puede observar un corte geológico transversal de la *unidad de yesos* (Fig. 2 A), donde se produce el tránsito de las facies diapíricas a las facies sedimentarias. La observación en el campo de yesos verticalizados y yesos brechoides (Fig. 2 B) permite suponer la existencia de una zona por la cual los materiales del Triásico extruyeron a la superficie (facies diapíricas) y se redepusieron en las áreas periféricas por mecanismos de depósitos en masa (facies sedimentarias). En algunos momentos en los cuales la actividad diapírica se detuvo o se ralentizó, se depositaron sedimentos autóctonos de la cuenca, al tiempo que, en determinados casos, los materiales extruidos eran retrabajados, incorporándose al medio sedimentario en forma de clastos, como se observa en la *megabrecha* cuando aparecen cantos del Triásico y del Terciario (Fig. 2 C). Se interpreta que las facies diapíricas son las que alimentaban principalmente a la *megabrecha*. Por lo tanto, según las muestras recogidas al este de Huesa, los depósitos olistostrómicos se depositaron entre el Eoceno y el Mioceno Medio, al mismo tiempo que extruían los diapiros.

Si se tiene en cuenta la cartografía del sector de Cieza (Fig. 1 B), se puede observar que sólo una parte del afloramiento de la Rambla del Moro corresponde a materiales resedimentados (*megabrecha*). El resto corresponde a facies de *yesos brechoides* o facies diapíricas. Por tanto, el conjunto de los materiales triásicos de la Rambla del Moro se interpretan como pertenecientes a un diapiro con una estructura más o menos compleja y deformada lateralmente por la zona de falla de salto en dirección de

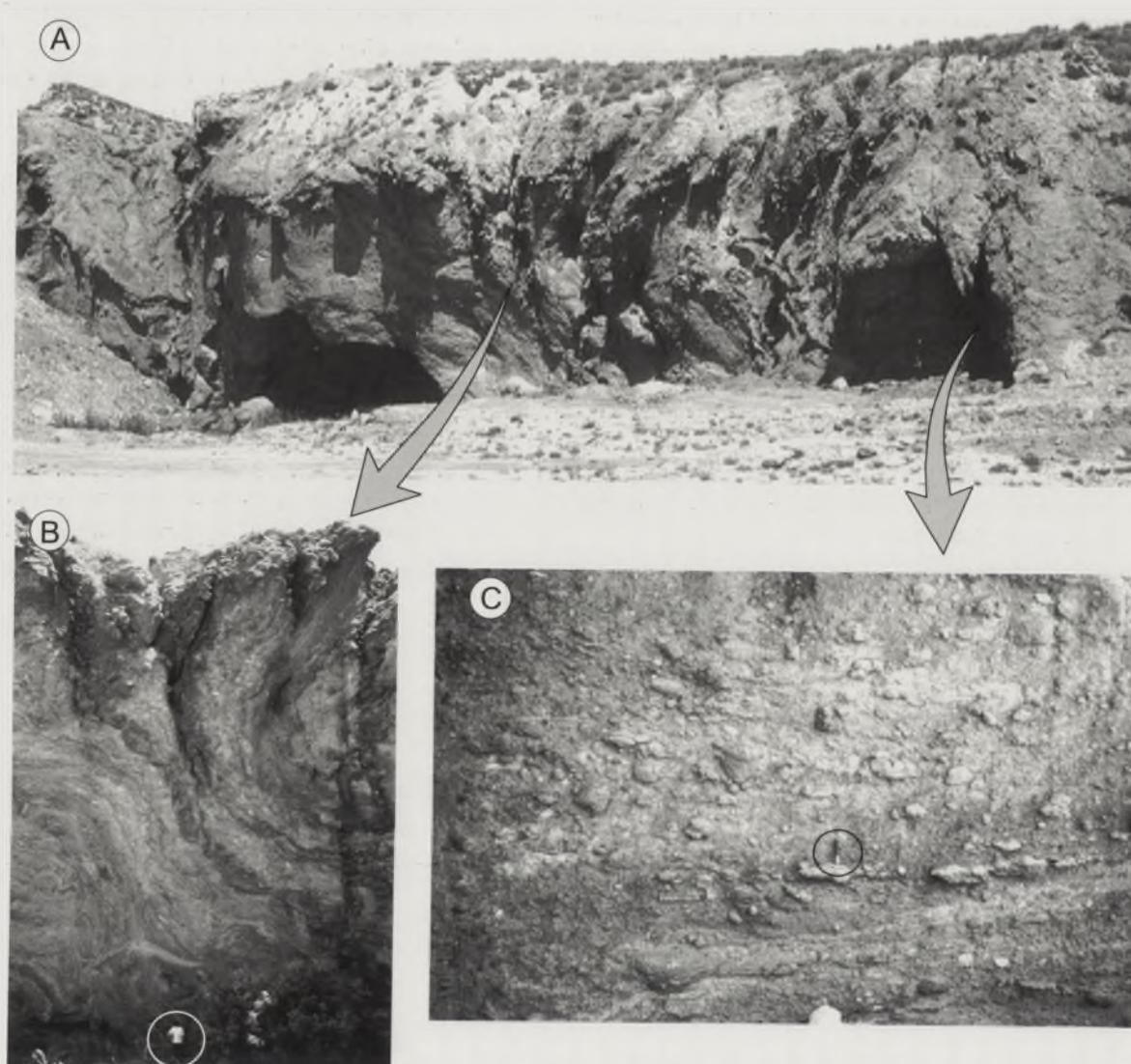


Figura 2. A. Panorámica parcial de la unidad de yesos en la Rambla del Moro, donde afloran yesos diapíricos y resedimentados. B. Aspecto de los yesos brechoides, plegados y deformados, interpretados como facies diapíricas. C. Aspecto de la megabrecha, donde se observa una estratificación horizontal y algunos cantos de yesos y carbonatos subredondeados.

Socovos-Calasparra, que muestra materiales resedimentados en su borde sur. Por otra parte, la actuación del diapirismo durante varias fases también provoca la deformación de materiales resedimentados durante fases previas que podrían proceder de otros dominios situados al sur. Este hecho se pone de manifiesto por la presencia de olistolitos de carbonatos de facies Muschelkalk de procedencia paleogeográfica meridional en este mismo afloramiento (Muschekalk tipo Cehegín).

CONCLUSIONES

Los datos obtenidos en el campo permiten suponer la existencia de varios procesos implicados en la estructuración de las rocas del Triásico al este de Cieza. Se pueden distinguir procesos tectónicos (diapíricos) y procesos sedi-

mentarios (resedimentación), que dan como resultado materiales con características semejantes (*unidad de yesos*) y que ambos están relacionados con el mismo proceso de extrusión diapírica de los materiales halocinéticos del Triásico.

También se pone de manifiesto la necesidad de revisar los afloramientos que se han interpretado como pertenecientes a la Unidad Olistostrómica, puesto que puede tratarse de resedimentaciones locales, normalmente asociadas a extrusiones diapíricas, que son las que provocan la caída de grandes masas de material a las cuencas adyacentes.

Por último, se puede decir que las extrusiones diapíricas y resedimentaciones se pudieron dar desde el Eoceno superior hasta el Mioceno medio, y que son los materiales del Tortonense inferior los primeros que sellan los eventos principales de diapirismo y resedimentación, aunque se han

localizado sectores donde los materiales del Plio-Cuaternario están basculados debido a movimientos halocinéticos recientes.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido desarrollado en el marco de los proyectos BTE-2002-00775, IGCP 458 y 467 y del Grupo de Investigación RNM 0163 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

- Baena, J. y Jerez-Mir, L. (1982): *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la meseta y la zona bética (s. str.)*. Colección Informe. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 256 p.
- Bourgeois, J. (1975): Présence de breches d'origine sédimentaire a éléments de Cretacé au sein du Trias germano-andalou. Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 17: 1095-1100.
- García-Cortés, A., Mansilla, H y Quintero, I. (1991): Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante). *Boletín Geológico y Minero*, 102: 524-525.
- Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2): 141-153.
- Pérez-Valera, F. y Pérez-López, A. (2003) : Estratigrafía y tectónica del Triásico sudibérico al sureste de Calasparra (Murcia). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, en prensa.
- Roldán-García, F. y García-Cortés, A. (1988): Implicaciones de materiales triásicos en la depresión del Guadalquivir. Cordilleras Béticas (provincias de Córdoba y Jaén). *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones, 1: 189-192.

CONTENTS

Original Articles	1
Editorial	1
Book Reviews	1
Correspondence	1
Announcements	1
Obituary	1
Index	1

CONTENTS (Continued)

Original Articles	1
Editorial	1
Book Reviews	1
Correspondence	1
Announcements	1
Obituary	1
Index	1

CONTENTS (Continued)

Original Articles	1
Editorial	1
Book Reviews	1
Correspondence	1
Announcements	1
Obituary	1
Index	1

CONTENTS (Continued)

Original Articles	1
Editorial	1
Book Reviews	1
Correspondence	1
Announcements	1
Obituary	1
Index	1

CONTENTS (Continued)

Original Articles	1
Editorial	1
Book Reviews	1
Correspondence	1
Announcements	1
Obituary	1
Index	1

CONTENTS (Continued)

Original Articles	1
Editorial	1
Book Reviews	1
Correspondence	1
Announcements	1
Obituary	1
Index	1

El final del endorreísmo terciario en la Cuenca del Ebro

A. Salazar Rincón

División de Geología y Geofísica IGME: C/ Calera, 2, Tres Cantos - Madrid. salazar-rincon@iespana.es

ABSTRACT

The end of the sedimentation as a endorheic drainage basin and the beginning of the present erosive cycle in the tertiary Ebro Basin has been attributed until now to the fluvial incision during the "Messinian Crisis". The consideration of diverse types of data as a whole indicates that the erosive emptying could have initiated previously and will be in relation with the beginning of the deposition of the Castellón Group in the Valencia Trough (late Serravallian and Tortonian) and not with the sedimentation of the Ebro Group (Pliocene and Quaternary), since it had been assumed until now. This hypothesis would explain diverse geologic facts such as the absence of Turolian (late Tortonian and Messinian) paleontological sites in the Ebro Basin, the big thickness of sediments that, in spite of the intense Messinian erosion, the Castellón Group presents, the momentarily change of the Duero Basin to unclose conditions at the end of the Aragonian (late Serravallian - early Tortonian) or the beginning of the open and erosion conditions in the Calatayud Basin during in the early Vallesian (Tortonian).

Key words: Middle-late Miocene, Ebro Basin, Valencia Trough, Duero Basin, Calatayud Basin.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca del Ebro (Fig. 1) es una cuenca de antepaís limitada en todos sus bordes por cadenas alpinas (Pirineos, Catalánides e Ibérica). Parte de la cuenca de antepaís original fue deformada y trasladada hacia el sur, al quedar incorporada a las láminas cabalgantes de los Pirineos, y, a su vez, cabalga parcialmente al autóctono. La sedimentación terciaria comenzó siendo exorreica, con ambientes continentales y marinos. A partir del Oligoceno inferior pasa a ser endorreica, con ambientes sedimentarios exclusivamente continentales (Riba et al., 1986).

La finalización de la sedimentación endorreica y el comienzo del ciclo erosivo actual han sido asociados a la acción remontante de la red fluvial durante la "Crisis Messiniense" y la deposición del Grupo Ebro en el Surco de Valencia (Riba et al., 1986). Sin embargo, la consideración conjunta de diversos tipos de datos indica que el comienzo de dicho vaciado erosivo pudo haberse iniciado bastante antes, posiblemente a finales del Mioceno medio o comienzos del Mioceno superior.

EL REGISTRO ESTRATIGRÁFICO EN LA CUENCA DEL EBRO

El registro estratigráfico de los últimos episodios del relleno Terciario de la Cuenca del Ebro es bastante incompleto. Los materiales que se consideran culminantes for-

man parte de la UTS T8 de Villena et al., (1996) y están constituidos por los conglomerados que coronan las sierras riojanas de Yerga, Cabí Monteros y Serradero, y que representan facies proximales de sistemas aluviales de origen meridional (Muñoz Jiménez, 1992), y por las calizas, margas, lutitas areniscas y conglomerados de la Muela de Borja, que constituyen facies fluvio-lacustres de un sistema hidrológicamente abierto (Vázquez-Urbez et al., 2002). Estos materiales culminantes han sido atribuidos al Turoliense por correlación con la sucesión de la Cuenca de Daroca - Calamocha (Villena et al., 1996). Cuenca et al., (1992) señalan la existencia de diversos yacimientos de mamíferos de edad Vallesiense y Plioceno en los sedimentos de la Cuenca del Ebro, pero solamente algunos de estos yacimientos pueden servir de referencia para deducir cual sería el momento en que finalizó la sedimentación terciaria endorreica.

Los yacimientos del Plioceno de Villarroya se localizan en el borde la Cordillera Ibérica, en una cuenca intramontana de tipo semigraben que no forma parte del relleno sedimentario principal de la Cuenca del Ebro (Muñoz Jiménez, 1992). La datación de los yacimientos de Briviesca y Cellóriga se basa exclusivamente en restos de macrovertebrados y, debido a la posición estratigráfica que ocupan (Facies Cameno y de Haro) en el marco regional, resulta difícil suponer que su verdadera edad pueda ser Vallesiense (Pineda, 1996). Ambos yacimientos fueron datados originalmente como de edad Vindoboniense y es

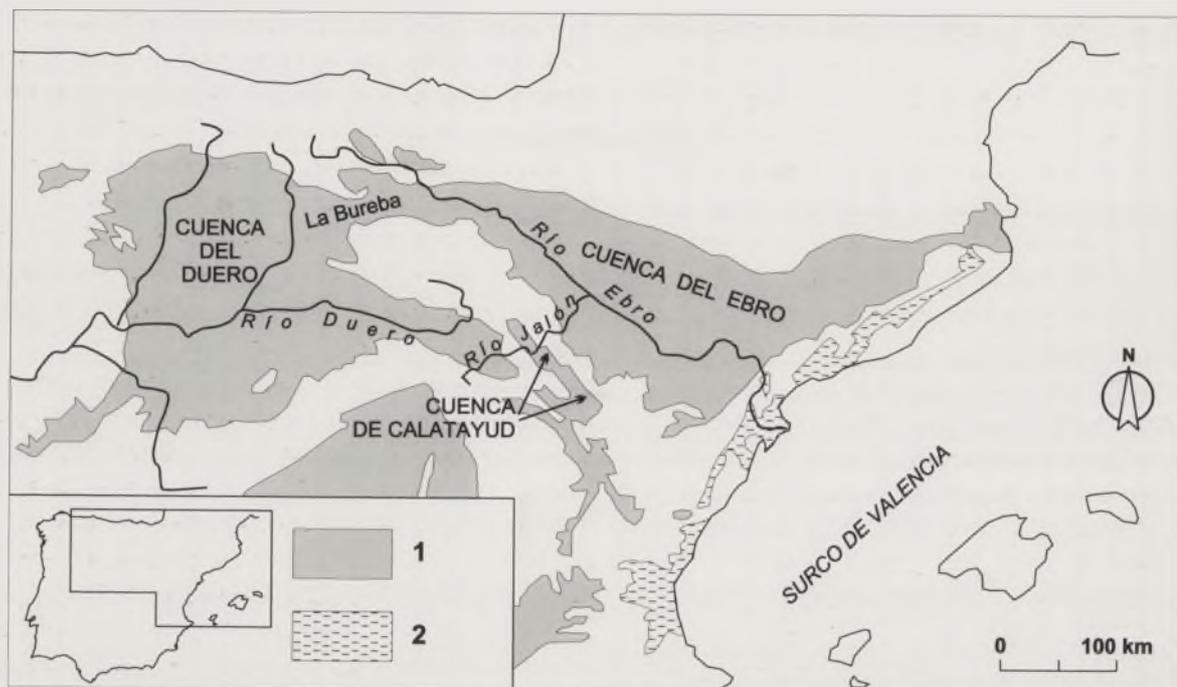


Figura 1. Esquema cartográfico de localización de los principales rasgos geológicos e hidrográficos. 1 Cuencas con sedimentos continentales del Paleógeno y el Neógeno. 2 Cuencas con sedimentos marinos y continentales del Neógeno.

en revisiones posteriores cuando se le asigna una edad Vallesiense. En cuanto al yacimiento "Monteagudo Vallesiense" se desconoce su posición estratigráfica precisa (Cuenca et al., 1992). Los únicos yacimientos paleontológicos realmente significativos para los objetivos de esta comunicación son los de La Ciesma 2b y 4 en la Muela de Borja, que se atribuyen a la biozona 9 de Mein, y el yacimiento San Caprasio 212 en la Sierra de Alcubierre, que se atribuye a las biozonas 8 o 9 de Mein (Cuenca et al., 1992; Pérez-Rivares et al., 2002). Estos yacimientos permiten datar la UTS T7 de Villena et al. (1996) como de edad Aragoniense superior a Vallesiense. Sin embargo, Pérez-Rivarés et al. (2002) han realizado recientemente un estudio magnetocronológico de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre. Estos autores estiman, a partir de la correlación magnetoestratigráfica realizada, una edad para el techo de la sucesión de la Sierra de Alcubierre de 13,5 Ma (Aragoniense), esto es 2 Ma de años más antigua que la atribuida a partir del yacimiento de San Caprasio.

EL MARGEN CONTINENTAL (SURCO DE VALENCIA)

El Surco de Valencia se localiza entre la Península Ibérica y la Islas Baleares (Fig. 1). Es una cuenca de sedimentación formada a finales del Oligoceno sobre una corteza continental adelgazada. El margen noroccidental se caracteriza por la presencia de un sistema de fosas y pilares tectónicos limitados por fallas normales de dirección ENE-OSO a N-S. El margen suroriental es más complejo y se caracte-

riza por la existencia de un cinturón de cabalgamientos que ha sido afectado por fallas lítricas extensionales. La sucesión sedimentaria se extiende desde el final del Oligoceno hasta la actualidad y llega a superar 3 km de espesor.

La estratigrafía del Surco de Valencia ha sido estudiada mediante perfiles sísmicos y sondeos de exploración de hidrocarburos. Desde los inicios de la exploración por parte de las compañías de exploración se han distinguido tres grupos en el Neógeno. El Grupo Alcanar está compuesto por carbonatos y margas de edad Mioceno inferior y medio y su espesor alcanza los 400 a 500 m como máximo. El Grupo Castellón está compuesto por sedimentos siliciclásticos de edad Mioceno medio y superior, su espesor puede superar los 1000 m; durante su deposición, y especialmente durante la sedimentación de su secuencia inferior o HST M5 de Martínez del Olmo (1996) cuya edad es Serravalliense a Tortoniense, se produce una entrada de grandes cantidades de sedimentos procedentes del continente. El Grupo Ebro está separado del anterior por una importante discontinuidad estratigráfica erosiva que llega a alcanzar al Grupo Alcanar e incluso por debajo de este último, y se caracteriza por una fuerte progradación desde el continente, siendo su edad Plioceno y Cuaternario (Martínez del Olmo, 1996).

LAS RELACIONES PALEOGEOGRÁFICAS CON LAS CUENCAS DEL DUERO Y DE CALATAYUD

Las cuencas terciarias del Duero y del Ebro están conectadas a través del surco de La Bureba (Fig. 1), las

conexiones estratigráficas y paleogeográficas entre ambas cuencas durante el Neógeno han sido estudiadas por Pineda (1996). A finales del Mioceno medio (Aragoniense superior) solamente existen facies fluviales (Facies Tierra de Campos) en la Cuenca del Duero y en La Bureba, dirigiéndose las paleocorrientes hacia La Bureba oriental y la Cuenca del Ebro. Durante el Mioceno superior se instala un sistema lacustre (Facies Cuestas y Páramo) en la Cuenca del Duero, mientras que en La Bureba no existe registro estratigráfico (Pineda, 1996).

La Cuenca de Calatayud ha sido estudiada recientemente por Sanz Rubio (1996). Se trata de una cuenca intramontana de la Cordillera Ibérica. En su relleno Neógeno es posible diferenciar tres unidades litoestratigráficas fundamentales. La Unidad inferior es predominantemente evaporítica y su edad es Ramblense a Aragoniense inferior. La Unidad intermedia es evaporítico-carbonatada y su edad es Aragoniense medio a Vallesiense, variando su techo entre las biozonas 9 y 10 de Mein. La Unidad superior se caracteriza por el predominio de facies fluviales y su edad es Vallesiense superior a Rusciniense inferior.

La ruptura existente entre la Unidad intermedia y la superior es una importante superficie de erosión desarrollada sobre facies carbonáticas del techo de la Unidad intermedia, que localmente presenta un paleokarst, y que supone el paso desde condiciones de drenaje endorreico para la Unidad inferior e intermedia a exorreicas para la Unidad superior. La Unidad superior esta formada por sedimentos depositados por un sistema fluvial que siguen el eje longitudinal de la Cuenca y que a techo pasan a depósitos de un sistema lacustre somero que está condicionado por una subsidencia sinsedimentaria relacionada con la reactivación de los procesos de disolución cástica que afectan a la Unidad inferior. Sanz Rubio (1999) propone como explicación de esta ruptura la existencia de un desagüe lateral a través de un paleo-Jalón (esto es, hacia el Ebro), ya que no existen otras posibles soluciones viables.

DISCUSIÓN

Los materiales que se consideran culminantes del relleno Terciario de la Cuenca del Ebro están datados en su base como Aragoniense superior a Vallesiense inferior. La asignación de una edad Turolense a dichos materiales se fundamenta exclusivamente en correlaciones con otras cuencas sedimentarias marginales, por lo que es posible que sean algo más antiguos. Incluso en el supuesto de que su edad sea Turolense, dichos materiales no muestran características endorreicas, por lo que en principio no existiría contradicción alguna entre dicha datación y el inicio de un régimen exorreico antes de su depósito.

La deposición del Grupo Castellón en el Surco de Valencia durante el Mioceno medio y superior se caracteriza por representar una gran entrada de sedimentos procedente del continente, especialmente durante el Serravallense y Tortoniense. El volumen de estos sedimentos, que es similar al del Grupo Ebro, difícilmente puede ser explicado considerando como área fuente exclusivamente la Cordillera Catalánide. La existencia de algún sistema fluvial importante (el antiguo Ebro) procedente del interior explicaría de manera satisfactoria esa entrada de sedimentos.

Otros autores (García-Castellanos et al., en prensa) han realizado para la Cuenca del Ebro un modelo 3D que integra el transporte fluvial de sedimentos, la deformación tectónica a escala cortical y la subsidencia debida a la flexura litosférica y mediante el cual simulan la evolución del paisaje y del drenaje de la Cuenca. Dichos autores concluyen que la apertura de la Cuenca debió ocurrir entre 12,5 y 8,5 Ma (Serravallense - Tortoniense). El paso a condiciones exorreicas se habría producido por una combinación de la captura del sistema lacustre de la Cuenca, causado por un curso fluvial vertiente al Mediterráneo, y el rebosamiento de los sedimentos acumulados en el interior de la propia Cuenca. Este rebosamiento de los sedimentos pudo estar favorecido por un corto periodo de condiciones climáticas más húmedas.

A finales del Mioceno medio (Aragoniense superior) la Cuenca del Duero se hizo momentáneamente exorreica hacia el Ebro (Facies de Tierra de Campos), lo que podría ser interpretado bien como un indicio del paso a una situación exorreica del conjunto del sistema de cuencas Duero-Ebro hacia el Mediterráneo o como un indicio de que se produjo un rebosamiento de los sedimentos en la Cuenca del Duero hacia la del Ebro. Esta segunda hipótesis parece ser más acertada, ya que resulta coherente con una evolución distinta de ambas cuencas en el Mioceno superior (nuevo ciclo lacustre en el Duero y paso a condiciones exorreicas en el Ebro).

En el Vallesiense inferior la Cuenca de Calatayud pasa definitivamente a condiciones exorreicas, seguramente por existir un drenaje lateral hacia el valle del Ebro a través del río Jalón. Este hecho quedaría explicado considerando que la Cuenca del Ebro habría comenzado a ser erosionada y que el exorreismo de la Cuenca de Calatayud se debe a la acción remontante de la erosión fluvial del río Jalón.

CONCLUSIONES

La finalización del funcionamiento endorreico de la Cuenca terciaria del Ebro puede estar relacionada con la deposición en el Surco de Valencia de la secuencia inferior del Grupo Castellón (Serravallense a Tortoniense), ya que los materiales que se consideran culminantes del relleno de

la Cuenca están datados en su base como Aragoniense superior a Vallesiense inferior. La existencia de un sistema fluvial (el primitivo Ebro) aportando importantes cantidades de sedimento al Surco de Valencia explicaría los grandes espesores que, a pesar de la intensa erosión Messiniense de su techo, presenta el Grupo Castellón.

El paso momentáneo a condiciones exorreicas de la Cuenca del Duero hacia La Bureba oriental o hacia la Cuenca del Ebro a finales del Mioceno medio (Aragoniense superior) debe ser interpretado en relación con los procesos que determinan el final del endorreísmo de la Cuenca del Ebro.

Además, la erosión remontante del sistema Ebro - Jalón durante el final del Mioceno medio y comienzos del Mioceno superior es el fenómeno más sencillo para explicar el paso a condiciones exorreicas de la Cuenca de Calatayud en el Vallesiense inferior.

Esta edad tan temprana para el inicio del vaciado erosivo en la Cuenca del Ebro daría una explicación razonable al mayor relieve interno que muestra la Cuenca del Ebro con respecto a la del Duero (Pineda, 1996), así como a los numerosos fenómenos de captura o depredación fluvial que se observan en las zonas limítrofes entre las cuencas hidrográficas del Ebro y del Duero. Estos fenómenos de captura pueden observarse en la comarca de La Bureba, donde los suaves relieves de los valles que drenan hacia el río Duero están siendo decapitados e incididos por los valles que drenan hacia el río Ebro (Pineda com per.). Otro buen ejemplo de captura lo constituye el valle del río Jalón, que, además de haber capturado la Cuenca terciaria de Calatayud en el Vallesiense, en la actualmente drena el extremo suroriental de la Cuenca terciaria del Duero, esto es, drena el extremo sureste de la denominada Cuenca de Almazán (Fig. 1).

Por último es preciso señalar que, conforme con lo que aquí se ha expuesto, buena parte de las formaciones superficiales presentes en la Cuenca del Ebro, que tradicionalmente han sido atribuidas al Cuaternario o todo lo más al Plioceno superior, podrían tener una edad bastante más antigua.

AGRADECIMIENTOS

Estas ideas fueron esbozadas en 1996 en un trabajo inédito realizado para Compañía General de Sondeos S.A. y ENRESA. Posteriormente fueron discutidas con M. Álvaro (CGS), E. Álvarez (PYDHESA), A. Pineda (EPTISA), Á. Martín Serrano (IGME) y M. Montes (IGME). M.

Garcés (Universidad de Barcelona) me facilitó datos de dos trabajos en prensa.

REFERENCIAS

- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. y Andres, J.A. (1992): Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. En: *Libro Homenaje a Oriol Riba Arderiu* (Colombo, F. Ed.), *Acta Geologica Hispanica*, 27 (1-2): 127-142.
- García - Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar - Escribano, J., Cloetingh, S. (En prensa): Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *J. Geophys. Res.*
- Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional sequences in the Gulf of Valencia. 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 series XVI: 55-67.
- Muñoz Jiménez, A. (1992): *Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*. Tesis doctoral. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, Ciencias de la Tierra nº 15, 347 p.
- Pérez - Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Rev. Soc. Geol. España*, 15 (3-4): 211-225.
- Pineda, A. (1996): El enlace y la paleogeografía neógena entre las Cuencas del Duero y del Ebro en La Bureba (Burgos). *Boletín geológico y minero*, 107 (1): 14-28.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1986): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Ed.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Tomo II: 131-159.
- Sanz Rubio, E. (1999): *Análisis de los sistemas deposicionales carbonáticos y evaporíticos del Neógeno de la Cuenca de Calatayud (Provincia de Zaragoza)*. Universidad Complutense de Madrid, Tesis inédita, 580 p.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Facies fluvio-lacustres de la unidad superior de la Muela de Borja (Cuenca del Ebro): modelo sedimentario. *Rev. Soc. Geol. España*, 15 (1-2): 41-54.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. (1996): The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: sequence stratigraphy. 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 series XVI: 77-82.

Dolomías primarias de ambiente lacustre salino: Mioceno de la Cuenca de Madrid

M.E. Sanz Montero, J.P. Rodríguez-Aranda y J.P. Calvo

Departamento Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

The study focuses on dolomite carbonates that occur in a Miocene evaporitic succession, the Christmas tree gypsum unit. This unit outcrops in the eastern part of the Madrid Basin and it was deposited in a mudflat-saline lake complex during the Lower Miocene. Three types of dolostone facies have been considered: a) dolostone levels between mudstone or gypsum facies, b) patches and discontinuous levels of dolomite replacing gypsum crystals, and c) intra-and-inter-crystalline inclusions of dolomite in gypsum layers. Dolomites are mainly dolomicrites showing a low ordering degree and some Ca excess. Their isotopic composition ($d_{18}O$, $d_{13}C$) is characterized by light values. These dolostones are interpreted to be primary in origin and they are likely due to microbial activity as supported by facies relations, together with isotopic, textural and mineralogical evidences.

Key words: primary dolomite, gypsum replacement, Miocene, Madrid Basin.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años se ha observado un aumento progresivo de estudios donde se describe e interpreta la presencia de dolomita primaria en ambientes lacustres actuales, invocando para ello procesos de precipitación bioinducida por bacterias. En este sentido, el trabajo llevado a cabo por Vasconcelos y McKenzie (1997) en un lago costero hipersalino brasileño ha abierto una línea de investigación que ha tenido continuación en otros trabajos efectuados, por ejemplo, en la región australiana del Coorong (Wright, 1999) o, dentro de España, en la laguna de Gallocanta (Pérez et al., 2002). Esta aproximación al estudio de la dolomita ofrece nuevas perspectivas cuando se aborda el análisis sedimentológico de lagos carbonáticos antiguos (Calvo et al., 2003), tal y como se constata en el trabajo de García del Cura et al. (2001) sobre dolomías pliocenas de la Roda (Albacete).

Siguiendo dicha línea de investigación, este trabajo describe e interpreta la presencia de dolomías generadas en un lago salino sulfatado cálcico del Mioceno de la Cuenca de Madrid. El interés de estos carbonatos no sólo radica en su carácter primario sino en su localización dentro de distintos subambientes sedimentarios y diagenéticos tempranos, entre los que se puede destacar como más novedoso el que caracteriza el reemplazamiento de yeso por dolomita.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y SEDIMENTOLÓGICO

La zona de estudio se localiza dentro de la provincia de Guadalajara en las proximidades de la Sierra de Altomira,

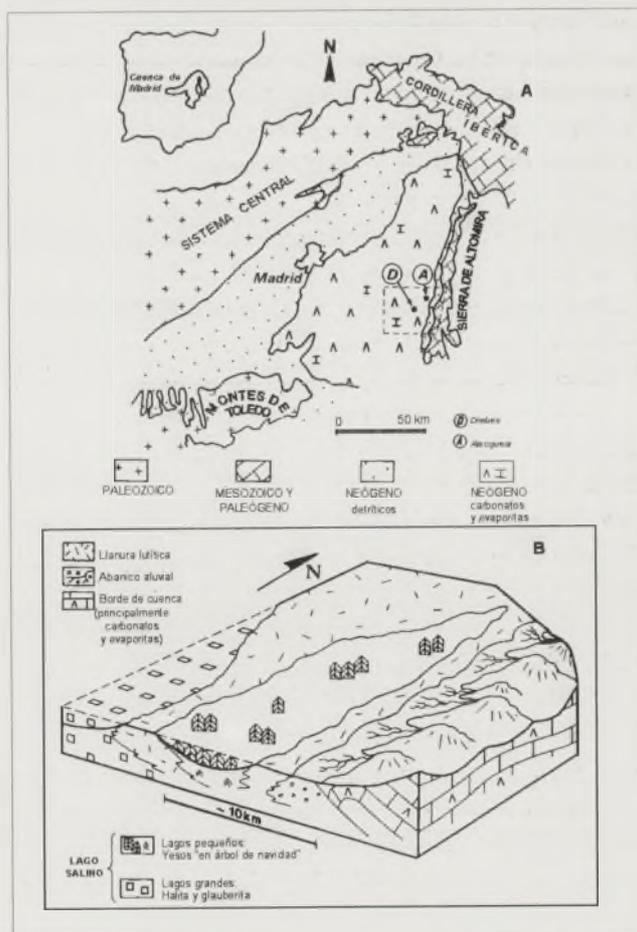


Figura 1. A) Mapa geológico simplificado de la Cuenca de Madrid indicando la situación de la zona de estudio. B) Modelo sedimentario de la unidad de "yesos en árbol de Navidad".

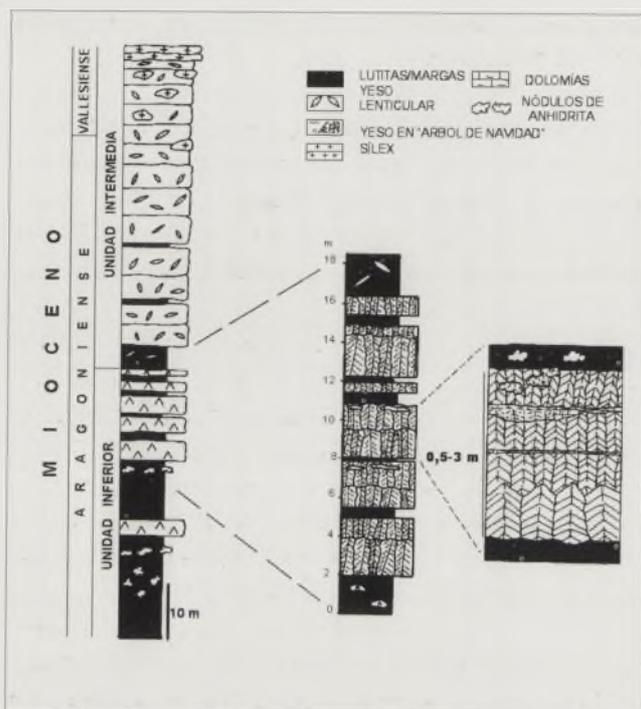


Figura 2. Columnas estratigráficas y secuencias características de la unidad de "yesos en árbol de Navidad".

relieve que constituye el borde oriental de la Cuenca de Madrid (Fig. 1A). Las dolomías estudiadas se presentan en una formación evaporítica formada fundamentalmente por la facies denominada "yesos en árbol de Navidad" dada la peculiar morfología de sus cristales (Rodríguez Aranda et al., 1995). Esta formación, de edad Mioceno inferior (Aragonesense), se sitúa en los tramos más altos de la Unidad Inferior del Mioceno. La formación evaporítica está constituida por una sucesión de yesos, dolomías, margas y lutitas, que ocasionalmente incluyen yesos alabastrinos nodulares (Fig. 2). Los yesos se estructuran normalmente en bancos tabulares de 0,5 a 3 m de espesor separados por niveles de lutitas margosas. Dentro de cada banco yesífero se distinguen secuencias, de 10-30 cm de potencia, que se corresponden con la altura de los macrocristales que las componen y están limitadas por carbonatos y/o superficies de disolución (Fig. 3). Estos macrocristales de yeso se presentan maclados según (100) (Fig. 4), con el plano de macla aproximadamente vertical, abriéndose el ángulo reentrante de macla sistemáticamente hacia abajo (Fig. 3), en oposición a la Regla de Mottura que siguen los cristales seleníticos clásicos (Rodríguez-Aranda et al., 1995).

La formación evaporítica descrita se depositó en un complejo sedimentario de llanura lutítica-lago salino localizado a continuación de los abanicos aluviales que orlaban la Sierra de Altomira durante el Aragonense. El sistema lacustre donde se sedimentó la unidad estaría formado por un cuerpo de agua de pequeñas dimensiones, que era independiente de un lago principal hipersalino, dispuesto en las zonas más centrales de la cuenca (Fig. 1B).

DESCRIPCIÓN DE FACIES DOLOMÍTICAS

Las dolomías que se encuentran en la unidad evaporítica con yesos en árbol de Navidad se presentan de tres maneras distintas (Figs. 2 y 3): (a) niveles intercalados entre bancos de yesos y lutitas, (b) niveles discontinuos y parches reemplazando yesos en árbol de Navidad y (c) inclusiones y láminas dentro de cristales de yeso o en los bordes intercrystalinos.

Niveles intercalados entre bancos de yeso y lutitas

Se trata de niveles de dolomías de color blanco o crema con espesores de hasta 50 cm y continuidad lateral métrica a decamétrica. Los niveles de mayor espesor poseen laminación centimétrica. Cuando los niveles se hallan intercalados entre yesos, separan diferentes generaciones de cristales. En este caso, sus límites y su espesor suelen ser irregulares y se adaptan a la forma original de dichos cristales de yeso, o bien se superponen a superficies de disolución (Fig. 3); no obstante, localmente se observan morfologías tabulares de los niveles relacionadas con la disolución de los ápices de los cristales de yeso (Fig. 2). Cuando los niveles dolomíticos se asocian con lutitas, su morfología es tabular y la continuidad lateral rebasa la de los afloramientos. Estos niveles comúnmente muestran desarrollo de nódulos de anhidrita y/o de lenticulas de yeso.

Esta tipología se compone de dolomicrita y, en menor proporción, dolomicroesparita que contienen cantidades de hasta un 15% de filosilicatos y cuarzo. Comúnmente, la fábrica micrítica presenta caráceas (tallos y oogonios) y peloides (0,2-1 mm), definiendo texturas de tipo mudstone mudstone-wackestone. En otras ocasiones, la fábrica muestra laminaciones de probable origen cianobacteriano distintty porosidad fenestral. En algunos casos se reconoce bioturbación por larvas de insectos y raíces. Al microscopio electrónico de barrido (SEM), se aprecian zonas masivas y poros. En las zonas masivas aparecen agrupaciones de cristales generalmente subhedrales y equidimensionales con formas de romboédricas a esféricas que suelen ser de tamaño inferior a 4 mm. Estos cristales resultan, a su vez, del apilamiento de individuos cristalinos submicrométricos. Por su parte, los cristales que se encuentran tapizando los poros son idiomorfos, aproximadamente 12 mm de tamaños y presentan morfologías en "grano de arroz". Ambas tipologías cristalinas presentan típicamente huecos en sus centros. Junto a los anteriores se han reconocido también agregados "en roseta" o individuos con forma de "donuts".

El grado de ordenamiento de los cristales de estas dolomías, determinado mediante difracción de rayos X (Hardy y Tucker, 1988), varía entre 0,31 y 0,45. El valor más bajo corresponde a las dolomías con mayor proporción de filosilicatos. La estequiometría de la dolomita, determinada según el méto-

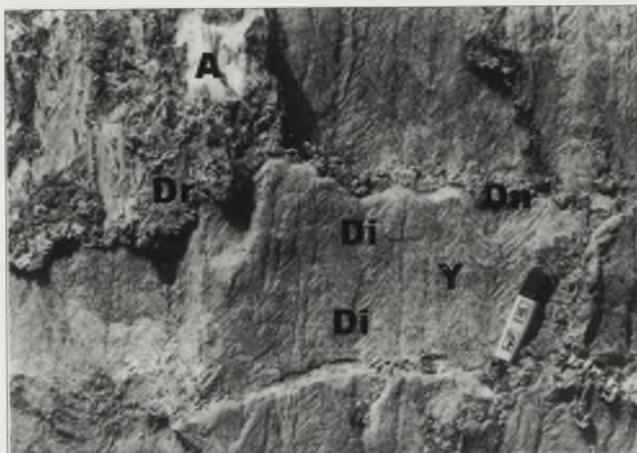


Figura 3. Fotografía de afloramiento donde se observan las facies dolomíticas: (Dn) intercaladas entre yesos en "árbol de Navidad" (Y), (Dr) parches reemplazando a yesos, (Di) inclusiones intercrystalinas. (A) Nódulo de anhidrita reemplazativo-desplazativo.

do de Goldsmith et al. (1961) (citado en Hardy y Tucker, 1988), es elevada, generalmente la proporción de CO_3Ca se sitúa próxima al 50%.

Niveles discontinuos y parches reemplazando yesos en árbol de Navidad

Esta tipología se caracteriza como parches de dolomías color crema de hasta 50 cm de diámetro con límites irregulares y transicionales desarrollados dentro de bancos de yeso. Tanto de facies en árbol de Navidad como de niveles de yeso alabastrino procedentes de la anhidritización de dichas facies y su posterior hidratación a yeso secundario. En algunas ocasiones, los parches se agrupan formando niveles discontinuos y en otras se asocian a los niveles de la tipología dolomítica α , descrita anteriormente. Los carbonatos mimetizan con mayor o menor nitidez las formas en árbol de Navidad de los cristales de yeso a los que reemplazan y generalmente incluyen restos de yeso de los cristales originales, o bien nódulos de yeso secundario (Fig. 3). En este último caso, los nódulos desplazan la fábrica carbonática de reemplazamiento. La textura es dolomicrítica y dolomicroesparítica. Los carbonatos reemplazantes se organizan dentro del yeso formando un entramado con morfologías de tipo alveolar (Fig. 4).

Mediante SEM, se ha constatado la presencia de minerales de arcilla autigénicos coexistiendo con los cristales de dolomita. La morfología de los cristales de dolomita es similar a la tipología descrita anteriormente, reconociéndose, además, disposiciones de los cristales preferentemente en hileras.

Estas dolomías se caracterizan por valores bajos en el grado de ordenamiento, comprendidos entre 0,34 y 0,36. Al mismo tiempo, se caracterizan por porcentajes de CO_3Ca muy próximos al 55%.

Inclusiones y láminas dentro de cristales de yeso o en los bordes intercrystalinos

En la superficie de las caras que forman el ángulo reentrante de macla de los cristales de yeso se aprecian inclusiones de dolomita. Asimismo, los límites entre diferentes cristales de yeso suelen mostrar también cristales de dolomita (Fig. 3). Generalmente, no se observan reemplazamientos ni corrosiones del yeso por la dolomita.

Como ocurre en la tipología anterior, el SEM revela la existencia de bajas proporciones de minerales de arcilla coexistiendo con mosaicos cristalinos de dolomita. Además se observan las mismas texturas que en la tipología anterior.

Este grupo de dolomías presenta un mayor grado de ordenamiento cristalino que las anteriores (0,47). En lo referente a su composición se verifica un exceso de Ca respecto al Mg, con porcentajes de CO_3Ca algo inferiores a 55%.

Se ha determinado la composición isotópica de 11 muestras de dolomita representativas de las tres tipologías descritas. Los valores referidos al Standard PDB que oscilan entre $-6,969\text{‰}$ y $-4,675\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y entre $-6,910$ y $-5,205\text{‰}$ para el $\delta^{18}\text{O}$.

INTERPRETACIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

La interpretación de las tipologías dolomíticas descritas se integra en un sistema lacustre salino. Sistema donde alternaban episodios de concentración de la salmuera, en los que precipitaba sulfato cálcico, y episodios de dilución relativa donde se formaban carbonatos.

La naturaleza sedimentaria de las dolomías estudiadas se manifiesta en dos características básicas: sus relaciones geométricas con las facies sedimentarias lutíticas y yesíferas y su precipitación previa a los nódulos de anhidrita que las desplazan

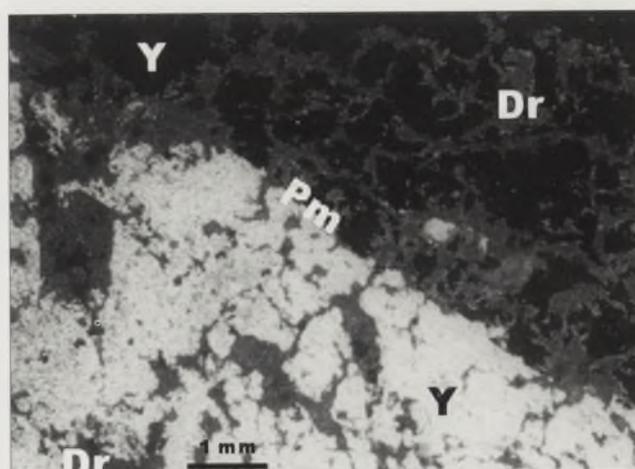


Figura 4. Microfotografía con nícoles cruzados de entramado ramificado que forma la dolomita (Dr) que se encuentra reemplazando al yeso (Y). Pm señala el plano de macla del yeso que en afloramiento se dispone vertical.

(Fig. 3). Estas anhidritizaciones han tenido lugar durante episodios de diagénesis temprana (Rodríguez Aranda et al., 1995).

El carácter primario de las dolomitas se apoya en los siguientes datos, similares a los manejados por García del Cura et al. (2001): pequeño tamaño de grano (normalmente inferior a 4 mm); ausencias petrográficas de precursores calcíticos o aragoníticos; bajo grado de ordenamiento y exceso de Ca.

Los ambientes en que se formaron las dolomías mostraban relaciones Mg/Ca no excesivamente elevadas. De acuerdo con Rodríguez Aranda et al. (1995), la salmuera del complejo lacustre donde se formó la unidad evaporítica se caracterizaba por la siguiente composición química de partida: $\text{HCO}_3 \ll \text{Ca} + \text{Mg}, \text{Ca} \gg \text{Mg}$ y $\text{Ca} > \text{SO}_4$; dada la naturaleza litológica del área fuente (Fig. 1B). Por otro lado, los valores negativos para el d^{18}O atestiguan condiciones de dilución en la salmuera. En este contexto, se requiere invocar un mecanismo que permita superar las barreras cinéticas para precipitar dolomita. Los valores negativos de d^{13}C , la conservación de estructuras sedimentarias desarrolladas por tapices cianobacterianos, así como la presencia de formas cristalinas típicas de microbios tales como agregados en roseta, cristales redondeados, cristales con huecos internos, etc., apoyarían la participación de microorganismos en la formación de la dolomita.

En el caso concreto de las dolomitas que reemplazan cristales de yeso la relación Mg/Ca sería aún más baja, lo que acentúa la conveniencia de invocar a procesos biogénicos de sulfato-reducción para superar las barreras cinéticas. De hecho, esta tipología de remplazamiento presenta los valores más altos de Ca y los más bajos de ordenamiento; así como los datos más negativos de d^{13}C .

AGRADECIMIENTOS

Proyecto BTE 2001-1443 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

- Calvo, J.P., McKenzie, J. y Vasconcelos, C. (2003): Microbially mediated lacustrine dolomite formation: Evidence and current research trends. In: Libro Homenaje a K. Kelts (B. Valero, ed.), *in press*.
- García del Cura, M.A., Calvo, J.P., Ordóñez, S., Jones, B.F. y Cañaveras, J.C. (2001): Petrographic and geochemical evidence for the formation of primary, bacterially induced lacustrine dolomite: La Roda "white earth" (Pliocene, central Spain). *Sedimentology*, 48: 897-915.
- Hardy, R.G. y Tucker, M.E. (1988): X-ray powder diffraction of sediments. In: *Techniques in sedimentology* (Ed. M.E. Tucker), 191-228. Blackwell Sc. Publishers, Oxford.
- Pérez, A., Luzón, A., Roc, A.C., Soria, A.R., Mayayo, M.J. y Sánchez, J.A. (2002): Sedimentary facies distribution and genesis of recent carbonate-rich saline lake: Gallocanta Lake, Iberian Chain, NE Spain. *Sedim. Geol.*, 148: 185-202.
- Rodríguez-Aranda, J.P., Rouchy, J.M., Calvo, J.P., Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. (1995): Inusual twinning features in large primary gypsum crystals formed in salt lake conditions, Middle Miocene, Madrid Basin, Spain –palaeoenvironmental implications. *Sedim. Geol.*, 95: 123-132.
- Vasconcelos, C y McKenzie, J.A. (1997): Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Río de Janeiro, Brazil). *J. Sed. Res.*, 67: 378-390.
- Wright, D.T. (1999): The role of sulfhate-reducing bacteria and cianobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes in the Coorong region, South Australia. *Sedim. Geol.*, 126: 147-157.

Carbonatos templados del límite Tortoniense/Messiniense en el Campo de Dalías (Almería, SE España)

F. Sola , J.M. Fernández-Portal y M.C. Vargas-Romera

C/ Poeta Manuel de Góngora, nº 4, 6ªA. 18006 Granada, España.
fersolageo@yahoo.es, josemifp@hotmail.com, cvargas@fedro.ugr.es.

ABSTRACT

Four units have been recognised in the temperate carbonates at the northern margin of the Campo de Dalías. The first three units (V1, V2, V3) could be grouped together forming a lowstand systems tract (LST) and the fourth (V4) would represent a transgressive systems tract (TST). V1 (siliciclastic sediments), V2 (calcareous breccia) and V3 (laminare calcarenites) represent the LST, TST and HST of higher frequency cyclicity, respectively. These carbonates can be correlated with the Azagador carbonates in the Agua Amarga Basin (50 Km to the NE) which are uppermost Tortonian/lower Messinian in age. The transgressive tendency recorded in the studied carbonates corresponds to a Tortonian/Messinian sea level rise reported on the eustatic curve of Haq et al., 1987.

Some syndimentary faults separate V1 and V2 units from the basement, while V3 and V4 overlapped the emerged basement when the tectonic activity finished.

Key words: carbonate platform, Tortonian/Messinian, Campo de Dalías, SE Spain.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años han proliferado los estudios realizados sobre plataformas carbonatadas neógenas en los márgenes del Mediterráneo occidental, pues a través de la distribución de facies sedimentarias y geometrías deposicionales se pueden reconocer, con cierto grado de resolución, cambios relativos del nivel del mar y variaciones en el clima (Braga et al., 1996; Martín et al., 1996; Brachert et al., 1996; Brachert et al., 2001).

En este trabajo se ha estudiado la arquitectura de una de éstas plataformas. Se trata de un conjunto de carbonatos templados conocido en la literatura como Formación Vícar (Adicott et al., 1979) que se desarrolla a lo largo del borde norte del Campo de Dalías. Descansa en su mayor parte de forma discordante sobre el basamento, que emerge al norte y forma Sierra de Gádor. Éste está constituido por carbonatos y filitas triásicas del Complejo Alpujarride de las Zonas Internas Béticas (Fig.1). Los materiales carbonatados de la formación Vícar se han correlacionado con

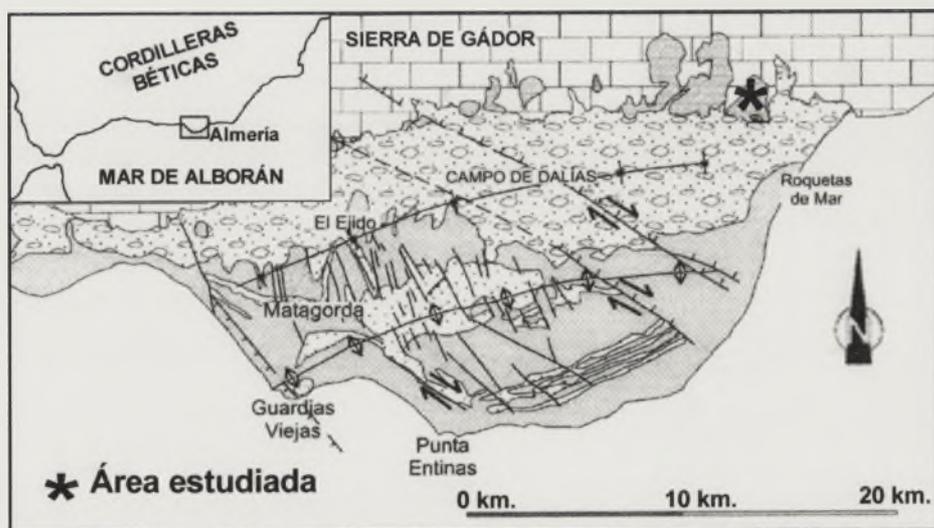


Figura 1. Localización geográfica del área estudiada (modificado de Marín, 2003).

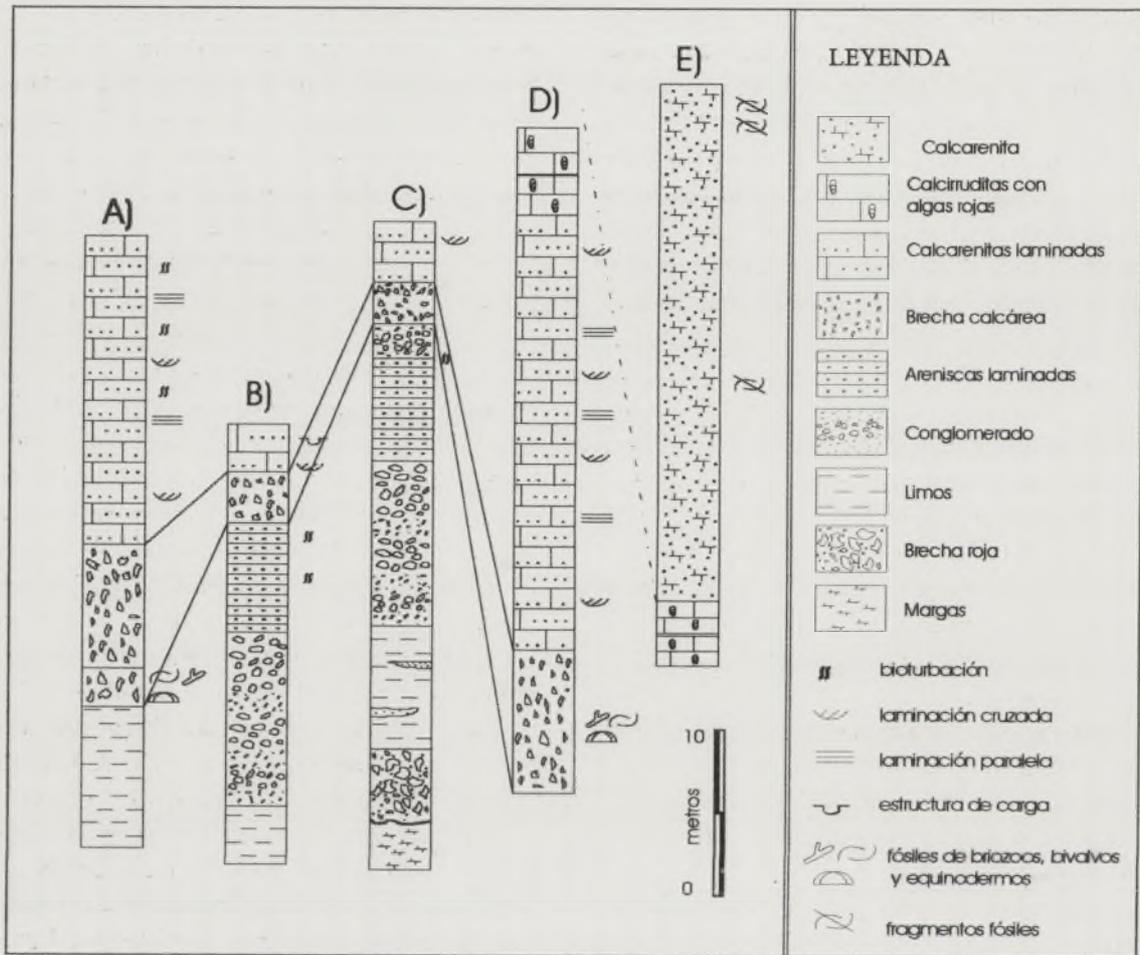


Figura 2. Correlación de las columnas estratigráficas levantadas.

otros similares que aparecen en la vecina cuenca de Nijar (Adicott et al., 1979), y estos, a su vez, con los carbonatos templados que afloran en la Cuenca de Sorbas (Brachert et al., 2001) y que reciben el nombre de Miembro Azagador (Ruegg, 1964), datados a partir de foraminíferos planctónicos como límite Tortoniense/Messiniense (Sánchez-Almazo et al., 2001).

ESTRATIGRAFÍA Y FACIES

A partir de las columnas levantadas (Fig. 2), se reconoce una estructuración de la formación en cuatro subunidades separadas entre sí en base a sus relaciones geométricas y estratigráficas de campo. Estas subunidades de base a techo son:

V1: se apoya de forma discordante sobre unas margas silíceas con niveles de arena y conglomerados con clastos del basamento alpujarride. La base de esta unidad la forman unos conglomerados rojos continentales que pueden ser interpretados como depósitos de abanico aluvial. Éstos en la vertical pasan a limos rojos con canales intercalados rellenos de conglomerados con cantos del basamento, que

desaparecen distalmente pasando a limos y arenas finas bien laminadas que presentan alta bioturbación y abundantes restos de materia orgánica.

Sobre los limos se desarrolla un nivel de arenas cuarcíticas muy seleccionadas y redondeadas con una marcada laminación paralela que hunde hacia mar, propia de *foreshore*. El techo de estas areniscas presenta una intensa bioturbación horizontal.

V2: nivel masivo con una potencia máxima de 8 m. que se caracteriza por la presencia de clastos brechoides de material alpujarride y abundante fauna fósil embebidos en una matriz micrítica. Este material solapa a los anteriores, instalándose en las zonas más proximales directamente sobre el basamento alpujarride. Presenta una gradación de facies: en las partes más proximales se observa una brecha con matriz carbonatada; en una zona intermedia el nivel tiene una base y techo brechoides mientras que la parte central es una mezcla de litoclastos y restos fósiles, esencialmente briozoos, con estructura ramosa, junto con bivalvos y equinodermos; y en la parte más distal la proporción de litoclastos disminuye considerablemente pasando a ser los restos de bivalvos los constituyentes más abundantes.

V3: solapa a los anteriores hacia el norte y se caracteriza por la presencia de una marcada superposición de laminaciones paralelas con laminaciones cruzadas en artesa de tamaño métrico. Esto podría representar una alternancia entre episodios de *foreshore* con otros de *shoreface*. En la parte alta de la unidad se observa un paso gradual de calcarenitas con laminación cruzada a unos niveles de calcirru-dias tabulares de tipo floatstone compuesta mayoritariamente por algas rojas. Estas facies representarían la zona de factoría, es decir, la zona de máxima producción de carbonato de la plataforma. El espesor medido en esta unidad es de 30 m.

V4: por encima de la zona de factoría se pasa de forma gradual a unas calcarenitas ricas en rodolitos, junto con fragmentos de bivalvos y equinodermos que presenta una estratificación grosera. La parte inferior de esta unidad tiene un tamaño de grano de arena gruesa y va disminuyendo en la vertical, hasta que en el techo de la secuencia vuelve a hacerse más grosero incrementándose también el contenido en restos fósiles.

Toda la unidad está afectada por la tectónica, asociada a sistemas de fallas normales de direcciones: N90E, N40E y N160E, que han actuado de manera sinsedimentaria al depósito de las dos primeras subunidades y son selladas por las dos siguientes.

DISCUSIÓN

La secuencia sedimentaria estudiada representa un proceso de transgresión en la que se pasa de unas facies continentales a otras de plataforma. La subdivisión que se ha realizado responde al modelo general de cortejos sedimentarios que se agrupan para dar una secuencia deposicional,

donde los fenómenos tectónicos y eustáticos han debido ser los mayores controladores durante su formación. Así, la unidad V1 representaría un cortejo sedimentario de nivel del mar bajo (*lowstand systems tract*, LST), durante el cual el nivel del mar sería demasiado bajo y las condiciones poco propicias para que se desarrollase una zona de factoría capaz de nutrir de carbonato a la costa. Es por esto por lo que aquí los sedimentos de playa que aparecen son de tipo siliciclástico y hay poca abundancia de fósiles. Por el contrario, la unidad que se superpone (V2) se caracteriza por la existencia de uno o más niveles métricos muy ricos en matriz carbonatada, en la cual quedan embebidos restos líticos y fósiles; estos últimos no presentan evidencias de haber sufrido transporte y se agrupan lateralmente en distintas biofacies en función de la profundidad del medio. De este modo se pueden reconocer unas facies ricas en briozoos en las partes más proximales, ligados a la rotura de pendiente que generan fallas en el borde de la cuenca. Estas pasan lateralmente a facies de bivalvos hacia las zonas más profundas (Fig. 3). Esta misma distribución de facies se ha reconocido en materiales de edad Tortoniense superior que rellenan un relieve volcánico en Cabo de Gata (Betzler et al., 2000). La unidad se podría asociar a un cortejo sedimentario transgresivo (*transgressive systems tract*, TST), donde la brecha que aparece correspondería al material erosionado en la costa durante un proceso rápido de transgresión marina. Sobre estos materiales, y solapándolos, se desarrolla la unidad V3 que representaría un episodio nivel del mar alto (*highstand systems tract*, HST) y que está caracterizada por la alternancia de laminaciones cruzadas y paralelas, que podrían indicar superposición de eventos de *shoreface* con otros de *foreshore*, lo cual representaría procesos de subida y bajada relativos del nivel del mar meno-

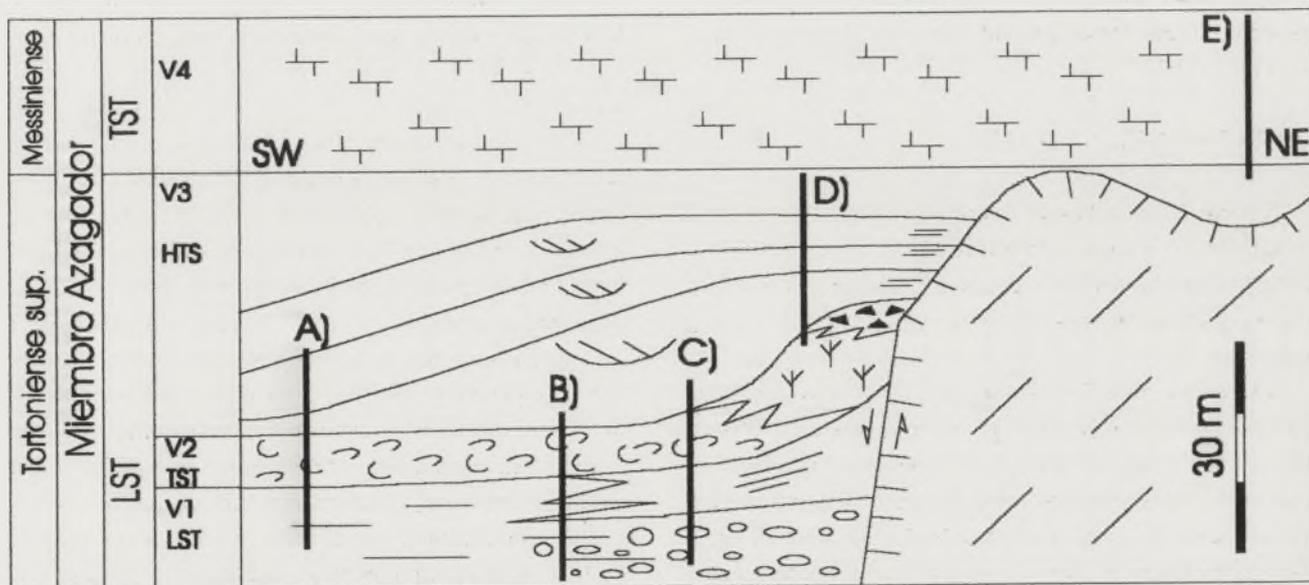


Figura 3: Estratigrafía e interpretación secuencial del área estudiada.

res dentro de la unidad; hacia techo se reconoce una zona de factoría compuesta esencialmente por rodolitos de algas rojas. Por último, y superponiéndose a todo lo demás aparecen una secuencia de calcarenitas de color blanco que disminuyen de tamaño de grano hacia techo.

Las tres primeras unidades se podrían agrupar de manera que forman un LST de orden menor. La cuarta, que las solapa, representaría un episodio de TST de igual orden (Fig. 3).

Características muy similares se han reconocido en la Cuenca de Agua Amarga (Braga et al. 1996, Martín et al. 1996), donde aparece un conjunto carbonatado que se ha dividido en cuatro unidades. Estas presentan una distribución de facies muy parecidas a las aquí descritas y se les ha dado la misma interpretación de cortejos sedimentarios contruidos por la superposición de ciclos eustáticos de distinto orden. Estos autores han atribuido las tres primeras unidades al Miembro Azagador, de edad Tortoniense superior y formado por calcarenitas, que pasan distalmente a margas del Miembro Abad, ambos descritos por Ruegg (1964) en las cuencas de Sorbas y Vera. La cuarta unidad, que representa un cortejo sedimentario transgresivo y data mediante foraminíferos planctónicos como Messinense, ha sido considerada como parte del Miembro Abad. La gran similitud que presentan las dos secuencias permite hacer una correlación estratigráfica entre ambas. Además, indicaría que las variaciones de nivel del mar que se han registrado tienen un carácter global. Así, la fluctuación transgresiva de menor frecuencia se correspondería con el segmento de ascenso del nivel del mar en el límite Tortoniense/Messinense en la curva de Haq et al. (1987).

Existen dos diferencias significativas entre ambas secuencias. Una es que en los materiales de Agua Amarga que se corresponden con nuestra unidad V3, los principales organismos formadores de carbonato son los briozoos, dando asociaciones de tipo bryomol (Braga et al. 1996). Por el contrario, la zona de factoría en nuestra secuencia está construida esencialmente por rodolitos de algas rojas, dando una asociación de tipo rhodalgol. Otra diferencia sería que la cuarta unidad en la Cuenca de Agua Amarga está constituida por margas que se atribuyen al Miembro Abad; sin embargo, nuestra V4 está formada por calcarenitas, por lo que se debería seguir hablando de Miembro Azagador.

El área estudiada representa una plataforma con fuertes irregularidades topográficas debido a la actividad tectónica del final del Tortoniense. Ésta está ligada a un sistema de fallas normales sinsedimentarias que representarían una fase temprana de diferenciación de la actual Cuenca de Dalías del basamento que hoy forma Sierra de Gádor. Éste emergería ligeramente y comenzaría a erosionarse, de modo que la trasgresión durante el momento de depósito de las dos últimas unidades lo inundaría en parte, instalándose la zona de factoría sobre una topografía irregular.

CONCLUSIONES

En el Campo de Dalías aparece una secuencia de carbonatos templados, donde se han reconocido cuatro subunidades que indican una tendencia general transgresiva. Las tres primeras unidades representan cortejos sedimentarios de nivel del mar bajo, en transgresión y alto, respectivamente, que estarían incluidos en un LST de orden menor. Por último, a la cuarta unidad se podría asignar un episodio de TST del mismo orden. Estas observaciones se han comparado con la bien estudiada cuenca de Agua Amarga (Braga, 1996; Martín, 1996) viéndose que existe una buena correlación entre ambas. En base a esta correlación, podemos atribuir las tres primeras unidades a materiales de edad Tortoniense superior; y a la última, edad Messinense; ambas pertenecientes a las calcarenitas del Miembro Azagador que aparecen en muchas otras cuencas del sureste de la península.

La tendencia transgresiva observada equivaldría, por tanto, al tramo de ascenso eustático de la curva de Haq et al. (1987) registrado durante el límite Tortoniense/Messinense.

La presencia de fallas sinsedimentarias que separan las primeras unidades del basamento indicaría un primer proceso de levantamiento de Sierra de Gádor. Este debió dar un relieve poco abrupto, pues la trasgresión ligada a las dos últimas unidades, al menos en parte, lo sellaría.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los profesores J. C. Braga y C. Viseras, así como a C. Marín y E. Díaz-Losada por la ayuda prestada a la hora de realizar este trabajo.

REFERENCIAS

- Addicott, W.O., Snavely, P.D., Poore, R.Z. y Bukry, D. (1979): La secuencia Neógena marina de los Campos de Dalías y Nijar (Almería). *Estudios geol.*, 35: 609-631.
- Betzler, C., Martín, J.M. y Braga, J.C. (2000): Non-tropical carbonates related to rocky submarine cliffs (Miocene, Almería, southern Spain). *Sedimentary Geology*, 131:51-65.
- Brachert, T.C., Betzler, C., Braga, J.C. y Martín, J.M. (1996): Record of climatic change in neritic carbonates: Turnover in biogenic associations and depositional modes (Late Miocene, Southern Spain). *Geol. Rundsch.*, 85: 327-337.
- Brachert, T.C., Hultsch, N., Knoerich, A.C., Krutworst, M.R. y Stückrad, O.M. (2001): Climatic signatures in

- shallow-water carbonates: high-resolution stratigraphic markers in structurally controlled carbonate buildups (Late Miocene, southern Spain). *Palaeogeog., Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 175: 211-237.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Betzler, C.H. y Brachert, T. (1996): Miocene temperate carbonates in the Agua Amarga Basin (Almería, SE Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (3-4):285-296.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, C. y Brachert, T. (1996): Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow-shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain). *Sedimentology*, 43: 263-277.
- Ruegg, G.J.H. (1964): *Geologische onderzoeken in het bekken van Sorbas, S Spanje*. Amsterdam Geological Institut, University of Amsterdam, 64 pp.
- Sanchez-Almazo, I.M., Spiro, B., Braga, J.C. y Martín, J.M. (2001): Constraints of stable isotope signatures on the depositional palaeoenvironments of upper Miocene reef and temperate carbonates in the Sorbas Basin, SE Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 175: 153-172.

1870
1871
1872
1873
1874
1875
1876
1877
1878
1879
1880

1881
1882
1883
1884
1885
1886
1887
1888
1889
1890
1891

1892
1893
1894
1895
1896
1897
1898
1899
1900
1901
1902

1903
1904
1905
1906
1907
1908
1909
1910
1911
1912
1913

1914
1915
1916
1917
1918
1919
1920
1921
1922
1923
1924

1925
1926
1927
1928
1929
1930
1931
1932
1933
1934
1935

1936
1937
1938
1939
1940
1941
1942
1943
1944
1945
1946

1947
1948
1949
1950
1951
1952
1953
1954
1955
1956
1957

1958
1959
1960
1961
1962
1963
1964
1965
1966
1967
1968

1969
1970
1971
1972
1973
1974
1975
1976
1977
1978
1979

Estratigrafía del Messiniense y Plioceno en el margen norte de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). Cambios paleogeográficos asociados a la crisis de salinidad del Mediterráneo

J.M. Soria, A. Yébenes y J.E. Caracuel

Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. 99 - 03080 Alicante.
jesus.soria@ua.es, ayebenes@wanadoo.es, jesus.caracuel@ua.es

ABSTRACT

Four allostratigraphic units have been recognized in the Messinian-Pliocene stratigraphic record of the Bajo Segura Basin: MI, MII, MIII, and P. The MI Unit is composed of coastal and shallow marine sediments. After a first sea-level fall that caused the intra-Messinian discontinuity, the subsequent transgression deposited the MII Unit, which included lagoonal and fluvial deposits. Another sea-level fall, that caused the Messinian-Pliocene discontinuity, carved incised valleys locally infilled by fluvial deposits (MIII Unit). The subsequent sea-level rise in the base of the Pliocene set up the marine conditions in the entire basin leading to the deposition of the P Unit. In the first transgressive stage, the P Unit filled up the incised valleys of the Messinian-Pliocene discontinuity with shallow pelagic deposits. During the second regressive stage, the continental depositional systems prograded onto the coastal and shallow marine systems. In relation to the salinity crisis, it is interpreted that the MII Unit should be lateral equivalent to the evaporites in the Mediterranean marginal basin and the MIII Unit should corresponded to the evaporites of the centre of the Mediterranean.

Key words: Messinian, Pliocene, Stratigraphy, Salinity crisis, Betic Cordillera

ESTRATIGRAFÍA

El área objeto de estudio está localizada en el margen norte de la Cuenca del Bajo Segura, una cuenca neógeno-cuaternaria situada en el extremo oriental de la Cordillera Bética. Los rasgos estratigráficos generales de esta cuenca han sido establecidos por Montenat et al. (1990), Calvet et al. (1996) y Martínez del Olmo y Serrano Oñate (2000) y las aportaciones más recientes sobre la bioestratigrafía se deben a Lancis (1998), Martín Suárez y Freudenthal (1998) y Martín Suárez et al. (2001).

Para el análisis estratigráfico del área de estudio se han seleccionado seis sucesiones estratigráficas localizadas entre Crevillente y Torrellano (Fig. 1), que abarcan temporalmente el Messiniense y el Plioceno *p.p.* Los materiales representados han sido separados en cuatro unidades aloestratigráficas, cuyos límites definen discontinuidades mayores registradas en toda la extensión de la cuenca. Dentro de cada unidad aloestratigráfica se han diferenciado sistemas deposicionales, o conjuntos de facies correlativos relacionados con ambientes sedimentarios concretos. Las unidades del Messiniense se han denominado como Messiniense I ó MI (que corresponde a la

parte superior de la unidad Tortoniense - Messiniense I, ó T-MI), Messiniense II (MII) y Messiniense III (MIII). Para el Plioceno sólo se ha establecido una única unidad P. Los sistemas deposicionales que integran cada una de estas unidades aloestratigráficas así como la naturaleza de las discontinuidades limitantes están expresadas en la Fig. 1. Una síntesis de las mismas se describirá a continuación.

Unidad Messiniense I (MI)

Consta de dos sistemas deposicionales, MIa y MIb, que cambian lateralmente de facies mediante indentaciones netas. El sistema MIa está representado únicamente en las tres sucesiones de Crevillente, al oeste del área de estudio, en el sector más alejado de la actual posición del Mar Mediterráneo. Litológicamente está dominado por margas y arcillas con fósiles de ostreidos (en ocasiones perforados por litófagos) y restos de roedores, calizas margosas con fósiles de gasterópodos y niveles ocasionales de ostracoditas. Este sistema se interpreta como depósitos de lagunas y pantanos costeros. En el sistema MIb, que ocupa la mayor parte de la unidad MI, alternan tres litofacies principales: 1) areniscas con fósiles de

pectínidos, ostreidos, sepúlidos y, en algunos tramos, con abundantes bioturbaciones de *Thalassinoides*; las estructuras sedimentarias más significativas son estratificaciones cruzadas de gran escala (dunas subacuáticas) y estratificación cruzada ondulada (*hummocky - swaley*) a la que se asocian estructuras de deformación por licuefacción; 2) calizas de algas rojas (rodolíticas) y calizas de corales tipo *rudstone* y *framestone* que forman biohermos instalados sobre las areniscas de la facies anterior; y 3) margas, frecuentemente con gran cantidad de fracción terrígena, ricas en foraminíferos planctónicos y bentónicos. Este sistema registra unas condiciones de depósito marinas someras; la interdigitación del mismo con el sistema lagunar MIIa en las sucesiones de Crevillente y la abundancia de margas con foraminíferos planctónicos en las sucesiones de Elche, Monforte y Torrellano indican una profundización hacia el este, *i.e.* hacia la actual posición del Mediterráneo. La edad de la Unidad MI ha sido determinada como Messiniense tanto por fósiles de roedores, que indican la biozona MN13 (Martín Suárez y Freudenthal, 1998), como por foraminíferos planctónicos, que pertenecen a las biozonas de *G. mediterranea* (Montenat et al., 1990) y de *G. conomiozea* (Martín Suárez et al., 2001).

Unidad Messiniense II (MII).

La unidad anterior está separada de la Unidad MII por una superficie erosiva que marca un cambio neto de facies en todas las sucesiones estudiadas. Según se deduce del panel de correlación representado en la Fig. 1, esta superficie ha erosionado más de 30 m de la Unidad MI, dibujando una geometría de valle encajado cuya parte más profunda se encuentra en el sector de Elche. La edad de la misma, como se justificará más adelante, es intramessiniense.

La Unidad MII está compuesta por tres sistemas deposicionales que serán descritos de oeste a este. El sistema MIIa está representado por calizas y margocalizas con escasos fósiles de gasterópodos y bioturbaciones de raíces de gran tamaño; estas calizas alternan con arcillas rojas y margas con fósiles de roedores. Los materiales que constituyen este sistema deposicional se interpretan como depósitos de ambientes lacustres y palustres, sin influencia marina, aspecto que permite diferenciarlo del sistema subyacente MIIa. El sistema MIIb está compuesto por lutitas con paleosuelos en las que se intercalan algunos niveles de margocalizas con fósiles de roedores y extensos canales rellenos de gravas y arenas que llegan a

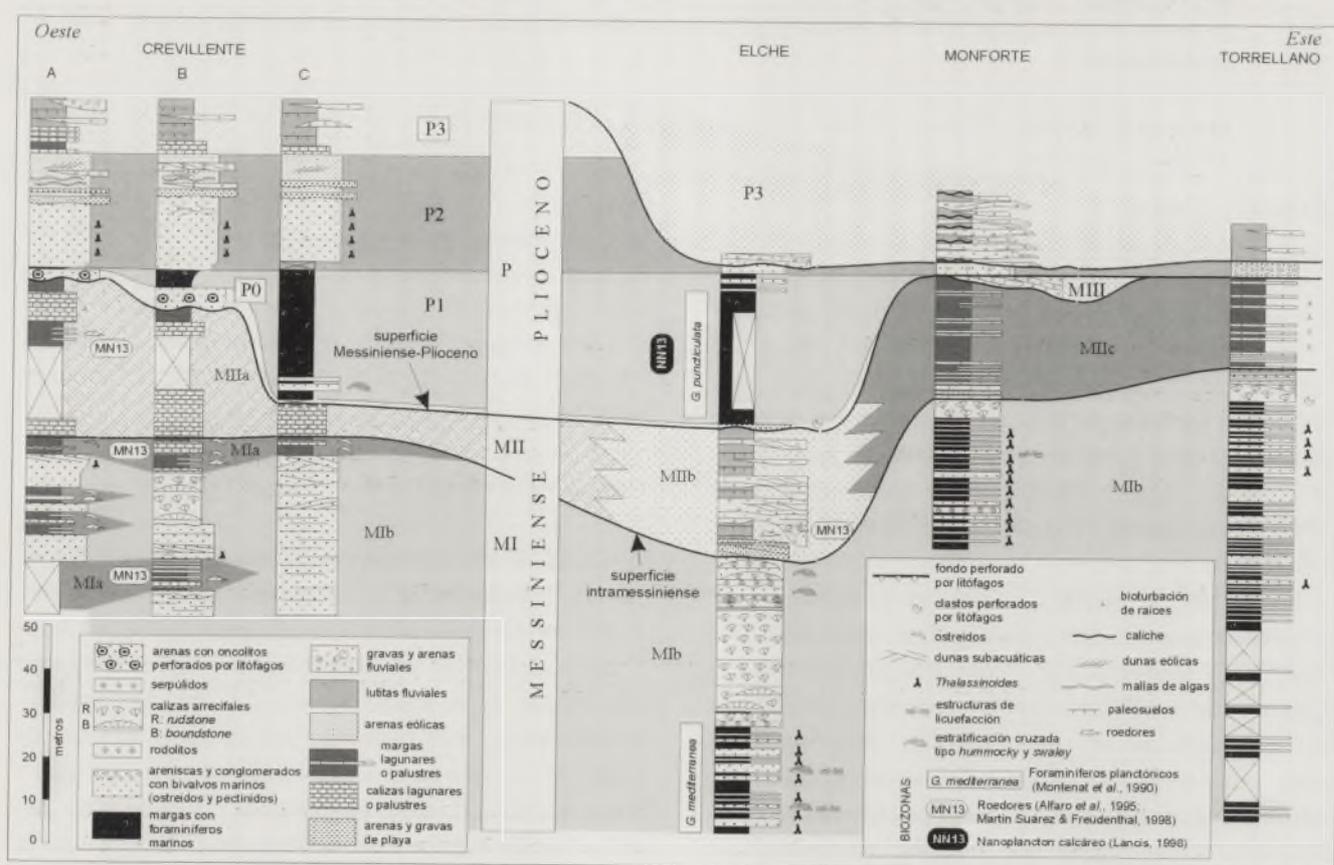


Figura 1. Panel de correlación de las sucesiones estratigráficas estudiadas donde se pone de manifiesto el carácter erosivo de las dos superficies (intramessiniense y Messiniense-Plioceno) y los cambios en la vertical de sistemas deposicionales bajo y sobre tales superficies.

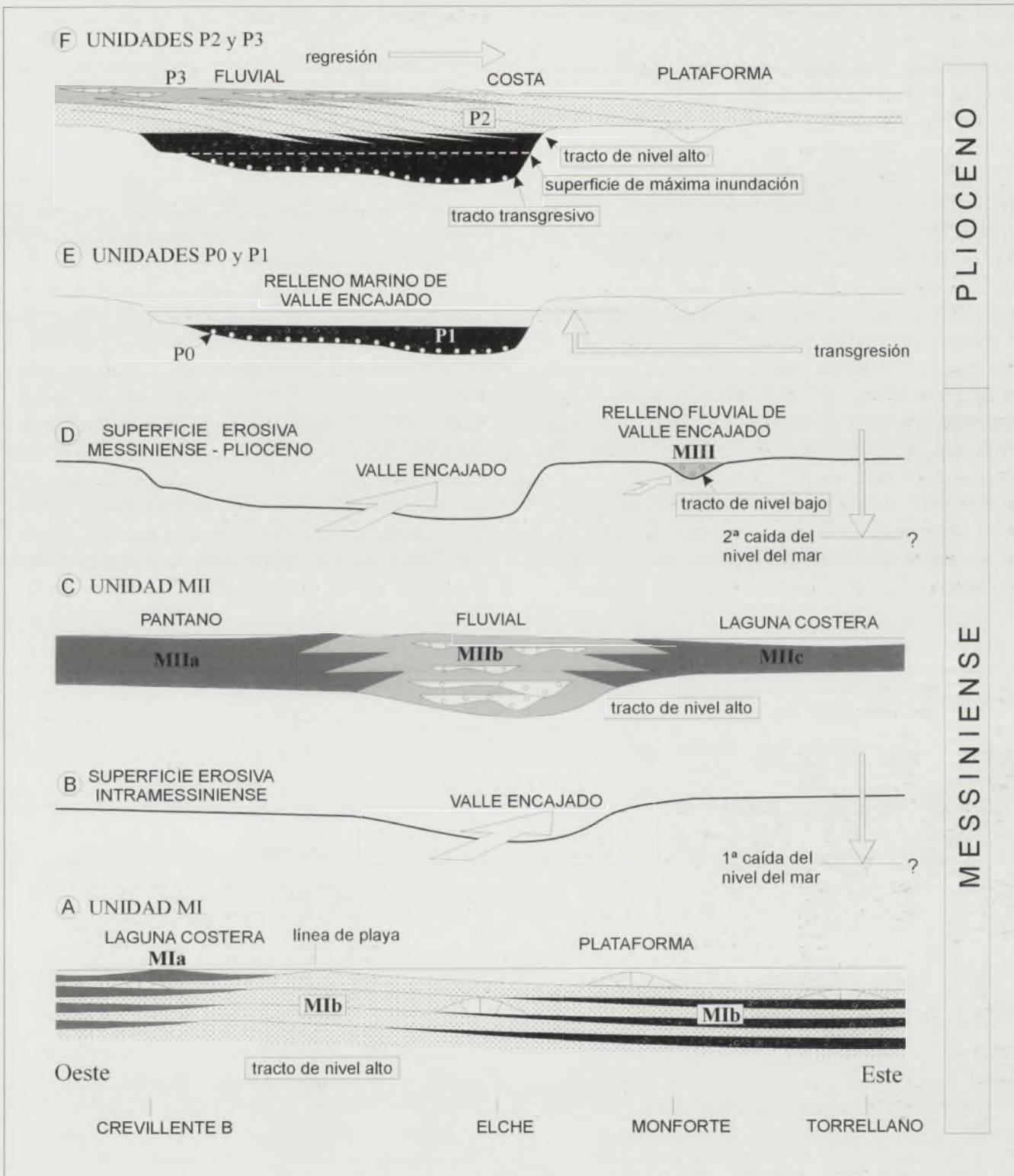


Figura 2. Esquemas que ilustran los principales cambios en la evolución paleogeográfica del margen norte de la Cuenca del Bajo Segura.

superar los 5 m de espesor; la naturaleza de los cantos indica una procedencia mayoritaria del basamento premioceno que aflora al norte de la cuenca. Este sistema corresponde a un ambiente fluvial con canales de alta energía desarrollados sobre una llanura de inundación con eventuales áreas palustres.

El sistema MIIc está integrado por margas y calizas con frecuentes suelos hidromórficos y bioturbaciones de raíces; a poca distancia hacia el este del área estudiada, en la Sierra del Colmenar, estas facies intercalan niveles estromatolíticos y de playas carbonáticas (Calvet et al., 1996; Soria et al., 2001), lo

que permite interpretar al sistema MIIc como depósitos de lagunas y pantanos costeros. La edad de la Unidad MII ha sido determinada mediante fósiles de roedores como Messiniense, biozona MN13 (Alfaro et al., 1995; Martín Suárez y Freudenthal, 1998). La atribución a la biozona MN13 de los materiales sobre y bajo la superficie erosiva que limita las unidades MI y MII justifica para la misma una edad intramessiniense.

Unidad Messiniense III (MIII)

Esta unidad forma un cuerpo canaliforme que rellena puntualmente una superficie erosiva labrada a techo de la Unidad II y reconocida en toda el área estudiada. Está representada por un único sistema deposicional, compuesto por bancos bien estratificados de gravas, arenas y bloques de areniscas de escala métrica, que es interpretado como el relleno fluvial de un valle encajado; tal relleno es singenético con la superficie erosiva antes aludida. La edad de esta unidad es incierta, ya que por debajo de ella está datado el Messiniense y que por encima reposan materiales del Plioceno; es atribuida al Messiniense por criterios regionales, dado que puede ser correlacionada con los "incised valleys" rellenos por brechas de alta energía asociados a la discordancia erosiva Messiniense (Martínez del Olmo y Serrano Oñate, 2000).

Unidad Plioceno (P)

Sobre la superficie que erosiona la Unidad MII, con su relleno singenético de paleovalle fluvial (MIII), se dispone la Unidad P. El hecho de que tal superficie marque el límite estratigráfico entre las unidades MII y P nos ha inducido a denominarla como Messiniense-Plioceno. Esta superficie llega a erosionar más de 30 m a la Unidad MII, formando un paleovalle bien marcado entre Crevillente y Elche. Más detalles sobre los rasgos morfológicos de la misma están descritos en Soria et al. (2002).

La Unidad P consta de cuatro sistemas deposicionales que evolucionan de forma gradacional en la vertical. El sistema P0 está constituido por gravas y arenas con clastos (a menudo grandes oncolitos palustres erosionados del sistema MIIa) ferruginizados y perforados por litófagos, y es interpretado como depósitos litorales. El sistema P0 grada muy rápidamente al sistema P1, representado por margas ricas en foraminíferos planctónicos y bentónicos que contienen además espículas silíceas de esponjas y fósiles de lamelibránquios y equinodermos muy rubefactados; este sistema corresponde a depósitos de cuenca pelágica somera que rellenan el paleovalle formado en la superficie erosiva Messiniense-Plioceno. El sistema P2 está formado por un tramo inferior de calcarenitas con bioturbaciones de *Thalassinoides* y calcirruditas con fósiles de lamelibránquios, al que se superpone un tramo superior de calcarenitas con pasadas de gravas perforadas por litófagos, mal-

las de algas y estratificaciones cruzadas de alto ángulo de origen eólico; este sistema registra la evolución desde ambientes de plataforma marina a costeros. El sistema P3 está representado por un tramo basal de calizas travertínicas y oncolíticas al que sigue una sucesión de arcillas con paleosuelos rojos en la que se intercalan canales y lóbulos conglomeráticos; este sistema se interpreta desarrollado en condiciones enteramente continentales, lacustre a la base y fluvial en el resto superior del mismo. La edad de la Unidad P ha sido determinada en el sistema P1 a partir tanto de foraminíferos planctónicos como de nanoplancton calcáreo, resultando una edad Plioceno inferior (Montenat et al., 1990; Lancis, 1998); el sistema P3 se correlaciona con las arcillas versicolores fluviales del sector sur de la cuenca, donde se ha determinado el Plioceno inferior a partir de fósiles de roedores (Soria et al., 1996). En conjunto la Unidad P forma una megasecuencia transgresivo-regresiva. La etapa transgresiva o de profundización está definida por el sistema P0 y su evolución hacia el sistema P1, mientras que la etapa regresiva o de somerización está marcada por los sistemas P1, P2 y P3; estos últimos son interpretados como resultado de la progradación de ambientes continentales sobre costeros y marinos someros.

CAMBIOS PALEOGEOGRÁFICOS ASOCIADOS A LA CRISIS DE SALINIDAD

Los dos cambios paleogeográficos que se deducen del análisis del registro estratigráfico del área estudiada están relacionados con dos caídas y subsiguientes ascensos del nivel del mar (Fig. 2). Tras la primera caída del nivel del mar, que provocó a superficie erosiva intramessiniense, la nueva subida del mar condicionó que los sistemas costeros quedaran desplazados desde Crevillente (MIIa) hasta Monforte (MIIc). Tras la segunda caída del nivel del mar, a la que se asocia la superficie erosiva Messiniense-Plioceno y sus rellenos singenéticos de paleovalles fluviales (MIII), la reinundación marina de la cuenca en el Plioceno dispuso condiciones costeras (P0) y marinas pelágicas (P1) en Crevillente. Ya en condiciones de nivel del mar alto durante el Plioceno, se produce una regresión inducida por la progradación de sistemas continentales (P3) y costeros (P2) sobre sistemas pelágicos (P1). Estas dos caídas y sus correspondientes subidas del nivel del mar pueden ser interpretadas en relación con los depósitos evaporíticos que caracterizan la crisis de salinidad del Mediterráneo. Para la primera se plantea que la Unidad MII es contemporánea a las evaporitas de las cuencas marginales del Mediterráneo, representadas en la Cuenca del Bajo Segura por los "Yesos de San Miguel de Salinas". Esta interpretación está en consonancia con el modelo de relaciones estratigráficas propuesto por Calvet et al. (1996), quienes ya señalaron la equivalencia lateral entre el "Complejo Carbonatado Terminal" (nuestra Unidad MII en la Sierra del Colmenar, al este del

área estudiada) y las evaporitas (Yesos de San Miguel). En relación con la segunda caída del nivel del mar, se propone que la Unidad MIII (relleno de valles encajados) es correlacionable con las evaporitas de las cuencas centrales del Mediterráneo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2000-0339 DGI.

REFERENCIAS

- Alfaro, P., Soria, J.M. y Ruiz Bustos, A. (1995): Precisiones biostratigráficas y paleoecológicas en el Neógeno de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental): *Estudios Geológicos*, 51: 57-63.
- Calvet, F., Zamarreño, I. y Vallés, D. (1996): Late Miocene reefs of the Alicante-Elche Basin, southeast Spain. En: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward y Rouchy, J.M., Eds.). Society of Economic Palentologists and Mineralogists, Tulsa Oklahoma, 177-190.
- Lancis, C. (1998): *El nanoplancton calcáreo de las cuencas béticas orientales*. Tesis Doctoral, Univ. de Alicante: 423p.
- Martín Suárez, E. y Freudenthal, M. (1998): Biostratigraphy of the continental Upper Miocene of Crevillente (Alicante, Spain). *Géobios*, 31(6): 839-847.
- Martín Suárez, E., Freudenthal, M. y Civis, J. (2001): Rodent palaeoecology of the Continental Upper Miocene of Crevillente (Alicante, Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165: 349-356.
- Martínez del Olmo, W. y Serrano Oñate, A. (2000): Secuencias de depósito en el Neógeno de la Cuenca del Mar Menor (Alicante - Murcia, SE de España). *Geotemas*, 1(2): 243-246.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Coppier, G. (1990): Les bassins neogenes entre Alicante et Cartagena. *Doc. et Trab. IGAL*, 12-13: 313-368.
- Soria, J.M., Alfaro, P., Ruiz Bustos, A. y Serrano, F. (1996): Organización estratigráfica y biostratigrafía del Plioceno en el borde sur de la Cuenca del Bajo Segura (sector de Rojales, Alicante), Cordillera Bética Oriental. *Estudios Geológicos*, 52: 137-145.
- Soria, J.M., Alfaro, P., Fernández, J. y Viseras, C. (2001): Quantitative subsidence-uplift analysis of the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera, Spain): tectonic control on the stratigraphic architecture. *Sedimentary Geology*, 140: 271-289.
- Soria, J.M., Yébenes, A. y Caracuel, J.E. (2002): La sección Messiniense - Plioceno de Crevillente (Cordillera Bética oriental): expresión de la crisis de salinidad del Mediterráneo. *Geogaceta*, 31: 167-170.

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

Main body of faint, illegible text, appearing to be several paragraphs of a document.

Estratigrafía de los materiales cretácico-terciarios al Sur de Aspe

J.E. Tent-Manclús y A. Estévez

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Univ. de Alicante. Apto. 99. 03080 San Vicente del Raspeig. Alicante.
je.tent@ua.es; antonio.estevez@ua.es.

ABSTRACT

The Aspe Cretaceous-Tertiary succession is divided into 17 lithostratigraphic units: Represa Fm. (Upper Albian), whitish grey limestones (Cenomanian-Turonian), white, pink and red marls and marly limestones (Turonian-Early Maastrichtian), marls with olistostromes (Late Maastrichtian), marls with calcarenitic intercalations (Early Paleocene), dark limestones with olistostromes (Late Paleocene), black and red shales (Paleocene-Eocene boundary), Rasa Sandstone Fm. (Paleocene-Eocene boundary), grey marls (Early Eocene), nummulitic limestones, marls and limestones (Early Eocene), red marls (Middle - Late Eocene), grey marly limestones (Late Eocene - Oligocene), marly limestones and cross stratified calcarenites (Oligocene-Early Miocene), orange calcarenites (Early Miocene), conglomeratic limestones with cross stratification (Late Tortonian), conglomerates, shales and silts (Late Tortonian-Messinian) and conglomerates with rounded and reddish clasts (Pliocene-Quaternary).

Key words: Tertiary, Cretaceous, Aspe, stratigraphy, External Betic Zones.

INTRODUCCIÓN

Los materiales geológicos situados al Norte de Elche han sido asignados unas veces al Prebético (Azéma, 1976; Azéma et al. 1979; Chacón y Martín-Chivelet, 2001) y otras al Subbético (Nieto Albert, 1997). En la síntesis de la Cordillera Bética realizada por Azéma et al. (1979) el límite oriental de los materiales subbéticos se encuentra al Este de la Sierra de Crevillente, Sierra de la Ofra y Sierra del Reclot (Fig. 1). Por tanto, no aflorarían estos materiales al Este del Accidente del Vinalopó (zona de debilidad caracterizada por la alineación de materiales diapíricos en facies Keuper). Sin embargo, Nieto Albert (1997) incluye los materiales cretácicos del Sur de Aspe dentro del Subbético, extendiendo su límite un poco más al Este pero sin atravesar el Accidente del Vinalopó. En el presente trabajo se estudia la estratigrafía de los materiales que afloran entre el "frente" Subbético de Azéma et al. (1979) y el Accidente del Vinalopó.

Las primeras referencias a la existencia de materiales cretácicos-terciarios al Sur de Aspe se deben a Jiménez de Cisneros (1915). Años más tarde, Colom (1954) estudió el contenido micropaleontológico de varias muestras que recogió a lo largo de la carretera entre Aspe y Crevillente, asignándolas al Ypresiense Superior - Eoceno Superior y describiendo nuevas especies de foraminíferos planctónicos. La abundante fauna descrita por este último autor llamó la atención de Hillebrandt (1974), que estudió los foraminíferos planctónicos de la sucesión entre el Barranco de las Monjas y el Cerro de las Tres

Hermanas y comparó dicha sucesión con la de Colom (*op. cit.*). Cremades Campos (1982) estudió también los foraminíferos planctónicos de varias sucesiones en el Cerro de las Tres Hermanas y en la cercana Sierra de Horna.

El estudio más completo realizado hasta la fecha de los afloramientos entre Aspe y Elche se debe a Azéma (1976). Para este autor, la disposición actual de estos materiales está condicionada en gran parte por un importante accidente tectónico, al que llama Accidente del Vinalopó, que coincidiría con el cauce de dicho río. Además, hay que añadir que, al Sur de la Sierra de Crevillente y hasta la ciudad de Alicante, discurre la llamada Falla de Crevillente, que es un accidente transcurrente a favor del cual se emplazaron las Zonas Internas Béticas sobre el margen de la Placa Ibérica. Azéma (1976, p. 362) distingue cuatro sucesiones estratigráficas, "series" de dicho autor, de materiales cretácico-terciarios en la zona de confluencia de los dos accidentes tectónicos (Fig. 2):

- Sierra de Crevillente: correspondientes a la sierra del mismo nombre.
- Aspe: los materiales cretácicos y terciarios al Sur de Aspe, parajes de Borissa, Barranco de las Monjas y Tres Hermanas.
- Pantano de Elche: los materiales al Sur del Pantano de Elche.
- "La Alcoraya": los afloramientos de las Vallongas y l'Alcoraia.

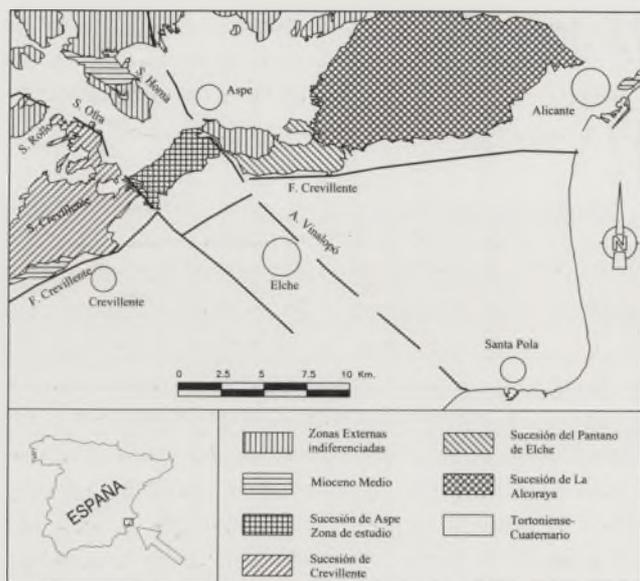


Figura 1. Mapa general de situación de los afloramientos al S de Aspe.

Todas ellas muestran sucesiones cretácico-terciarias más o menos continuas, excepto la serie del Pantano de Elche, que se caracteriza por una fuerte fragmentación producto de la interacción del Accidente del Vinalopó y de la Falla de Crevillente. Según Azéma (1976), entre las sucesiones de la Sierra de Crevillente, Aspe y Pantano de Elche no existen grandes diferencias de facies ni de espesor, pero no ocurre lo mismo entre esta última y la de l'Alcoraia sobre todo a nivel de «ciertos términos del Cretácico "medio"» (comillas en el original) lo que le

servía para explicar la importancia del Accidente del Vinalopó. En este trabajo sólo se va a tratar la sucesión de Aspe.

La zona de estudio (Figura 2), que corresponde a la "serie" de Aspe de Azéma (1976), está limitada: al Norte, por los materiales plioceno-cuaternarios, que rellenan la depresión de Aspe; al Este, por las facies Keuper del Diapiro del Pantano de Elche; al Sur, por los materiales de transición marino-continental del Tortoniano al Plioceno, entre Elche y Crevillente; y, al Oeste, por los materiales jurásico-cretácicos de la Sierra de Crevillente.

ESTRATIGRAFÍA

La compleja estructura geológica de la zona obliga a realizar en paralelo estudios de tipo estructural y estratigráfico. Los frecuentes contactos mecánicos dificultan la reconstrucción de la sucesión estratigráfica, a la vez que el gran número de unidades litoestratigráficas implicadas impiden resolver la estructura sin un buen control estratigráfico. El estudio estructural de la zona se presenta en otra nota (Tent-Manclús y Estévez, 2003). Respecto a la estratigrafía, la sucesión de Aspe (Fig. 3) comprende los siguientes términos (las siglas entre paréntesis son las utilizadas en la figura):

- **Formación Represa (C1)**. Más de 200 m de margas y calizas margosas gris amarillentas algo arenosas. Las calizas se disponen en bancos de 10 a 20 cm, de aspecto "abundado" por alteración. La edad de esta formación es Albiense Medio-Superior.

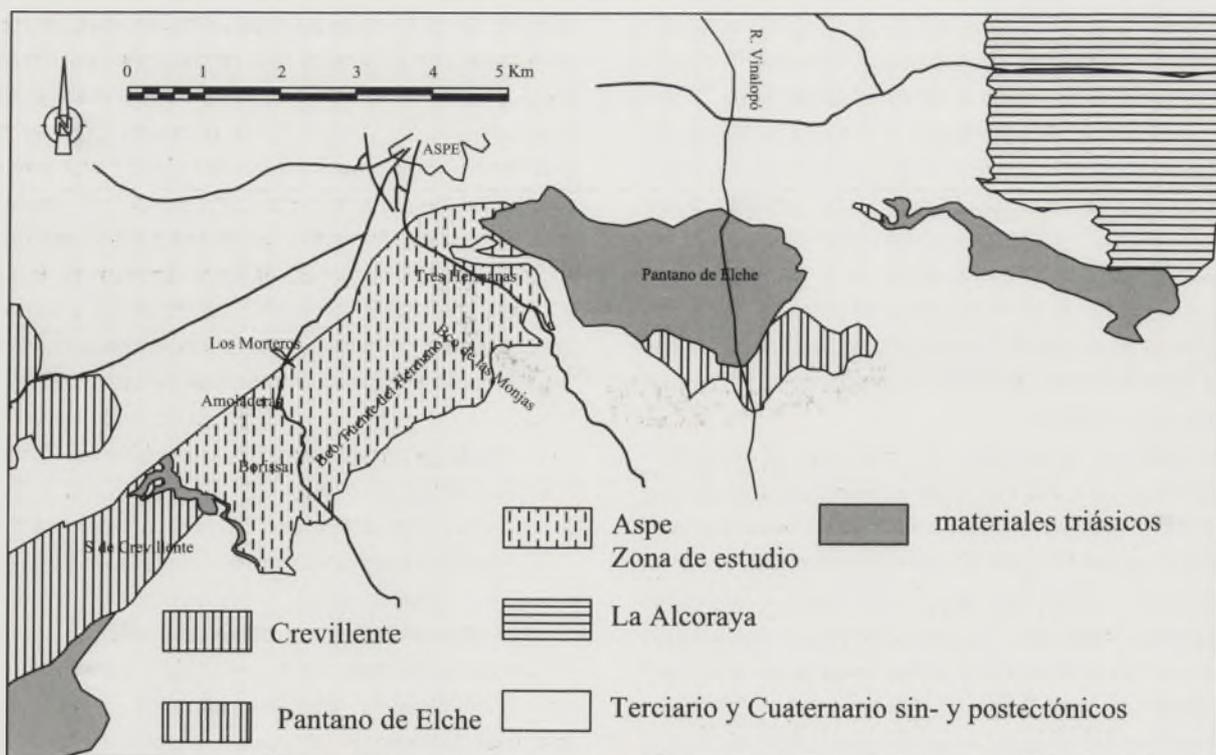


Figura 2. Distribución de las "series" diferenciadas por Azéma (1976).

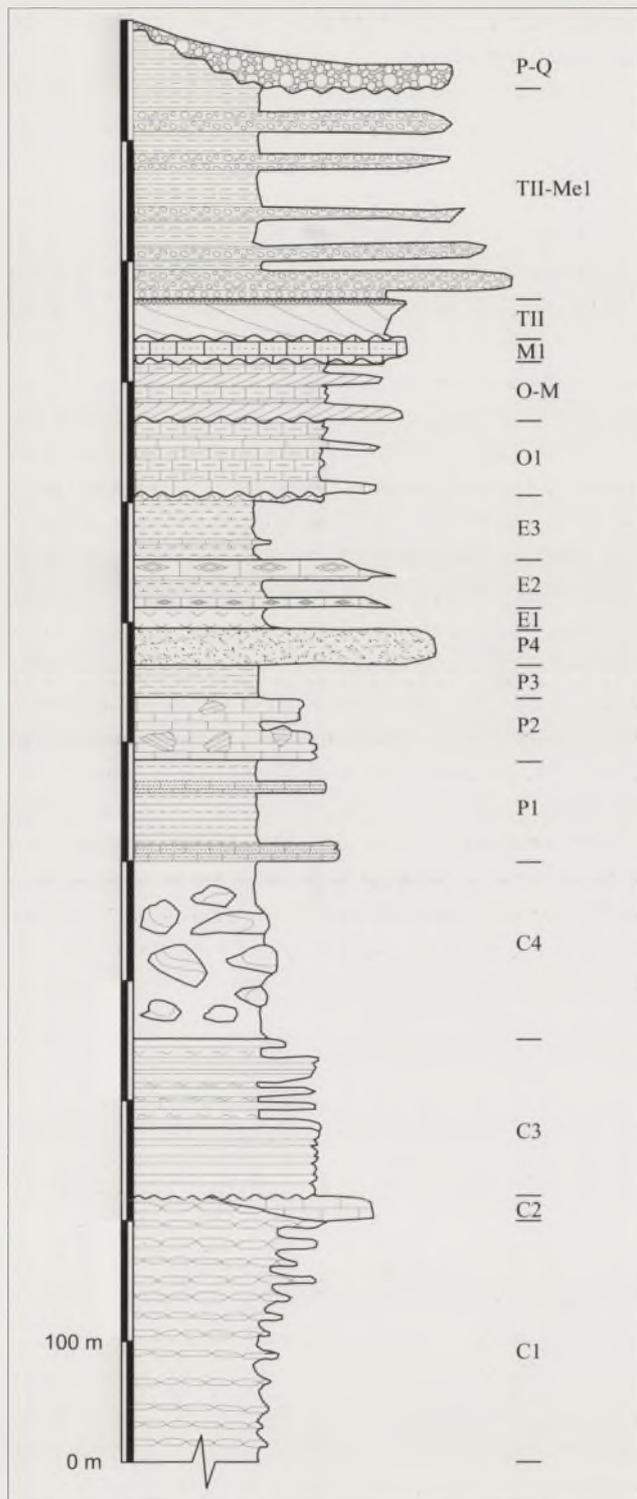


Figura 3. Sección compuesta de los materiales Cretácico-Terciarios al Sur de Aspe. C1 = Fm. Represa; C2 = Calizas blanco grisáceas resistentes; C3 = Margas y calizas margosas blancas, rosadas y rojas; C4 = Margas con olistostromas; P1 = Margas con intercalaciones de calcarenitas; P2 = Calizas oscuras con olistostromas. P3 = Arcillas negras y rojas; P4 = Formación Arenisca de la Rasa; E1 = Margas grises; E2 = Calcarenitas con nummulites, margas y calizas; E3 = Margas rojas; O1 = Calizas margosas grises; O-M = Calizas margosas y calcarenitas con estratificación cruzada; M1 = Calcarenitas anaranjadas; TII = Calizas conglomeráticas con estratificación cruzada; TII-Me1 = Conglomerados, arcillas y limos; P-Q = Conglomerado de cantos redondeados y enrojecidos.

- **Calizas blanco grisáceas resistentes (C2).** De 5 a 20 m de calizas blanco grisáceas con nódulos de pirita. Este tramo da lugar en el relieve a una barra calcárea que sobresale entre los materiales margosos. La edad de estos materiales es Cenomaniense-Turonense.

- **Margas, calizas margosas y calizas blancas, rosadas y rojas (C3).** De entre 100 y 140 m de espesor y con abundantes foraminíferos planctónicos. Corresponden a biomicritas (*wackestone* y *packstone*). Los materiales, en parte, serían equivalentes a la Formación Capas Rojas y se disponen en discordancia erosiva sobre el término anterior, pudiendo eliminarlo totalmente, en cuyo caso se superponen directamente sobre la Fm. Represa (C1). La base de la unidad se puede asignar al Turoniense-Coniaciense, mientras que su techo fue datado por Chacón y Martín-Chivelet (2001) como Maastrichtiense Inferior.

- **Margas verdes y rojas con olistostromas (C4).** De entre 100 y 150 m de espesor. Los olistostromas, formados a partir de procesos de slump, donde el material pierde su coherencia original (olistones estratiformes de Hoedemaeker, 1973), llegan a medir más de 10 m, y están formados por calizas de color beige oscuro y textura *packstone* y *wackestone*. Algunos de ellos fueron datados por Chacón y Martín-Chivelet (2001) como Maastrichtiense no terminal mientras que las margas que los contienen son del Maastrichtiense Superior (*op. cit.*).

- **Margas con intercalaciones de calcarenitas (P1).** 85 m de margas verdosas claras a blanquecinas, de fractura en cuchillo, hacia la parte alta amarillentas, que se alteran a colores blancos y que intercalan dos subtramos de calcarenitas grises oscuras. Estas intercalaciones muestran marcas de muro, laminación paralela de alta energía e incluso algunas llegan a mostrar intervalo de laminación cruzada de pequeña escala, por lo que pueden interpretarse como turbiditas calcáreas. El límite inferior de la unidad coincide con la base del primer subtramo calcarenítico, de unos 15 m de espesor. Por encima se disponen unos 40 m de margas verdosas con algunas intercalaciones centimétricas de calcarenitas. Sigue el segundo subtramo de calcarenitas grises oscuras, de unos 10 m de potencia. Finalmente, aparecen unos 20 m de margas amarillentas. Por su posición estratigráfica, se asigna esta unidad litológica al Paleoceno Inferior.

- **Calizas oscuras con olistostromas (P2).** De 20 a 40 m de calizas (*grainstone-packstone*) grises oscuras a negras, ocre por alteración, con intercalaciones margosas y olistostromas. Los bancos calcáreos muestran características turbidíticas. Los olistostromas están formados por bloques donde

el material conserva su coherencia original (olistones no estratiformes de Hoedemaeker, 1973). Así, se reconocen bloques de margas y margocalizas blancas, rosadas y rojas (C3), y de calizas *beige* procedentes de las margas con olistostromas (C4). En la intersección de los barrancos de la Fuente del Hermano y las Monjas, la edad de la parte superior de estos materiales es Paleoceno Superior bajo (base de la zona "G." velascoensis; Hillebrandt, 1974), lo que permitiría asignar a esta formación una edad Paleoceno Superior.

- **Arcillas negras y rojas (P3)**. De 20 a 30 m de espesor y sin foraminíferos planctónicos. Estos materiales actúan como nivel local de despegue, lo que motiva que muchas veces se encuentren cepillados. Habitualmente corresponden a un tramo cubierto situado entre los términos P2 y P4. La edad de este tramo es Paleoceno Superior terminal.

- **Fm. Arenisca de la Rasa (P4)**. 30 m de areniscas cuarzosas mal clasificadas y con gradación normal que, hacia su base, intercalan niveles de arcillas negras. Los granos mayores están bien redondeados mientras que los menores son angulosos. Los intersticios están rellenos de matriz margosa y en menor medida de cemento calcáreo. En muestra de mano y lámina delgada son indistinguibles de la Arenisca de la Rasa (Hoedemaeker, 1973) de la Sierra de la Puerta, tal como ya mencionó Jiménez de Cisneros en 1908, por lo que en este trabajo se incluyen en dicha formación.

- **Margas grises (E1)**. 20 m de espesor, con fractura conoidea y que, a veces, intercalan algunos niveles de calizas y areniscas cuarzosas. Los materiales de la parte alta fueron datadas en la Sierra de Horna, al Norte de Aspe, por Cremades Campos (1982) como Eoceno Inferior.

- **Calcarenitas con nummulites, margas y calizas (E2)**. 40 m de calcarenitas marrones, margas verdes y calizas blancas en estratos de 10 a 30 cm. En el tramo abundan los nummulitidos, sobre todo en las calcarenitas de carácter turbidítico. En la base de estos materiales, Hillebrandt (1974), en el Barranco de las Monjas, y Cremades Campos (1982), en la Sierra de Horna, encontraron una asociación de foraminíferos planctónicos que caracterizan la zona *M. aragonensis* (P8 de Berggren et al., 1995) que data la parte media del Eoceno Inferior. La aparición del género *Hantkenina* (inicio del Eoceno Medio) se observa hacia la base del siguiente tramo (Hillebrandt, 1974). Por lo tanto, la edad de estos materiales es Eoceno Inferior medio a Eoceno Inferior terminal.

- **Margas rojas (E3)**. 50 m de margas verdes, rojas por alteración, con intercalaciones de calizas margosas amarillentas y areniscas. Son margas muy ricas en foraminíferos planctónicos y, además, contienen equínidos. En un banco de

arenisca en la cantera de los Morteros se han encontrado restos vegetales y ámbar. Hay que destacar que, en el Cerro de las Tres Hermanas, a techo de este tramo hay un nivel de *slump* de 5 a 7 m que también se ha reconocido al Sur de la Sierra de la Horna. La base de estos materiales es Eoceno Inferior terminal, de acuerdo con la primera aparición de *Hantkenina* (Hillebrandt, 1974), mientras que el nivel de *slump* pertenecería, según los datos de Cremades Campos (1982), a la zona *Po. semiinvoluta* (P15 de Berggren et al., 1995), en cuya mitad se encuentra el tránsito Eoceno Medio-Superior. A partir de los datos anteriores, podemos asignar una edad "Eoceno Medio" para estos materiales, teniendo en cuenta que su extrema base es Eoceno Inferior terminal y que su techo puede alcanzar la parte más baja del Eoceno Superior.

- **Calizas margosas grises (O1)**. 60 m de calizas margosas grises claras con intercalaciones delgadas de margas y calizas bioclásticas. Las intercalaciones margosas se encuentran en la parte baja de la unidad, observándose un incremento en el contenido de carbonato hacia techo y hacia el NW, a lo largo de la Sierra de Horna. A techo hay una ligera discordancia, que se observa en el Cerro de las Tres Hermanas, sobre la que se superpone el siguiente tramo. Cremades Campos (1982) encontró el bioevento de última aparición de *Hantkenina*, que marca el límite Eoceno-Oligoceno, a 15 m por encima del nivel de *slump* de techo del tramo anterior. En la cima Sur de la Sierra de Horna, Azéma (1976) cita una abundante fauna de equínidos y macroforaminíferos bentónicos del Oligoceno Superior. Por tanto, la edad de este tramo debe incluir desde el Eoceno Superior al Oligoceno Superior.

- **Calizas margosas grises con calcarenitas con estratificación cruzada (O-M)**. Unos 40 m de calizas margosas, como las del tramo anterior, que intercalan bancos de 10 a 120 cm de calcarenitas anaranjadas con estratificación cruzada y bancos de calizas crema. No se han encontrado fósiles que permitan datar estos materiales. Sin embargo, comparándolos con los de la Sierra de Horna, donde Azéma (1976) encontró foraminíferos planctónicos mal conservados que apuntaban hacia una edad Mioceno Inferior bajo, se atribuyen al Aquitaniense. No obstante en el Cerro de las Tres Hermanas pueden incluir también el Oligoceno Superior terminal.

- **Calcarenitas anaranjadas (M1)**. 20 m de calcarenitas anaranjadas con mala estratificación que, en el paraje de las Amoladeras de la carretera de Aspe a Crevillente, afloran discordantemente sobre la porción paleoceno-eocena de la sucesión. Los clastos son restos redondeados de algas, conchas y granos de glauconia. Estos últimos le confieren a estas rocas un aspecto ligeramente moteado en corte fresco. Estas mismas facies aparecen en el Cerro del Polideportivo de Hondón de las Nieves donde, tal como menciona Azéma (1976), se ha

encontrado *Miogyssina sp.* Por correlación con dichos materiales se les asigna una edad Mioceno Inferior.

- **Calizas conglomeráticas con estratificación cruzada (TII).** 30 m de calizas conglomeráticas, con abundantes cantos blandos, dispuestas en un único banco con numerosos sets de estratificación cruzada de 1 a 3 m de espesor. Contienen cantos de calizas, de calizas margosas y de sílex de tonos claros. A techo del tramo muestra una superficie ferruginosa en la que destacan restos de ostreidos. Este tramo se interpreta como un *fan delta* alimentado de los materiales cretácico-terciarios de la sucesión de Aspe. Puede correlacionarse con la barra calcárea de calizas arrecifales que aflora a lo largo de la ladera Sur de la Sierra de Crevillente y que fue asignada por Montenat (1978) a su "*calcaire sableaux bioclastique beige*", del Tortoniense II. Así pues, a partir de esta correlación, la unidad TII puede ser asignada al Tortoniense Superior.

- **Conglomerados, arcillas y limos (TII-Me1).** Más de 220 m de conglomerados clastosoportados, arcillas rojizas y limos anaranjados. Los clastos son de tamaño canto a bloque abundando las calizas crema, dolomías oscuras, calizas algales terciarias y, hacia la base, calizas negras. Estos materiales son interpretados como depósitos de canales y llanuras de inundación de ríos, en las cercanías de su desembocadura. La edad de este tramo es Tortoniense terminal-Messiniense.

- **Conglomerado de cantos redondeados y enrojecidos (P-Q).** 20 m de conglomerados clastosoportados formados por cantos calcáreos redondeados y recubiertos por costras ferruginosas. Estos materiales aparecen discordantemente sobre las calcarenitas anaranjadas (M1) y sobre la porción paleocena-eocena de la sucesión de Aspe. Muestran una ligera inclinación hacia la depresión de Aspe. Se encuentran elevados por el funcionamiento de la Falla de los Hondones. La edad de estos materiales debe ser Plioceno-Cuaternario.

CONCLUSIONES

Se han distinguido 17 unidades litológicas: Fm. Represa (C1), Calizas blanco grisáceas resistentes (C2), Margas y margocalizas blancas, rosadas y rojas (C3), Margas con olistostromas (C4), Margas con intercalaciones de calcarenitas (P1), Calizas oscuras con olistostromas (P2), Arcillas negras y rojas (P3), Fm. Areniscas de la Rasa (P4), Margas grises (E1), Margas, calcarenitas y calizas con nummulites (E2), Margas rojas (E3), Calizas margosas grises (O1), Calizas margosas grises con calcarenitas con estratificación cruzada (O-M), Calcarenitas anaranjadas (M1), Calizas conglomeráticas con estratificación cruzada (TII), Conglomerados, arcillas y limos (TII-Me1) y Conglomerados de cantos redondeados y enrojecidos (P-Q). De las anteriores las 13 primeras forman la sucesión cretácico terciaria de

Aspe, mientras que las cuatro últimas unidades litológicas se disponen discordantemente sobre la serie anterior plegada.

La sucesión reconocida al Sur de Aspe es una de las más completas, en número de términos, del terciario de las Zonas Externas Béticas pese a que aflora fuertemente tectonizada. Hay que destacar la aparición de sedimentos turbidíticos en la base del Terciario y la presencia de olistostromas, alimentados de las unidades litológicas más antiguas, del Cretácico Superior, durante el Paleoceno "medio". A pesar de que existan indicios de erosión de relieves previos (como los olistostromas del Paleoceno "medio", la Arenisca de la Rasa y las turbiditas del Eoceno Inferior), el cambio que da inicio a la inestabilización del margen tiene lugar durante el Eoceno Superior, como lo demuestran el nivel de *slump* y el cambio de sedimentación hacia las calizas margosas con pasadas de calizas bioclasticas. Dicha inestabilidad tendrá su punto culminante durante el Mioceno Inferior-Superior, como ponen de manifiesto las discordancias entre las Calizas margosas grises con calcarenitas con estratificación cruzada (O-M) y las Calcarenitas anaranjadas (M1) y entre estas últimas y las Calizas conglomeráticas con estratificación cruzada (TII). Por último, en la actualidad sigue teniendo incidencia la tectónica compresiva con el levantamiento de la sucesión de Aspe respecto a la Depresión de Aspe, que da lugar al afloramiento estudiado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto BTE 2000-0299 y del grupo de investigación GR00-22 (Generalitat Valenciana). Los autores agradecen los comentarios de A. Yébenes.

REFERENCIAS

- Azéma, J. (1977): *Étude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. Tesis Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 393 p.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A. C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): *Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secr. Publ. Univ. Granada, 83 p.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. y Aubry, M.-P. (1995): A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P. y Hardenbol, J. Eds.). SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, 54: 129-212.
- Colom, G. (1950): Estudio de las biozonas con Foraminíferos del Terciario de Alicante. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 66: 101-451.

- Cremades Campos, J. (1982): Contribución al conocimiento de los foraminíferos planctónicos y al estudio bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del sector oriental de las Cordilleras Béticas. Tesis Univ. Granada, 359: 350 p.
- Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2001): Implicaciones tectosedimentarias de la discontinuidad estratigráfica del Maastrichtiense medio en Aspe (Prebético de Alicante). *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (1-2): 123-133.
- Hillebrandt, A. von (1974): Bioestratigrafía del paleoceno en el suroeste de España (Provincia de Murcia y Alicante). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 5: 135-153.
- Hoedemaeker, Ph. J. (1973): Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (prov. of Murcia, Spain). *Scripta Geol.*, 19, 207 p.
- Jiménez de Cisneros, D. (1908): La Sierra de la Puerta en el término de Caravaca. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, 8: 299-302.
- Jiménez de Cisneros, D. (1915): Excursiones por los alrededores de Aspe (Alicante). *R. Soc. Hist. Nat.*, 15: 213-216.
- Montenat, Ch. (1977): *Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne)*. *Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique*. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon. 69: 345 p.
- Nieto Albert, L. M. (1997): *La Cuenca Subbética Mesozoica en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada, 562 p.
- Tent-Manclús, J. E. y Estévez, A. (2003): Estructura de los materiales cretácico-terciarios del Sur de Aspe. *Geotemas* 5 (este volumen).

Estructura de los materiales cretácico-terciarios al Sur de Aspe

J.E. Tent-Manclús y A. Estévez

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Univ. de Alicante. Apto. 99. 03080 San Vicente del Raspeig. Alicante. je.tent@ua.es; antonio.estevez@ua.es.

ABSTRACT

The outcrops S of Aspe show NE directed thrusts with minor backthrusts. They are limited to the North by the Hondones Fault, to the West by the Pantano de Elche Diapir, to the South by Upper Miocene deposits and to the East by a dextral slightly inverse strike-slip fault which separates these outcrops from those of the Sierra de Crevillente. We have distinguished four tectonic units (Polígono de Aspe, Morteros, Fuente del Hermano and Uchell) and, two slices (Tres Hermanas and Carretera Aspe-Crevillente, and the Slice Zone of the Barranco de las Monjas). We propose four deformation phases: 1) NW-SE folding (Late Eocene-earliest Miocene), 2) NE thrusting (Early Miocene), 3) N135°E dextral strike-slip faults, and 4) N045° E sinistral strike slip faults which produce the thrusting of the S of Aspe series over the Pantano de Elche Diapir.

Key words: structure, External Betic Zones, Vinalopó Accident, Aspe.

INTRODUCCIÓN

En Tent-Manclús y Estévez (2003) se revisan los antecedentes y se describe la estratigrafía de los materiales cretácico-terciarios al Sur de Aspe (Fig. 1). En este trabajo se completará el estudio de dichos materiales con el análisis de la compleja estructuración de la región. En la Figura 2 se puede ver la sucesión estratigráfica ya descrita en Tent-Manclús y Estévez (2003).

La zona de estudio no solamente se caracteriza por presentar una de las más completas sucesiones del Cretácico-Terciario de la Cordillera Bética sino que muestra una complicada estructura, resultado de una larga y compleja historia tectónica que, además, ha condicionado la génesis de diferentes unidades litológicas sin y post-téctónicas. Los materiales cretácico-terciarios del Sur de Aspe se encuentran en una zona "intermedia" entre el Accidente del Vinalopó (zona de debilidad caracterizada por la alineación de materiales diapíricos en

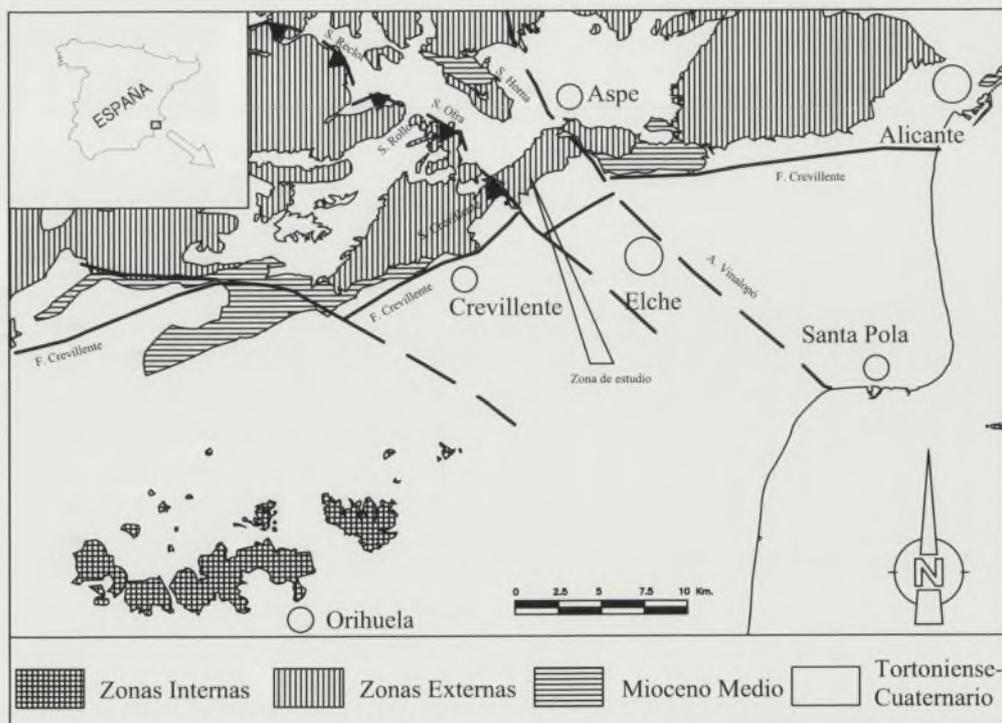


Figura 1. Mapa de situación de los materiales cretácico-terciarios al Sur de Aspe.

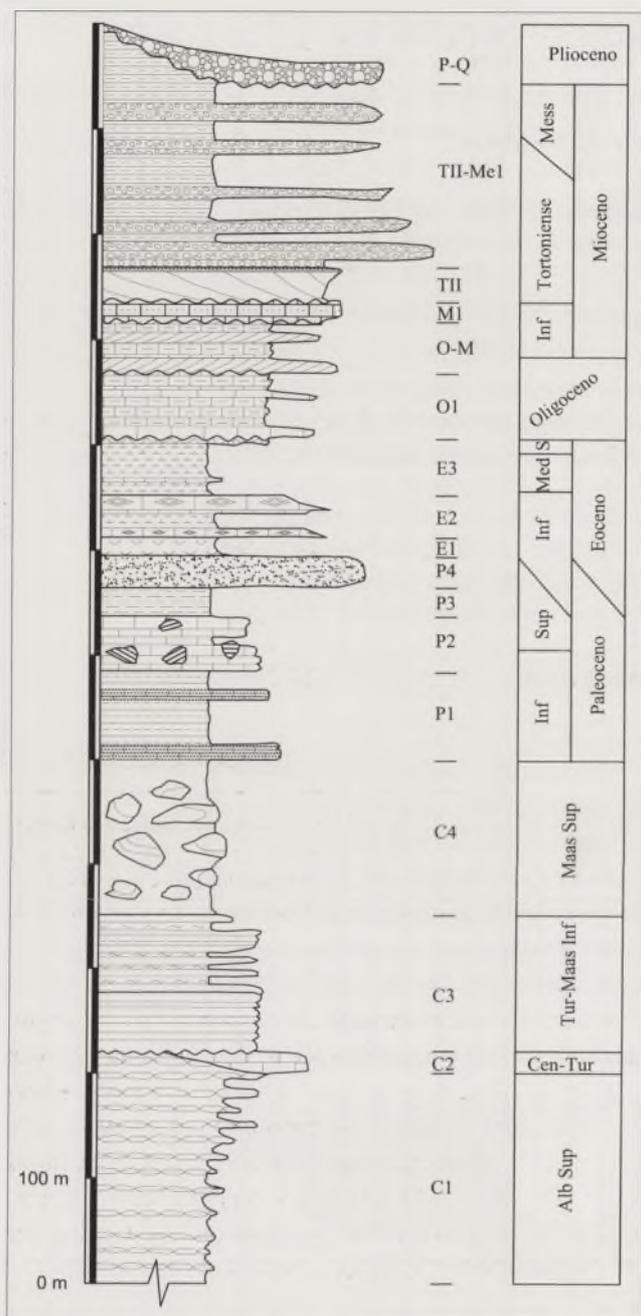


Figura 2. Sección compuesta de los materiales Cretácico-Terciarios al Sur de Aspe. C1 = Fm. Represa; C2 = Calizas blanco grisáceas resistentes; C3 = Margas y calizas margosas blancas, rosadas y rojas; C4 = Margas con olistostromas; P1 = Margas con intercalaciones de calcarenitas; P2 = Calizas oscuras con olistostromas. P3 = Arcillas negras y rojas; P4 = Formación Arenisca de la Rasa; E1 = Margas grises; E2 = Calcarenitas con nummulites, margas y calizas; E3 = Margas rojas; O1 = Calizas margosas grises; O-M = Calizas margosas y calcarenitas con estratificación cruzada; M1 = Calcarenitas anaranjadas; TII = Calizas conglomeráticas con estratificación cruzada; TII-Me1 = Conglomerados, arcillas y limos; P-Q = Conglomerado de cantos redondeados y enrojecidos.

facies Keuper), al Este, y el "frente" Subbético, tal como fue propuesto por Azéma et al. (1976), al W (Figura 1). Como fruto de dicha situación, estos materiales han sido asignados, en ocasiones, al Prebético (Azéma, 1976; Azéma et al. 1979; Cha-

cón y Martín-Chivelet, 2001) y, en otras, al Subbético (Nieto Albert, 1996). En la síntesis de la Cordillera Bética realizada por Azéma et al. (1979), el límite oriental de los materiales subbéticos se encontraría al Este de la Sierra de Crevillente, Sierra de la Ofra y Sierra del Reclot (Fig. 1). Más recientemente, Nieto Albert (1997) incluye los materiales cretácicos del Sur de Aspe dentro del Subbético extendiendo el límite un poco más al Este sin llegar a atravesar el Accidente del Vinalopó.

DELIMITACIÓN POR ESTRUCTURAS MAYORES

El rasgo estructural más llamativo de los afloramientos del Cretácico-Terciario del Sur de Aspe, corresponde a la falla trastensiva sinistra que delimita al Norte estos afloramientos. Se trata de la continuación de la Falla de los Hondones (Alfaro García, 1995), con una dirección N070°E, que delimita al Norte los relieves de la Sierra de Crevillente y los separa de las depresiones de los Hondones (Hondón de los Frailes y Hondón de las Nieves) y de Aspe. Según Alfaro García (1995) la falla de los Hondones es un fractura vertical, o fuertemente buzante, a favor de la cual se produciría el hundimiento relativo del corredor de los Hondones (el bloque norte), respecto al levantamiento que actualmente tiene lugar en la Sierra de Crevillente. Además, dicho autor menciona el registro de varios sismos ligados a este accidente. En la zona de Aspe el levantamiento de los materiales cretácico-terciarios de Aspe va asociado a un ligero basculamiento hacia la Depresión de Aspe de los materiales cuaternarios, lo que evidencia una actividad reciente. La componente sinistra puede deducirse de los arrastres observables en los materiales cretácicos del paraje de Borissa. Al Sur de la población de Aspe y cortado por la carretera de Aspe a Elche se desarrolla el Anticlinal de Uchell, que es un anticlinal de "pull-up" producto del movimiento de dicha falla.

Otro rasgo llamativo de la geología de la región es el Dia-piro del Pantano de Elche, que muestra una alineación E-W con una prolongación de dirección N135°E en su extremo nor-occidental. Está compuesto mayoritariamente por las formaciones altas del Grupo Keuper, Arcillas de Cofrentes (K3) y Yesos y Dolomías de Cerro Molina (K4-K5) a las que hay que añadir, en menor medida, las formaciones Areniscas de Manuel (K2) y Arcillas y Yesos de Jarafuel (K1) y, justo en el centro el domo de la Sierra Negra, las facies Muschelkalk. Su contacto con los materiales cretácico-terciarios del Sur de Aspe tiene, en planta, una forma arqueada, producto de la indentación de éstos sobre los materiales triásicos, que se realiza a través de un cabalgamiento perpendicular a la traza de una importante zona de debilidad N150°E, coincidente con el Accidente del Vinalopó, y que se ve favorecido por la componente sinistra de la Falla de los Hondones.

Separando los materiales mayoritariamente jurásico-cretácicos de la Sierra de Crevillente de los cretácico-terciarios del

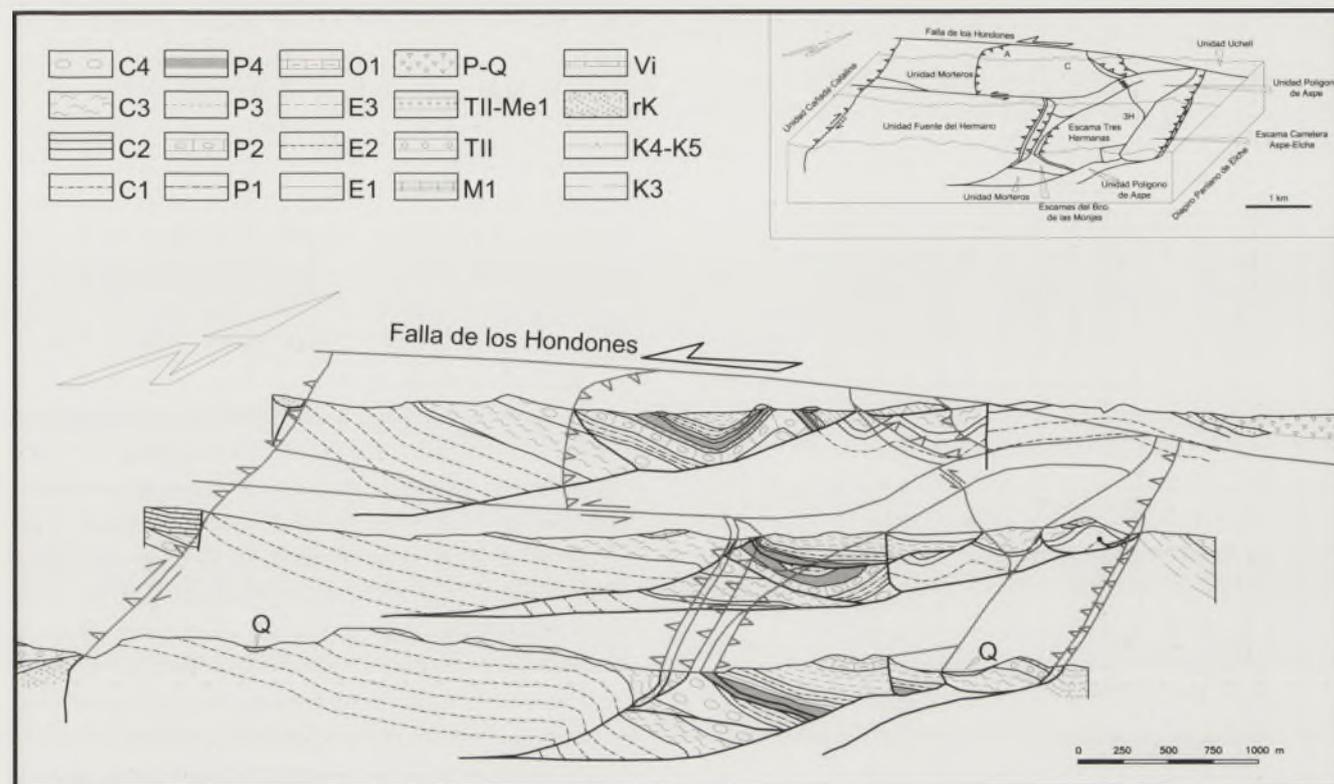


Figura 3. Estructura tridimensional de la zona de estudio. En la esquina superior derecha se muestra un bloque diagrama con los nombres de las unidades tectónicas. Abreviaturas en el bloque diagrama: A: Loma de las Amoladeras; C: Cantera de los Morteros y 3H: Cerro de las Tres Hermanas. Las siglas utilizadas en la leyenda de los cortes geológicos son las mismas que para la Figura 2 añadiendo las siguientes: K3: Arcillas de Cofrentes (K3), grupo keuper; K4-K5: Yesos y Dolomías de Cerro Molina (K4-K5), grupo keuper; rK: facies keuper retrabajadas; Vi: Caliza del Vinalopó (Tortonense bajo) y Q: Depósitos cuaternarios.

Sur de Aspe, existe una alineación, de dirección N135°E, de material de facies Keuper fuertemente alteradas, tanto tectónicamente como por meteorización. Los materiales de facies Keuper se disponen sobre los cretácico-terciarios del Sur de Aspe y, a su vez, se encuentran cabalgados por calizas y margocalizas jurásicas de la Sierra de Crevillente. Además, estratigráficamente discordantes sobre los materiales cretácicos de la Sierra de Crevillente y los de facies Keuper, pero no sobre los del Sur de Aspe, se disponen calcarenitas correlacionables con la Caliza del Vinalopó (Montenat, 1977), de edad Tortonense bajo. Pese a no observarse ningún plano de falla ni microestructura que nos indique la existencia de esta falla, la cartografía detallada del área permite inferir que dicha alineación debe coincidir con una falla de salto en dirección dextra e inversa con movimiento de bloque de techo hacia el NE y con un salto mínimo a lo largo de su rumbo de 1,5 km. Los materiales jurásico-cretácicos del bloque occidental de dicha falla transcurrente dan lugar a la Unidad Cañada Catalina.

El borde Sur de la zona de estudio está formado por una sucesión de conglomerados, limos, calizas arrecifales y margas, del Tortonense-Cuaternario, buzante de 10 a 45° hacia el Sur-Sudeste, que recubre discordantemente los materiales cretácico-terciarios aquí tratados y que han sido agrupados (Tent-Manclús y Estévez, 2003) en las unidades litológicas calizas

conglomeráticas con estratificación cruzada (TII) y Conglomerados, arcillas y limos (TII-Me1) (Fig. 2). Aunque la serie muestra una dirección constante, el buzamiento muestra ligeras variaciones, lo que se interpreta como el resultado de la acomodación de las capas superficiales a fallas inversas ciegas vergentes hacia el S-SE que delimitan por el Norte la Depresión del Bajo Segura, del mismo estilo que las descritas por Alfaro et al. (2002) en la plataforma costera de Alicante.

ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES CRETÁCICO-TERCIARIOS DEL SUR DE ASPE

En general, la zona presenta una vergencia hacia el NE, con incremento de la deformación en el mismo sentido, con predominio de los cabalgamientos hacia el NE y los retrocabalgamientos en sentido contrario, hacia el SW. En la zona situada más al Norte, el funcionamiento de la falla de los Hondones produce el arrastre en sentido antihorario de los pliegues y frentes de cabalgamiento. Para una mejor visualización de la estructura de este área, se han realizado tres cortes seriados, dispuestos en perspectiva caballera, donde se han enlazado las estructuras geológicas a modo de bloque diagrama (Fig. 3). Adicionalmente, se ha realizado un pequeño esquema simplificado de las unidades tectónicas y escamas diferenciadas.

La existencia de multitud de posibles niveles de despegue en el área (margas con olistostromas, arcillas negras y rojas, margas grises y margas rojas) no favorece la realización de cortes geológicos. Para la interpretación tridimensional de la estructura se ha procedido, tras una identificación detallada de la estratigrafía, a una cartografía de detalle a escala 1:25.000 sobre la base topográfica del I.G.N., que ha sido completada posteriormente en algunas zonas utilizando ortofotografías aéreas del vuelo del Olivo. Con dicha información se ha realizado una matriz de cortes geológicos en las direcciones N045°E y N135°E. Se han hecho coincidir los cruces de ambas direcciones con los propios de la cuadrícula U.T.M. de la base topográfica, por lo que el espaciado entre ambas familias de cortes es de 700 m. De esta forma se han obtenido puntos de control para una georeferenciación sencilla de los cortes, mediante un sistema de información geográfica. Posteriormente, se han digitalizado los cortes utilizando los puntos de control para su orientación espacial en archivos de dibujo tridimensional. El resultado puede verse en la Figura 3.

En los materiales cretácico-terciarios del Sur de Aspe se han distinguido cuatro unidades tectónicas: Unidad Morteros, Unidad Uchell, Unidad del Polígono de Aspe y Unidad Fuente del Hermano; y varias escamas tectónicas, como son: las escamas de las Tres Hermanas y de la carretera de Aspe-Elche y la zona de escamas del Barranco de las Monjas. Todas las unidades tectónicas muestran vergencia hacia el NE, mientras que las dos escamas, Tres Hermanas y carretera de Aspe-Elche, muestran vergencia opuesta hacia el SW. A continuación se describen los rasgos estructurales de dichas unidades tectónicas.

La **Unidad de los Morteros**, que toma su nombre de la cantera de los Morteros, esta dividida en dos subunidades, de extensión areal equivalente, por un contacto mecánico complejo. La traza de dicho contacto mecánico discurre a lo largo de la ladera suroriental de la loma de las Amoladeras, mostrando en la actualidad una disposición de retrocabalgamiento hacia el SW subparalelo a las capas aunque tiende a curvarse hacia el Norte, en sentido horario, cortando a las capas. El bloque de techo presenta diferentes pequeños duplex que la mala calidad de afloramientos impide caracterizar. Se ha preferido no separar ambas subunidades en dos unidades independientes porque el contacto que las separa muestra características que apuntarían, no a un retrocabalgamiento formado durante fases compresivas, sino a una antigua falla lítrica que podría haber sido ligeramente reactivada. Estas características son:

- a. El carácter ligeramente asintótico de la traza.
- b. El aumento del ángulo de corte entre la fractura y las capas hacia los materiales más modernos.
- c. El incremento de la deformación en las proximidades de la traza de falla hacia los materiales más modernos.
- d. La existencia de fallas asociadas a la principal, sólo

presentes en el bloque de techo. Sin embargo, en los demás retrocabalgamientos de la zona, aparecen estructuras frágiles en ambos bloques.

Esta unidad limita al NW con la Falla del S de Aspe, de funcionamiento más reciente, que produce la rotación anti-horaria de las capas cerca de dicho contacto. Hacia el NE, esta unidad tectónica da lugar a un *klippe* constituido por materiales de la unidad litológica calizas margosas grises (O1), buzantes unos 40° hacia el NE, que aparece sobre las margas y calizas margosas blancas, rosadas y rojas (C3) de la Unidad tectónica del Polígono de Aspe. En la Unidad de los Morteros, los pliegues, de eje recto y ligeramente vergentes al Norte, son cortados por la traza del cabalgamiento basal de la unidad, como también ocurre en las otras unidades, lo que indicaría que el episodio de plegamiento fue anterior al desarrollo de los cabalgamientos. En discordancia sobre esta unidad tectónica se dispone, con buzamiento subhorizontal, la unidad litológica de calcarenitas anaranjadas (M1) del Mioceno Inferior, lo que permite datar el final de los cabalgamientos vergentes al NE.

La **Unidad de Uchell**, que toma su nombre de la loma de Uchell, se caracteriza por su estructura anticlinal que afecta a materiales del Cretácico. Dicho anticlinal es cortado por la trinchera de la carretera de Aspe a Elche observándose la disposición simétrica de fallas inversas de vergencia opuesta y el movimiento del bloque de techo en dirección contraria al plano axial en ambos flancos. Esto se interpreta como una estructura en flor positiva de un anticlinal de "pull-up" originado por la actividad de la falla del S de Aspe.

La **Unidad Polígono de Aspe** toma su nombre del polígono industrial de las Tres Hermanas de Aspe. En esta unidad tectónica sólo afloran materiales del Cretácico Superior, margas y calizas margosas blancas, rosadas y rojas (C3), que por su naturaleza margosa no favorecen la existencia de buenas exposiciones donde medir buzamientos. Las recientes obras de ampliación del polígono industrial permiten observar un estilo estructural similar al de la Unidad de los Morteros, con pliegues de vergencia NE. La Unidad Polígono de Aspe es, estructuralmente, la más baja de la zona de estudio y cabalga sobre los materiales que forman el Diapiro del Pantano de Elche. Dicho contacto muestra signos de funcionamiento reciente, dado que corta a materiales del Plioceno-Cuaternario. A su vez, esta unidad se encuentra cabalgada por la Unidad de los Morteros, cuya zona de contacto se horizontaliza hacia el NE, como puede observarse (al Sur del Uchell) por debajo del *klippe* antes mencionado. Las escamas de las **Tres Hermanas** (donde se encuentra el cerro del mismo nombre) y de la **carretera de Aspe-Elche** (por donde discurre dicha carretera) se han formado a partir de la Unidad del Polígono de Aspe, como consecuencia de la compresión en la zona frontal del cabalgamiento

sobre el Diapiro del Pantano de Elche. Se observan contactos mecánicos, ligados a los que separan ambas escamas de la esta unidad, que afectan claramente a la unidad litológica de conglomerados, arcillas y limos (TII-Me1), como puede observarse en la carretera de Aspe a Elche. Puesto que estos contactos son producto del cabalgamiento frontal, no se descarta que también lleguen a afectar a materiales más recientes.

Por último, la **Unidad Fuente del Hermano** (que toma su nombre del barranco del mismo nombre que confluye con el Barranco de las Monjas) está formada por materiales cretácicos en serie monoclinial buzante hacia el NE y cuyo ángulo de buzamiento aumenta en el mismo sentido. Cabalga sobre la Unidad de los Morteros aumentando el salto en el mismo sentido que la vergencia. El margen frontal del cabalgamiento tiene dirección N135°E (coincidente con la del cauce del Barranco de las Monjas) y, en ella, se desarrolla una zona de escamas, **Zona de escamas del Barranco de las Monjas**, donde se han distinguido tres escamas con vergencia hacia el NE y dos en sentido contrario, es decir, retrocabalgantes.

EDADES RELATIVAS DE LAS ESTRUCTURAS

El primer episodio tectónico que afectó a los materiales geológicos del Sur de Elche produjo una serie de pliegues de eje recto, ligeramente vergentes hacia el NE. El inicio de este episodio de plegamiento pudo dar lugar al *slump* observado a techo de la margas rojas (E3) y al cambio sedimentario marcado por la aparición de las calizas margosas grises (O1). Por tanto, la edad de inicio de este episodio habría que situarla en el tránsito Eoceno Superior-Oligoceno. Durante este episodio se produjo el depósito de las Calizas margosas grises (O1) y las Calizas margosas grises con calcarenitas con estratificación cruzada (O-M). Los principales cabalgamientos hacia el NE, que separan las diferentes unidades tectónicas, se formaron en el Mioceno Inferior. Primero se formaría el cabalgamiento basal de la zona de estudio sobre el Diapiro del Pantano de Elche. Posteriormente se produjo el cabalgamiento que separaría las unidades tectónicas Polígono de Aspe y de los Morteros. Los mayores esfuerzos (de dirección NE), que afectaron al SW de la zona de estudio en relación a los del W, producirían la separación de la Unidad Fuente del Hermano de la Unidad de los Morteros. Al finalizar el episodio tectónico de cabalgamientos al NE, los materiales implicados sufrieron erosión previa al depósito de las calcarenitas anaranjadas (M1) del Mioceno Inferior parte alta. El siguiente episodio corresponde a la actuación de la falla de salto en dirección dextra e inversa (de dirección N135° E) que separó los materiales del Sur de Aspe de la Unidad de la Cañada de Catalina. Esta falla es posterior al depósito de materiales equivalentes a la Caliza

del Vinalopó (Montenat, 1977), cuya edad es Tortoniense bajo, y anterior a las calcarenitas con estratificación cruzada (TII) del Tortoniense Superior que fosilizan dicho contacto. Por último, el movimiento del bloque de materiales del S de Aspe se vió favorecido por el movimiento sinistro de la falla de los Hondones (N045° E), hacia el NE, sobre el Diapiro del Pantano de Elche, lo que produjo los retrocabalgamientos que dieron lugar a las escamas del Barranco de las Monjas, las Tres Hermanas y carretera de Aspe-Elche. En la actualidad este movimiento es el responsable del levantamiento relativo de dicho bloque respecto a la Depresión de Aspe, al Norte, y la Depresión del Bajo Segura, al Sur.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto BTE 2000-0299 y del grupo de investigación GR00-22 (Generalitat Valenciana). Los autores agradecen los comentarios de A. Yébenes.

REFERENCIAS

- Alfaro García, P. (1995): *Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura (Extremo oriental de la Cordillera Bética)*. Tesis doctoral Universidad de Alicante, 219 p.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J. M., Yébenes, A. (2002): Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186: 337-349.
- Azéma, J. (1977): *Étude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. Tesis Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 393 p.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secr. Publ. Univ. Granada, 83 p.
- Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2001): Implicaciones tectosedimentarias de la discontinuidad estratigráfica del Maastrichtiense medio en Aspe (Prebético de Alicante). *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (1-2): 123-133.
- Montenat, Ch. (1977): *Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne)*. *Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique*. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon. 69: 345 p.
- Nieto Albert, L.M. (1997): *La Cuenca Subbética Mesozoica en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada, 562 p.
- Tent-Manclús, J. E. y Estévez, A. (2003): Estratigrafía de los materiales cretácico-terciarios de Aspe. *Geotemas 5* (este volumen).

2000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

1000-01-01

Análisis isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de los depósitos carbonatados del sector de Borja-Tarazona: registro de cambio paleogeográfico en el Mioceno de la Cuenca del Ebro

M. Vázquez-Urbez, C. Arenas y G. Pardo

Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, nº 12, E-50009 Zaragoza (España)
181995@filoz.unizar.es, carenas@posta.unizar.es, gparado@posta.unizar.es.

ABSTRACT

This contribution deals with the isotopic characterization of the Miocene carbonate deposits of the west central part of the Ebro Basin. The sequence studied has been divided into two sets: the lower one (middle Aragonian-Vallesian), formed of marls, bioclastic, bioturbated and nodulised limestones, mudstones and sandstones, and the upper one (Vallesian-?), mostly with oncolitic, tufa and intraclastic limestones, which constitute the "Muela de Borja limestones". The isotopic composition ($-4.17 > \delta^{13}\text{C} > -9.04$ and $-6.13 > \delta^{18}\text{O} > -10.91$ ‰PDB) shows a wide dispersion and positive correlation between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in the lower set, whereas the upper set has very small isotopic variation and lacks correlation. These data, along with sedimentological interpretation, suggest that the upper set was deposited in a hydrologically open fluvio-lacustrine system, unlike the lower set, formed in closed lacustrine systems. Thus, the Muela de Borja limestones could represent the oldest record known related to the connection of the Ebro Basin drainage to the Mediterranean Sea. In that context, the $\delta^{18}\text{O}$ values of the upper set were expected to be lower than those of the lower one. This could be caused by inputs of ^{18}O -enriched waters into the fluvio-lacustrine system, likely supplied by springs (probably favoured by fractures) from a regional aquifer in the Iberian Ranges.

Key words: Carbonate facies, stable isotopes, Miocene, Ebro Basin, Spain.

INTRODUCCIÓN

El registro mioceno de la Cuenca del Ebro consiste en sedimentos detríticos depositados en sistemas aluviales y fluviales procedentes de los márgenes montañosos, relacionados hacia el centro de la cuenca con ambientes lacustres y

palustres donde se generaron sedimentos evaporíticos y carbonatados; estos últimos constituyen los relieves estructurales en mesas o muelas, característicos de la cuenca. Durante este tiempo, la sedimentación lacustre tuvo lugar en sistemas endorreicos y evolucionó desde mayoritariamente evaporítica a carbonatada (Arenas y Pardo, 1999). Sin embargo, los

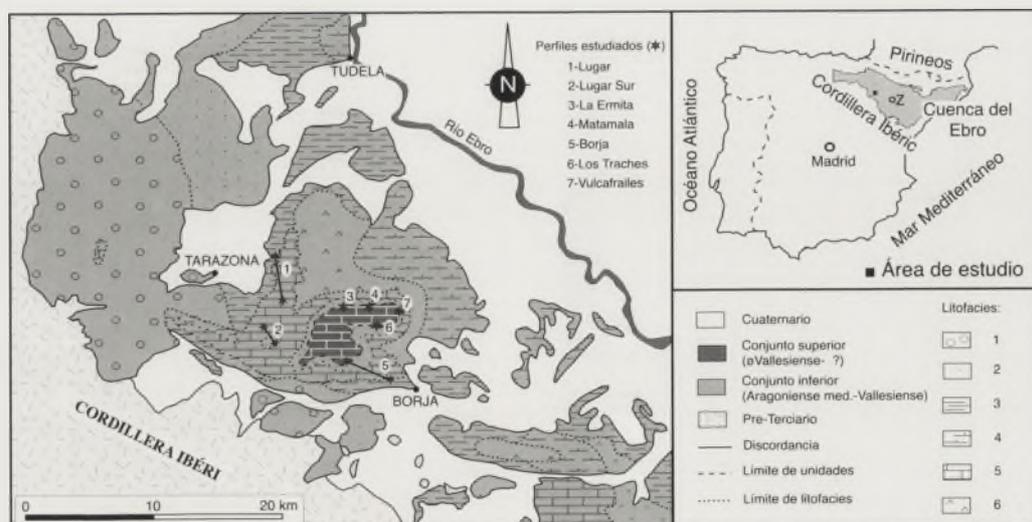


Figura 1. Situación geográfica y geológica del área de estudio donde se muestra la localización de los perfiles estratigráficos. Litofacies: 1: Conglomerados. 2: Areniscas y lutitas. 3: Lutitas y areniscas. 4: Margas y calizas. 5: Calizas y margas. 6: Yesos y margas. Mapa modificado de Pérez et al. (1988).

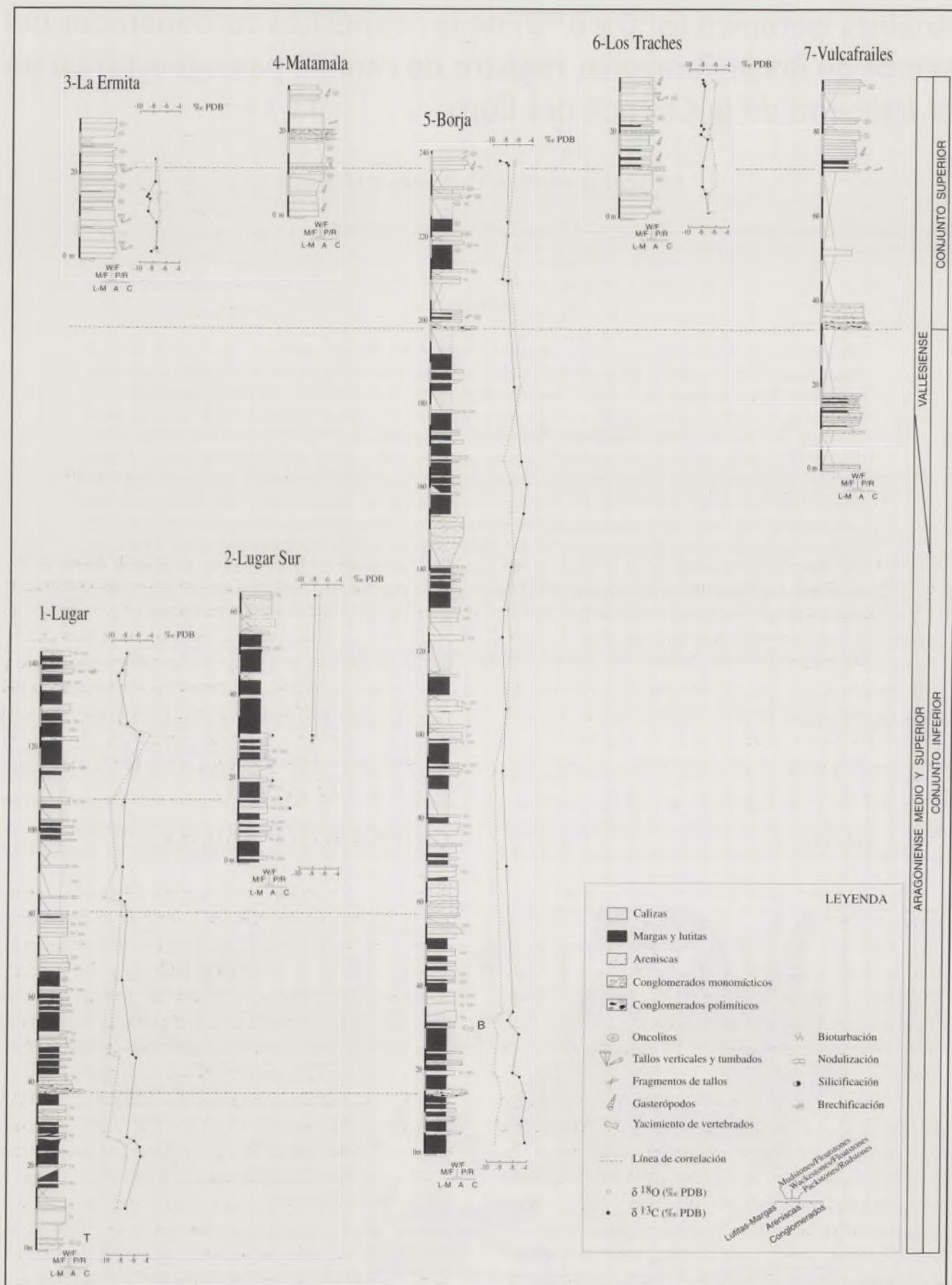


Figura 2. Esquema de correlación con indicación de la facies mayoritaria en cada tramo de calizas y de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras analizadas. Yacimientos de vertebrados: T, Tarazona; B, Borja.

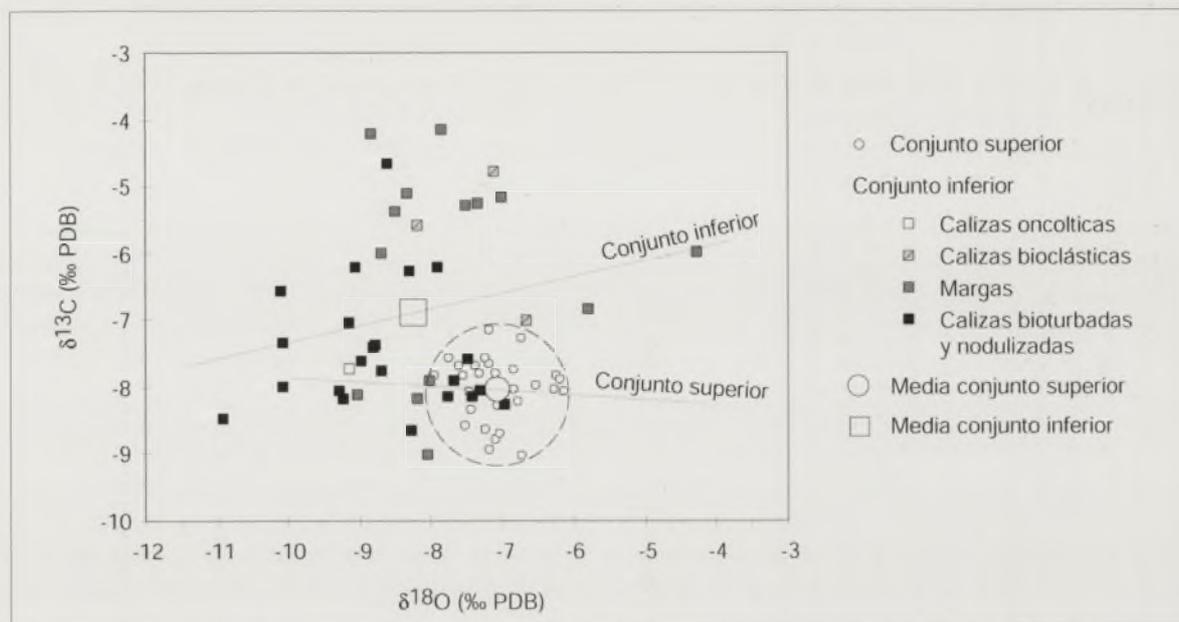


Figura 3. Proyección de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de todas las muestras estudiadas. Para el conjunto inferior se indica, además, la facies analizada.

materiales estratigráficamente más altos, las calizas que constituyen la Muela de Borja muestran facies y geometrías que indican que fueron depositadas en ambientes palustres, lacustres y fluviales carbonatados diferentes a los miocenos anteriores (Vázquez-Urbez et al., 2002).

El propósito de esta contribución es contrastar las características sedimentológicas diferenciales de los sistemas sedimentarios de la Muela de Borja, con un estudio de la composición isotópica del conjunto de la sucesión miocena aflorante en el área.

ESTRATIGRAFÍA

El trabajo se centra en el sector centro-occidental de la Cuenca del Ebro, entre las localidades de Borja y Tarazona (Fig. 1), donde se han estudiado siete secciones estratigráficas, correlacionadas cartográficamente (Fig. 2). Estas secciones consisten en depósitos principalmente carbonatados, calizas y margas, que alternan con lutitas, areniscas y escasos niveles conglomeráticos. La potencia total es de aproximadamente 280 m.

La sucesión miocena de este sector de la cuenca fue dividida en cuatro unidades genéticamente relacionadas con la actividad tectónica en el margen ibérico de la cuenca (UTS N1 a N4, Pérez et al., 1988). Atendiendo a los rasgos sedimentológicos diferenciales, para el propósito de este trabajo el registro mioceno se ha agrupado en dos conjuntos: inferior (Aragoniense medio y superior-Vallesiense), formado mayoritariamente por margas, calizas bioclásticas, bioturbadas y nodulizadas, lutitas y areniscas; y superior (ζ Vallesiense-?) donde dominan las calizas onco-

líticas, tobáceas e intraclásticas, con escasas facies detríticas y margosas. En el conjunto inferior son comunes la nodulización y bioturbación, indicativas de procesos pedogénicos. Con la excepción de unos pocos niveles oncolíticos localizados en este conjunto, las calizas oncolíticas y tobáceas (tallos verticales o tumbados) son exclusivas del conjunto superior (Fig. 2). La edad de los conjuntos está basada en yacimientos de vertebrados fósiles (Azanza et al., 1988, Pérez, 1989 y Cuenca et al., 1992), todos ellos situados en el conjunto inferior.

CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA

Se han recogido numerosas muestras de facies carbonatadas a lo largo de los diferentes perfiles; de 68 de estas muestras se ha determinado su composición mineralógica (Difracción de Rayos X) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$). Todas las muestras están formadas por calcita con cantidades variables de cuarzo y minerales de la arcilla, excepto dos muestras margosas que presentan además dolomita (27,48 %).

La composición isotópica cubre un amplio rango de valores: $-4,17 > \delta^{13}\text{C} > -9,04$ y $-6,13 > \delta^{18}\text{O} > -10,91$ ‰ PDB (Tabla 1). El diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ frente al $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 3) muestra que las diferentes facies del conjunto inferior constituyen campos que se superponen. Las facies de margas y calizas bioturbadas y nodulizadas muestran una gran dispersión, aunque estas últimas tienen valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$. Por el contrario, las muestras analizadas para el conjunto superior (facies de calizas oncolíticas, bioclásticas y de tallos) están agrupadas en un reducido campo (media: $\delta^{18}\text{O} = -7,04$ y $\delta^{13}\text{C} = -8,06$ ‰ PDB).

CONJUNTOS MIOCENOS	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)				$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)				Coeficiente de correlación - Línea de regresión
	Máximo	Mínimo	Media	Desviación estandar	Máximo	Mínimo	Media	Desviación estandar	
Superior (n = 28)	-6,13	-7,93	-7,04	±0,48	-7,17	-9,04	-8,06	±0,48	r = -0,06 y = -0,06x - 8,51
Inferior (n = 40)	-4,28	-10,91	-8,22	±1,21	-4,17	-9,02	-6,90	±1,36	r = 0,22 y = 0,26x - 4,86

Tabla 1. Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de las muestras carbonatadas del sector centro-occidental de la Cuenca del Ebro.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 2 y Tabla 1) muestran una disminución a lo largo del tiempo, sugiriendo un aumento del CO_2 de biogénico. Esto concuerda con trabajos previos de otras áreas de la Cuenca del Ebro donde dicha tendencia se relacionó con el incremento de la cobertura vegetal motivada por una evolución hacia condiciones de más humedad a lo largo del tiempo (Arenas et al., 1997; Arenas y Pardo, 2000).

DISCUSIÓN

Las diferentes condiciones ambientales del conjunto superior (calizas de la Muela de Borja) se manifiestan por la escasa variación isotópica y la ausencia de correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, frente a la amplia dispersión y correlación positiva en el Mioceno infrayacente (Fig. 3). Estos datos, junto con los sedimentológicos, indican que las calizas de la Muela de Borja se generaron en un sistema fluvio-lacustre hidrológicamente abierto, y pueden constituir el registro estratigráfico más antiguo conocido de la conexión del drenaje de la Cuenca del Ebro con el Mar Mediterráneo. Según García-Castellanos et al. (en prensa), dicha conexión comenzó tempranamente en el Mioceno superior, lo que confirmaría si la edad del conjunto superior llegase a ser corroborada como Vallesiense-Turolense.

Sin embargo, en este contexto los valores de $\delta^{18}\text{O}$ esperados para las calizas de la Muela de Borja deberían ser más bajos que los del conjunto inferior, depositado en sistemas lacustres cerrados. Esta diferencia en la composición isotópica tuvo que ser causada por la entrada de aguas ricas en ^{18}O en el sistema sedimentario superior. Entre las posibles explicaciones cabe considerar que una parte sustancial del agua que llegaba al sistema fluvio-lacustre de la Muela de Borja fuera suministrada por surgencias, que serían puntos de descarga de un acuífero de la Cordillera Ibérica en la Cuenca del Ebro. Esta interpretación está apoyada por la escasez de siliciclásticos en el conjunto superior. Vázquez-Urbez et al. (2002) ubican el sistema fluvio-lacustre carbonatado en una depresión relativa enmarcada por relieves

constituídos por depósitos miocenos previos. En el contexto distensivo propuesto para este sector de la cuenca (Villena et al., 1996), dicha topografía posiblemente responda a fracturación, a favor de la cual tendría lugar la surgencia del acuífero ibérico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto REN2002-03575 del MCyT. M. Vázquez disfruta de una beca predoctoral de la DGA. La difracción de rayos X fue realizada en el Servicio de Difracción de Rayos de la Universidad de Zaragoza y los análisis de isótopos estables en el Laboratorio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca.

REFERENCIAS

- Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. (1997): Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 133-155.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.
- Arenas, C. y Pardo, G. (2000): Neogene lacustrine deposits of the north-central Ebro Basin, north-eastern Spain. En: *Lake basin through space and time*, (E. H. Gierlowski-Kordesh y K. R. Kelts, Eds.). AAPG Studies in Geology 46: 305-406.
- Azanza, B.; Canudo, I. y Cuenca, G. (1988): Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (sector centro-occidental). En: *II Congreso Geológico de España, Comunicaciones 1*: 261-264.

- Cuenca, G., Canudo, J.L., Laplana, C. y Andres, J.A. (1992): Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geológica Hispánica*, 27 (1-2): 127-143.
- García-Castellanos, D.; Vergés, J.; Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. (en prensa): Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 2003.
- Pérez, A. (1989): *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario del borde Meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, 474p.
- Pérez, A.; Muñoz, A.; Pardo, G. Villena, J. y Arenas, C. (1988): Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde Ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). En: *Sistemas lacustres neógenos del margen Ibérico de la Cuenca del Ebro*, (A. Pérez, A. Muñoz, y J. A. Sánchez, Eds.). Ed. Secret. Publ. Univer. Zaragoza: 7-20. Guía de Campo III Reunión Grupo Español de Trabajo PICG 219.
- Vázquez-Urbez, M.; Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Facies fluvio-lacustres de la unidad superior de la Muela de Borja (Cuenca del Ebro): modelo sedimentario. *Revista Sociedad Geológica de España*. Vol. 15 (1-2): 41-54.
- Villena, J.; Pardo, G.; Pérez, A.; Muñoz, A. y González, A. (1996): Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: paleogeography and tectonic control. En: *Tertiary Basins of Spain*, (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press: 78-82.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
DEPARTMENT OF CHEMISTRY

PH.D. THESIS
SUBMITTED TO THE FACULTY OF THE DIVISION OF THE PHYSICAL SCIENCES
IN CANDIDACY FOR THE DEGREE OF DOCTOR OF PHILOSOPHY
BY
[Name]

DEPARTMENT OF CHEMISTRY
5780 SOUTH CAMPUS DRIVE
CHICAGO, ILLINOIS 60637

ADVISOR: [Name]

CHICAGO, ILLINOIS
[Date]

ABSTRACT

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
DEPARTMENT OF CHEMISTRY

PH.D. THESIS
SUBMITTED TO THE FACULTY OF THE DIVISION OF THE PHYSICAL SCIENCES
IN CANDIDACY FOR THE DEGREE OF DOCTOR OF PHILOSOPHY
BY
[Name]

DEPARTMENT OF CHEMISTRY
5780 SOUTH CAMPUS DRIVE
CHICAGO, ILLINOIS 60637

ADVISOR: [Name]

CHICAGO, ILLINOIS
[Date]

La Formación Majalcorón (Calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): situación e interpretación en el Terciario de la Cordillera Bética

J.A. Vera¹, J.M. Molina² y R. Aguado³

1. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada, 18071 Granada. jvera@ugr.es

2. Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Facultad de Ciencias Experimentales, 23071 Jaén. jmmolina@ujaen.es

3. Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Escuela Politécnica de Linares, 23700 Linares (Jaén). raguado@ujaen.es

ABSTRACT

The Majalcorón Fm stand out by their peculiar stratigraphic location, between pelagic facies, and their composition (Microcodium calcarenites) coming from the erosion of older outcrops. As mother areas of the huge volumes of Microcodium are proposed the located in the External Subbetic, where there are obvious erosive features in the Mesozoic. The Majalcorón Fm deposited in shallow ramp environments is situated and interpreted in the whole of the Upper Cretaceous and Tertiary Subbetic pelagic and turbiditic stratigraphic units.

Key words: Subbetic, Paleocene, *Microcodium*, palaeosoils, palaeogeography

INTRODUCCIÓN

La Formación Majalcorón ha sido definida y descrita por Molina *et al.* (2003) y datada con nanofósiles como Daniense-Selandiense inferior por Aguado *et al.* (2003). Se extiende por el Subbético Medio de las Zonas Externas Béticas en las provincias de Jaén, Granada y Córdoba, y está especialmente bien representada en la hoja 990 (Alcalá la Real) del mapa a escala 1:50.000 (ver figura 1). Su característica fundamental es la gran abundancia de fragmentos de *Microcodium*, de tamaño inferior al milímetro generalmente sueltos pero a veces formando agregados completos de prismas calcíticos. *Microcodium* es una estructura edáfica calcárea problemática de forma esférica o cilíndrica, producida por la calcificación de asociaciones simbióticas de hongos con raíces (micorizas) y que al microscopio consiste básicamente en un pequeño agujero central rodeado de prismas de calcita. Es común en calcretas y eolianitas, y casi todos los autores están de acuerdo en que se trata de un producto de la alteración edáfica de carbonatos, que se origina en un ambiente subaéreo (Klappa, 1978). Este hecho plantea una cuestión muy interesante como es la procedencia de los enormes volúmenes de *Microcodium* que componen mayoritariamente esta formación que se encuentra situada entre materiales pelágicos correspondientes a la Fm Capas Rojas.

CALCARENITAS CON *MICROCODIUM* EN LAS CORDILLERAS BÉTICAS

En en el ámbito de la Cordillera Bética se han descrito bastantes áreas en las que aparecen calcarenitas y calizas de *Microcodium* (Vera, 2000).

Prebético. En las provincias de Murcia y Albacete, el Paleoceno-Eoceno inferior en los sectores más septentrionales se inicia con calizas blancas, con algas y *Microcodium*. En el Oligoceno de la provincia de Alicante se ha indicado la presencia de *Microcodium* de diferentes edades, esencialmente en el Oligoceno.

Subbético. En los sectores más meridionales del Subbético los materiales turbidíticos más antiguos corresponden a calcarenitas con abundantes restos de *Microcodium*, con frecuencia denominadas "microcoditas" de edad Paleoceno, cuyo origen se relaciona con la existencia de áreas próximas emergidas. En las unidades de la Alta Cadena y en las escamas del Corredor del Boyar la formación más característica del Terciario de estas regiones es la constituida por las calizas con *Microcodium*. Estas calcarenitas se presentan como cambios laterales de facies de la Fm Capas Rojas. Se ha citado la existencia de calizas de *Microcodium* en la Unidad de Montecorto (Martín-Algarra, 1987).

Maláguide. El Paleoceno de la Sierra de Espuña está representado por la "Formación Microcoditas de Mula" (Martín-Martín, 1996) con unos 30 m de espesor, constitui-



Figura 1. Mapa de situación de los principales afloramientos estudiados de la Fm. Majalcorón.

da por una alternancia de arenas azuladas con calcarenitas de *Microcodium* en las que se intercala un paquete de varios metros de calcirruditas y calcarenitas. En las proximidades de Málaga, Martín-Algarra (1987) reconoció *Microcodium* formando una estructura organosedimentaria sobre las calizas del Cretácico y que consideró como una estructura de alteración edáfica formada durante el Paleoceno. En la misma región Serrano et al. (1995) reconocieron una caliza de *Microcodium* que atribuyeron al Eoceno.

Surco de los "Flyschs". En la **Unidad de Algeciras**, el término terciario más antiguo es la "Fm de Calizas con

Microcodium" que afloran muy localmente y apenas alcanza los 50 m de espesor (Martín-Algarra, 1987). Está constituida por calcarenitas turbidíticas, formadas casi totalmente con restos de *Microcodium*, en bancos decimétricos separados por estratos margosos. Esta formación puede ser atribuida al Paleoceno. En la **Unidad del Aljibe (Numídico)** la parte inferior del Paleoceno está constituida por calcarenitas con *Microcodium* de origen turbidítico del Paleoceno.

SIGNIFICADO PALAEOGEOGRÁFICO

De acuerdo con sus características litológicas y tipo de estructuras presentes (Molina et al., 2003) se interpreta que esta formación se habría originado en una rampa carbonatada distal afectada por el oleaje de las olas de tormentas que habrían sido las principales causantes de la resedimentación de estas calcarenitas.

En el Cretácico superior fundamentalmente Maastrichtiense se daría una situación de nivel del mar alto con depósito de calizas margosas pelágicas de la Fm. Capas Rojas y de niveles turbidíticos (Fig. 2A). El *Microcodium* tuvo un gran auge en el Paleoceno inferior, posiblemente a consecuencia de cambios climáticos y paleoecológicos muy importantes ocurridos en el tránsito del Cretácico al Terciario. En este límite se produce un importante descenso brusco global del nivel del mar de más de 150 m según algunos autores (por ejemplo, Hallam, 1998), que pudo originar la emersión y/o situación en áreas costeras de extensas regiones en las que se desarrollaron paleosuelos con *Microcodium*

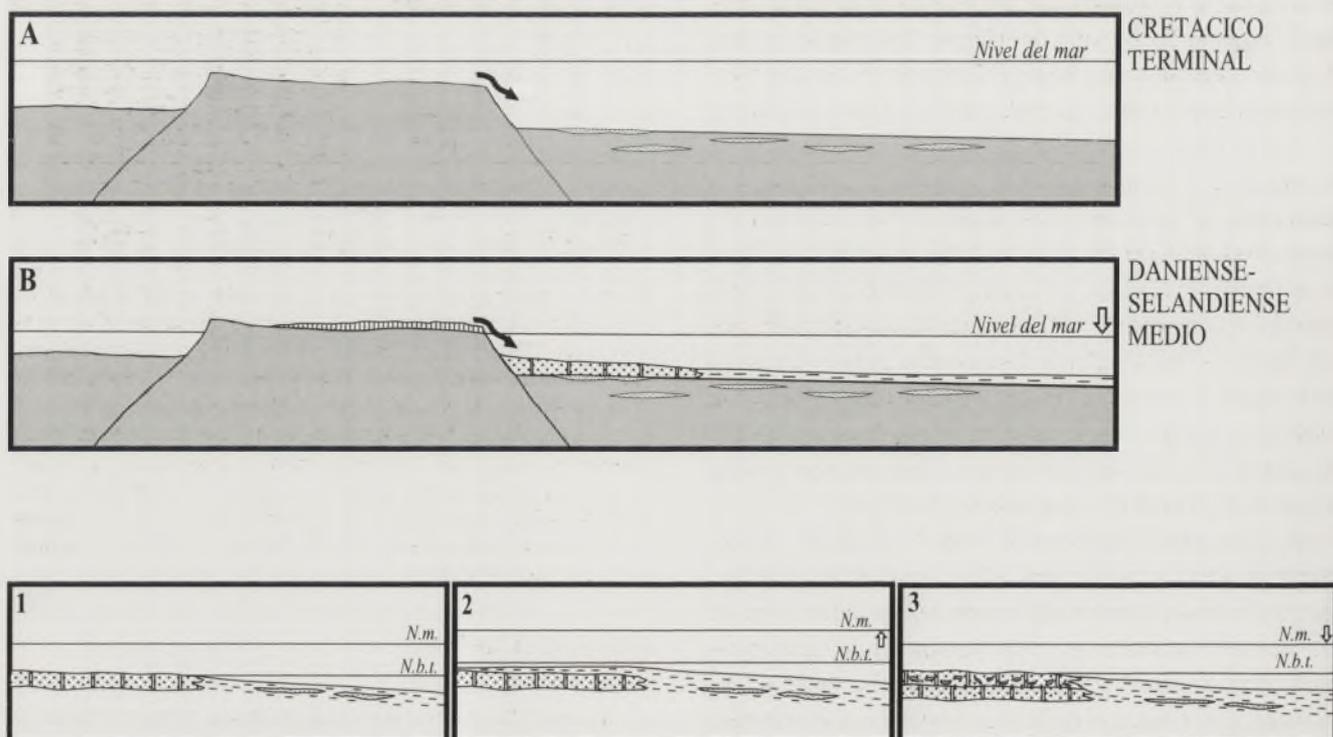


Figura 2. Esquema genético de la formación. Explicación en el texto. N.m.: nivel del mar; N.b.t.: nivel de base del oleaje de tormentas.

que posteriormente fueron erosionados y redepositados dando lugar a las calcarenitas de *Microcodium* (Fig. 2B).

Un aspecto muy interesante a tener en cuenta es la situación de estas áreas con emersión donde se encontrarían los paleosuelos que no deberían de estar muy alejadas de los actuales afloramientos, lo que habría permitido la conservación de agregados de *Microcodium* sin desorganizar. Como áreas fuente se proponen aquellas en que faltan materiales del Cretácico superior (Fm. Capas Rojas) o se muestran rasgos erosivos de los mismos. En este sentido, a modo de hipótesis, áreas muy favorables serían las situadas en el Subbético donde no aparece la Fm. Capas Rojas y es evidente el desarrollo de un paleokarst sobre los materiales jurásicos (Vera et al., 1988). Nos referimos concretamente en el sector central de la Cordillera Bética a las unidades del Subbético Externo septentrional (Unidades de Camarena-Lanchares, Grajales-Mentidero) y partes del Subbético Externo meridional (Unidad de Lobatejo-Pollos) en las que no hay casi ninguna representación de materiales entre el Cretácico superior y el Oligoceno inferior, ambos incluidos (Molina, 1987; Molina y Nieto, 2003).

El contacto erosivo en el techo de la Fm Majalcorón (Molina et al, 2003) podría representar otra importante etapa de descenso del nivel del mar que tuvo lugar en el Selandiense inferior y que produjo la erosión y karstificación, al menos en algunos sectores, del techo de la Fm. Majalcorón.

Destaca también como aspecto muy característico en la Fm Majalcorón la existencia de cantos blandos micríticos y de foraminíferos y nanoflora resedimentada que incluye, fundamentalmente taxones del Cretácico superior (Campaniense y Maastrichtiense) aunque también algunos del Cretácico inferior. La fracción de microfósiles resedimentados disminuye a medida que, desde el límite Cretácico-Terciario nos desplazamos hacia materiales más recientes (Aguado et al., 2003). Estos hechos se pueden explicar de acuerdo con los tres dibujos de la parte inferior la figura 2. 1) En una primera etapa se depositarían las calcarenitas de *Microcodium* por encima del nivel de base del oleaje de tormentas (*N.b.t.* en la figura). 2) Un ascenso en este nivel de base y disminución del grado energético favorecería el depósito de facies micríticas con foraminíferos planctónicos. 3) En una tercera etapa ligada a un descenso de este nivel de base del oleaje de tormentas se produciría la removilización y resedimentación de estos sedimentos micríticos dando lugar a cantos blandos y a su remezcla con el sedimento calcarenítico.

Es importante considerar la situación de la Fm. Majalcorón en relación con las unidades estratigráficas del Cretácico Superior y Terciario al aparecer como una unidad de clara procedencia continental intercalada entre facies pelágicas (Fm. Capas Rojas). En la figura 3 se presenta un esbozo de la situación de la Fm. Majalcorón en relación con las unidades subbéticas del Senoniense y Paleógeno.

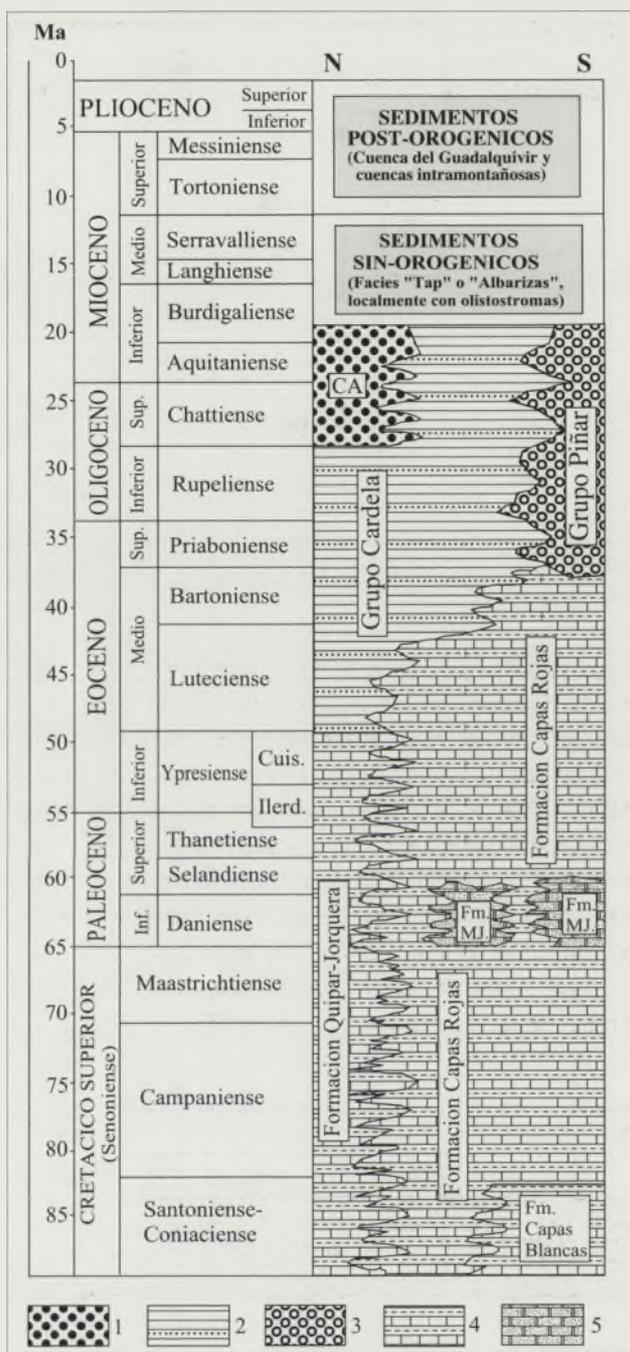


Figura 3. Esquema que muestra la posición de la Fm. Majalcorón entre las grandes unidades estratigráficas del Cretácico superior (Senoniense) y Terciario en el Subbético. CA: Calcarenitas y calizas del Oligoceno superior-Mioceno inferior (Molina y Nieto, 2003). Fm. MJ.: Formación Majalcorón. 1: Calcarenitas y calizas oolíticas. 2: Lutitas y margas marinas con intercalaciones turbidíticas. 3: Olistostromas (bloques de procedencia subbética en el seno de margas y lutitas marinas. 4: Alternancia rítmica de calizas margosas y margas pelágicas con abundantes foraminíferos planctónicos. 5: Calcarenitas con *Microcodium* (Fm. Majalcorón).

CONCLUSIONES

La Fm Majalcorón tiene una evidente importancia en el ámbito de las Zonas Externas Béticas sobre todo desde el

punto de vista de su interpretación paleogeográfica en relación con las unidades estratigráficas adyacentes en el Cretácico superior y Terciario de carácter netamente pelágico. El carácter de sus facies, ligadas a paleosuelos relativamente cercanos que debieron tener un gran desarrollo en el ámbito subbético en las proximidades del límite Cretácico-Terciario nos vuelve a plantear el significado sedimentario de las facies pelágicas relacionadas con esta formación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado como contribución a los grupos de investigación RNM-208, RNM-200 y 4064 (Junta de Andalucía) y a los proyectos de investigación BTE2001-2852 y BTE2000-1151 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

- Aguado, R., Molina, J.M. y Vera, J.A. (1993): La Formación Majalcorón (calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): Bioestratigrafía. *Geotemas*, 5 (este volumen).
- Hallam, A. (1998): Interpreting Sea Level. En: *Unlocking the Stratigraphical Record. Advances in Modern Stratigraphy* (P.Doyle y M. R. Bennett, Eds.). John Wiley&Sons, Chichester, 420-439.
- Klappa, C.F. (1978): Biolithogenesis of *Microcodium*: elucidation. *Sedimentology*, 25: 489-522.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1271 pp.
- Martín-Martín, M. (1996): *El Terciario del dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España): Estratigrafía y evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 297 p.
- Molina, J.M. (1987): *Análisis de Facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 518 p.
- Molina, J.M. y Nieto, L.M. (2003): Calcarenitas y calizas del Oligoceno superior-Mioceno inferior discordantes sobre el Mesozoico en el Subbético al S de Jaén. *Geotemas*, 5 (este volumen).
- Molina, J.M., Vera, J.A. y Aguado, R. (2003): La Formación Majalcorón (calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): definición y descripción. *Geotemas*, 5 (este volumen).
- Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., López-Garrido, A.C. y Martín-Algarra, A. (1995): The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Málaga area: A Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geol. Mijnb.*, 74:105-116.
- Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13: 345-373.
- Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernández, M. y Molina, J.M. (1988): Palaeokarst and related sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. En: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquette, Eds.). Springer-Verlag, New York, 364-384.

Contexto geológico y sedimentario del yacimiento de grandes mamíferos Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix, Cordillera Bética)

C. Viseras¹, J.M. Soria², J.J. Durán³ y A. Arribas³

1. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18071 Granada. viseras@ugr.es

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

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



ABSTRACT

The large mammals palaeontological site Fonelas P-1 (late Pliocene) is included in a stratigraphic succession characterizing a meandering fluvial system running along the axial palaeovalley of the Guadix Basin (Granada province, southern Spain). Sedimentological analysis allows us to recognize five facies assemblages belonging to: A) high sinuosity channel infill, B) overbank of the channel, C) progressive abandonment of the channel, D) flood plain, and E) chaotic bioturbated fill. The fossil remains are linked mainly to facies E, interpreted as due to the stamping of the large mammals on the soft channel abandonment facies.

Key words: *fluvial system, large mammals, Guadix Basin, Fonelas site*

INTRODUCCIÓN

El yacimiento Fonelas P-1 (Arribas et al., 2001) contiene una asociación fósil de vertebrados compuesta por macromamíferos, micromamíferos, anfibios, reptiles y aves que está siendo objeto de un estudio multidisciplinar en materia de taxonomía, bioestratigrafía, tafonomía, paleoecología y magnetoestratigrafía. Tal yacimiento se sitúa cronológicamente en el Plioceno superior, próximo a límite con el Pleistoceno. En este trabajo se presentan los resultados preliminares de la reconstrucción del ambiente sedimentario del yacimiento; una herramienta, desde el punto de vista del medio físico, para la interpretación de las condiciones paleoecológicas de Fonelas P-1 y su entorno.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

La Cuenca de Guadix se sitúa en el sector central de la Cordillera Bética. Su relleno sedimentario abarca temporalmente desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario, separándose dos grandes conjuntos estratigráficos: uno inferior marino de edad Tortonense superior y otro continental cuya edad se extiende desde el Turoliense superior hasta el Cuaternario. Al sur de la cuenca, el basamento está constituido por las Zonas Internas Béticas, donde dominan rocas metamórficas de edad Triásico y Paleozoico. Al norte, el basamento está formado por las Zonas Externas Béticas, con un predominio de rocas sedimentarias carbonáticas de edad Triásico al Mioceno inferior.

El relleno continental está formado por sedimentos de abanicos aluviales, fluviales y lacustres, en su mayor parte de

edad Plioceno y Cuaternario (Vera, 1970); para éstos se han separado dos unidades estratigráficas limitadas por una ruptura cuencal de origen tectónico (Viseras, 1991; Fernández et al., 1996; Soria et al., 1999): la inferior -Unidad V- de edad Plioceno, y la superior -Unidad VI- de edad Plioceno superior y Cuaternario. Ambas unidades constan de tres conjuntos litológicos relacionados con los antiguos sistemas de drenaje endorreico de la cuenca. Dos de estos conjuntos están representados por drenajes transversales o perpendiculares al eje de alargamiento principal de la cuenca, en unos casos procedentes del sur -Sistema Transversal Interno- y en otros del norte -Sistema Transversal Externo-; ambos formaron abanicos aluviales construidos tanto por depósitos de grano grueso (conglomerados y arenas) asociados a una red de canales de baja sinuosidad, como por sedimentos finos (lutitas) acumulados en las llanuras de inundación adyacentes a los canales. El otro conjunto se relaciona con un drenaje longitudinal dispuesto según el eje de alargamiento de la cuenca -Sistema Axial-, configurando una red de canales meandriiformes que circulaban por la extensa llanura de inundación existente entre los dos sistemas transversales (Fig. 1A). El valle axial de la cuenca, que discurría hacia el lago de Baza, quedó episódicamente obstruido por la progradación de los abanicos transversales, momentos en los que se formaron lagos someros con sedimentación detrítica, carbonática y evaporítica.

El yacimiento Fonelas P-1 (Arribas et al., 2001) se sitúa dentro de la Unidad VI (Plioceno - Cuaternario) en una sucesión característica de la llanura de inundación que recorre el Sistema Axial, en las proximidades de su desembocadura en uno de los citados lagos someros (Fig. 1B). Esta sucesión, de 70 m de espesor, está formada por un apilamiento de ciclos de

energía decreciente a techo cuya potencia oscila entre 2 y 6 m. Un ciclo completo se inicia con gravas y/o arenas con estratificación cruzada *epsilon* de relleno de canal meandriforme, sigue con lutitas rojas con estructura prismática de llanura de inundación bien drenada, continúa con lutitas grises oscuras con suelos hidromorfos y finos niveles carbonáticos de llanura de inundación encharcada y termina con carbonatos masivos o nodulosos de áreas palustres.

La sucesión en conjunto refleja un progresivo ascenso del nivel de base lacustre, como pone de manifiesto el aumento de espesor en los niveles carbonáticos de orla palustre a techo de los ciclos y la evolución de los cuerpos detríticos de la base de los ciclos desde geometrías tabulares (*sheet-like*; Friend, 1983) en la parte baja de la serie, a geometrías acintadas (*ribbon-type*) hacia los niveles superiores.

ANÁLISIS DE FACIES E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DE LA SECUENCIA EN LA QUE SE SITÚA EL YACIMIENTO

Los cortes realizados durante la excavación sistemática del yacimiento Fonelas P-1 permiten reconocer con detalle las características litológicas y la geometría 3D de los elementos

arquitectónicos de uno de los ciclos que tipifican el Sistema Axial de la Cuenca de Guadix (Fig. 2). Así, se deduce que el entorno más inmediato del yacimiento consiste en un margen de erosión de un canal sinuoso correspondiente probablemente a un canal secundario de los que recorrían la llanura de inundación axial. Se diferencian bien los sedimentos que representan a la fase de relleno del canal (A), al desbordamiento próximo a su margen de erosión (B), a su abandono (C), a la instalación de la llanura de inundación (D), y los niveles que contienen los fósiles de mamíferos (E).

A. En la mayor parte del canal expuesto se reconocen una serie de elementos de geometría sigmoidal (S1a) integrados por arenas y gránulos que suelen presentar granoclasificación normal y estratificación paralela siguiendo la geometría del cuerpo. Se intercalan algunos cuerpos más groseros con estratificación cruzada en artesa (Gt) o masivos (Gmm), que representan la migración de dunas sobre el fondo de un canal en el que dominan los procesos de acreción lateral. Los datos de paleocorrientes indican una dirección del flujo principal hacia el NE.

B. En disposición lateral respecto a las facies de relleno de canal y separadas de estas por una cicatriz erosiva, aparecen una serie de capas de escala centimétrica de arenas con lami-

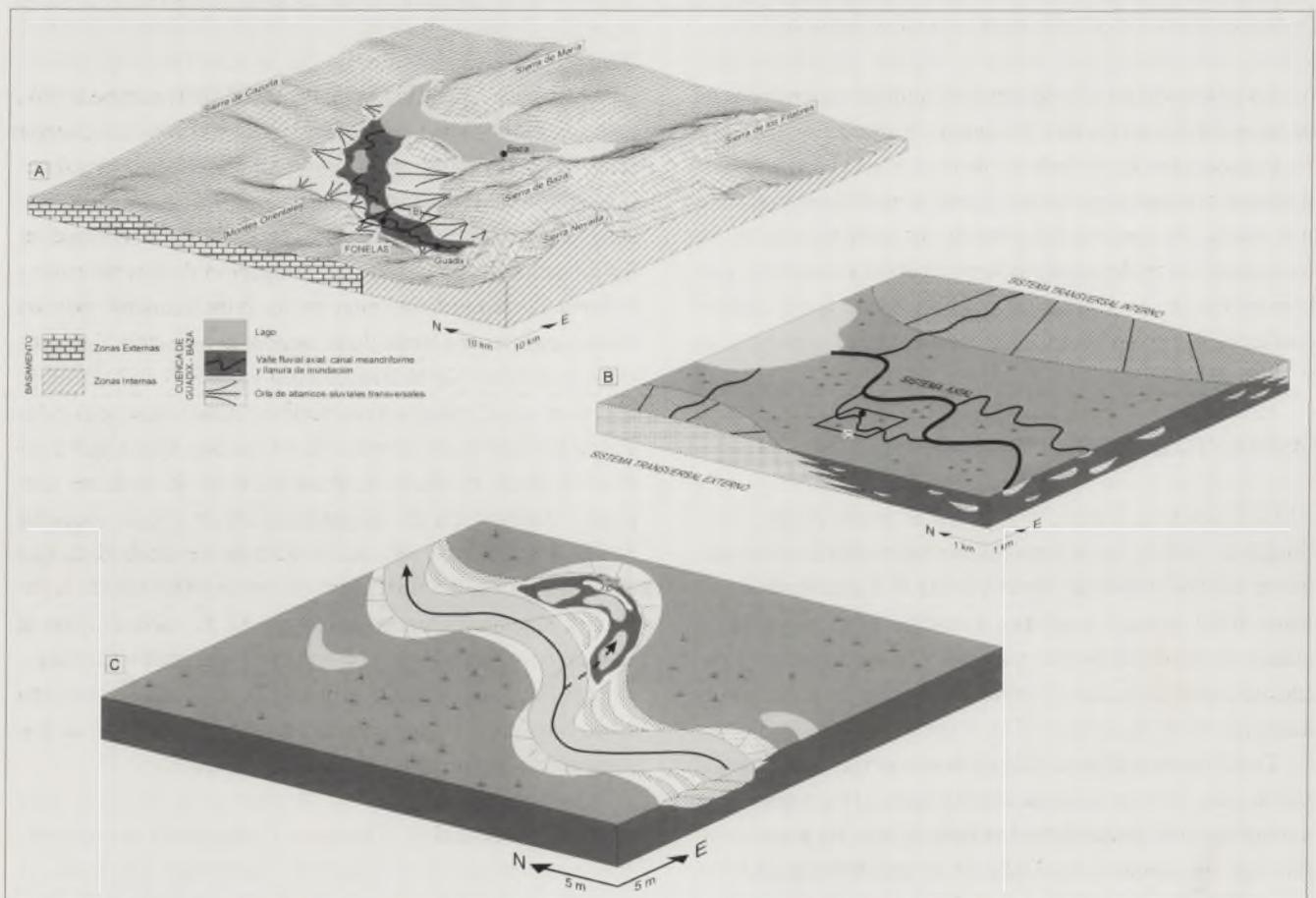


Figura 1. A. Modelo paleogeográfico de la Cuenca de Guadix-Baza para el Plioceno superior en el que se sitúa el yacimiento Fonelas P-1. B. Detalle del Sistema Axial recorrido por canales meandriformes entre los abanicos aluviales de los sistemas transversales Interno y Externo. C. Momento en el que se produce el abandono del canal sinuoso y la ocupación por grandes mamíferos (representados por un hiénido).

probablemente por un proceso de *chute cut-off* (Fig. 1C). En la fase de abandono, la suave depresión que representa el relicto del canal (ya sólo ocasionalmente activo) era utilizada como vía de paso y como zona de ocupación de grandes mamíferos, así lo atestiguan las numerosas evidencias tafonómicas de actividad biológica de carnívoros carroñeros sobre los huesos fósiles, produciéndose una importante bioturbación bajo sus patas. Cuando se produce la avulsión y el canal activo se aleja definitivamente de este punto, se imponen condiciones de llanura de inundación y desaparecen las huellas de actividad biológica en el sedimento, si bien continúa habiendo registros esporádicos de restos óseos.

AGRADECIMIENTOS

Las investigaciones desarrolladas en Fonelas (Granada) son financiadas por el proyecto del IGME 2001-016 y por el Proyecto General de Investigación de la Dirección General del Bienes Culturales (Consejería de Cultura) de la Junta de Andalucía. Este trabajo es una aportación de los proyectos BTE2001-2872 y BOS2001-3888.

REFERENCIAS

- Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J.M., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. y Carrión, J. (2001): Un yacimiento de grandes mamíferos villafranchienses 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 Geológico y Minero*, 112 (4): 3-34.
- Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. (1996): Pliocene - Pleistocene infilling of the Granada and Guadix basins (Betic Cordillera, Spain): the influence of allocyclic and autocyclic processes on the resultant stratigraphic organization. En: *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, eds.). *Cambridge University Press*, 366-376.
- Friend, P.F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (J.D. Collinson y J. Lewin, eds.). IAS Spec. Publ. 6: 345-354.
- Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. (1999): Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): Implication for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151, 255-266.
- Vera, J.A. (1970): Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Boletín Geológico y Minero*, 81 : 429-462
- Viseras, C. (1991): *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. Granada, 327 p.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions.

2. It is essential to ensure that all entries are made in a timely and accurate manner.

3. The second part of the document outlines the various methods used to collect and analyze data.

4. These methods include both qualitative and quantitative approaches, each with its own strengths and limitations.

5. The final part of the document provides a summary of the findings and conclusions drawn from the study.

6. The results of the study indicate that there is a significant correlation between the variables being studied.

7. This finding is supported by the data collected and the statistical analysis performed.

8. The implications of these findings are discussed in detail, highlighting the potential for further research.

9. The document concludes with a list of references and a bibliography of the sources used.

10. The overall goal of this document is to provide a comprehensive overview of the research process and findings.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions.

2. It is essential to ensure that all entries are supported by proper documentation and receipts.

3. The second part of the document outlines the various methods used to collect and analyze data.

4. These methods include both qualitative and quantitative approaches to gather comprehensive insights.

5. The third part of the document details the results of the data collection process.

6. The findings indicate a significant correlation between the variables studied, which is a key discovery.

7. This correlation suggests that the factors being analyzed are closely related and influence each other.

8. The fourth part of the document provides a detailed analysis of the data trends over time.

9. The analysis shows a steady increase in the data points, indicating a positive growth trend.

10. Finally, the document concludes with a summary of the key findings and their implications for future research.

NORMAS DE PUBLICACIÓN EN GEOTEMAS

11. Los artículos publicados en GEOTEMAS tendrán una extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de GEOTEMAS contiene unos 4.500 caracteres (letras y espacios entre palabras).

22. 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 la caja de las páginas de GEOTEMAS (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 líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc.,... Las tablas se ordenarán correlativamente y, al igual que en las figuras, los autores se preocuparán de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.

33. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:

- a. Título
- b. Autores, con las iniciales del nombre, apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail
- c. Resumen en inglés (abstract). Tendrá una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.
- d. Key words, como máximo, 5 palabras clave en inglés.
- e. Texto principal que incluye, como referencia general, un apartado de introducción-antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión y conclusiones. La extensión de este texto principal debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo.
- f. Agradecimientos, con una extensión máxima de 3 líneas mecanografiadas.
- g. Referencias. No deberán incluirse más de 10 referencias en cada artículo. Las referencias deberán ser listadas de acuerdo con el orden alfabético de los autores y contendrán toda la información editorial necesaria para su localización, incluyendo el título completo de cada trabajo referenciado. La normativa empleada para redactar las referencias será igual a la utilizada en la Revista de la Sociedad Geológica de España.

Los trabajos aceptados serán entregados por los autores tanto en forma de manuscrito (junto con las figuras originales) como en disquete de 3,5" formateado en PC (MS-DOS/Windows) o con Macintosh OS. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo Microsoft Word o WordPerfect. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del disquete, la versión y programa empleado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de figuras se facilitarán en los siguientes tipos de formatos: Adobe Illustrator, Macromedia Freehand, Corel Draw, PICT, TIFF o JPG. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.