

2000

2

Geotemas



Volumen 2

**IV Congreso del Grupo Español
del Terciario
Tremp, 19-21 septiembre, 2000**

Geotemas

Homenaje a Joan Rosell i Sanuy



SOCIEDAD GEOLOGICA 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 divulgativa 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

Jorge Civis Llovera (Presidente)
José Manuel González Casado (Secretario 1º)
Javier Elorza Zaldueta (Tesorero)
Ángel García Cortés (Vicepresidente)
César Suárez de Centi (Secretario 2º)
Javier González Yélamos (Vicesecretario)
Antonio Barnolas Cortina (Vocal)
Fernando Díaz del Olmo (Vocal)
Juan José Durán Valsero (Vocal)
Jorge Fernández Gianotti (Vocal)
Juan Antonio Morales González (Vocal)
José E. Ortíz Menéndez (Vocal)

Editores de la Sociedad Geológica de España

José Pedro Calvo Sorando (Editor principal)
Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (Editor adjunto)
Ferran Colombo Piñol (Editor adjunto)

Dirección de la sede de la Sociedad Geológica de España: cl Alenza 1, 28003 Madrid, España.

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: MU-1170-2000

ISSN: 1576-5172

Composición y filmación: Euroscript, S.L.

Imprime: Artis, E.G.

Foto portada: Vista de la sucesión plegada de las turbiditas de la parte baja del Grupo de Hecho en el Barranco de las Sarriasas (Sierra Tendenera al N de Linás de Broto, provincia de Huesca).



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



5333476593

A.M. ALONSO



IV CONGRESO DEL GRUPO ESPAÑOL DEL TERCIARIO

Homenaje a Joan Rosell i Sanuy



Universitat Autònoma de Barcelona



Fundació Pública de la Diputació de Lleida



Ajuntament de Tremp



Consell Comarcal del Pallars Jussà

Volumen 2



Editado por:

Eduardo Remacha i Grau

Eudald Maestro i Maideu

Oriol Oms i Llobet

Gonzalo Rivas i Casamajó

Tremp, 2000



INFORMATIONAL REPORT ON THE STATE OF THE STATE



IV CONGRESO DEL GRUPO ESPAÑOL DEL TERCIARIO

Tremp (Lleida), 19-21 de septiembre del 2000

Organizado por:

Universidad Autónoma de Barcelona
Ajuntament de Tremp
Consell Comarcal del Pallars Jussà
Institut d'Estudis Ilerdencs

Comité organizador:

Eduardo Remacha i Grau (Presidente G.E.T.)
Eudald Maestro i Maideu (Secretario G.E.T.)
Oriol Oms i Llobet (Secretario 2º)
Gonzalo Rivas i Casamajó (Secretario 3º)

Instituciones patrocinadoras:

Ajuntament de Tremp
Consell Comarcal del Pallars Jussà
Institut d'Estudis Ilerdencs
Subdirección General de Formación , Perfeccionamiento y Movilidad de Investigadores (CO99-0597)
Comissionat per a Universitats i Recerca (1999ARCS 00157)
Generalitat de Catalunya
Departament de Cultura, Generalitat de Catalunya
Unitat d'Estratigrafia. U.A.B.

637472148
150406365

Joan Rosell Sanuy, Hijo Adoptivo de Tremp

A menudo los propios habitantes de una región no somos conscientes de las innumerables riquezas que rodean nuestro acontecer diario. Este sería el caso de la mayoría de las personas que hemos crecido en la Conca de Tremp con la certeza que esta zona era conocida internacionalmente por la cantidad y calidad de yacimientos geológicos, pero que en el fondo, desconocíamos el máximo de detalles. Con el tiempo, y gracias a los estudios realizados por profesionales del tema, hemos podido mejorar este saber y a la vez, difundir el máximo de conocimientos al respecto. Trabajos realizados, por expertos de todo el mundo o por otros de nuestra casa, como es el caso del Dr. Joan Rosell Sanuy, que han trabajado para estudiar, preservar y difundir al máximo la geología pallaresa.

Así pues, hace falta un reconocimiento oficial a la labor de estas personas y en especial al Dr. Rosell, pues a lo largo de su trayectoria profesional ha sido el impulsor principal de la geología de Tremp y Comarca. Por este motivo la localidad del Consistorio decidió iniciar los trámites necesarios para otorgarle el título honorífico de *Hijo Adoptivo de Tremp*.

A Joan, todo y no haber nacido en nuestra ciudad, hemos de considerarle como un "trempolf" más por las largas épocas vividas. Así mismo, su infancia transcurrió en Tremp y es, en aquella época, cuando nace su interés por la geología, a raíz de su maestra de ciencias naturales, la señora María Teresa Salvador, quien le introdujo en este mundo.

Desde entonces hasta hoy, la mayor parte de su amplia formación y extensa investigación ha versado sobre la Conca de Tremp. Un trabajo laborioso y continuo que le ha dado una valía destacadísima en el campo de la geología internacional. Un continuo de investigaciones y actividades realizadas, acentuando en su larga labor docente en el ámbito universitario y que no deben tenerse en cuenta únicamente en ámbitos geológicos especializados. Un saber ser y un saber hacer que todos los compañeros y los alumnos que ha tenido admiran. Y en cada uno de estos casos, la geología de nuestra región como punto de partida, como punto de referencia o como punto de discusión constante.

Toda esta labor, junto con su talante como persona, le hacen acreedor del homenaje que el Ayuntamiento de Tremp ha previsto celebrar coincidiendo con el IV Congreso del Terciario, que se celebrará en nuestra ciudad durante la segunda quincena de Septiembre de 2000.

Un buen momento pues para mostrar la más sincera consideración hacia el trabajo realizado y, sobre todo, para animarle a continuar con la labor de investigación y de docencia universitaria que tantos buenos frutos han dado. Esperando, que en todo momento, se pueda mantener la buena relación existente entre el Dr. Rosell y el Ajuntament de Tremp.

Víctor Orrit i Ambrosio
Alcalde de Tremp

The first part of the paper discusses the general theory of the firm, focusing on the role of the entrepreneur and the importance of capital structure. It examines how the entrepreneur's personal characteristics and the firm's financial structure influence its performance and growth. The second part of the paper presents empirical evidence on the relationship between capital structure and firm performance, using data from a large sample of firms. The results show that firms with higher debt ratios tend to have lower performance, but this relationship is moderated by the firm's size and industry. The paper concludes by discussing the implications of these findings for policy and practice.

The third part of the paper discusses the role of the entrepreneur in the firm's success. It examines how the entrepreneur's personal characteristics, such as risk-taking and innovation, influence the firm's performance. The paper also discusses the importance of the entrepreneur's network and the role of venture capitalists in providing capital and support to the entrepreneur. The fourth part of the paper discusses the importance of capital structure in the firm's success. It examines how the firm's debt ratio influences its performance and growth, and how the firm's financial structure is influenced by its industry and size.

The fifth part of the paper discusses the implications of these findings for policy and practice. It suggests that firms should carefully consider their capital structure and the role of the entrepreneur in their success. The paper also suggests that policy makers should consider the importance of the entrepreneur and the role of venture capitalists in providing capital and support to the entrepreneur. The paper concludes by discussing the importance of capital structure in the firm's success and the role of the entrepreneur in the firm's performance.

The sixth part of the paper discusses the importance of capital structure in the firm's success. It examines how the firm's debt ratio influences its performance and growth, and how the firm's financial structure is influenced by its industry and size. The seventh part of the paper discusses the implications of these findings for policy and practice. It suggests that firms should carefully consider their capital structure and the role of the entrepreneur in their success.

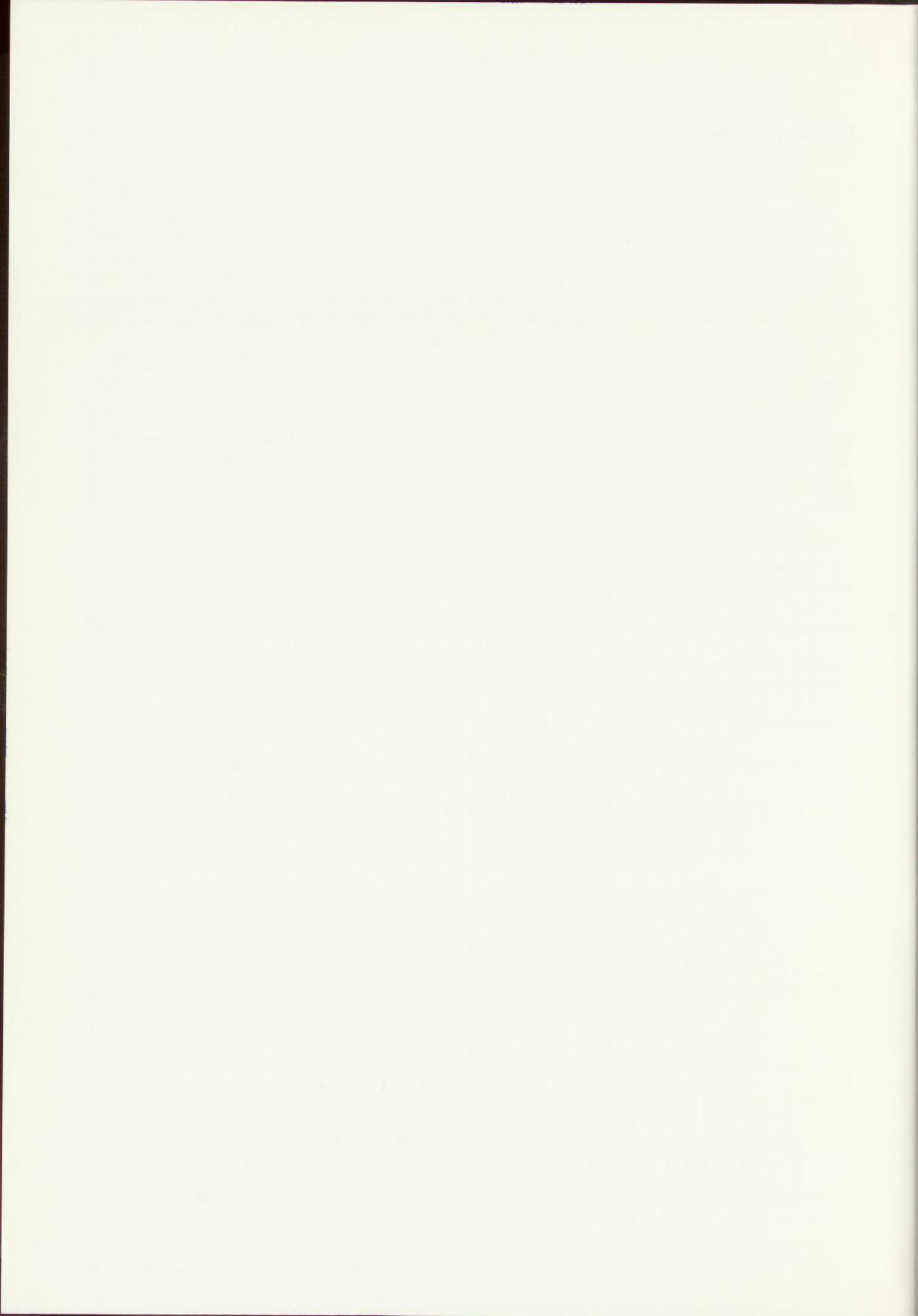
Presentación

El presente volumen número 2(1) de la revista Geotemas recoge los resúmenes extendidos de las comunicaciones presentadas, ya sea oralmente, mediante póster, o multimedia, en el IV Congreso del Grupo Español del Terciario, celebrado en Tremp del 19 al 21 de Septiembre del 2000. Este volumen se complementa con los artículos científicos más desarrollados, presentados también en el congreso, que constituyen el volumen 13-2 de la Revista de la Sociedad Geológica de España, donde se incluyen la mayoría de los temas desarrollados en las conferencias invitadas por la organización. La realización del Congreso en Tremp (Lleida), junto con la edición de los números correspondientes de las revistas mencionadas, se inscribe en las actividades de homenaje al Dr. Joan Rosell Sanuy, Catedrático de Estratigrafía de la Universitat Autònoma de Barcelona, por parte del Ajuntament de Tremp, con la colaboración del Consell Comarcal del Pallars Jussà y el Institut d'Estudis Ilerdencs.

En el presente volumen se ha evitado un ordenamiento temático de los artículos, en favor del orden alfabético, con el fin de favorecer la búsqueda "a posteriori". Por condicionantes temporales las tareas de pre-impresión se han cerrado el 7 de Junio. La normativa definitiva de la revista Geotemas, por parte de los editores de la Sociedad Geológica de España, se ha realizado coetáneamente con estas labores, y aunque hemos procurado seguirla estrictamente, en algunos casos no ha sido posible.

A parte de las instituciones mencionadas, sin cuyo entusiasmo y soporte este congreso no hubiera sido posible de realizar, la organización desea agradecer muy en particular, el protagonismo de los participantes y su adhesión a los actos de homenaje al Dr. Rosell; su participación ha permitido formar un eslabón más de la historia del Grupo Español del Terciario. Igualmente agradecemos a los habitantes de Tremp y su entorno, la acogida que han ofrecido a todos los participantes del congreso y los actos de homenaje al Dr. Rosell, promotor a lo largo de toda su vida profesional de la geología de las "Terres de Ponent", en particular del Pallars y La Noguera. Por consiguiente, la realización de este congreso en Tremp, "Ciutat Geològica", no significa más que una contribución más, que siguiendo el camino ya marcado por el Dr. Rosell, contribuye para incrementar el sentido del eslógan.

El comité organizador



Índice

P. M. Aguilar, R. M. A. Sánchez, L.M. E. Gómez, A. P. Padilla, A. Segura, P.T. Jiménez y F.J. Nava Integración biocronoestratigráfica de dos pozos de la cuenca de Burgos, estado de Tamaulipas, México	13
I. Arenillas, L. Alegret, J.A. Arz, C. Liesa, A. Meléndez, E. Molina¹ y A.R. Soria¹ Secuencia estratigráfica y eventos evolutivos de foraminíferos en el tránsito Cretácico-Terciario.....	25
C. Aroldi Detrital modes in the Paleogene Turbidites of the Pienides in Maramures (Eastern Carpathians - Northern Romania).....	29
J. Babault, E. Remacha, D. Rouby, O. Oms, M. de Urreiztieta, J. Dinarès-Turell, H. Eichenseer & T. Nalpas 3D Restoration of Ilerdian to Cuisian features across the Central Pyrenees (Campo-Ainsa area): implications on the Graus-Tremp basin tectono-stratigraphic evolution	33
A. Barnolas e I. Gil-Peña Estructura secuencial del relleno sedimentario de la Cuenca de antepaís surpirenaica y su relación con la evolución del orógeno	37
P. Busquets, J. Carreras, E. Druguet y J. A. Nuñez Patrimonio Geológico de Catalunya (Inventario y Catalogación de Geotopos y Geozonas)	41
L. Cabrera, M. Cabrera, R. Gorchs y F.X.C. de las Heras Caracterización paleoambiental mediante biomarcadores de las sucesiones lacustres oligocénicas superiores (Formación Mequinzenza) del sector SE de la cuenca del Ebro (NE de España).....	47
L. Cabrera, M. Garcés, E. Roca J. Agustí, X. Barberà, M. Marzo y J. M. Parés Avances en la elaboración de una escala magneto-biostratigráfica del Terciario continental de Europa Occidental: Magnetoestratigrafía de las sucesiones oligocénicas del sector SE de la cuenca del Ebro e implicaciones en el estudio de la cinemática de sus márgenes tectónicos	51
S. Castellort, F. Guillocheau, T. Nalpas, D. Rouby, C. Robin, M. de Urreiztieta & I. Coutand Tectonically induced distorsion of stratigraphic cycles Example of the Arguis anticline in the South Central Pyrenees (Spain).....	55
A. L. Cortés Gracia y A. M. Casas Sainz Una nueva hipótesis para el sistema de fosas interiores de la Cordillera Ibérica	59
P. Proença Cunha, N. L. Pimentel y D. Ínsua Pereira La ruptura intra-valesiense y el registro sedimentario de la compresión bética en las cuencas continentales portuguesas.....	63
M. Fàbrega, E. Maestro, y E. Parra Depósitos continentales del Eoceno superior del sector oriental de la cuenca del Ebro.....	67
S. Figueras y E. Maestro Secuencias de alta y baja frecuencia en el Eoceno superior del este de la Cuenca del Ebro	73
M. Gagliardo, F. Colombo, A. Caselli, A. Tripaldi¹ y C. Limarino Evolución tectonosedimentaria de la cuenca Miocena de "Piggy-Back" de Rodeo-Iglesia (San Juan, Argentina)	77

M. Garcés, W. Krijgsman y J. Agustí La cuenca neógena de Fortuna, Cordilleras Béticas: Magnetoestratigrafía y evolución tectonosedimentaria	81
F. García García, J. Fernández y C. Viseras Sedimentación deltaica de grano grueso y actividad tectónica en un borde de cuenca activo. Tortoniense superior. Cordillera bética.....	87
J. García-Sansegundo y A. Barnolas La terminación occidental del cabalgamiento de la Sierra de Illón (Pirineos navarros, España).....	93
Ll. Gibert, E. Maestro y J. Gibert Contribución a la sedimentología de la cuenca de Baza	97
D. Gómez-Gras, G. Lacasa, J. A. Núñez, y T. Sanfeliu Paleoperfiles de alteración en sustrato granítico en el borde de la Cuenca Surporenaica Oriental	103
Guerra-Merchán, A. Serrano, F. y Ramallo, D. El Plioceno de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética).....	107
Lukas Hottinger An example of secondary motility by triple symbiosis in stony corals in the Early Ilerdian of the Tremp Basin, Spanish Pyrenees	111
R. Linares, L. Pallí y C. Roqué Aportación al estudio de arcillas expansivas asociadas a las facies garumnienses de la Conca de Tremp (Prepirineo de Lleida)	113
R. Linares, L. Pallí y C. Roqué Investigación de rocas volcánicas canterables a través de la prospección electromagnética. Un ejemplo en los basaltos terciarios de la depresión de la Selva (Girona).....	119
N. López-Martínez y P. Peláez-Campomanes Los Mamíferos del Paleoceno superior de la Formación Tremp: implicaciones en la correlación marino-continental .	123
E. Maestro Evolución del sistema lacustre de Artesa de Segre (Eoceno superior de NE de la Cuenca del Ebro).....	127
E. Maestro, A. Bosch, N. Chamorro, Ll. Gibert, S. Figueras, J.A. Nuñez, G. Rivas y J. Sancho Arquitectura deposicional de la Unidad Omells (Sistema Lacustre de les Garrigues, Oligoceno inferior del E de la Cuenca del Ebro)	133
A. Maestro-González, A. Casas-Sainz y A.L. Cortés-Gracia Caracterización de las unidades tectosedimentarias paleógenas de la Cuenca de Almazán.....	137
M. Martín Martín, V. Perrone, G. Bonardi, P. De Capoa, I. Martín-Rojas, J.E. Tent-Manclús Correlación entre el Terciario de la unidad de Stilo (zonas internas Calabro-Peloritano, S Italia) y el Terciario de la unidad de Morrón de Totana (Málaga: zonas internas béticas, S España). Elementos próximos de un mismo dominio paleogeográfico	141
J. Mas-Pla y E. Vilanova Estructura del sistema hidrogeológico en los materiales paleógenos del borde NE de las Gavarres (Baix Empordà, Girona)	145
M.E. Moya-Palomares, T.M. Azevêdo y M. Rodríguez- Plaza Las Facies fluviales de las unidades Superior Terciaria y Pliocuaternaria de la Cuenca del Guadiana entre Mérida y Badajoz (España)	151

J. A. Núñez, D. Gómez-Gras y E. Maestro Petrología del Eoceno Inferior - Medio del borde S de la cuenca Surpirenaica Oriental.....	157
O. Oms, E. Remacha y A. Bosch Control tectónico en la sedimentación del Alogrupo Castissent entre el coll de Montllobar y el río Isábena (Eoceno surpirenaico central)	161
F. Ortí y C. Helvaci Secuencia deposicional de los boratos neógenos de Kirka (Turquía).....	165
D. Parcerisa, D. Gómez-Gras, M. Thiry y F. Calvet Geometría de las silicificaciones en las areniscas miocenas de la montaña de Montjuïc (Barcelona)	171
A. Pérez, A.C. Roc, M.L. Mayayo, J.A. Sánchez y J.M. González Contribución de cianobacterias en la génesis de calcita y dolomita en sistemas lacustres del Mioceno medio. Cuencas del Ebro y Calatayud. NE de España.....	175
N. L. Pimentel Elementos para el análisis tectono-sedimentario de la falla de Plasencia-Messejana en Portugal.....	179
S. Reguant y D. Amblàs Las "briozoaritas" de la formación Margas de Gurb (Bartoniense, área de Vic, Barcelona)	183
E. Remacha y L. P. Fernández No-uniformidad de flujo en las corrientes de turbidez del Grupo de Hecho	187
P. Robledo y L. Pomar Modelo genético de las estructuras de colapso cárstico del Mioceno superior de Mallorca	189
J. Santamaria i F. Bascompte Les mines de petroli de la FM. Armàncies.....	193
G. Del Santo, J. García-Sansegundo, L. Sarasa y J. Torrebadella Nota sobre la estratigrafía y estructura del Terciario del sector oriental de la cuenca del Ebro (NE de España).....	197
E. Saura y A. Teixell Relación entre los conglomerados oligocenos y las estructuras tectónicas en la zona de Les Nogueres (Pirineo Central)	201
J.M. Soria, J. Fernández y C. Viseras Sistemas de Delta y Plataforma en la Cuenca De Guadix (Mioceno Superior, Cordillera Bética): El registro estratigráfico de Regresiones Forzada y Normal.....	205
R. Soto, A. M. Casas, M. Escuer y M. de Urreiztieta Estructura de la cuenca de Graus-Tremp: relaciones tectónica sedimentación.....	209
J. Steffahn & D. Michalzik Significance of post-evaporitic ('Messinan Salinity Crisis') foraminiferal assemblages in some 'distal' Neogene basins of SE Spain: Preliminary results of latest Miocene/earliest Pliocene(?) environmental reconstruction	213
C. Zavala y H. Freije Estratigrafía secuencial del Terciario superior marino de Patagonia. Un equivalente de la "crisis del Messiniano"?....	217

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.

In the second section, the author details the various methods used to collect and analyze the data. This includes both manual and automated processes. The goal is to ensure that the data is as accurate and reliable as possible.

The third part of the document focuses on the results of the analysis. It shows that there is a clear trend in the data, which is consistent with the initial hypothesis. This finding is significant and warrants further investigation.

Finally, the document concludes with a summary of the findings and a list of recommendations. It suggests that the current methods are effective but could be improved in certain areas. The author also notes that the data is still being analyzed and that a final report will be published in the near future.

Integración biocronoestratigráfica de dos pozos de la cuenca de Burgos, estado de Tamaulipas, México

P. M. Aguilar¹, R. M. A. Sánchez¹, L.M. E. Gómez¹,
A. P. Padilla¹, A. Segura², P.T. Jiménez² y F.J. Nava²

1 Instituto Mexicano del Petróleo

2 Petróleos Mexicanos

ABSTRACT

This work is based in the biostratigraphic study of planktonic and benthic foraminifera founded in wells A and B of Burgos basin (Mexico). Different planktonic and benthic foraminifera zones characterized the age of each well. The well A is Paleocene in age and the well B is dated as Eocene.

Keywords: planktonic foraminifera, benthic foraminifera, Paleocene, Eocene, Mexico.

En este estudio se realizó la integración biocronoestratigráfica con base a los datos de los foraminíferos planctónicos y bentónicos determinados en los sedimentos de los pozos A y B de la Cuenca de Burgos.

Esta integración permite realizar la interpretación de los datos paleontológicos por medio de la Biestratigrafía clásica y el método de correlación. Asimismo, se integran la columna litológica y los registros geofísicos.

La columna estratigráfica de la Cuenca de Burgos incluye sedimentos terrígenos, dispuestos en franjas paralelas a la actual costa del Golfo de México, de tal manera que, las capas más antiguas del Paleoceno se encuentran distribuidas al occidente, y las más jóvenes hacia el oriente.

En el Pozo A se encuentra representada la franja del Paleoceno y en el Pozo B, la franja del Eoceno. Estos pozos se encuentran localizados hacia el poniente de la cuenca.

Las facies planctónicas del Paleoceno determinadas en el Pozo A, están constituidas por las biozonas de *Globigerina eugubina*, *Globoconusa daubjergensis daubjergensis* para el Paleoceno Temprano y la de *Marginulina angulata-uncinata* para el Paleoceno Medio. El Paleoceno Tardío contiene sedimentos con microfósiles de la Biozona de *Planorotaloides pseudomenardi*, también se encontró la Biozona de *Acarinina soldadoensis soldadoensis* del Eoceno Temprano, estando ausente la Biozona de *Globorotalia rex* de la base del Eoceno. Los conjuntos bentónicos corresponden principalmente a las biozonas de *Parvicarinina mexicana*, *Textularia midwayensis* y *Vaginulinopsis tuberculata*. El método de correlación gráfica permite visualizar dos terrazas; una en el Paleoceno Temprano y otra en el límite Paleoceno/Eoceno.

Los sedimentos del Eoceno del Pozo B contienen microfósiles planctónicos de las biozonas de *Morozovella angulata*, *G. rex*, *Acarinina soldadoensis soldadoensis*, *G.*

subconglobata y *Truncorotaloides rohri*, y microfósiles bentónicos característicos de las biozonas de *Vaginulinopsis hatchetigbeensis*, *Cyclamina caneriverensis*, *T. smithvillensis*, *C. eximia* y *Eponides guayabalensis*. De acuerdo al método de correlación el Eoceno descansa discordante sobre el Paleoceno. Además de esta última discordancia, otras tres pequeñas terrazas fueron detectadas durante el Eoceno.

Los ambientes de depósito en los cuales se depositaron los sedimentos del Paleoceno-Eoceno van de salobre a nerítico externo, con una probable zona de inundación correspondiente a batial superior durante el Paleoceno Temprano.

REFERENCIAS

- Amoco y Salazar, M. (1997): Tabla de equivalencias entre las unidades C.S.U. y las zonas propuestas para el Cenozoico. Informe Interno, Instituto Mexicano del Petróleo.
- Bolli, M. H., Saunders B. J. (1985): Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. En Bolli, H. M. *et al.*, Plankton Stratigraphy, 1. Cambridge University Press, pp. 155-328.
- Cabrera, C.R., Lugo, R. J.E. (1984): Estratigrafía-sedimentología de las Cuencas Terciarias. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 36, (2), pp. 3-56.
- Jiménez, P.T. (1999): Informe Paleontológico del Pozo (A). Residencia de Exploración Reynosa. Informe interno (PEMEX).
- Padilla, A.P.E. (1997): Análisis bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos a través del límite Cretácico-Terciario en las secciones "Coxquihui y La

- Lajilla" del noroeste de México. Tesis de Maestria, U. N. A. M. México, p.67.
- Sánchez, R.M.A. (1998): High resolution nannofossils Biostratigraph; Greater Gulf of Mexico and southwest Atlantic Ocean. Texas I and M. University Departament of Oceanography. Informe interno. (I. M. P).
- Segura, A. (1998): Biostratigraphic Zonation, Burgos Basin. Residencia de Exploración Reynosa. Compilación. Informe inédito (PEMEX).

Análisis de la ciclicidad registrada en las facies evaporíticas de la comarca de la Bureba (Burgos, España)

A. Angulo¹, C. Bracero², A. Muñoz³ y B. Sánchez-Valverde⁴

1 Avda. de la Constitución, 12. 26001 Logroño. E-mail: anaang@wanadoo.es

2 C/Don Alonso de Aragón, 1. 50010 Zaragoza. E-mail: cbf@olemail.com

3 Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. armunoz@posta.unizar.es

4 Departamento de Métodos Estadísticos. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. belensv@posta.unizar.es

ABSTRACT

In the central area of La Bureba (Burgos, Spain) excellent outcrops of Lower Miocene evaporitic facies are present. The study of these facies by means of several statistical procedures (ITSM and AnalySeries 1.1 packages) applied to a time-series of relative depth rank, has shown the existence of a strong periodic cycle of 2.5 m of thickness and weak cycles of 1.95, 1.25 and 0.85 m. In this paper we consider that these cycles are inside the Milankovitch band. Taking into account the sedimentation rate and the numeric relationships among these cycles we consider that the cycle of 2.5 m corresponds to Obliquity.

Keywords: Milankovitch, Lower Miocene, obliquity, palaeoclimate, evaporitic facies. **Key words:** planktonic foraminifera, benthic foraminifera, Paleocene, Eocene, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es poner de manifiesto, mediante análisis estadísticos, los ciclos climáticos de alta y baja frecuencia que hayan podido quedar registrados durante el Mioceno inferior, en los sedimentos evaporíticos que ocupan la parte central de La Bureba (Burgos). La elección de estos materiales para el estudio viene condicionada por su sensibilidad a los cambios climáticos y por su desarrollo en los momentos de mínima actividad tectónica, lo que nos permite minimizar la influencia que la tectónica tiene sobre la sedimentación y que normalmente enmascara por completo la ciclicidad de origen climático.

El estudio se ha realizado en la cantera de yesos Albi, situada en la localidad burgalesa de Villalómez (Fig. 1).

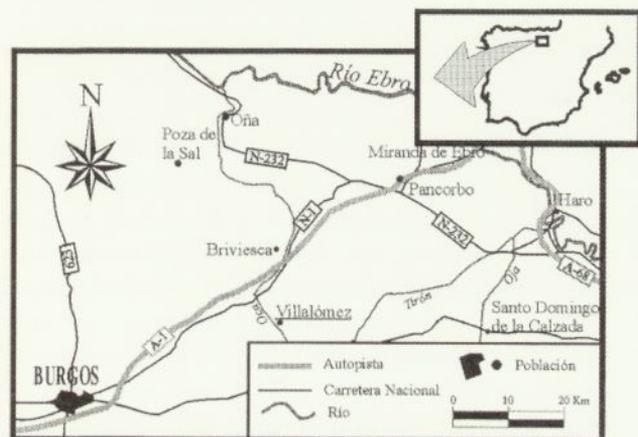


FIGURA 1.- Mapa de situación geográfica.

Geológicamente se enmarca dentro de la Cuenca Terciaria del Ebro, en su sector más occidental. Este sector está ocupado principalmente por sedimentos evaporíticos, a excepción de los márgenes, donde aparecen materiales detríticos de los sistemas aluviales. Todas estas litofacies se depositaron durante el Mioceno inferior (Ageniense-Aragoniense medio).

ANÁLISIS ESPECTRAL

Metodología

En primer lugar se ha construido una serie de tiempo (Fig. 2), a partir de los datos estratigráficos y sedimentológicos recogidos en el perfil de Villalómez, en el que se reconocen, principalmente, facies yesíferas carbonatadas y lutíticas. A partir de estos datos, y aplicando una metodología similar a la empleada por otros autores (Olsen, 1986; Olsen y Dennis, 1996) se ha elaborado la serie temporal mediante la interpretación de rangos de profundidad relativa cada 10 cm de serie, asignando un valor de 1 cuando se considera que el lago estaba desecado y tiene lugar la formación de yeso micronodular o microcristalino mediante crecimiento intersticial, un valor de 2 cuando aparece yeso laminado que indica la presencia de lámina de agua pero sin que aparezca sedimentación detrítica aportada por aguas de arroyada, un valor de 3 cuando ya aparecen sedimentos detríticos acompañando a los yesos laminados, un valor de 4 cuando aparecen sedimentos carbonatados que

señalan la existencia de aguas diluidas con presencia de fauna y flora característica y un valor de 5 cuando el lago presenta un mayor espesor en la columna de agua permitiendo la formación de niveles de arenisca, aportados por arroyadas importantes, que muestran ripples de oscilación. De esta manera se obtiene una serie de tiempo de 524 datos.

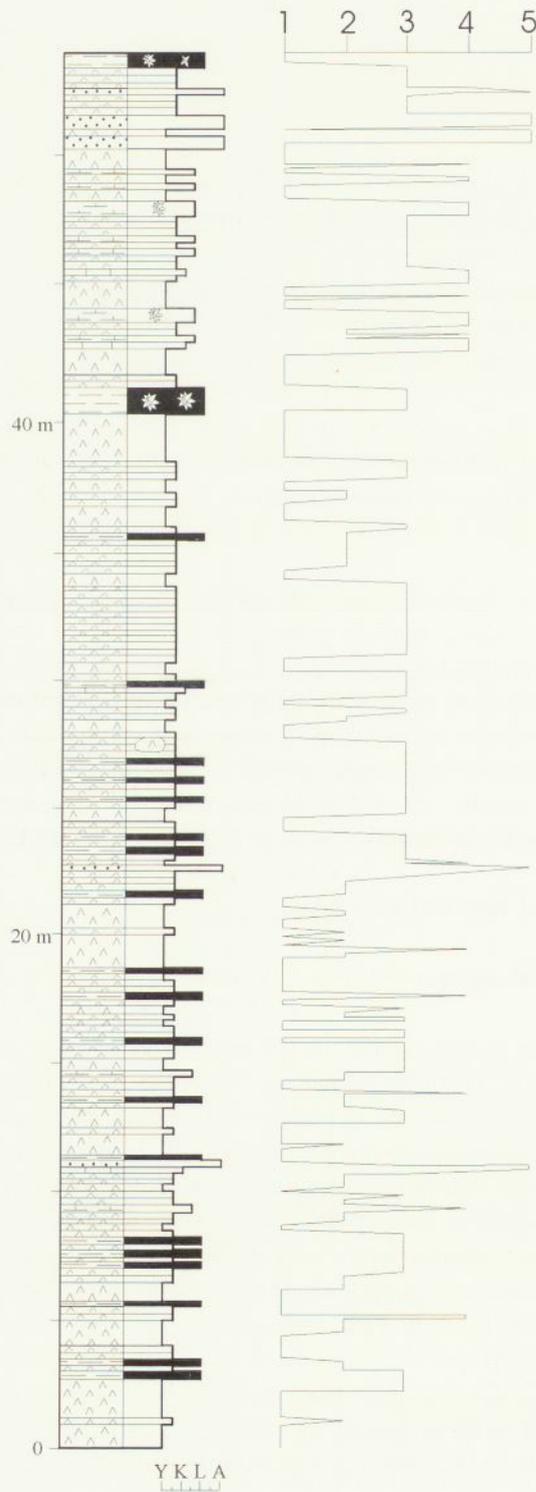


FIGURA 2.- Serie de tiempo elaborada a partir de los datos estratigráficos y sedimentológicos del perfil de Villalómez. La serie está constituida en base a la interpretación de rangos de profundidad relativa del lago a intervalos de 10 cm.

La detección de comportamientos cíclicos en sedimentos se lleva a cabo habitualmente mediante análisis espectral. El espectro, o función de densidad espectral, representa la división de la varianza total del proceso para cada frecuencia. El cálculo de esta función permite localizar componentes periódicos que permanecen encima de un proceso estacionario.

Hay numerosas metodologías para calcular el espectro. En este trabajo hemos utilizado el periodograma (Brockwell y Davis, 1991a), que suavizado con un filtro triangular de pesos $k_i=1/9, 2/9, 3/9, 2/9$ y $1/9$, da como resultado el espectro. Con este procedimiento se obtiene una estimación $\hat{\phi}(\omega)$ de la función de densidad espectral $\phi(\omega)$ con r grados de libertad equivalentes, con $r = 2/\sum k_i^2, r=9$ con los k_i considerados (Crowley *et al.*, 1986).

Se cumple que $f(\omega)/\phi(\omega) = \chi^2/r$, (Brockwell y Davis, 1991a), siendo χ^2 una variable chi-cuadrado con r grados de libertad, 9 en este caso. Con esta expresión se puede obtener un intervalo de confianza para $\phi(\omega)$ diferente para cada frecuencia ω , o para $f(\omega)$, que se puede interpretar como un test de hipótesis, con hipótesis nula la ausencia de máximos significativos. Para esto último, es necesario obtener una estimación de $\phi(\omega)$.

Hemos obtenido esta estimación de $\phi(\omega)$, a partir del modelo ARMA de cada serie de espesores, como función de las autocovarianzas (Brockwell y Davis, 1991a), y hemos construido un Intervalo de Confianza al 95% para $f(\omega)$, es decir: $(\phi(\omega)\chi^2_{0.025/r} ; \phi(\omega)\chi^2_{0.975/r})$. Solamente interesa el límite superior del Intervalo, que es de 2,11. Para una confianza del 90%, este factor es de 1,88. Estos factores se han calculado suponiendo que la hipótesis alternativa es a dos colas, si es a una cola, se obtiene un factor de 1,88 para el 95% y de 1,63 para el 90%. Se han considerado estos últimos factores.

Los modelos ARMA obtenidos han sido en todos los casos AR(1), y se han identificado mediante las funciones de autocorrelación y autocorrelación parcial (metodología de Box y Jenkins, Box *et al.* 1994). Los periodogramas, modelos ARMA y la representación espectral de cada modelo se han obtenido con el paquete ITSM de Brockwell y Davis (1991a y b).

INTERPRETACIÓN

En la figura 3 se muestra el espectro de potencia de la serie temporal elaborada a partir de la columna de Villalómez junto con el intervalo de confianza al 90%. En el eje X se ha representado el Periodo y en el eje Y la Potencia del espectro. Como ya se ha señalado anteriormente, esta figura se ha elaborado con el paquete estadístico ITSM de Brockwell y Davis (1991a y b). Para confirmar la presencia de los máximos del espectro, se ha tratado esta misma serie de tiempo con otro paquete estadístico, el AnalySeries 1.1 (Paillard, Labeyrie, y Yiou, 1996). Este paquete estadístico permite, además, la utilización de dife-

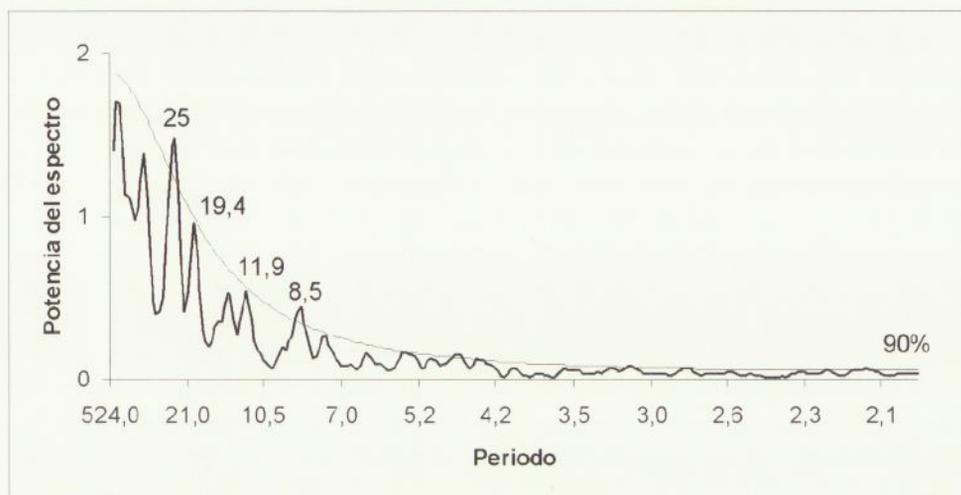


FIGURA 3.- Espectro de potencia de la serie temporal interpretada a partir del perfil de Villalómez obtenido con el paquete estadístico ITSM de Brockwell y Davis (1991a y b).

rentes métodos como el Periodograma (Transformada de Fourier), el método Blackman-Tukey, el método de Máxima Entropía y el método Multi-tapered. Los diferentes espectros de potencia calculados, se muestran en la figura 4.

Los resultados obtenidos tanto con el paquete estadístico ITSM como con el AnalySeries 1.1, muestran un claro máximo en el espectro cuyo periodo varía, según los diferentes métodos, entre 24 y 26,4. La representación de este ciclo en el perfil de Villalómez viene dado por la repetición en la vertical de las siguientes litofacies: yeso laminado rico en lutitas, yeso laminado y yeso masivo. Teniendo en cuenta que cada dato de la serie de tiempo se ha obtenido con un intervalo de 10 cm, el ciclo resultante tiene una periodicidad que varía entre 2,4 y 2,64 m. Ante la ausencia

de un control temporal preciso (ausencia de yacimientos y de datos magnetoestratigráficos) el principal problema que se nos plantea es la temporalización de este ciclo y del resto de los máximos del espectro. Los dos únicos métodos de temporalización de los ciclos que podemos aplicar en este caso, aunque de escasa precisión, consisten en el estudio de las relaciones numéricas entre los diferentes periodos encontrados y en la datación a partir de valores de la tasa de sedimentación.

La aparición de relaciones numéricas permite identificar los ciclos y, consecuentemente, establecer su duración en tiempo. Considerando el espesor de estos ciclos y las tasas de sedimentación de estos materiales parece claro que se incluyen dentro de la banda de frecuencia de Milankovitch, queda por tanto pendiente determinar cual o

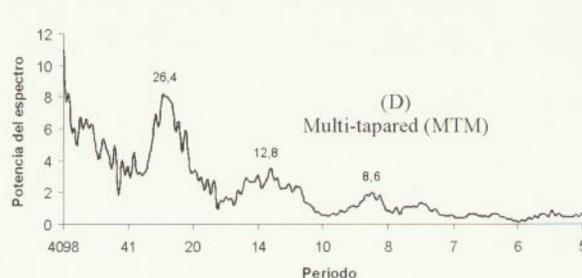
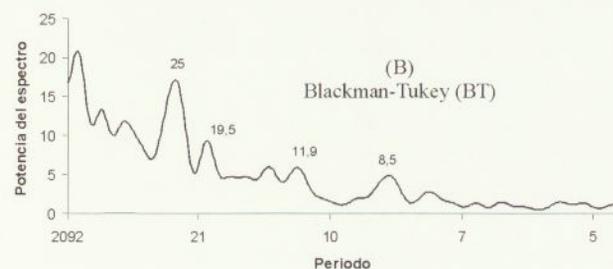
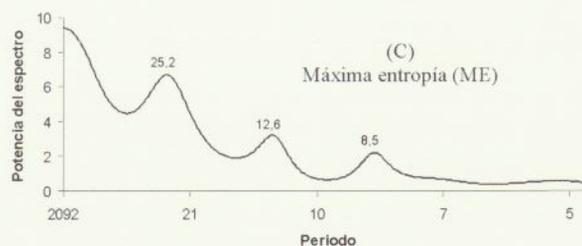
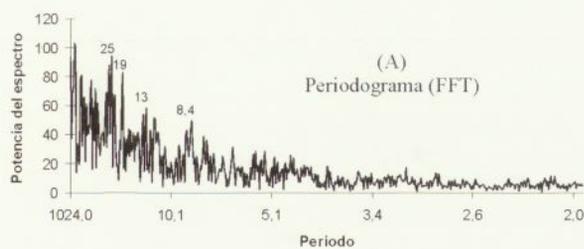


FIGURA 4.- Espectro de potencia de la serie temporal interpretada a partir del perfil de Villalómez con el paquete estadístico Analyseries 1.1 de Paillard, Labeyrie y Yiou (1996).

cuales de estos ciclos aparecen en la serie de Villalómez.

Tomando como punto de referencia el ciclo de 2,5 m y considerando la paleolatitud en la que tuvo lugar la sedimentación de estos materiales (37° N) este ciclo puede corresponder tanto a precesión como a oblicuidad. En el primer caso, la tasa de sedimentación resultante es de 11,9 cm/1.000 años y en el segundo de 6,1 cm/1.000 años. Si se tienen en cuenta las tasas de sedimentación calculadas para facies similares en ésta y en otras zonas de la Cuenca del Ebro (Muñoz, 1992), la opción más factible es que el ciclo corresponda a oblicuidad. Considerando válida esta asignación, el ciclo de 1,2-1,3 m que aparece en todos los espectros y especialmente en los de máxima entropía y multi-tapered sería referible al ciclo de precesión, mientras que el de 0,85 m, que tendría una duración temporal de unos 14.000 años, podría corresponder a un ciclo de precesión más corto.

A partir de la interpretación realizada, la sedimentación de las facies esencialmente yesíferas del Mioceno inferior en el perfil de Villalómez habría estado condicionada por cambios en la estacionalidad, que sería más acusada en los momentos de mayor inclinación del eje de rotación terrestre y con una menor diferencia entre veranos e inviernos durante los momentos de menor inclinación del eje terrestre.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el Proyecto: PB97-0882-C03-02 de la DGES y por el Instituto de Estudios Riojanos.

REFERENCIAS

- Box, G.E.P.; Jenkins, G.M., Reinsel, G.C. (1994): *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. Third Ed. Prentice-Hall, New Jersey.
- Brockwell, P.J., Davis, R.D. (1991a): *Time Series: Theory and Methods*. Springer-Verlag, New York.
- Brockwell, P.J., Davis, R.D., (1991b): *ITSM: An Interactive Time Series Modelling Package for the PC*. Springer-Verlag, New York.
- Crowley, K.; Duchon, C. E., RHI, J. (1986): Climate record in varved sediments of the Eocene Green River Formation. *Journal of Geophysical Research* 91, 8.637-8.647.
- Muñoz, A. (1992): Análisis tectosedimentario del terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro. (Comunidad de La Rioja). *Ciencias de la Tierra*, 15. 347 p. I.E.R. Logroño.
- Olsen, P.E. (1986): A 40-Million-Year Lake Record of Early Mesozoic Orbital Climatic Forcing, *Science*, 234: 842-848.
- Olsen, P.E, Dennis, V.K. (1996): Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangea during the Late Triassic, *Palaeo. Palaeo. Palaeo. Palaeo.*, 122: 1-26.
- Paillard, D., L. Labeyrie, P. Yiou (1996): Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Trans. AGU*, 77: 379.

Caracterización de las Unidades Tectosedimentarias de la Comarca de La Bureba (Burgos, España) y su correlación con las cuencas terciarias del Ebro y Duero

A. Angulo¹, C. Bracero² y A. Muñoz³

1 Avda. de la Constitución, 12. 26001 Logroño. anaang@wanadoo.es

2 C/Don Alonso de Aragón, 1. 50010 Zaragoza. cbf@olemail.com

3 Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. armunoz@posta.unizar.es

ABSTRACT

The continental sediments of the Comarca de La Bureba (Burgos, Spain) are divided into five tecto-sedimentary units (TSUs) labelled B1 to B5. For the characterization of these genetic units we have used eighteen stratigraphic-sedimentological profiles that have been correlated by means of physical criteria. The outcrop area, lithology, thickness, boundaries and chronostratigraphy of these units are described. In this paper the correlation of the TSUs of La Bureba and the Ebro and Duero basins is established.

Keywords: tecto-sedimentary unit, stratigraphy, Miocene, correlation, Ebro basin, Duero basin.

INTRODUCCIÓN

El principal objetivo de este artículo es el estudio estratigráfico de la Comarca de La Bureba. Para ello se ha realizado la división del relleno sedimentario de esta zona en unidades genéticas, concretamente en Unidades Tectosedimentarias. Posteriormente se muestra un análisis comparativo de los resultados obtenidos en el área de estudio con los datos existentes de las Cuencas del Ebro y del Duero.

La Comarca de La Bureba se localiza en la zona de enlace entre dos de las principales cuencas terciarias de la península Ibérica: Ebro y Duero. Sus límites naturales vienen dados por la Sierra de Cantabria y Montes Obarenes al N, la Sierra de La Demanda al S, el Río Oja al E; y la Plataforma Burgalesa y la Sierra de Atapuerca al O (Figs. 1 y 3).

ESTRATIGRAFÍA

Se ha realizado un estudio estratigráfico detallado que nos ha permitido caracterizar las Unidades Tectosedimentarias existentes en el sector de enlace de las Cuencas terciarias del Ebro y Duero. Este estudio está basado en el levantamiento y correlación de 18 perfiles estratigráfico-sedimentológicos detallados (Fig. 2) cuya localización se detalla en la figura 1. La correlación estratigráfica de los perfiles, ha sido establecida, fundamentalmente, basándonos en la continuidad de afloramiento entre perfiles contiguos.

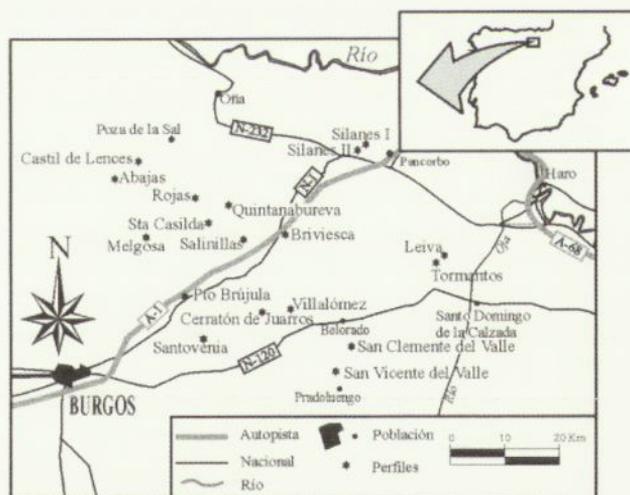


FIGURA 1.- Mapa de situación geográfica, y localización de perfiles.

En base a los perfiles levantados y a su correlación podemos concluir que en el área estudiada se reconocen 5 Unidades Tectosedimentarias (UTS) limitadas por rupturas sedimentarias de tipo 1 y 3 según la nomenclatura de González *et al.* (1988). Hemos designado estas unidades con la inicial de Bureba (B₁ hasta B₅) por ser fundamentalmente ésta la zona estudiada. Las unidades B₁, B₂ y B₃ son Unidades Tectosedimentarias fundamentales complejas en el sentido de González *et al.* (1988), mientras que las UTS B₄ y B₅ son Unidades Tectosedimentarias fundamentales elementales. La correlación de las Unidades Tectosedimentarias entre los diferentes perfiles, así como sus rela-

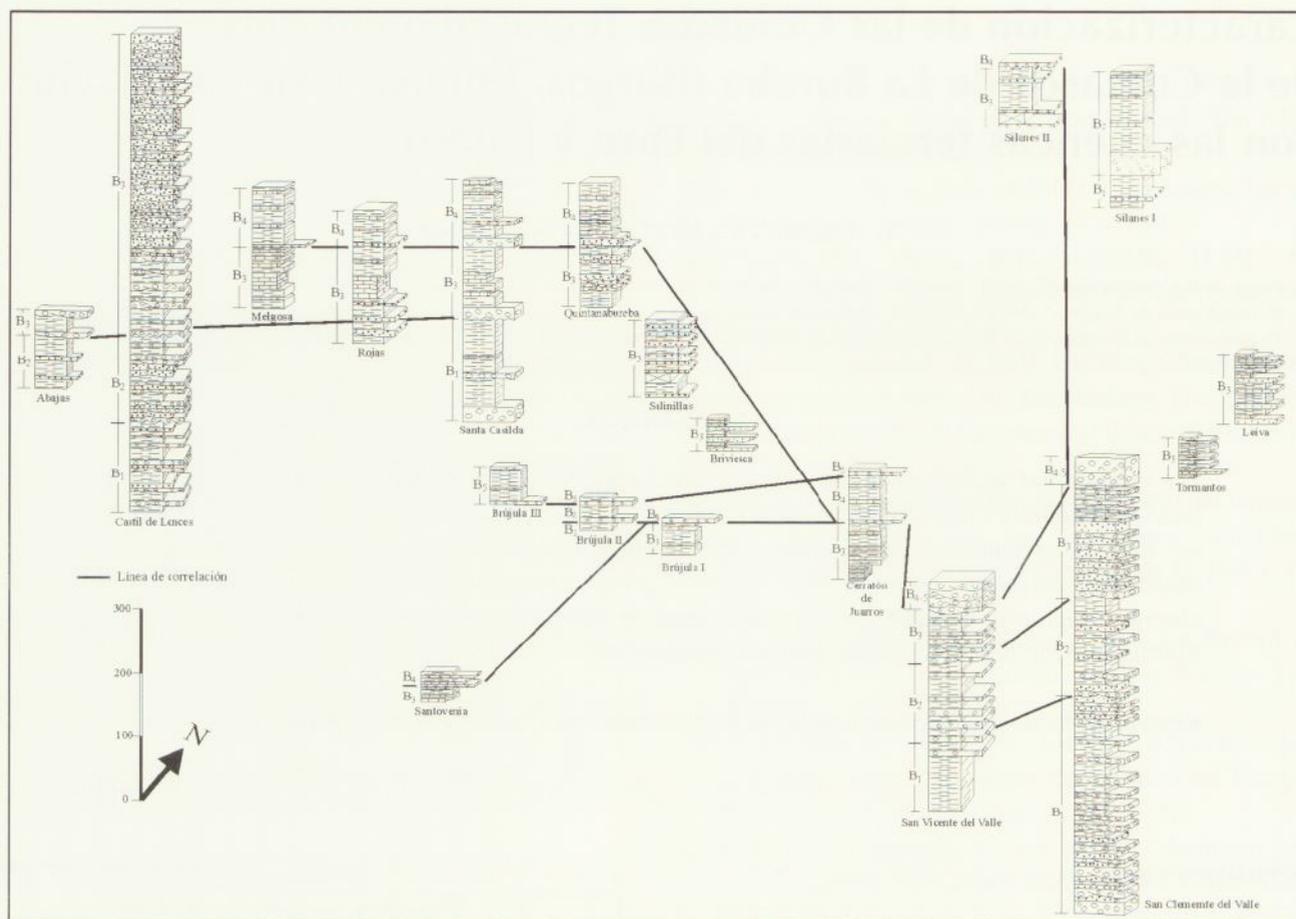


FIGURA 2.- Panel de correlación entre los perfiles de la zona estudiada

ciones estratigráficas, potencias y facies quedan reflejadas de forma sintética en el panel de la figura 2. Su cartografía se muestra en la figura 3 y en la figura 4 su cronoestratigrafía, establecida en base a su correlación con otras UTS de la Cuenca del Ebro (Muñoz, 1992) y de la Cuenca del Duero (Calvo *et al.*, 1993), su potencia, distribución espacial de litofacies y evolución vertical.

Unidad Tectosedimentaria B₁

Se reconoce a lo largo de una franja adosada al margen meridional de la Plataforma Burgalesa, en pequeños retazos junto al margen N de la cuenca (Silanes), en la Sierra de Santa Casilda, y al S de Belorado, en el centro del monoclin de San Clemente del Valle (Fig. 3).

Está constituida por conglomerados grises y rojizos integrados fundamentalmente por clastos calcáreos de subangulosos a subredondeados y heterométricos; lutitas pardas y rojizas, areniscas rojizas y grises, yesos blancos y calizas blancas. Estas litofacies se ordenan en la vertical según una evolución cíclica granodecreciente-granocreciente (Fig. 4).

La potencia máxima de la unidad se sitúa en el margen S de la cuenca, concretamente en el perfil de San Clemente del Valle (358m). En el margen O exhibe una potencia de 150 m en el perfil de Castil de Lences, donde falta parte de

la unidad por erosión bajo la UTS B₂, lo mismo sucede en el perfil de Santa Casilda, donde tenemos una potencia de 165 m, pero la unidad suprayacente es B₃.

En el margen O las paleocorrientes medidas apuntan mayoritariamente hacia el SE, mientras que en el margen S forman un abanico de direcciones desde el SE al NE.

El límite inferior de la unidad sólo se observa en el margen O de la cuenca, y en la Sierra de Santa Casilda. Viene dado por una discordancia angular de esta unidad sobre los materiales mesozoicos de las sierras.

El cambio de signo en la evolución vertical de grano-decreciente a granocreciente marca la presencia de una ruptura sedimentaria de tipo 2 (en el sentido de González *et al.*, 1988) que divide la UTS en otras dos elementales no fundamentales, una inferior, B₁¹, con evolución vertical granodecreciente y otra superior, B₁², con evolución vertical granocreciente.

Unidad Tectosedimentaria B₂

Se reconoce en el margen S de la cuenca, al S y SO de Belorado; en pequeños retazos en las proximidades de los Montes Obarenes, principalmente en las proximidades de Pancorbo y en una franja al O de Poza de la Sal (Fig. 3).

Está constituida por conglomerados grises y ocres, principalmente calcáreos, areniscas, lutitas pardas y ocres y

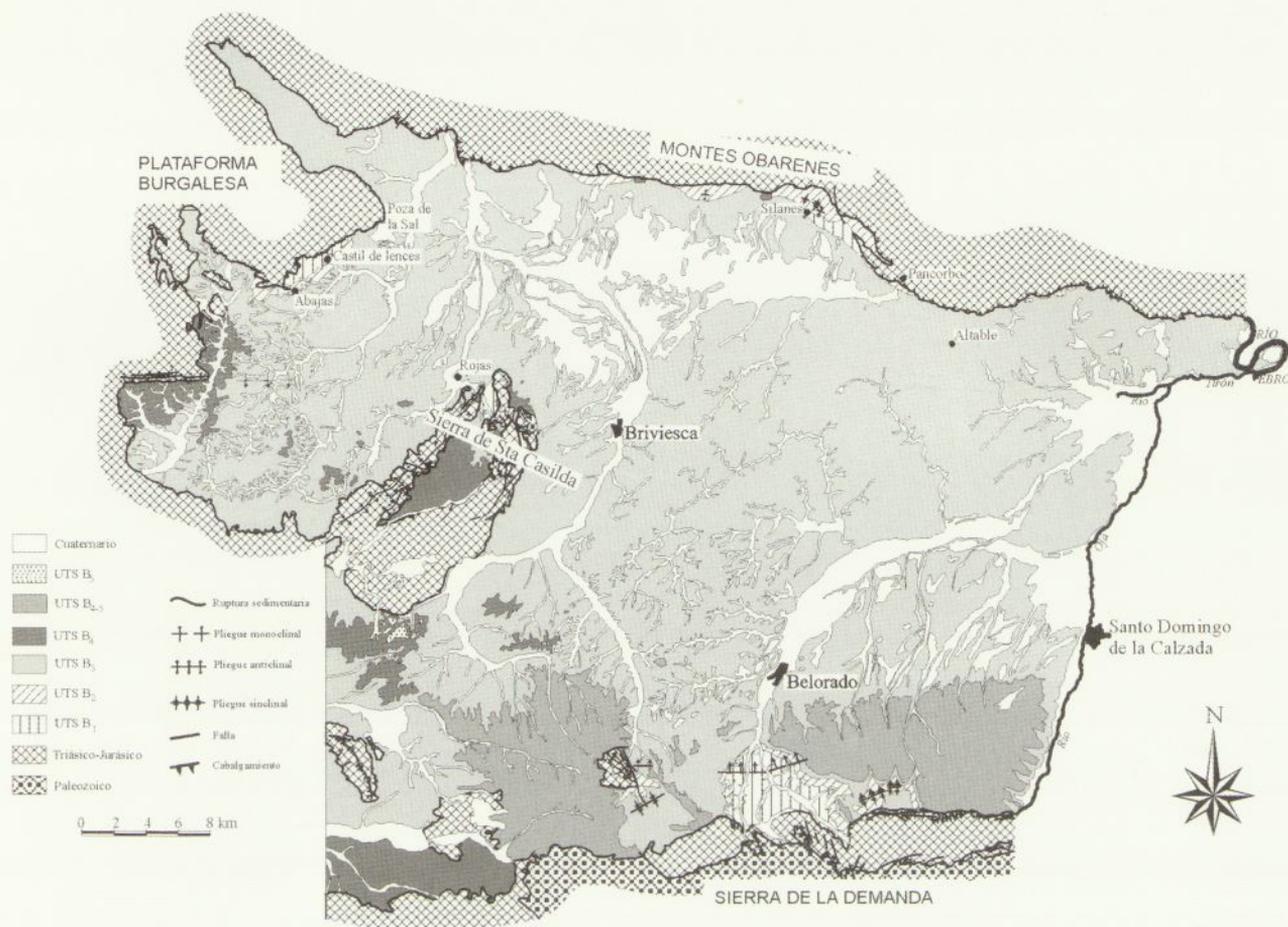


FIGURA 3.- Mapa geológico del Terciario del sector occidental de La Rioja y Comarca de La Bureba.

calizas blancas. Estas litofacies se ordenan en la vertical según una evolución cíclica granodecreciente-granocreciente (Fig. 4).

La potencia máxima medida en esta unidad es de 183 m en el perfil de San Clemente del Valle (Fig. 1), donde aparece la unidad completa. La misma potencia se observa en Castil de Lences aunque en este perfil no aparece representada toda la unidad.

Las paleocorrientes medidas en áreas próximas al margen meridional de la cuenca, apuntan hacia el NO. En las áreas cercanas al margen O se han medido aportes hacia el SE.

El límite inferior de la UTS B₂ viene dado por un cambio de signo en la evolución secuencial que pasa de granocreciente en la UTS B₁ a granodecreciente en la B₂. En los alrededores de Silanes, esta ruptura se manifiesta además como discordancia angular. En el margen O, en las proximidades de Castil de Lences, se observa una discordancia sintectónica, con el abanico de capas abierto hacia el SE, entre las UTS B₁ y B₂, en relación con la actuación sinsedimentaria del cabalgamiento de la Plataforma Burgalesa; hacia el S estas unidades pasan a conformidad. Todos estos hechos definen una ruptura sedimentaria de tipo 1 entre las UTS B₁ y B₂.

La ruptura de tipo 2 (cambio en la evolución secuencial de granodecreciente a granocreciente) intercalada en esta unidad, la subdivide en otras dos UTS elementales no fundamentales; a la inferior, granodecreciente, se la denomina B₂¹ y a la superior, con evolución granocreciente, B₂².

Unidad Tectosedimentaria B₃

Aflora extensamente en toda la zona de estudio (Fig. 3). La unidad está constituida de forma mayoritaria por lutitas grises, yesos blancos y glauberita, en el área comprendida entre Belorado, Briviesca y Altable; lutitas, areniscas anaranjadas y rojizas y calizas blancas, en el sector más occidental y por conglomerados pardo-rojizos y grises integrados fundamentalmente por clastos de naturaleza calcárea, en los márgenes. Estas litofacies se ordenan en la vertical según un ciclo granodecreciente-granocreciente asimétrico, con un hemicycle inferior mucho más desarrollado que el superior (Fig. 4).

La potencia de esta unidad está condicionada, en el margen S, por la actuación sinsedimentaria del monoclinial de San Clemente del Valle; esta actuación se traduce para la UTS B₃ en un incremento de su espesor desde las áreas situadas al S de la misma, donde la potencia es de 96 m

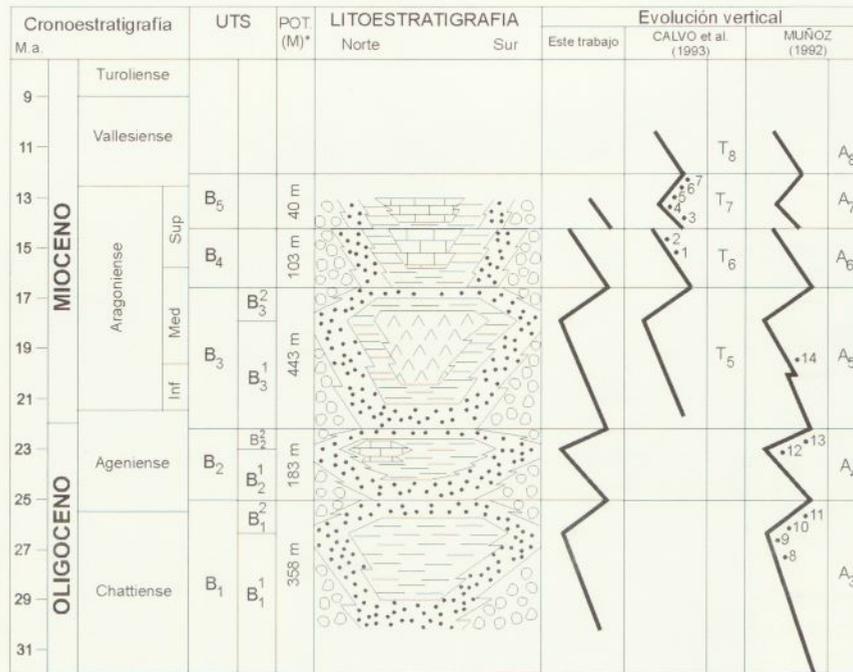


FIGURA 4.- Evolución y litofacias de las Unidades Tectosedimentarias de La Bureba y su correlación con las cuencas del Ebro (MUÑOZ, 1992) y Duero (CALVO et al. 1993). La potencia es la máxima encontrada en la zona de estudio. Yacimientos: 1.-Dueñas; 2.-Valladolid 1; 3.-Simancas; 4.-Montejo de la Vega; 5.-Torremojón 4; 6.-Valles de F. Dueñas; 7.-Torremojón 1; 8.-Arnedo y Bergasa; 9.-Autol 0,1; 10.-Quel 1; 11.-Carretil; 12.-Islallana; 13.-Fuenmayor 2; 14.-Los Agudos.

(perfil de San Vicente del Valle) hasta los 177 m vistos en el perfil de San Clemente del Valle (Fig. 1). En el margen O las variaciones de potencia están condicionadas por el cabalgamiento de la Plataforma Burgalesa, donde esta unidad exhibe un espesor de 443 m (perfil de Castil de Lences), mientras que la potencia media observable en el resto de la cuenca oscila entre los 57 m (perfil de Briviesca) y los 150 m (perfil de Rojas).

Las direcciones de aporte medidas presentan una notable dispersión, siendo perpendiculares a los márgenes.

El límite inferior de esta unidad viene dado por una ruptura sedimentaria que se manifiesta por un cambio de signo en la evolución secuencial, que pasa de granocreciente en la UTS B₂ a granodecreciente en la B₃. Esta ruptura se manifiesta, además, como una discordancia angular observable entre Castil de Lences y Poza de la Sal, donde aparece acompañada de un abanico de capas abierto hacia el SE. En Silanes esta ruptura se manifiesta como una discordancia angular de la unidad B₃ sobre la B₁. Al NE de la Sierra de Santa Casilda esta UTS aparece implicada en un abanico de capas abierto hacia el NE que se apoya directamente, mediante discordancia angular, sobre el Mesozoico. En base a estos hechos, se concluye que la ruptura sedimentaria del límite inferior de la UTS B₃ es de tipo 1.

Esta unidad intercala una ruptura sedimentaria de tipo 2, que viene dada por el cambio en la evolución secuencial, que pasa de granodecreciente a granocreciente, lo que nos

permite dividirla en dos UTS elementales no fundamentales; a la inferior, granodecreciente, la designamos como B₃¹ y a la superior, granocreciente, como B₃².

Unidad Tectosedimentaria B₄

Se reconoce en puntos aislados adosada a los Montes Obarenes, pero es al O del meridiano de Briviesca donde aparece de forma más continua. Se ha cartografiado junto con la unidad B₅, como unidad comprensiva B_{4,5}, junto al margen S de la cuenca (Fig. 3).

La unidad está integrada principalmente por lutitas pardas, calizas y margas blancas y grises. Cerca de los márgenes encontramos conglomerados pardo-rojizos, constituidos mayoritariamente por clastos redondeados de naturaleza silíceica, ocasionalmente encontramos otros poligénicos de tonos grises. También está localmente formada por lutitas y areniscas rojizas y por lutitas, areniscas y conglomerados amarillentos. Estas litologías se ordenan en la vertical según una evolución secuencial granodecreciente (Fig. 4).

En áreas próximas al margen ibérico de la cuenca, la potencia de la unidad se estima como mínimo en 50 m (perfil de San Clemente del Valle), mientras que en áreas cercanas a la Sierra de Santa Casilda se han medido 103 m (perfil de Santa Casilda) sin que se haya alcanzado el techo de la unidad (Figs. 1 y 2).

Las paleocorrientes medidas apuntan hacia el N y NO en las zonas meridionales de la cuenca, hacia el S y SE al S del Puerto de La Brújula y hacia el E en las áreas próximas a la Plataforma Burgalesa.

El límite inferior de esta unidad lo constituye una ruptura sedimentaria que se manifiesta por un cambio de signo en la evolución secuencial que pasa de granocreciente en la unidad B₃ a granodecreciente en la B₄. Esta ruptura se manifiesta además como discordancia angular sobre B₃ o B₂ en el área de Silanes y Cellorigo. En la Sierra de Santa Casilda se observa localmente como discordancia sintectónica. Se trata, por tanto, de una ruptura sedimentaria de tipo 1. Allí donde la unidad B₄ ha debido ser cartografiada conjuntamente con la B₅, el límite inferior se manifiesta por un salto granulométrico brusco y por un acusado cambio de subambiente sedimentario.

Unidad Tectosedimentaria B₅

Se reconoce de forma individualizada en el Puerto de La Brújula y en Cerratón de Juarros, también ha sido cartografiada conjuntamente con la unidad B₄, como UTS comprensiva B₄₋₅, junto al margen S de la cuenca (Fig. 3).

Está constituida, en la base, por conglomerados grises poligénicos, areniscas y lutitas ocreas, que rápidamente pasan en la vertical a lutitas pardas con calizas blancas. Estas litofacias se ordenan en la vertical según una evolución granodecreciente. En la UTS comprensiva B₄₋₅ sólo encontramos conglomerados pardos silíceos con lutitas de igual color, sin que se observe una evolución vertical definida.

La potencia mínima observada de esta unidad es de 40 m de acuerdo con el valor medido en el perfil del Puerto de la Brújula III (Figs. 1 y 2).

El límite inferior de la unidad viene dado por una ruptura sedimentaria que se manifiesta por un salto neto entre las evoluciones secuenciales granodecrecientes de las UTS

B₄ y B₅. En ningún punto del área de estudio se observa discordancia angular entre las dos unidades pero, a partir de la correlación de esta ruptura con el resto de la Cuenca del Ebro, llegamos a la conclusión de que se trata de una ruptura sedimentaria de tipo 3, siguiendo la nomenclatura de González *et al.* (1988).

Desde un punto de vista litológico, la ruptura también se manifiesta por la superposición de conglomerados grises poligénicos, sobre lutitas pardas con calizas blancas (Puerto de La Brújula).

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el Proyecto: PB97-0882-C03-02 de la DGE y por el Instituto de Estudios Riojanos.

REFERENCIAS

- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elízaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E.; Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J. M., Robles, F., Santiesteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J.A., Mein, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 29-40.
- González, A., Pardo, G., Villena, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. II Congreso Geológico de España. Simposios: 175-184. Granada.
- Muñoz, A. (1992): Análisis tectosedimentario del terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro, (Comunidad de La Rioja). *Ciencias de la Tierra*, 15. 347 pp. I.E.R. Logroño.



Secuencia estratigráfica y eventos evolutivos de foraminíferos en el tránsito Cretácico-Terciario

I. Arenillas¹, L. Alegret¹, J.A. Arz², C. Liesa¹, A. Meléndez¹, E. Molina¹ y A.R. Soria¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. España

² Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León. 67700 Linares. México

ABSTRACT

A stratigraphic and micropaleontologic study based on planktic and benthic foraminifera from sections of Gulf of Mexico, Europe and North Africa helped us to recognize several stratigraphic units and foraminiferal evolutionary episodes. The presence or absence of these units and events in a section depends on the continuity and proximity to the Chicxulub impact crater. Two main units may be recognized: clastic unit and boundary clay. According to the impact theory and the K/T stratotype definition from El Kef (Tunisia), the K/T boundary must be placed at the base of the layer with the first impact evidences, since this horizon is the most isochronous world-wide.

Keywords: Foraminifera, extinction, Maastrichtian, Danian.

INTRODUCCIÓN

El estratotipo del límite Cretácico/Terciario (K/T) fue definido en el corte de El Kef (Tunisia) y situado en la base de una arcilla de color oscuro (arcilla del límite). Esta arcilla está caracterizada por un incremento del carbono orgánico total (COT) y un descenso del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\%\text{CaCO}_3$ que indican un importante evento anóxico y un brusco descenso de la productividad marina. En la parte basal de esta arcilla hay una lámina roja con diversas evidencias de impacto, tales como una anomalía de Ir, un incremento de espinelas ricas en Ni y la presencia de microtectitas y cuarzo de impacto. El evento que produjo todas estas evidencias de impacto provocó la mayor extinción en masa catastrófica de la historia evolutiva de los foraminíferos planctónicos (Smit, 1982; Molina *et al.*, 1996, 1998) y una drástica modificación en las asociaciones de foraminíferos bentónicos (Alegret *et al.*, 1999). Todas estas evidencias apoyan la teoría del impacto de un meteorito en coincidencia con el límite K/T (Alvarez *et al.*, 1980).

De acuerdo con esta teoría, existe una secuencia marina de eventos reconocibles a escala mundial. Smit y Romein (1985) reconocieron cinco unidades: Unidad 1) del Cretácico terminal, representada en medios pelágicos por margas o calizas ricas en foraminíferos planctónicos; Unidad 2) rica en componentes extraterrestres, con una concentración anómala de Ir, microesférulas, foraminíferos reelaborados, pobre en carbonatos y rica en pirita, de color oscuro o rojo; Unidad 3), constituida por minerales detríticos de arcilla, de color oscuro, y con muy escasos forami-

níferos principalmente de especies supervivientes; Unidad 4), constituida por arcilla pero con mayor contenido en carbonato y caracterizada por la presencia de los primeros taxones paleocenos; Unidad 5), comparable en todos los aspectos a la primera, excepto en que las especies de foraminíferos planctónicos son completamente nuevas.

El estudio de cortes de Golfo de México (Bochil, El Mimbrial, La Ceiba), de Europa (Agost, Caravaca, Gubbio, Osinaga, San Sebastián, Zumaya) y del Norte de África (Aïn Settara, El Kef, Elles) nos permite presentar una secuencia de unidades y eventos litoestratigráficos y quimioestratigráficos reconocibles en el tránsito K-T, así como una secuencia de eventos y episodios en la evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos y bentónicos en medios marinos profundos.

UNIDADES Y EVENTOS ESTRATIGRÁFICOS

Hildebrand y Boynton (1990) distinguieron dos capas fundamentales en el límite K/T: Capa 1) o capa de expulsión (*ejecta layer*), de espesor variable y compuesta del material fragmentado y expulsado por el impacto; Capa 2) o capa de elementos evaporados (*fireball layer*), producto de la vaporización del cuerpo impactante y la roca impactada. Ambas capas están genéticamente relacionadas y presentan una composición en elementos traza muy similar. La capa de elementos evaporados (que incluye el Ir y otros elementos del grupo del Pt) tiene una dispersión global y se concentra fundamentalmente en la lámina roja de la base de la arcilla del límite.

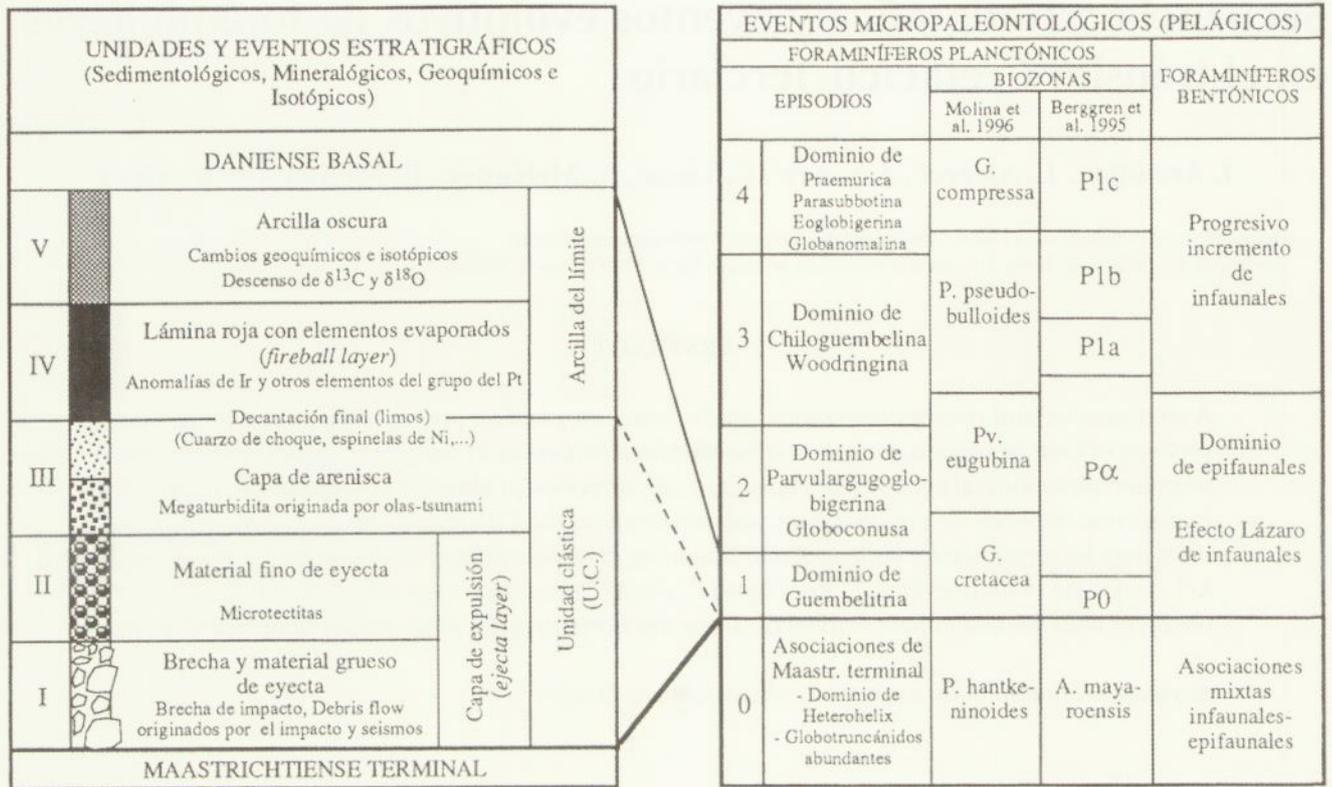


FIGURA 1.- Secuencia de unidades estratigráficas y episodios evolutivos de foraminíferos en el límite K/T.

Por el contrario, la capa de expulsión presenta una distribución restringida a las cercanías del lugar de impacto en Chicxulub (Yucatán, México) (Hildebrand *et al.*, 1991).

En el presente trabajo hemos reconocido dos unidades fundamentales divididas en 5 subunidades (Fig. 1). La primera unidad se suele denominar como unidad clástica y se identifica en cortes del Golfo de México (Bochil, El Mimbral, La Ceiba, etc.; Fig. 2). Dentro de esta unidad, se distinguen 3 subunidades:

- Subunidad I: Brecha y eyecta de tamaño grueso, que incluye material expulsado del área de impacto y material emplazado por procesos de *debris flow* inducidos a su vez por los seismos asociados al impacto.

- Subunidad II: Material fino de eyecta, caracterizado por las microtektitas, que son más grandes cuanto más cerca al lugar de impacto se encuentre el corte. Las subunidades I y II se corresponden con lo que Hildebrand y Boynton (1990) denominaron capa de expulsión.

- Subunidad III: Capa de arenisca, caracterizada por un secuencia granodecreciente asimilable a una megaturbidita, con estructuras sedimentarias de alta energía (estratificación cruzada, ripples escalantes, etc.) y probablemente ocasionadas directa o indirectamente por olas gigantes tipo *tsunami*.

La segunda unidad se suele denominar como arcilla del límite y tiene una distribución global. Hemos identificado dos unidades fundamentales:

- Subunidad IV: Lámina roja con elementos evaporados, caracterizada por la concentración anómala de Ir y de otros elementos del grupo del Pt.

- Subunidad V: Arcilla oscura, caracterizada por cambios geoquímicos e isotópicos tales como el incremento del COT y el descenso del $\delta^{13}C$, %CaCO₃ y $\delta^{18}O$.

EVENTOS MICROPALAEONTOLÓGICOS (FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS Y BENTÓNICOS)

El estudio cuantitativo de cortes de España, Tunicia y Golfo de México permite identificar varios episodios cuantitativos con foraminíferos planctónicos en el tránsito K-T basados en las abundancias relativas de diversos géneros (Arenillas *et al.*, 1998, 2000; Arz *et al.*, 2000). El episodio inicial (Episodio 0) se corresponde con el Maastrichtiense terminal y está caracterizado por asociaciones muy estables y diversificadas (con *Globotruncanidos*, *Racemiguembelínidos*, etc.), y dominadas por *Heterohelícidos*. En la parte inferior del Daniense, después de la extinción en masa catastrófica del 70% de las especies finicretácicas, se identifican 4 episodios: Episodio 1) dominado por *Guembelitra*; Episodio 2) dominado por *Parvularugoglobigerina* y *Globoconusa*; Episodio 3) dominado por *Chiloguembelina* y *Woodringina*; y Episodio 4) dominado por *Praemurica*, *Parasubbotina*, *Eoglobigerina*, *Subbotina*

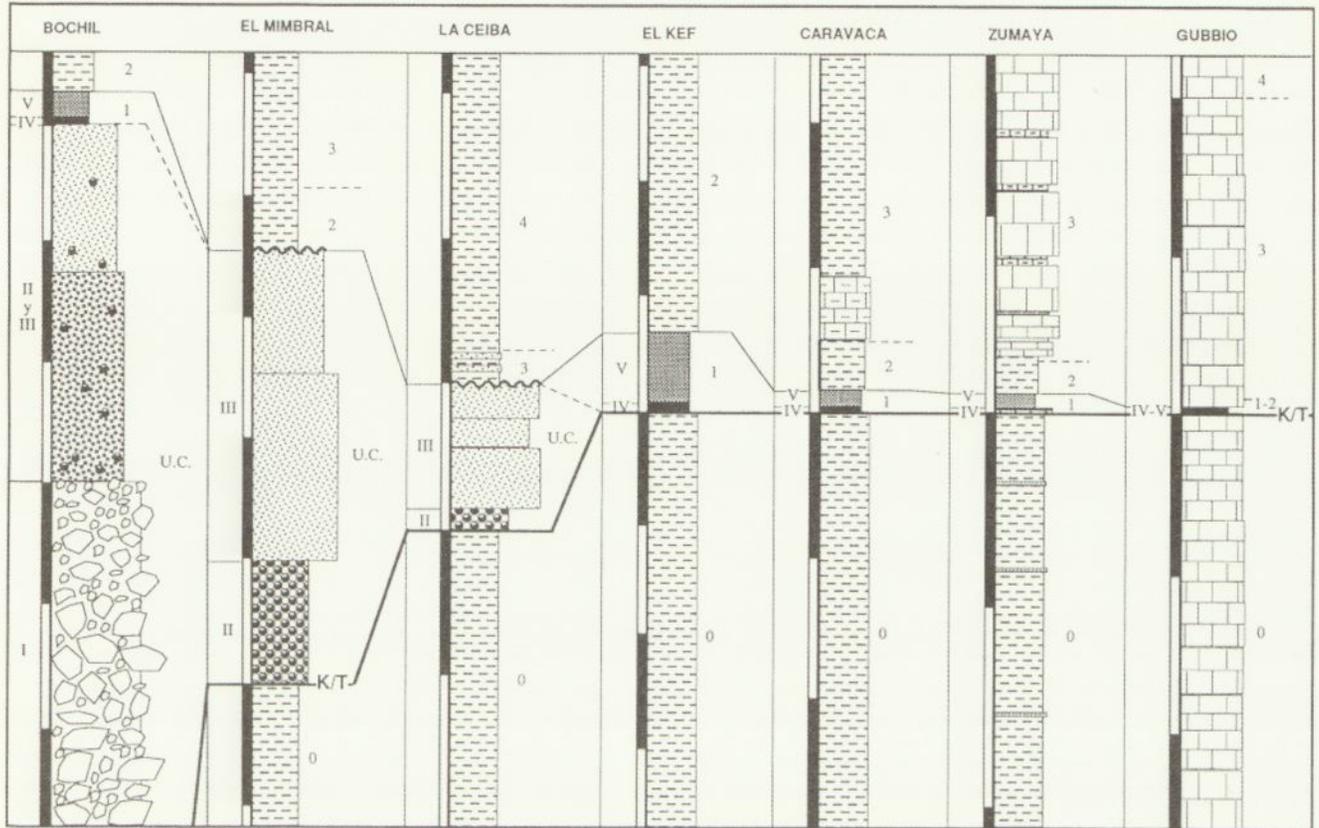


FIGURA 2.- Reconocimiento de unidades y episodios y correlación de diversos cortes del Golfo de México, Europa y Norte de África (Barra de escala = 1 metro).

y *Globanomalina* (Fig. 1). La correlación de estos episodios cuantitativos con la biozonación de Molina *et al.* (1996) y Berggren *et al.* (1995) se representa en la Fig. 1.

Los episodios de la parte inferior del Daniense son una consecuencia de la radiación evolutiva que se produce tras la extinción del límite K/T. El evento K/T también afectó a las asociaciones de foraminíferos bentónicos, aunque sólo provocó la extinción de aproximadamente el 25% de las especies. El estudio cuantitativo con foraminíferos bentónicos ha permitido también identificar 3 episodios principales. El Maastrichtiense terminal está caracterizado por asociaciones mixtas de morfogrupos infaunales y epifaunales, que indican una gran estabilidad medioambiental. En el Daniense basal (Biozonas de *Guembelitra cretacea* y *Parvularugoglobigerina eugubina*) se observa un importante incremento de epifaunales y la desaparición temporal (efecto Lázaro) de muchas especies infaunales. En el tercer episodio, a partir de la Biozona de *Parasubbotina pseudo-bulloides*, se produce un progresivo aumento de infaunales, aunque no vuelven alcanzar la abundancia que presentaban al final de Cretácico.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La identificación de las unidades litoestratigráficas y los episodios evolutivos descritos anteriormente dependen de la continuidad de cada corte y de su proximidad al lugar de impacto. Por otro lado, los límites entre unidades y episodios no son completamente nítidos, y algunas veces aparecen mezclados debido a la condensación del corte o al propio solapamiento en el tiempo de los diversos eventos descritos. De esta manera, la Subunidad I de la capa de expulsión se identifica preferentemente en cortes cercanos al lugar de impacto (cráter de Chicxulub), como el de Bochil. La Subunidad III se ha registrado casi exclusivamente en el Golfo de México, en cortes como El Mimbrial o La Ceiba. No obstante, Stinnesbeck *et al.* (1998) identificaron en Elles (Tunisia) un depósito bioclástico canalizado en coincidencia con el límite K/T que podría pertenecer a esta subunidad y podría ser consecuencia de un episodio singular de alta energía ocasionado por las olas de tipo tsunami muy debilitadas tras atravesar el Atlántico (Arz *et al.*, 1999).

La decantación final de los detríticos finos incluye también foraminíferos reelaborados, cuarzos de choque, espinelas de Ni e incluso el propio Ir. Por esta razón, estos elementos se han identificado en la parte superior de la unidad clástica de cortes del Golfo de México (ej. El Mimbral) y en la arcilla del límite. La Subunidad II o nivel de microtectitas tiene también una dispersión global, aunque en cortes alejados del Golfo de México, como los del Tetis, sólo se conservan microtectitas dispersas, muy pequeñas y muy alteradas dentro de la Subunidad IV o lámina roja. La arcilla del límite y los diversos episodios evolutivos de foraminíferos se pueden identificar en cortes marinos continuos a nivel mundial, y la presencia o ausencia de los mismos ayudan a identificar hiatos sedimentarios (Arenillas *et al.*, 1998).

La definición del estratotipo del límite K/T en la base de la arcilla del límite en El Kef, un corte alejado del cráter de Chicxulub, ha provocado una cierta incertidumbre a la hora de situar el límite K/T en cortes del Golfo de México. Algunos autores han considerado que el límite K/T debe ser situado por encima de la unidad clástica (Keller, 1989). Sin embargo, de acuerdo con la teoría impactista y atendiendo a la definición del límite, el límite K/T debe ser situado en la base de la unidad que contiene las primeras evidencias de impacto (Fig. 2). Dependiendo de la continuidad del corte y de su proximidad a Chicxulub, el límite K/T puede ser situado en la base de la Subunidad I (ej. Bochil), de la Subunidad II (ej. El Mimbral) o de la Subunidad IV (ej. El Kef).

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el proyecto DGES de España, número PB97-1016, y los proyectos de México CONACYT, J32473T y PAICYT, CT193-99.

REFERENCIAS

- Alegret, L., Molina, E., Peryt, D. (1999): Evolución de las asociaciones de microforaminíferos bentónicos en el límite Cretácico/Terciario de Aïn Settara, Tunicia. *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 26. 142-146.
- Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E. (1998): El límite Cretácico/Terciario de Zumaya, Osinaga y Músquiz (Pirineos): control bioestratigráfico y cuantitativo de hiatos con foraminíferos planctónicos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(1-2). 127-138.
- Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E. (2000): Spanish and Tunisian Cretaceous-Tertiary boundary sections: a planktic foraminiferal biostratigraphic comparison and evolutive events. *GFF*, 122(1). 11-12.
- Arz, J.A., Arenillas, I., Molina, E., Dupuis, Ch. (1999): Los efectos tafonómico y "Signor-Lipps" sobre la extinción en masa de foraminíferos planctónicos en el límite Cretácico/Terciario de Elles (Tunicia). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12(2). 251-267.
- Arz, J.A., Arenillas, I., Molina, E., Sepúlveda, R. (2000): La estabilidad faunística de foraminíferos planctónicos en el Maastrichtiense superior y su extinción en masa catastrófica en el límite K/T de Caravaca, España. *Revista Geológica de Chile*, 27(1). En prensa.
- Hildebrand, A., Boynton, W. (1990): Proximal Cretaceous-Tertiary impact deposits in the Caribbean. *Science*, 248. 843-847.
- Molina, E., Arenillas, I., Arz, J.A. (1996): The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost, Spain. *Revue de Micropaléontologie*, 39(3). 225-243.
- Molina, E., Arenillas, I., Arz, J.A. (1998): Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169(3). 351-363.
- Smit, J., Romein, A.J.T. (1985): A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 74. 155-170.

Detrital modes in the Paleogene Turbidites of the Pienides in Maramures (Eastern Carpathians - Northern Romania)

C. Aroldi

Università di Pavia - Dipartimento di Scienze della Terra - Via Ferrata, 1 - 27100 Pavia - Italy aroldi@tin.it

ABSTRACT

The Tethyan Suture is represented in the Eastern Carpathians by two groups of units, the Transylvanides and the Pienides. In Maramures, the Pienides are formed by cover nappes subdivided in four groups of tectonic units: the Magura Group, the Pieniny Klippen Zone, the Botiza and Kricevo units and the Babesti - Tijacovo Unit. Arenites from the Lapus Nappe (Magura Group) and from the Botiza Nappe were examined for modal analysis. Four different petrofacies were identified. In particular, data for the Lapus Nappe show a vertical transition from litharenitic to arkosic facies, probably related to a progressive unroofing of a continental crust belonging to the Inner Dacides. Modal analysis for the Botiza Nappe show a typical litharenitic composition with abundant fragments of basalts and sedimentary clasts of oceanic domain. A sediment supply from the innermost Babesti-Tijacovo Unit (intercepted only by drills), which shows a typical ophiolitic succession, can be considered realistic for the arenites of this nappe.

Keywords: Eastern Carpathians, Pienides, arenites, petrofacies, source area.

INTRODUCTION

The Carpathian orogen is a thrust and fold belt that includes deformed remnants of the Mesozoic Tethyan oceanic crust and its strongly deformed continental margins, the European and the Pre-Apulian. The orogen is the result of several tectogenetic compressive movements which deformed the inner zones (Dacides) during Early Cretaceous and the outer zones (Moldavides) during Early Miocene. The units of the Main Tethyan Suture zone were deformed both during Cretaceous and Miocene times. During the Upper Cretaceous and/or Paleogene, the inner zones (Dacides) were characterised by deposition of a post-tectogenetic sedimentary cover, developed above the deformed units.

THE PIENIDES AS PART OF THE TETHYAN SUTURE

At present, the Tethys is considered an oceanic crust-bearing domain opened, by a divergent movement during Permian (Paleo-Tethys) and Triassic - Jurassic (Neo-Tethys), with a progressive propagation from east to west, preceded by an intense rift activity. Several data allow the reconstruction of the direction and rate of the relative movements of the different plates (Dercourt *et al.*, 1986; Savostin *et al.*, 1986).

The Tethyan Suture is represented in the Carpathians by

two groups of units, the Transylvanides and the Pienides. The Pienides are represented by deep-water sedimentary successions consisting of Middle Jurassic - Upper Cretaceous rocks, lacking any direct evidence of oceanic crust. The oceanic origin of Pienides in Maramures was deduced only by structural extrapolations based on geophysical data and by stratigraphic correlations with analogue sequences from Slovakia, Poland and Ukraine. The Pienides form a narrow and elongate belt from the Slovakian Western Carpathians to Poiana Botizei, in Maramures, which represents the easternmost outcrop of this type in the Eastern Carpathians.

TECTONIC AND STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

The Pienides of Maramures are formed by cover nappes subdivided in four groups of tectonic units (from the outermost to the innermost): a) the Magura Group, formed by the Petrova, Leordina and Lapus nappes; b) the Pieniny Klippen Zone; c) the Botiza and Kricevo units; d) the Babesti - Tijacovo Unit. The latter was only identified in boreholes, located both in Romania and in Subcarpathian Ukraine (Sandulescu *et al.*, 1993). In the present work, the study and the interpretation regarding the arenites from the Lapus and the Botiza nappes is presented.

The Lapus Nappe belongs to the Magura Group and is formed by two lithostratigraphic units: the Roaia Formation, middle-late Eocene in age and formed by

arenaceous and pelitic-arenaceous turbidites, and the Magura Perciu Sandstone, Oligocene in age and mainly formed by arenaceous turbidites. The Botiza Nappe is formed at the base by a latest Jurassic pelagic formation, followed by the Paleocene variegated shales and by Eocene turbidite deposits, subdivided into three lithostratigraphic units: the Tocila Formation (Ypresian-Lutetian), the Secu Sandstone (Lutetian-Bartonian), and the Valea Vinului Formation (Priabonian).

DETRITAL MODES AND PETROFACIES IN THE PIENIDES OF MARAMURES

Representative samples of the different tectonic units were examined in thin sections for modal analysis. Essential grains were determined and plotted in a QFL diagram. Only clasts of monocrystalline quartz were included in the quartz pole, in order to emphasise the source area of clasts, whereas polycrystalline quartz and carbonatic extraclasts were included in the Lt pole. Lithic grains were also determined for modal analysis and plotted in a LmLvLs diagram.

Lapus Nappe On the basis of petrographic work the analysed samples can be subdivided in three petrofacies. Petrofacies A characterises the arenites of the upper part of the Magura Perciu Sandstone, with some exceptions in the upper Roaia Formation. Petrofacies B is widespread in the whole Roaia Formation but is present, in some sections, also in the middle and lower Magura Perciu Sandstone. Petrofacies C is scattered in the whole succession.

Petrofacies A: The sandstones of this petrofacies are arkosic in composition ($Qt_{48}F_{34}L_{18}$) with P/K ratio comprised between 1.0 and 1.2. Lithic fragments show a great variability; mica schists and gneiss are dominant among metamorphic grains, while carbonate extraclasts are prevalent in the Ls pole. The ratio of polycrystalline quartz to total quartz ranges between values of 0.3 and 0.4 with presence of abundant unstrained grains of probable magmatic origin.

Petrofacies B: The average composition of this petrofacies is $Qt_{45}F_{14}L_{41}$, so that we can classify these arenites as litharenites. K-feldspar is always more abundant than plagioclase and lithic fragments show a large compositional variability. Among metamorphic grains, chlorite schists, mica schists and gneiss are prevalent, while carbonate extraclasts are dominant among the sedimentary-derived clasts. The ratio of polycrystalline quartz to total quartz ranges between values of 0.7 and 0.8 with presence of abundant strained grains of metamorphic origin.

Petrofacies C: this category includes those samples showing a composition, related to the essential grains (QtFL), which can be included in the previous two petrofacies but with the presence of a considerable (in many cases up to 50%) quantity of intrabasinal carbonatic

clasts (especially bioclasts). The presence of this petrofacies is scattered into the stratigraphic succession; the abundance of bioclastic material was probably produced by the temporary and periodic erosion of an underwater or exposed pene-contemporaneous carbonatic platform.

Botiza Nappe The petrographic characters of the sandstones in the Botiza Nappe can be all included in a single petrofacies (petrofacies D). A faint vertical trend was observed, with a transition, toward the top of the succession, to a more relevant content of lithic grains and decreasing of monocrystalline quartz. The sandstones of this petrofacies are typically of litharenitic composition ($Qt_{35}F_{16}L_{49}$) with lithics of oceanic domain (basic volcanites, radiolarites, calpionellid limestones) and metamorphic rock fragments. K-feldspar are always more abundant than plagioclase and the ratio of polycrystalline quartz to total quartz ranges between 0.6 and 0.7 with abundant strained grains.

LOCATION OF THE SOURCE AREAS

The Inner Dacides, which are equivalent of the Austroalpine Units of the Eastern Alps, formed a portion of the Pre-Apulian continent. They represent the most probable source area for clastics in the Pienides of Maramures because both sedimentological and petrographic observations. The Inner Dacides are made up by several superimposed tectonic units, characterised by the presence of a continental basement made of Paleozoic and pre-Paleozoic crystalline rocks, covered by Permo-Mesozoic sedimentary deposits. The tectonic boundary between the Inner Dacides and the ocean domain is not found in the studied area, where the Inner Dacides extend under the Transylvanian and Pannonian basins and are partially covered by the Neogene sedimentary formations and by the Neogene Volcanic Arc. The presence of a Paleocene - Eocene carbonatic platform is documented by the abundant intraclasts (petrofacies C) found in the arenites of the Lapus Nappe and by the chaotic deposits present in the western part of the same nappe.

Examining data of modal analysis for the Lapus Nappe and considering the vertical petrofacies trend, a gradual transition from litharenitic to arkosic types can be observed. A progressive unroofing of a continental crust with fine-grained metasedimentary rocks at the top and granite-gneissic lithotypes in the deeper part, which produced a reverse succession in the arenites of the basin, can be assumed. For this nappe, paleocurrents data confirm a provenance of clastic detritus from the Inner Dacides outcropping at present in the Maramures area, or from a western part forming now the tectonic basement of the Pienides.

The Botiza Nappe is the innermost outcropping tectonic unit belonging to the Pienides of Maramures. The

sandstones of this nappe show a litharenitic composition with abundant fragments of basalts and ocean-domain sedimentary clasts, although metamorphic lithics are also present. The paleocurrent vectors are mainly northward directed, although a radial distribution can also be noticed. By combining all these data, we consider realistic the origin of the sediment supply from the innermost Babesti-Tijacovo Unit which shows a typical ophiolitic succession.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The combined petrographic, stratigraphic, tectonic and sedimentological data allow to depict a paleogeographic scenario and a geodynamic model for the Paleogene evolution of the Pienides in Maramures. This attempt is based on the present arrangement of the structural units, acquired only by Neogene tectonic displacements. There is few evidence of the presence of the ophiolite complexes in the Pienidic Suture Zone. Nevertheless, the existence of basic and ultrabasic rocks in the Babesti-Tijacovo Unit and the presence of analogue units in the Eastern Alps and Western Carpathians in which such kind of basement was found, prove the continuity of an oceanic domain from the Eastern Alps to the Pienides in Maramures. Modal analyses in sandstones of the Botiza Nappe, show the presence of abundant oceanic crust detritus which confirm the hypothesis of a clastic supply from an already uplifted oceanic terrane; the Babesti-Tijacevo Unit can represent the most probable source terrane for these clasts. The existence of an ocean-crust bearing basin (Magura Basin) can be evidenced in an overall context of a trench-slope basin.

ACKNOWLEDGEMENTS

I would like to express my gratitude to Prof. Sandulescu, for introducing me to the geology of the Carpathians and for the precious suggestions regarding the organisation of scientific work and the interpretation of data. My thanks go also to Prof. Casnedi and Dr. Di Giulio for the useful advice concerning the field work and petrographic analysis.

REFERENCES

- Dercourt, J. and 18 co-authors (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Sandulescu, M., Visarion, M., Stanica, D., Stanica, M., Atanasiu, L. (1993): Deep Structure of the Inner Carpathians in the Maramures-Tisa Zone. *Rom. Journ. Geoph.*, 16: 67-76.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., Roulet, M.J. (1986): Kinematic evolution of Tethis belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.



3D Restoration of Ilerdian to Cuisian features across the Central Pyrenees (Campo-Ainsa area) : implications on the Graus-Tremp basin tectono-stratigraphic evolution

J. Babault¹, E. Remacha², D. Rouby¹, O. Oms^{2,3}, M. de Urreiztieta⁴, J. Dinarès-Turell⁵, H. Eichenseer⁴ & T. Nalpas¹

1 Géosciences Rennes, CNRS, Campus de Beaulieu 35042 Rennes Cedex (France)

2 Dpt. de Geologia (Fac. Ciències), Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Spain)

3 Lab. Paleomagnetisme, Inst. Ciències de la Terra J. Almera (CSIC). Solé i Sabarís, s/n. 08028, Barcelona (Spain)

4 ELF Exploration & Production, CSTJF Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex (France)

5 Ist. Nazionale di Geofisica, Via di Vigna Murata, 605. 00143 Rome (Italy)

ABSTRACT

The construction and restoration of the 3D geometrical model of the studied area, between the Esera and Cinca valleys, allowed us to (1) evaluate the geometrical consistency of the interpretation of the seismic dataset, (2) quantify the finite displacement and rotation fields and (3) validate it with available paleomagnetic data.

From this, we suggest a new structural framework for the area, in which a major part of the shortening (80%) and differential rotations between the Mediano anticline and Foradada area (20°) is accommodated by Los Molinos thrust. The latter is showing a strike slip component of at least 7 km +/-2 and corresponds, to a lateral ramp of the South-Central Pyrenean Unit (sensu Seguret, 1972).

Keywords: Pyrenees, thrusting, ramps, Eocene, 3D- restoration.

INTRODUCTION

The central and western tectonic units of the Southern Pyrenees underwent a complex deformation history throughout the Late Cretaceous and Tertiary. The front of deformation of the Pyrenees propagated southward and from east to west, and inverted the extensional basins formed during Early Cretaceous (Puidefàbregas *et al.*, 1992). The thin-skinned deformation pattern is marked by folding, faulting and rotations of fault blocks about vertical axis. Within this context, the transported Eocene basin formed with a depocentre axis mainly trending EW. It can be subdivided into 3 sub-basins: (1) the Tremp-Ager basin, dominated by fluvio-deltaic sedimentation; (2) the Ainsa basin, in which the transition between deltas and turbidites occurs, and (3) the Jaca basin, filled with turbidite systems (Mutti *et al.*, 1988 and references herein). These sub-basins are separated by roughly NS trending synsedimentary structures among them highlighting the Boltaña anticline, conventionally taken as the boundary between Ainsa and Jaca basins. Bounding the Tremp-Ager basin to the West, the Mediano anticline and the Boltaña anticline.

In order to gain insights in the understanding of the interactions between deformation history and turbidite sedimentation, we undertook a structural study in 3D of the area between the Esera and the Cinca valleys, de place in which deltas changes into turbidite systems. Using a

compilation of surface and subsurface data we (1) established a 3D structural framework, (2) integrated the dataset into a 3D numerical model, and (3) quantified the displacement field associated with the main structures using 3D restoration techniques.

DATASET

The data we start with are

- (1) 14 seismic lines covering an area of about 20km by 40km between Ainsa and Roda de Isabena (Eniepsa 1984- Hispanoil 1986 exploration campaign, Figure 1),
- (2) 3 wells (Boltaña 1, CIEPSA, 1952-54; Campanué, Cajigar 1 ENPASA, 1966) for calibration ,
- (3) surface geology (geological map and sedimentary sections after Remacha co-workers, work in progress),
- (4) paleomagnetic measurements for the area between Arro and la Foradada villages (Remacha *et al.*, work in progress) and data in Parés and Dinarès (1993) for the Ainsa area.

We interpreted the seismic data and evaluated the geometrical consistency of the interpretation by building a 3D numerical model of the fault system and stratigraphic horizons within the software gOcad. Each horizon is represented by a triangulated surface offsetted by fault surfaces (figure 2).

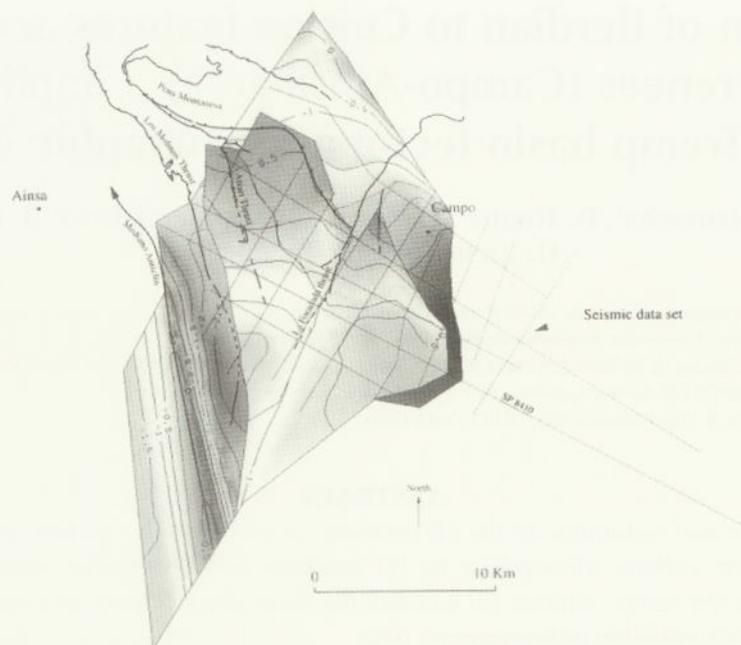


FIGURA 1.- structural sketch of the area between the Esera and Cinca valleys (modified after Remacha, 2000) and location of the seismic data set and 3D numerical model.

3D GEOMETRY OF THE AREA

According to our interpretation the main structure of the area is a thrust toward W-SW trending N160 and displaying a flat and ramp geometry (Los Molinos thrust figure 3). Within the hanging wall of this frontal thrust, smaller thrusts (Atiart, La Foradada and Pena Montanesa thrusts) display directions ranging from N130 to N180. In front of the main thrust, the footwall shows a large NS fold (Mediano anticline, Poblet *et al.*, 1998).

3D RESTORATION

In order to measure displacements associated with the main structures of the area, we restored in 3D the geometrical model using the method of Rouby *et al.* (2000). The principle of the method is to reconstruct the undeformed state of a stratigraphic horizon. The area is represented by a set of fault bounded blocks that are first unfolded. We then invert the displacement on the faults by rigid body rotations and translations designed to minimize

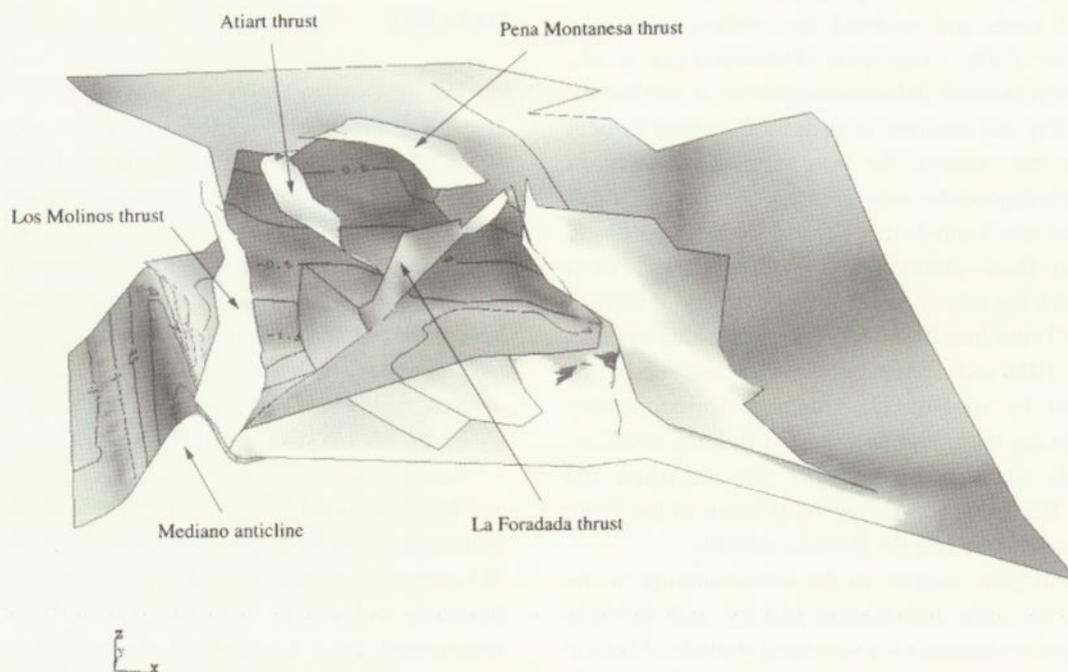


FIGURA 2.- 3D numerical model in geocad of the area between the Esera and Cinca valleys.

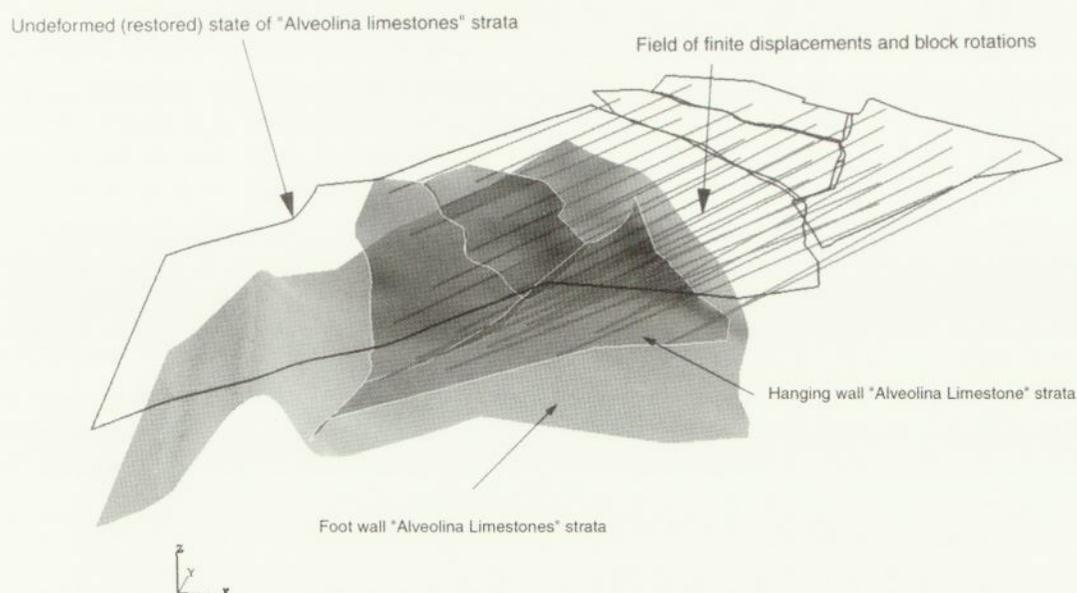


FIGURA 3.- 3D restoration (unfolding and unfauling)

gaps and overlaps between fault blocks. The difference between the deformed (current) and undeformed (restored) states gives the field of finite displacement and block rotations.

In the studied area, we restored the stratigraphic horizon corresponding to the Alveolinas limestones to evaluate the deformation field since the Early Eocene. We chose the western limb of the Mediano anticline as the stationary boundary.

The field of finite displacement indicates that the area underwent a shortening of at least 18 km along a N 30 direction. Most of this shortening is accommodated on Los Molinos thrust (12-17 km). Since Los Molinos is oriented N 160-170, this implies a dextral strike slip component of 7 km. The shortening is also accommodated by rotation about vertical axis of the fault blocks located within the hangingwall. This rotation is associated with either displacement gradients along strike faults or strike slip component on faults. Finite rotation field indicates a differential clockwise rotation between the footwall and the hangingwall of Los Molinos of about 20°. This is consistent with paleomagnetic measurements indicating a clockwise rotation of 35° +/- 10 of the Mediano anticline and 55° +/- 15 within the Foradada area.

CONCLUSIONS

The construction and restoration of the 3D geometrical model of the studied area allowed us to (1) evaluate the geometrical consistency of the interpretation of the seismic dataset, (2) quantify the finite displacement and rotation fields and (3) validate it with available paleomagnetic data.

From this, we suggest a new structural framework for the area, in which a major part of the shortening (80%) and differential rotations between the Mediano anticline and Foradada area (20°) is accommodated by Los Molinos thrust. The latter is showing a strike slip component of at least 7 km +/- 2 and corresponds, to a lateral ramp of the South-Central Pyrenean Unit in the sense of Seguret (1972).

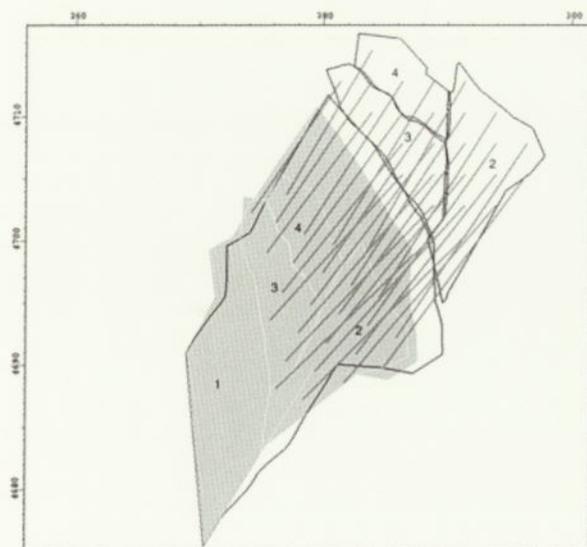


FIGURA 4.- Map view of finite displacements and rotations

ACKNOWLEDGMENTS

This study has been partially supported by projects GenCatITTCTP98-14 and ELF-EP 11890.

REFERENCES

- Mutti, E., Seguret, M., Sgavetti, M. (1988): Sedimentation and Deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees. In A.A.P.G. Mediterranean Basin Conference, Sp. Publ., Field Trip n.7, 153 pp.
- Rouby, D., Hongbin, X., Suppe, J. (in press): "3D restoration of complexly folded and faulted surfaces using multiple unfolding mechanisms." A.A.A.P.Bull.
- Parés, J.M., Dinarès-Turell, J. (1993): Magnetic Fabric in Two Sedimentary Rock-Types from the Southern Pyrenees. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 45: 193-205.
- Poblet, J., Muñoz, J.A., Travé, A., Serra-Kiel, J. (1998): Quantifying the kinematics of detachment folds using the 3D geometry: application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). *Geol. Soc. Amer. Bull.*
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Vergés, J. (1992). Thrusting and foreland basin in the Southern Pyrenees. In Mc. Klay (ed.) *Thrust tectonics* (Chapman & Hall, London). 247-254.
- Seguret, M. (1972): Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité., Montpellier, France.
- Teixell, A., Barnolas, A. (1995): Significado de la discordancia de Mediano en relación con estructuras adyacentes (Eoceno, Pirineo Central). *Geogaceta*, 18: 34-37.
- Vergés, J., Millán, H. (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-section. *Marine and Petroleum Geology*, 2: 893-915.

Estructura secuencial del relleno sedimentario de la Cuenca de antepaís surpirenaica y su relación con la evolución del orógeno

A. Barnolas e I. Gil-Peña

ITGE, Ríos Rosas 23, 28003-Madrid.

ABSTRACT

The South Pyrenean Foreland Basin is a good case study to develop an accurate model from the relationships between the orogenic growth and the basin evolution. For this purpose the sequential analysis applied to the basin, linked with a sedimentologic, geometric and palaeogeographic view, offer the best tool to know how the orogenic growth influences the basin formation and the nature of sedimentary systems in both, orogenic and foreland margins. The best preservation of the foreland margin architecture, assuming the relationship between these architecture and the orogenic stages of growing due to the direct impact of orogenic growth in foreland margin subsidence, makes their study essential in the sequential analysis. The results of a comparative analysis of the different segments of the South Pyrenean Foreland Basin: South-Eastern Pyrenean Foreland Basin, Tremp-Graus Basin and Jaca Basin, is presented. The analysis show the existence of four main basin sequences of, approximately 5 million years duration, related with the main stages in basin formation. Also, the direct influx of the tectonic regime is reflected in the sedimentation of both, foreland or orogenic, margins. Minor sequences, of approximately 1 to 1,5 million years have their origin clearly related to the tectonic growth.

INTRODUCCIÓN

La cuenca surpirenaica constituye un magnífico ejemplo para el estudio de las relaciones causa-efecto entre la evolución tectónica del orógeno y la evolución geométrica y sedimentaria de su cuenca de antepaís. Las reducidas dimensiones de la cuenca sedimentaria, el nivel de erosión existente, la escasa cobertura vegetal y el amplio lapso de tiempo (Santonense superior a Mioceno basal) en el que se produjo acortamiento tectónico son los factores determinantes.

Las cuencas de antepaís son el resultado directo de la respuesta isostática en el antepaís inmediato, al engrosamiento cortical producido en el orógeno durante el acortamiento tectónico. El avance de la deformación hacia el antepaís, incorpora progresivamente en la deformación a los materiales depositados en la propia cuenca de antepaís a la vez que ésta se desplaza en la misma dirección. Cuando el engrosamiento cortical se produce de forma escalonada en el tiempo se traduce en una evolución escalonada de la cuenca sedimentaria. En consecuencia el análisis del relleno sedimentario de la cuenca permite identificar los sucesivos estadios evolutivos en su formación que, por el avance de la deformación se manifestarán de forma escalonada hacia el antepaís. La distribución de sistemas sedimentarios dentro de la cuenca, su modificación entre

un estadio u otro y, finalmente, la evolución del relleno sedimentario dentro de cada estadio poseen un significado geodinámico.

El acortamiento orogénico se superpone siempre a un proceso de adelgazamiento cortical y, en consecuencia, formación de cuencas extensivas. Esto se traduce en una gran anisotropía del basamento previo a la etapa orogénica que controla la geometría de las láminas cabalgantes e incluso la respuesta del margen de antepaís. En la cuenca surpirenaica central la inversión tectónica de esta anisotropía previa es responsable de la compartimentación progresiva de la cuenca sedimentaria. Sobre una geometría inicial de una cuenca de antepaís no fragmentada (Santonense superior a Ilerdiense medio), tuvo lugar la individualización de la sub-cuenca de Tremp-Graus como cuenca despegada (Ilerdiense superior a Luteciense) y el aislamiento de la Cuenca surpirenaica oriental (Luteciense). Ambas situaciones son consecuencia del emplazamiento de la Unidad surpirenaica central.

Desde el trabajo de Puigdefábregas y Souquet (1986) que presentaron un primer esquema litoestratigráfico general de la cuenca surpirenaica con este tipo de análisis, diversos trabajos lo han aplicado de forma parcial: Cuenca surpirenaica oriental (Puigdefábregas *et al.*, 1986; Barnolas, 1998). Cuenca de Tremp-Graus (Puigdefábregas *et al.*, 1991; Nijman, 1998). La geometría del talud silici-

clástico entre la Cuenca de Tremp-Graus y la Cuenca de Jaca ha sido estudiada e interpretada en términos de análisis secuencial por Mutti *et al.* (1988). La geometría del talud carbonático del margen de antepaís de la Cuenca de Jaca por Barnolas y Teixell (1994).

ANÁLISIS SECUENCIAL

Dada la compartimentación de la Cuenca de antepaís surpirenaica en las tres subcuencas mencionadas la aplicación del análisis secuencial en cada una de ellas y su comparación nos dará información sobre el origen y edad de la compartimentación, y el diferente comportamiento de la cuenca sedimentaria en función de su evolución estructural. Por último, podremos analizar la concordancia o no de los eventos más significativos de la evolución secuencial en la arquitectura estratigráfica de la cuenca con las curvas de variación relativa del nivel del mar de carácter global.

- Cuenca surpirenaica oriental

La Cuenca surpirenaica oriental se comportó como una cuenca de antepaís no despegada, con un relleno asimétrico desde el Ilerdiense hasta el Luteciense superior, con un margen distal (antepaís) con sedimentación carbonática dominante y un margen orogénico siliciclástico. En esta etapa la cuenca presenta tres secuencias que se reconocen tanto en el margen de antepaís (plataformas carbonáticas escalonadas de Orpí, Peña y Tavertet) como en la cuenca en los aportes del margen orogénico (ver Barnolas, 1998). En el surco sedimentario y margen orogénico la primera secuencia presenta sedimentación marina poco profunda que evoluciona rápidamente a cuenca sobrealimentada con progradación de una cuña clástica (Fm Sagnari y Coronas *pro parte*); la segunda secuencia tiene características de cuenca subalimentada que evoluciona a cuenca parcialmente sobrealimentada y restringida (Fm Vallfogona, Terrades *pro parte* y Beuda); y, finalmente, la tercera secuencia evoluciona rápidamente de características de cuenca subalimentada a cuenca sobrealimentada con la progradación de una importante cuña clástica desde el orógeno (Fm Banyoles, Bracons y Bellmunt).

A partir del Luteciense superior, en la tradicionalmente conocida como "transgresión biarritziense", la cuenca pierde su carácter asimétrico por la incorporación del margen catalánide como margen tectónicamente activo. Este hecho se manifiesta en una evolución muy simétrica en el tiempo de los sistemas deposicionales (deltas y abanicos deltaicos) que retrogradan (en las secuencias de cuarto orden inferiores) o progradan (en las secuencias de cuarto orden superiores) desde los márgenes pirenaico y catalánide (Barnolas, 1998).

- Cuenca de Tremp-Graus

La Cuenca de Tremp-Graus se comportó inicialmente, hasta el Ilerdiense superior, como una cuenca no despegada, solidaria con la Cuenca de Jaca y la Cuenca surpirenaica oriental. Ha partir del Ilerdiense superior se comportó como una cuenca despegada desarrollada sobre la Unidad surpirenaica central (ver Barnolas *et al.*, 1991; Nijman, 1998). Las características del relleno sedimentario en la etapa de cuenca despegada han sido ampliamente descritas (ver Barnolas *et al.*, 1991; Puigdefabregas *et al.*, 1991; Nijman, 1998). Coexisten dos sistemas deposicionales; uno fluvio-deltaico que discurre según el eje del surco sedimentario, y otro consistente en abanicos aluviales y deltaicos situados en el margen pirenaico. La transición a las facies de cuenca se mantiene muy constante en el límite occidental de la Unidad despegada (rampa lateral ciega) y se caracteriza por la superposición de taludes siliciclásticos erosivos (retrogradacionales) (L'Atiart, Charo, Besians, Formigales) sobre taludes siliciclásticos progradantes. Esta geometría ha sido estudiada e interpretada en términos de análisis secuencial por Mutti *et al.* (1988) y Peper y De Boer (1995).

En el aspecto secuencial hay, por lo tanto, dos elementos de análisis muy importantes en la Cuenca de Tremp-Graus: la geometría de los taludes siliciclásticos y, por otra parte, la disposición y desarrollo de abanicos deltaicos procedentes del margen pirenaico con relación a los sistemas transversales.

- Cuenca de Jaca

La Cuenca de Jaca presenta un relleno asimétrico, con un surco con sedimentación turbidítica que se dispone en onlap sobre el margen distal (Labaume *et al.*, 1985). La sedimentación en el margen distal fue predominantemente carbonática. El colapso del margen de la plataforma carbonática dio lugar a la sedimentación de potentes megacapas de brechas que se encuentran interestratificadas con las turbiditas siliciclásticas. La cuenca se mantuvo en condiciones de cuenca subalimentada desde el Ilerdiense hasta el Luteciense terminal. A partir del Luteciense terminal ("transgresión biarritziense") la cuenca pasa a tener características de cuenca sobrealimentada, con la progradación de una cuña clástica litoral desde el orógeno, sin que se conozca el carácter de la sedimentación de su margen distal.

El carácter secuencial de su relleno sedimentario y la influencia de la evolución del orógeno quedan reflejados en la geometría del margen carbonático del margen de antepaís (Barnolas y Teixell, 1994). Este presenta una geometría escalonada retrogradacional con tres plataformas mayores bien identificadas y que se corresponden aproximadamente con el Ilerdiense, Cuisiense y Luteciense.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La comparación cronológica de eventos con un claro significado geodinámico entre los tres segmentos (Cuenca surpirenaica oriental, Cuenca de Tremp-Graus y Cuenca de Jaca) de la Cuenca de antepaís surpirenaica durante el Eoceno, proporciona una herramienta de primer orden en el estudio de la evolución geodinámica de la cadena. La evolución en la arquitectura de la cuenca (estructura y geometría del relleno sedimentario) responde a las pautas de evolución en el engrosamiento orogénico por lo que resulta un elemento de análisis complementario al estudio de la geometría estructural del orógeno. Muy a menudo los patrones de estudio entre relaciones tectónica sedimentación se basan en relaciones directas entre estructuras concretas y los sedimentos coetáneos; sin embargo, la arquitectura general de la cuenca y, en particular, la geometría de los edificios sedimentarios de sus márgenes poseen un mayor significado regional. En cuencas de antepaís, el margen orogénico está pobremente preservado, por la propia incorporación del mismo a la deformación, salvo en estadios evolutivos muy tardíos; por el contrario, el margen distal (generalmente preservado pero a menudo enterrado) lleva inscrita la huella de los eventos más significativos a nivel regional en la evolución orogénica.

Comparando el margen distal de la Cuenca surpirenaica oriental (Barnolas, 1998) con el de la Cuenca de Jaca (Barnolas y Teixell, 1994) se observa una clara correspondencia en la geometría de sus plataformas carbonáticas aunque no la haya, a nivel cronoestratigráfico, entre la plataforma carbonática de la Fm *Penya* (C.S.O.) con la la Fm *Boltaña* (C.J.). Esta falta de correspondencia se sitúa cronoestratigráficamente en el Cuisiense superior a Luteciense inferior y está en relación con el emplazamiento de la Unidad central surpirenaica y el aislamiento de la Cuenca surpirenaica oriental de la Cuenca de Jaca. Para esta época, la Cuenca de Tremp-Graus ofrece un buen registro de los sistemas sedimentarios en el margen orogénico.

El patrón general muestra una superposición de estadios evolutivos que, en los segmentos de la cuenca no despegados se manifiesta por el retroceso escalonado hacia el antepaís de los sistemas sedimentarios y el paso, dentro de cada secuencia, a condiciones de menor déficit sedimentario. Cuando las condiciones del relleno pasan de ser deficitarias a excedentes se manifiestan por la progradación de una cuña clástica desde el orógeno, de forma simultánea con la retrogradación del sistema carbonático de margen de antepaís. En estas condiciones se produce un rápido desplazamiento del surco sedimentario hacia el antepaís dentro de la misma secuencia sedimentaria.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al Proyecto IGCP nº 453 (Modern and Ancient Orogens)

REFERENCIAS

- Barnolas, A. (1998): Secuencias deposicionales de tercer orden en el Eoceno de la Cuenca de antepaís surpirenaica oriental. *Geogaceta*, 24: 47-50.
- Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A., Tosquella, J., Zamorano, M. (1991): Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. I Congreso Grupo Español del Terciario. Libro-guía excursión 1: 1-123.
- Barnolas A., Teixell, A. (1994): Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology*, 22: 1107-1110.
- Labauze, P., Séguret, M., Seyve, C. (1985): Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics*, 4 (7): 661-685.
- Mutti, E.; Séguret, M., Sgavetti, M. (1988): Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees. Field trip 7, AAPG Mediterranean Basins Conference, Special Publication University of Parma, Italy.
- Nijman, W. (1998): Cyclicity and basin axis shift in a piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. En: Mascle, A.; Puigdefabregas, C.; Luterbacher, H.P. and Fernández, M. (Eds.). *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geological Society Special Publications, 134: 135-162.
- Peper, T., De Boer, P.L. (1995): Intrabasinal thrust-tectonic versus climate control on rhythmicities in the Eocene South Pyrenean Tremp-Graus foreland basin: inferences from forward modelling. *Tectonophysics*, 249: 93-107.
- Puigdefabregas, C., Souquet, P. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Puigdefabregas, C., Muñoz, J.A., Marzo M. (1986): Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. En Allen, Ph.A. y Homewood, P. Ed., *Foreland Basins*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment. 8, 229-246.
- Puigdefabregas, C.; Nijman, W., Muñoz, J.A. (1991): Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to Pyrenean thrust sequences. En: Fourth International Conference on Fluvial Sedimentology. Sitges, Spain, Guide book series, 10, 113-167.



Patrimonio Geológico de Catalunya (Inventario y Catalogación de Geotopos y Geozonas)

P. Busquets¹, J. Carreras², E. Druguet² y J. A. Nuñez²

¹ Departament d'Estratigrafia i Paleontologia. Universitat de Barcelona. Zona Universitaria de Pedralbes. 08028 Barcelona. pere@natura.geo.ub.es

² Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra (Barcelona). jordi.carreras@uab.es, edruguet@einstein.uab.es, sting_geo@yahoo.com

ABSTRACT

Until very recently, the preservation of geological heritage has received scant attention, in Catalonia and around the world. In this paper, we take as our starting point the notion that geological heritage values should be based on both the existing geological record and its usefulness in illustrating a reconstruction of the regional geological history. We, therefore, take into account those outcrops which adequately reflect the regional geological processes, forms and structures. As a first step, a catalogue of 150 sites (geotopes and geozones) was considered essential for the explanation of the geological history of Catalonia. We previously established representativeness and singularity as the main criteria for the selection. The here followed procedure is, basically, that outlined in the GEOSITES project. The information regarding different geotopes and geozones is compiled as digital files. The resulting database is compatible with and suitable for integration into other Spanish, European and international databases.

Keywords: Natural heritage information systems, geotopes and geozones, Catalonia

INTRODUCCION

• Concepto de Patrimonio Geológico

Se considera patrimonio geológico al conjunto de recursos naturales no renovables de valor científico, cultural o educativo, que permiten reconocer, estudiar e interpretar la evolución de la historia de la Tierra y los procesos que la han modelado. La sucesión de procesos acaecidos en la Tierra quedan registrados en las rocas y en sus estructuras y formas. A partir de estos registros, en ocasiones de gran complejidad y comparables a jeroglíficos que el geólogo puede descifrar, es posible reconstruir la historia geológica de nuestro planeta y comprender los procesos que se dan en la superficie y en su interior.

Este conjunto de bienes culturales de carácter geológico forma una parte importante de lo que conocemos como patrimonio natural. Así pues, el patrimonio geológico queda generalmente englobado bajo los epígrafes que hacen referencia al medio natural y por tanto forman parte, juntamente con el patrimonio biótico, del patrimonio natural mundial. Sin embargo a menudo ha estado considerado como el mero substrato sobre el cual se desarrolla la vida, estando subordinado al patrimonio biótico.

Por otra parte, tanto por su particular naturaleza como por su valor de registro, el patrimonio geológico tiene características que los aproximan al patrimonio histórico cultural, circunstancia que determina que los yacimientos paleontoló-

gicos sean tratados bajo la legislación que protege los yacimientos arqueológicos. Raramente existen tratamientos específicos que regulen aquellos lugares que, no presentando un atractivo visual, son primordiales para comprender la evolución geológica y sus mecanismos. Son sin embargo muy abundantes las iniciativas para preservar elementos histórico-culturales, con o sin atractivo visual, importantes para el conocimiento de la historia del Hombre sobre la Tierra. Se hacen necesarias, pues, la reubicación del patrimonio geológico y el reconocimiento de sus especificidades.

• Catalogación y protección del patrimonio geológico

Hasta muy recientemente en la mayoría de estados del mundo, el patrimonio geológico ha recibido una consideración muy inferior a la de otros tipos de patrimonio natural y cultural. Se han acusado dos razones fundamentales. Por un lado, la mayor implicación emotiva de la mayoría de las personas respecto a los seres vivos frente a los elementos "inertes". Por otro lado, hasta una época reciente, la atención de los profesionales se centraba más en la prospección y explotación de recursos que no a su conservación. En los últimos años, pero, esta situación ha cambiado de forma notoria a consecuencia de la creciente implicación de los profesionales de las ciencias de la Tierra en trabajos relacionados con problemas ambientales.

Existen muchos y variados lugares susceptibles de configurar un lugar catalogable como patrimonio de la huma-

nidad. De forma simplificada, se puede considerar que en muchos de los espacios protegidos se produce la participación de elementos bióticos, geológicos y antrópico-culturales. La expresión del grado de participación de cada elemento puede representarse gráficamente en forma de un diagrama triangular como el de la figura 1.

Las primeras iniciativas a nivel mundial sobre protección del patrimonio cultural y natural datan de 1972, con la Convención para la Protección del Patrimonio Mundial. Sin embargo no es hasta finales de los años 80 que se inicia una auténtica y concreta labor de desarrollo metodológico para el estudio y valoración del patrimonio geológico. En 1989 se crea la Lista Indicativa Global de Lugares Geológicos (GILGES) y en 1991 tiene lugar la primera Reunión Internacional de Conservación del Patrimonio Geológico. De esta reunión, celebrada en Digne le Bain (Francia), salió la Declaración de Digne sobre la necesidad de conservación del patrimonio geológico, que transcribimos a continuación en forma abreviada:

“El único registro de la historia de nuestra planeta se encuentra en las rocas bajo nuestros pies: las rocas y el paisaje forman la “memoria” de la Tierra. Solo de las rocas es posible descifrar los procesos, cambios y conmociones que han originado nuestro planeta a lo largo de miles de millo-

nes de años: la parte más reciente de este registro incluye la evolución de la vida, incluyendo el Hombre. El registro preservado en las rocas y en el paisaje es único y en gran parte sorprendentemente frágil. Actualmente está en peligro mas que nunca. No podemos recuperar lo perdido, por lo tanto tenemos la necesidad urgente de entender y proteger lo que queda de este patrimonio común”.

El interés para la salvaguarda del patrimonio geológico ha crecido fuertemente desde la conferencia de Digne, con la asistencia de especialistas de 30 países diferentes. Este crecimiento en sensibilización hacia los valores geológicos ha sido especialmente notorio en los países europeos donde hasta la pasada década, a excepción de la Gran Bretaña, la preocupación por este tema era mínima. Precisamente la Gran Bretaña, juntamente con los Estados Unidos, representa uno de los países pioneros en la valoración, salvaguarda y gestión de espacios de interés geológico.

En 1993 se concibe GEOSITES, un proyecto corporativo entre UNESCO, IUGS, IGCP y IUCN, fundamentado por un lado en la valoración de los lugares de interés geológico a formar parte de la Lista del Patrimonio Mundial y por la otra en el desarrollo de una nueva base de datos (IUGS-GEOSITES) que parte de la anterior GILGES y que hasta ahora incluye más de un centenar de localidades de especial

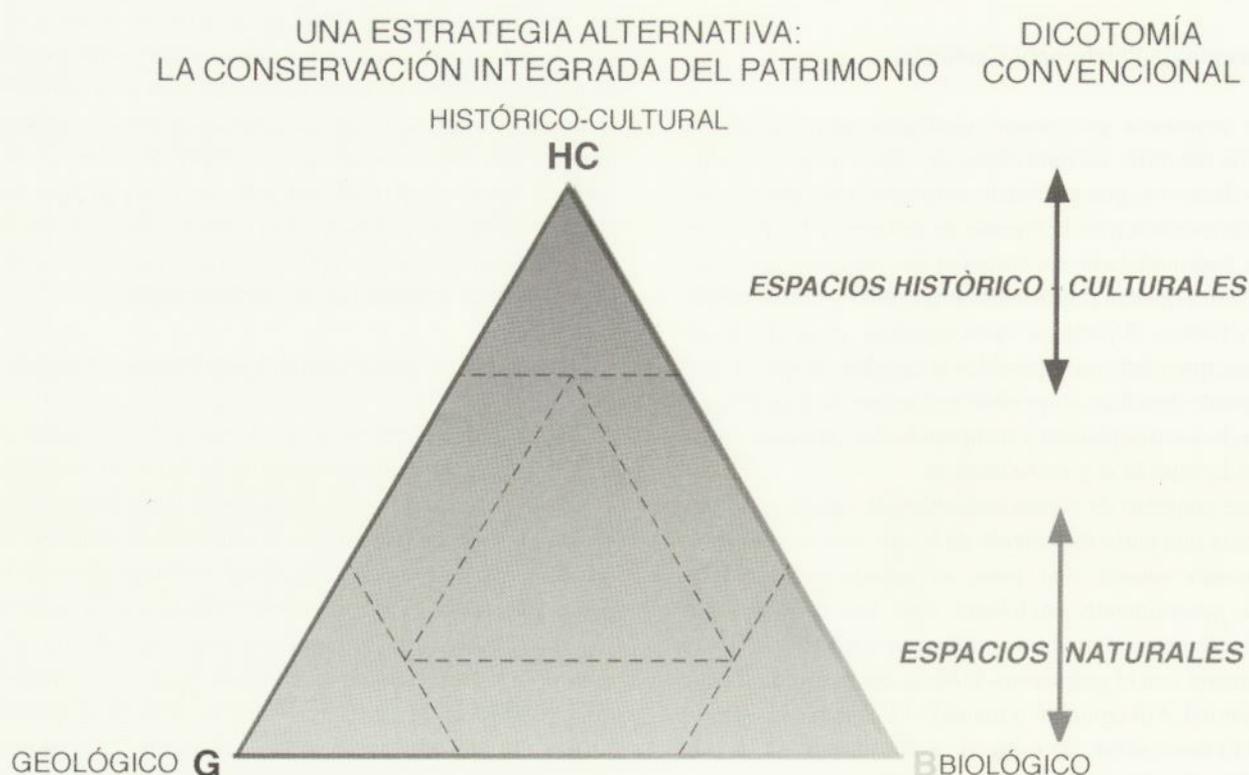


FIGURA 1.- Proyección triangular que muestra la existencia de un espectro continuo de ámbitos en donde el patrimonio geológico puede aparecer ubicado. Este tipo de diagrama permite situar las esencias de un espacio concreto y la relativa importancia de cada componente patrimonial. Hay que remarcar que el patrimonio geológico no se asocia necesariamente a los espacios naturales.

interés geológico de todo el mundo. La organización del proyecto GEOSITES se lleva a término a través de trabajos regionales. En el caso de Europa el grupo de trabajo encargado de esta recopilación es ProGEO (Asociación Europea para la Conservación del Patrimonio Geológico).

En la figura 2 se puede observar sobre todo el bajo nivel de desarrollo en el tema del patrimonio geológico en una mayoría de países del mundo, mas que la localización real de los mejores GEOSITES de nuestro planeta.

Una completa gestión para la protección del patrimonio geológico incluye diferentes fases que pasan necesariamente por una primera etapa de catalogación de espacios de interés geológico. Una vez realizada esta labor se procede a la promulgación de leyes de protección y a través de la propia protección, uso y seguimiento, con iniciativas concretas que garanticen su conservación.

PROYECTO DE INVENTARIO Y CATALOGACIÓN DE ESPACIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE CATALUNYA

• Objetivos y justificación

Es objetivo primordial de este proyecto crear una selección de lugares y espacios de interés geológico que en conjunto conformen un registro de la evolución geológica del territorio catalán. Para conseguir este objetivo se ha generado una base de datos que recoge aquellos afloramientos aislados y conjuntos de afloramientos en áreas de dimensiones variables que reciban la consideración de fundamentales y representativas. La base de datos generada irá destinada a los organismos involucrados en la planificación

y toma de decisiones que afecten al patrimonio natural. La base de datos será integrable en un sistema de información sobre el patrimonio natural de Catalunya.

Dadas las singularidades del patrimonio geológico, las localidades de interés especial no siempre quedan ligadas a parajes que puedan recibir atención incluyéndolas en un espacio natural. Algunos registros geológicos han quedado expuestos por el efecto de acciones antrópicas como la apertura de galerías en minas o desmontes en obras de ingeniería civil. En otras circunstancias, los lugares de interés pueden estar situados en zonas fuertemente antropizadas hecho que dificulta enormemente su protección mediante figuras legales propias y adecuadas para los espacios naturales. Finalmente, la preservación de lugares de especial interés no queda siempre garantizada, incluida la de los lugares situados en espacios naturales protegidos, debido a la falta de un inventario con la localización exacta de los lugares y con especificaciones sobre los tipos de acciones que pueden resultar agresivas y /o destructivas del patrimonio geológico, sean o no consideradas respetuosas con el medio natural.

Estas razones evidencian la necesidad, como paso previo a la instrumentación de medidas para preservar el patrimonio geológico, de establecer un primer inventario y clasificación de lugares y espacios de interés geológico donde se recojan todas aquellas características relativas tanto al interés geológico como a las singularidades referidas a su contextualización geográfica y a los condicionantes que comporta su preservación. Con este objetivo se prevé generar una base de datos que sea de fácil acceso y comprensión para todos los organismos que de una manera u otra estén implicados en la ordenación del territorio. Se considera que



FIGURA 2.- Mapamundi con los espacios de interés geológico listados hasta 1993 en el proyecto GEOSITES (Cowie, inédito).

esta tarea de catalogación ha de tener una primera finalidad: permitir disponer de la información necesaria sobre este patrimonio geológico, es decir, sobre su localización y sobre los valores que lo caracterizan, a mas de indicar para cada espacio que acciones pueden ponerlo en peligro y cuales pueden actuar a favor de su conservación. Esta información podrá ser utilizada en diferentes circunstancias compatibles con el objetivo principal de preservar el patrimonio geológico.

La protección de un lugar en el marco de una acción determinada y la promoción del lugar para la atracción de visitantes pueden ser usos de la base de datos. Puede ser usada por un lado para promover la geoconservación y por otro potenciar el desarrollo ordenado.

METODOLOGIA

• Tipología de los espacios

En la terminología usada en catalogación y protección del patrimonio geológico los diferentes términos se agrupan en función de los contenidos y de las dimensiones de los espacios a proteger. Así en la nomenclatura inglesa se distingue entre Geoparks (grandes áreas de especial significado geológico y que a menudo también incluyen valores ecológicos, históricos o culturales) y Geosites o Geotopes (zonas de especial interés geológico y de dimensiones más reducidas). En España se han adoptado los términos de Geotopo o PIG (punto de interés geológico) como equivalentes a Geotope, y cuando se abordan zonas un poco más amplias se utilizan términos como Geozona o LIG (lugar de interés geológico). En la base de datos que aquí se presenta se utilizan respectivamente los nombres de Geozona

y Geotopo para distinguir entre áreas y lugares o puntos concretos de dimensiones reducidas. El término Geoparque se reserva para grandes áreas con abundancia de geotopos o de geozonas.

En la figura 3 se muestran las relaciones entre los distintos tipos de espacios considerados en esta catalogación.

Haciendo la equivalencia con la nomenclatura de la UNESCO los geotopos y geozonas corresponderían a los geosites y las concentraciones de los anteriores en una parcela territorial lleva a la definición para este territorio de geoparque. Todos los geotopos y geozonas comportan una delimitación geográfica precisa, mientras que para cada uno de los geoparques la delimitación no es tan precisa y es solo indicativa.

• Requisitos indispensables para definir geotopos y geozonas

1 REPRESENTATIVIDAD: ser un notable ejemplo de estadio evolutivo de la historia geológica de Catalunya, constituir un buen registro de los procesos y/o acontecimientos geológicos que han tenido lugar.

2 SINGULARIDAD: constituir un registro de fenómenos geológicos superlativos, contener formaciones o elementos de excepcional belleza e importancia estética, o proporcionar información fundamental sobre alguna de las diferentes disciplinas de la geología.

Criterios adicionales de valor intrínseco: 1- grado de singularidad (carácter de localidad tipo, edad, rocas, estructuras, formas de erosión, etc.). 2- utilidad como modelo para la divulgación de procesos, cantidad de elementos clave característicos del proceso que representa, utilidad para la educación ambiental. 3- utilidad como un modelo

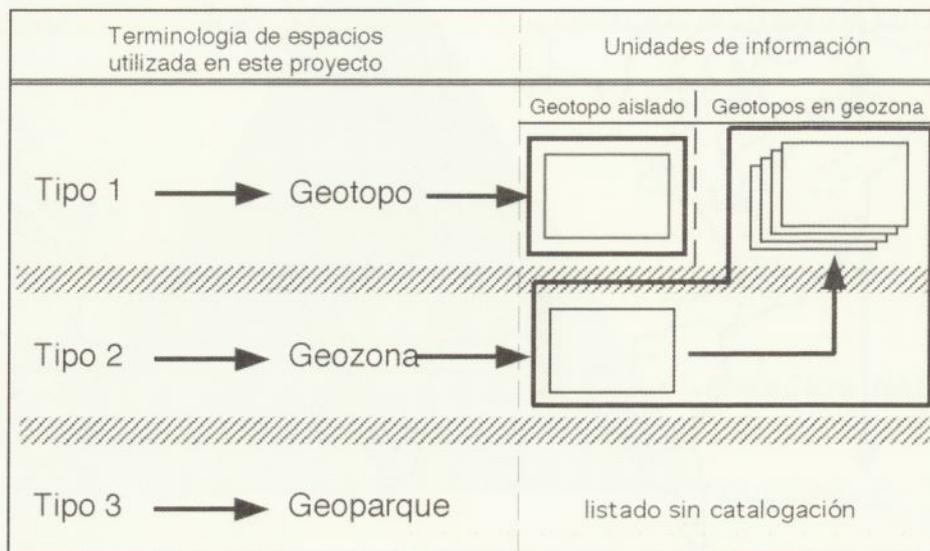


FIGURA 3.- Relaciones entre los distintos tipos de espacios considerados en esta catalogación

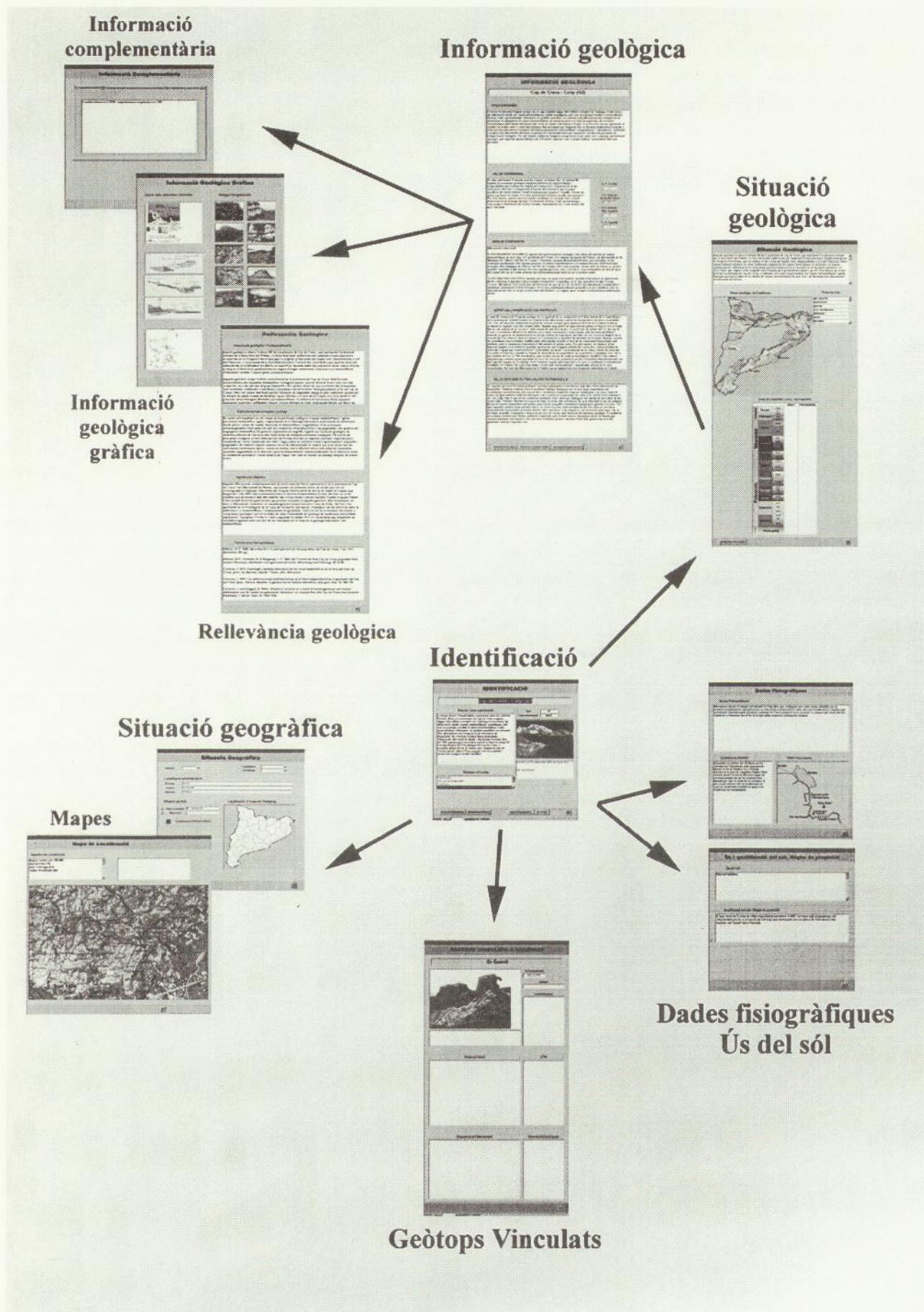


FIGURA 4.- Modelo de ficha utilizada en la base de datos del proyecto de inventario y catalogación de espacios de interés geológico de Catalunya.

para el conocimiento científico de procesos. 4- Diversidad de elementos de interés presentes. 5- Condiciones de afloramiento y estado de conservación.

Criterios adicionales relacionados con la potencialidad de uso y con la necesidad de protección: 1- posibles actividades a realizar (didácticas, científicas, turísticas, etc.). 2- Peligro de expoliación y degradación. 3- Asociación con elementos histórico-culturales y otros elementos naturales. 4- Accesibilidad. 5- Amenazas actuales o potenciales, situación en el planteamiento vigente y interés para la explotación minera. 6- Régimen de protección (protegido/ no protegido no urbanizado/ urbanizado).

El uso de estos criterios permite establecer una valoración de los espacios en diferentes categorías según su grado de relevancia (internacional, estatal, nacional o regional) siendo así viable la propuesta de inclusión en las listas de ProGEO y de la UNESCO.

• Organización de la información

Las fichas que se han generado siguen básicamente el modelo de inventario recomendado en el proyecto GEOSITES. El contenido de las fichas, dada su configuración digital, supera ampliamente el espacio físico de cualquier ficha material.

A partir del año 2001 el contenido de esta base de datos se preparará para que sea accesible al público a través de INTERNET.

FICHA BÁSICA USADA EN ESTA BASE DE DATOS

Se han generado 150 fichas según el modelo de la figura 4. Este número limitado ha comportado la constante asociación de los geotopos y geozonas definidos a otros puntos no incluidos en el catálogo pero similares al descrito en la ficha. Se ha partido de un número considerado mínimo para cubrir los objetivos anteriormente planteados. En la figura 4 se presenta el modelo de fichas generadas para los diferentes geotopos y geozonas.

AGRADECIMIENTOS

A los miembros del equipo de coordinación del proyecto de inventario y catalogación de espacios de interés geológico de Catalunya, así como a todos los colaboradores que intervienen en el proyecto. Este proyecto está patrocinado por la Conselleria de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

- Castillo, A. (1996): Peculiaridades y estrategias de conservación del Patrimonio Geológico. *Geogaceta* 19:195-197.
- Cowie, J.W., Wimbledon, W.A.P. (1994): The World Heritage List and its relevance to geology. En: O'Halloran, D., Green, C., Harley, M., Stanley, M. and Knill, J. (eds), *Geological and Landscape Conservation*, Geological Society, London, pp.71-73.
- Gallego, E., García, A. (1996): Introducción. En: *El Patrimonio Geológico. Bases para su valoración, protección, conservación y utilización*. Serie Monografías, MOPTMA, Madrid.
- Joyce, E.B. (1994): Assessing the significance of geological heritage sites: from the local level to world heritage. *Proceedings of the 1st International Symposium on the Conservation of Our Geological Heritage, Digne les Bains, 11-16 June 1991*. *Memoires de la Societe geologique de France*, n.s. 165: 37-43.
- Pujolriu, Ll. (1999): Geotopes and Geozones in Catalonia. *Inventory and Cataloguing Project. Com. III Reun. Nac. Comis. Patrim. Geol*, 196-200.
- Wimbledon, W.A.P. (1996): Geosites - a new conservation initiative. *Episodes* 19: 87-88.

Caracterización paleoambiental mediante biomarcadores de las sucesiones lacustres oligocénicas superiores (Formación Mequinenza) del sector SE de la cuenca del Ebro (NE de España)

L. Cabrera¹, M. Cabrera², R. Gorchs² y F.X.C. de las Heras^{2*}

1 Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conca. Dept. d' Estratigrafia i Paleontologia. Universitat de Barcelona. Campus Pedralbes. c/Martí Franqués, E-08028-Barcelona. e-mail: lluis@natura.geo.ub.es

2 Escola Universitària Politècnica de Manresa (U.P.C.). Av. Bases de Manresa 61-73, E-08240-Manresa, Catalonia (Spain). 2* e-mail: heras@bages.eupm.upc.es

Abstract

The Late Oligocene Mequinenza Formation (SE Ebro Basin, NE Spain) was deposited in shallow, low gradient ancient lacustrine zones, which evolved under subtropical, warm climatic regime and closed drainage conditions. Limestones, mudstones and thin coal seams are the most characteristic deposits in these successions. Lacustrine water solute concentration underwent changes during the alternative high and low stand episodes, with lacustrine waters ranging mainly from fresh to oligosaline. Non sulphurised (NSC) and sulphurised (OSC) biomarkers record primary contributions of aquatic and terrestrial higher plants, bacteria and algae. Higher plants biomarkers were recorded mostly as normal, non sulphurised lipids. The biomarker assemblages suggest that the lacustrine system was eutrophic and the water column was poorly oxygenated and sometimes stratified as shown by gammacerane occurrence. Both organic petrological data and biomarker record make evident intense bacterial degradation of the organic matter and the coexistence of well developed anaerobic sulfur and methane-carbon cycles. Intense reworking of organic matter by sulphate reducing eubacteria gave rise to organo sulphurised compounds (OSC). Among them, linear thiols are new biomarkers, which probably were generated by the early incorporation of sulphur into functionalised precursors (e.g. alkanols) resulting from bacterial activity.

Keywords: Ebro foreland basin; closed drainage lakes; lacustrine carbonates and coals; biomarkers; organosulphur compounds.

INTRODUCCIÓN

El análisis multidisciplinar de los registros estratigráfico, sedimentológico, paleobiológico y geoquímico, aplicado al estudio de los sistemas lacustres antiguos, permite establecer las condiciones tectónicas y climáticas bajo las cuales se desarrollaron y sus condiciones paleoambientales (profundidad y grado de estratificación de la columna de agua, paleohidroquímica, productividad orgánica). El conocimiento de estas condiciones paleoambientales, que condicionan la producción y acumulación de materia orgánica, es de interés para una mejor comprensión de las condiciones de formación de rocas generadoras de hidrocarburos en sistemas lacustres (Talbot, 1988; Bohacs *et al.*, 2000).

El reconocimiento de biomarcadores significativos en el registro sedimentario es una fuente de información adi-

cional útil para precisar el origen de la materia orgánica y sus condiciones de producción y acumulación. En esta comunicación se insiste en que la integración de la estratigrafía y la sedimentología (Cabrera *et al.*, 1985, Cabrera y Sáez, 1987), los datos petrológicos y geoquímicos (Querol *et al.*, 1996; Cabrera, 1999) y de los datos sobre biomarcadores registrados en las sucesiones lacustres de Mequinenza (Torres-Ordóñez *et al.*, 1990; Gorchs *et al.*, 1992, 1993, 1995; White *et al.*, 1994; Cabrera, 1999), permite precisar con mayor detalle el marco deposicional y diagenético temprano en el que tuvo lugar la generación de los distintos tipos de biomarcadores.

EL SISTEMA LACUSTRE DE MEQUINENZA

Las sucesiones lacustres oligocénicas superiores de la Formación de calizas de Mequinenza (sector suroriental de

la cuenca del Ebro, región de antepaís surpirenaica) alcanzan una potencia de varios centenares de metros (hasta 500-600 m) y registran el desarrollo de áreas lacustres muy extensas (de hasta varios miles de kilómetros cuadrados de extensión), someras (con un máximo probable de hasta 10-15 m) y con un suave gradiente deposicional. Estas antiguas zonas lacustres eran completa o alternativamente endorreicas y sufrieron notables expansiones y retracciones. Su evolución tuvo lugar bajo un régimen climático subtropical, con temperaturas medias más elevadas que las actuales y posiblemente se vieron afectadas por ciclos de aridificación y humidificación alternantes. Las secuencias lacustres internas están dominadas por facies carbonatadas y lutitas e intercalan delgados niveles de carbón de hasta un metro de potencia. Estas sucesiones internas pasan lateralmente a otras marginales en las que dominan los carbonatos o bien éstos alternan con facies terrígenas finas (limolitas, arcillas). En estas sucesiones marginales se reconoce el desarrollo de evaporitas intersticiales (nódulos de anhidrita). Las relaciones estratigráficas entre la unidad lacustre de Mequinenza y las unidades aluviales que la rodean, junto con los datos sedimentológicos y paleobiológicos disponibles, indican que el sistema lacustre experimentó apreciables cambios de volumen y nivel del agua. Estos cambios son reconocibles a través de importantes desplazamientos de las facies litorales y posiblemente dieron lugar a la alternancia de episodios hidrológicamente abiertos y cerrados (Cabrera *et al.*, 1985, Cabrera y Sáez, 1987).

RESULTADOS ANALÍTICOS

Se han analizado en el extracto soluble las fracciones polar y apolar, se han reconocido los biomarcadores específicos (no azufrados y azufrados) y establecido sus cocientes más importantes (índices de cromanos, pristano/fitano, etc) en tres muestras (lignito, margocaliza y calcisilita laminada), que procedían de una sucesión predominantemente carbonatada y con frecuentes intercalaciones de lignito. Los principales resultados obtenidos son los siguientes:

a) Detección de una gran diversidad de compuestos orgánicos no azufrados y azufrados, destacando la buena preservación del registro de biomarcadores. Los compuestos azufrados orgánicos, escasamente reconocidos hasta ahora en sucesiones lacustres (Grimalt *et al.*, 1991; Sinninghe Damstè *et al.*, 1992 y 1993a; de las Heras *et al.*, 1997), son aquí abundantes.

b) Presencia frecuente de homólogos de hopanoides y 2-metilhopanoides en todas las muestras, además de 13-metilhopanoides y gammacerano en algunas de ellas.

c) Los alcanos lineales, junto con isoprenoides y esteranos, están también presentes. Biomarcadores de tipo oxigenado como los cromanos, alcanoles, esteroides y ácidos son bastante abundantes en todas las muestras.

d) La frecuente presencia de thiolanil y thienilhopanoides, epithiosteroides y poliprenoides sulfídicos, junto con

nuevos alcanotioles lineales, reconocidos en el extracto soluble.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos disponibles permiten establecer el origen de la materia orgánica, su transformación y las condiciones paleoambientales. Así la concentración de solutos en las zonas lacustres experimentó cambios durante los sucesivos episodios de alto y bajo nivel. La posibilidad de incrementos de salinidad (sugerida por la relación lateral entre sucesiones con carbón y otras con evaporitas intersticiales) es apoyada por la presencia de cromanos. Los registros paleobiológico, mineralógico y geoquímico orgánico (índice de cromanos) indican que la salinidad de las aguas lacustres en las zonas más persistentes del sistema evolucionó de condiciones diluidas a oligosalinas y quizá incluso incipientemente mesosalinas. Por el contrario, raramente debieron alcanzarse condiciones eusalinas o hipersalinadas. El reconocimiento de cromanos abre nuevas posibilidades para su utilización como criterio para el establecimiento de paleosalinidades en sistemas lacustres antiguos.

El extendido desarrollo de los compuestos orgánicos azufrados en Mequinenza ha sido causado por la dinámica de la cuenca lacustre, así como por las condiciones deposicionales y diagenéticas tempranas en las zonas lacustres.

Las contribuciones de materia orgánica en el sistema de Mequinenza tuvieron distintos orígenes (autóctono y alóctono) y carácter (aportes primarios o secundarios). Las contribuciones de plantas superiores fueron obviamente significativas como lo demuestran los depósitos de carbón, los restos macroscópicos y las acumulaciones de láminas de fitoclastos (Cabrera *et al.*, 1985; Cabrera and Sáez, 1987; Querol *et al.*, 1996). Sin embargo la distribución de los biomarcadores no sólo confirma estas contribuciones (especialmente de plantas acuáticas), sino también las de bacterias (cianobacterias, bacterias anaerobias fotosintéticas, bacterias del azufre anaerobias-fototróficas, bacterias aerobias metanotróficas y metilotróficas) y algas.

Las facies carbonatadas, terrígenas-carbonatadas y organógenas (lignitos sub-bituminosos) de las sucesiones lacustres de Mequinenza muestran una elevada razón entre ácidos insaturados y saturados, así como abundancia de alcanoles insaturados, ácidos, esteroides y hopanoides. Estas características son comparables con asociaciones similares de biomarcadores reconocidas en lagos eutróficos actuales y sugiere por ello que estos materiales se depositaron bajo condiciones de elevada eutrofia (y quizá incluso de hipereutrofia), lo que no es contradictorio con las características paleolimnológicas de la cuenca lacustre, establecidas a través de otros criterios. Por otra parte el elevado cociente S/C observado en las facies de carbón en relación a las otras facies lacustres (carbonatos y calcisilitas) pueden indicar variaciones significativas en la productividad

autotrófica de las zonas lacustres o bien en la cantidad de materia orgánica metabolizable que era aportada desde zonas emergidas vecinas. Ambos factores (mayor productividad y/o contribución de materia orgánica) se corresponden bien con la situación de alto nivel lacustre que se daba en el área durante la acumulación de carbón.

Tanto la elevada eutrofia como las contribuciones externas de materia orgánica fueron frecuentes en las zonas lacustres someras del sistema, lo cual dio lugar a acumulaciones notables de materia orgánica y a un elevado consumo de oxígeno en la columna de agua. Debido a ello, en dicha columna de agua se dieron condiciones disóxicas a anóxicas que se conjugaron con una estratificación química y/o térmica. Esta estratificación viene confirmada por la presencia del biomarcador gammacerano, el desarrollo ocasional de facies microlaminadas y por la preservación de restos de peces articulados.

Como se ha indicado anteriormente, en las áreas lacustres más persistentes de Mequinenza no se dieron condiciones eusalinas o hipersalinas y no se registra el desarrollo de evaporitas. A pesar de ello el contenido en sulfato de las aguas fue lo suficientemente elevado para favorecer el extendido e intenso desarrollo de sulfato reducción. Esta sulfato reducción tuvo lugar bajo condiciones de bajo redox (entre -200 y -400 mV) y alto pH (entre 8 y 9-10) y dio lugar a una muy importante generación de compuestos orgánicosulfurados. A pesar de que generalmente se indica que la presencia de compuestos orgánicos sulfurados en sistemas lacustres caracterizan medios salinos-hipersalinos, estas condiciones no se dieron en el sistema de Mequinenza. El contenido en sulfato en las aguas diluidas a oligosalinas fue obviamente lo suficientemente alto para favorecer la sulfato-reducción, pero no fue asociado a salinidades extremas. En esta situación se considera que el factor adicional que favoreció el desarrollo de los compuestos orgánicos de azufre fue la elevada contribución de materia orgánica (planktónica y de plantas superiores) y la ausencia de hierro.

Los biomarcadores azufrados reconocidos indican que los lípidos procedentes de cianobacterias, eubacterias y algas (hopanoides, terpenoides, esteroides y poliprenoides) incorporaron azufre en sus estructuras moleculares orgánicas, dando lugar a la generación de thienil y thiolanilhopanoides, epithiosteranos y poliprenoides azufrados, que usualmente se asocian a bacterias y algas. En especial los alcanotioles lineares son nuevos biomarcadores que probablemente se originaron a partir de la incorporación temprana de azufre en precursores funcionalizados (por ejemplo los alcanoles) originados, a partir de materia orgánica de origen bacteriano, en ambientes diagenéticos tempranos sometidos a intensa sulfato-reducción. Esta posibilidad viene reforzada por la frecuente presencia de estos compuestos precursores (sin azufre incorporado en sus estructuras) en los depósitos estudiados. Los biomarcadores de plantas superiores han sido reconocidos sólo como lípidos

normales, sin una incorporación significativa de azufre. Ello sugiere que esta incorporación en los compuestos orgánicos se realizó fundamentalmente a través de procesos metabólicos de degradación bacteriana.

El sistema lacustre de Mequinenza se caracterizó por la coexistencia de ciclos anaerobios de azufre y carbono bien desarrollados. Las aguas de porosidad intersticial en los depósitos experimentaron un proceso de agotamiento del sulfato, debido al desarrollo de la degradación de aportes masivos de materia orgánica, lo que pudo favorecer el desarrollo sincrónico o ligeramente diferido en el tiempo y/o el espacio de metanogénesis. La difusión de H₂S y CH₄ desde el sedimento a la columna de agua dio lugar, a su vez, a la proliferación de comunidades de bacterias del azufre anaerobias y fototróficas y a la de bacterias aerobias metanotróficas o metilotróficas. Estas comunidades bacterianas contribuyeron significativamente al registro de biomarcadores.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco de la acción integrada hispano-germana DAAD-DGICYT 1992-1994: HA93-058, de los proyectos de la CICYT PB94-0826, PB97-0682 y PB-97-0882-C03-01 y del del Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuenca (SGR 1997-00073) del Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya).

REFERENCIAS

- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J. (2000): Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an Integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. En: *Lake Basins trough space and time.* (E.H.Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.), . AAPG Studies in Geology, 46: 3-34.
- Cabrera, L., Colombo F., Robles, S. (1985): Sedimentation and Tectonic interrelationship in the Palaeogene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin, Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. En: *6th European Regional Meeting Excursion Guidebook. Excursion 10* (M.D. Milà y J. Rosell, Eds.), pp 393-492. IAS-UAB-IEI. Lleida.
- Cabrera, L., Sáez, A. (1987): Coal deposition in carbonate-rich shallow lacustrine systems: the Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). *J. Geol. Soc. London*, 144: 451-461.
- Cabrera, M. (1999): Estudi dels biomarcadors de conques altament reductores. Tesis doctoral Universitat Politècnica de Catalunya, 412 pp.
- de las Heras, F.X.C., Grimalt, J.O., Lopez, J.F., Albaigés, J., Sinninghe Damstè, J.S., Schouten, S., de Leeuw, J.W. (1997): Free and sulfurized hopanoids and highly

- branched isoprenoids in immature lacustrine oil shales. *Org. Geochem.*, 27: 41-63.
- Gorchs, R., de las Heras, F.X.C., Grimalt, J., Albaigés, J., Sáez, A., Cabrera, L. (1992): Utilización de biomarcadores en la elucidación del ambiente deposicional de lignitos. En III Congreso Geológico de España, VIII Congreso Latino Americano de Geología. Simposios (A. Carnicero, L.C. García de Figuerola y M. Peinado Eds.), Vol. I: 88-97. Salamanca.
- Gorchs, R., Rius, R., de las Heras, F.X.C., Grimalt, J., Cabrera, L. (1993): Palaeoenvironmental assessment of the sulphur-rich Mequinenza basin. En: *Organic Geochemistry. 16th International Meeting on Organic Geochemistry* (K. Oygard Ed.), 461-465. Stavanger.
- Gorchs, R., Catalan, C., Campá, J., Danishfar, P., Cabrera, L., de las Heras, F.X.C. (1995): Origin and fate of sulphur in Spanish coals. En: *Proceedings of the 8th International Conference on Coal Science*. (J.A. Pajares y J.M.D. Tascón, Eds.), 1657-1660. Elsevier. Amsterdam.
- Grimalt, J.O., Yruela, I., Saiz-Jiménez, C., Toja, J., de Leeuw, J.W., Albaigés, J. (1991): Sedimentary lipid biogeochemistry of an hypereutrophic alkaline lagoon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2555-2577.
- Querol, X., Cabrera, L., Pickel, W., López-Soler, A., Hagemann, H.W., Fernández-Turiel, J.L. (1996): Geological controls on the coal quality of the Mequinenza subbituminous coal deposit, northeast Spain. *Intern. J. Coal Geol.*, 29: 67-91.
- Sinninghe Damstè, J.S., de las Heras, F.X.C., de Leeuw, J.W. (1992): Molecular analysis of sulphur rich brown coals by flash pyrolysis gas chromatography mass spectrometry. The type III-S kerogen. *J. Chromat.*, 607: 361-376.
- Sinninghe Damstè, J.S., de las Heras, F.X.C., van Bergen, P.F., de Leeuw, J.W. (1993): Characterization of Tertiary Catalan lacustrine oil shales: Discovery of extremely organic sulphur-rich Type I kerogens. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 389-415.
- Talbot, M.R. (1988): The origins of lacustrine source rocks: evidence from the lakes of tropical Africa. En: *Lacustrine Petroleum Source Rocks*. (A.J. Fleet, K. Kelts, K., M.R. Talbot, Eds), *Geol.Soc.Special Publ.*, 40: 29-44.
- Torres-Ordóñez, R.J., Calkins, W.H., Klein, M.T. (1990): Distribution of organic-sulfur-containing structures in high organic sulfur coals. En *Geochemistry of sulfur in fossil fuels* (W.L. Orr, C.M. White, Eds.), ACS Symposium series, 429: 287-295. Washington.
- White, C.M., Collins, L.W., Veloski, G.A., Irdi, G.A., Rothenberger, K.S., Gray, R.J., Lacount, R.B., Kasrai, M., Bancroft, G.M., Brown, J.R., Huggins, F.E., Shah, N., Huffman, G.P. (1994): A study of Mequinenza lignite. *Energy and fuels*, 8: 155-171.

Avances en la elaboración de una escala magneto-biostratigráfica del Terciario continental de Europa Occidental: Magnetoestratigrafía de las sucesiones oligocénicas del sector SE de la cuenca del Ebro e implicaciones en el estudio de la cinemática de sus márgenes tectónicos

L. Cabrera^{1*}, M. Garcés², E. Roca³, J. Agustí⁴, X. Barberà¹, M. Marzo¹ y J. M. Parés⁵

1 Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conca. Dept. d' Estratigrafia i Paleontologia. Universitat de Barcelona. Campus Pedralbes. c/Martí Franqués, E-08028-Barcelona. lluis@natura.geo.ub.es

2 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera, Laboratorio de Paleomagnetismo (UB-CSIC-CIRIT). Martí Franqués, s/n. E-08028-Barcelona.

3 Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conca. Dept. de Geodinàmica i Geofísica Universitat de Barcelona. Campus Pedralbes. c/Martí Franqués, E-08028-Barcelona.

4 Instituto de Paleontología Miquel Crusafont. c/ Escuela Industrial. Sabadell

5 University of Michigan, Dep. of Geological Sciences, 1006 C.C. Little Building, Ann Arbor, MI 48109-1063, U.S.A. jmpares@umich.edu

ABSTRACT

Recent litho and biostratigraphic studies carried out on the continental sequences of the southeastern Ebro Basin (NE Spain) have shown that accurate magnetostratigraphic studies can be carried out on continuous, widely exposed successions, which cover most of Paleogene to early Neogene times. Moreover the large, still increasing number of fossil mammal localities make the Ebro Basin one of the unusual cases in Europe where continuous, non-marine late Eocene-Miocene stratigraphic successions can be accurately biozoned. A joint project has integrated litho, bio and magnetostratigraphic data and established a highly resolute magnetostratigraphy for the Oligocene. As a result it is reported a continuous and complete magnetostratigraphy of the Oligocene in a terrestrial basin in Europe. A regional biostratigraphic framework based on fossil mammals is proposed as a first approach to define non-marine chronostratigraphic units. Moreover the accurate magnetostratigraphy now established enables to date more precisely some of the palaeobiological changes in southwestern Europe, which were coeval and likely related to the ongoing global palaeoclimatic and palaeoceanographic changes caused by high latitude cooling. The regional application of the reported advances are illustrated on the basis of the results available from the analysis of the orogenic front of the LinKIng Zone (between the Catalan Coastal Range and the Iberian Range) Catalan Coastal range in the SE sector of the Ebro foreland basin.

Keywords: Iberian Plate; Southern Pyrenean foreland; mammal biostratigraphy; magnetostratigraphy; paleoclimatic events; Tertiary Paleogene; Neogene.

INTRODUCCIÓN

El estudio integrado de las sucesiones estratigráficas continentales de las cuencas europeas ha arrojado importantes resultados en los últimos cinco años, habiéndose experimentado un importante salto cuantitativo y cualitativo. Varios grupos de investigadores multidisciplinares, españoles, europeos y norteamericanos han orientado sus esfuerzos a la obtención de una escala magneto-biostratigráfica basada en sucesiones terciarias no marinas de Europa Occidental. El objetivo de la obtención de esta escala es

contar con un instrumento para obtener dataciones continuas en sucesiones no marinas, abriendo la posibilidad a la obtención de correlaciones fiables (dentro de una misma cuenca y entre distintas cuencas) y a la cuantificación y calibración temporal de los procesos paleobiológicos, sedimentarios y tectónicos (Burbank et al, 1992; Kempf et al., 1997; Krijgsman et al., 1996; Lindsay, 1997). La magnetoestratigrafía en las cuencas continentales se revela por una parte (cuando se dispone de sucesiones continuas y bien correlacionadas entre sí por criterios físicos fiables y contrastables) como un instrumento eficaz para la calibración de las zona-

ciones biocronológicas y biostratigráficas, allí donde no se disponen de correlaciones marino-continental ni de dataciones numéricas. Además las sucesiones magnetoestratigráficas son un instrumento de datación útil en el análisis de cuenca, si bien es importante contrastar los resultados obtenidos a base de dataciones radiométricas y puntos de anclaje biostratigráfico.

Dentro de esta línea de trabajo, los avances desarrollados en las cuencas continentales terciarias de Iberia han sido muy significativos. Ello es debido a

1) Las buenas condiciones de afloramiento y continuidad de las sucesiones, lo que permite establecer sucesiones magnetoestratigráficas continuas y fiables, con escasas discontinuidades.

2) La posibilidad de contar con el soporte de escalas biostratigráficas basadas en mamíferos fósiles y cuyo grado de refinamiento y precisión se va incrementando gradualmente. Ello permite realizar la correlación de las escalas magnetoestratigráficas locales con la ETPM (Escala Temporal Paleomagnética) no sólo a partir de las secuencias de cambios de polaridad, sino también contando con puntos de anclaje biostratigráfico en la sucesión.

En esta comunicación se resume la contribución realizada al establecimiento de una escala magneto-biostratigráfica para el Oligoceno de Europa Occidental, a partir del estudio de las sucesiones oligocénicas ubicadas en la zona SE de la cuenca de antepaís del Ebro. Además se señala un ejemplo de su inmediata aplicación al estudio de la evolución paleogena del vecino frente orogénico de la Zona de Enlace, entre la Cadena Ibérica y las Cadenas Costeras Catalanas.

EL CONTEXTO DE LAS SUCESIONES OLIGOCÉNICAS EN EL SE DE LA CUENCA DEL EBRO

La cuenca del Ebro es la cuenca de antepaís más tardía de la región surpirenaica, delimitada por los Pirineos, las Cadenas Costeras Catalanas, la Zona de Enlace y la Cadena Ibérica. Desde el Eoceno superior hasta el Mioceno la cuenca fue esencialmente endorreica y fue rellenada por sistemas aluviales y lacustres.

Este estudio magnetoestratigráfico incluye 11 columnas distribuidas en dos sectores: oriental (incluyendo los perfiles de Rocafort, Sarral, Solivella, Tarrés, Vinaixa y Cervià) y occidental (Gandesa, Mina Pilar, Granadella, Granja d'Escarp y Torrente de Cinca). La combinación de los datos lito, bio y magnetoestratigráficos ha permitido elaborar una sección compuesta para cada sector. A su vez estas secciones compuestas han sido correlacionadas a través de perfiles de conexión, comunes a ambas (Barberà, 1999).

Las sucesiones del sector oriental incluyen 1.100 m de potencia y fueron muestreados en áreas vecinas al margen de la cuenca, incluyendo facies marginales e intermedias de los sistemas aluviales de St. Miquel de Montclar y del Montsant, que pasan lateralmente a las sucesiones terrige-

nas, carbonatadas y evaporíticas lacustres de los sistemas lacustres de Anoia, Segarra, Urgell y Les Garrigues. Las biozonas de mamíferos fósiles reconocidas en este sector indican la existencia del Eoceno superior y del Oligoceno inferior, a partir de 19 localidades de mamíferos fósiles integradas en las secciones magnetoestratigráficas o bien en otras correlacionables con ellas.

Las sucesiones del sector occidental fueron muestreadas desde el margen hacia sectores más internos de la cuenca y cubren unos 700 m de espesor estratigráfico. La sección de Gandesa incluye facies marginales a intermedias del sistema de abanicos aluviales de Gandesa-Horta (de procedencia catalánide), así como facies distales del megafan del sistema Guadalupe-Matarranya (de procedencia claramente ibérica). Las facies medias y distales del megafan del Montsant están registradas en el perfil de La Granadella. Los restantes perfiles incluyen los depósitos formados en la zona de interacción entre los distintos megafanes fluviales (Huesca, Guadalupe-Matarranya y Montsant) y los depósitos lacustres carbonatados de las zonas internas (Complejo de Los Monegros). La correlación entre las distintas sucesiones desde el margen de cuenca hasta las zonas centrales se basa en perfiles litoestratigráficos correlacionables entre ellos. Las biozonas de mamíferos fósiles, reconocidas en este sector, indican la existencia del Oligoceno superior, a partir de 35 localidades de mamíferos fósiles integradas en las secciones magnetoestratigráficas o bien en otras correlacionables con ellas.

RESULTADOS Y APLICACIÓN DE LAS ESCALAS MAGNETOESTRATIGRÁFICAS

En el sector SE de la cuenca del Ebro ha sido posible establecer una sucesión magnetoestratigráfica continua, que abarca desde el Eoceno superior hasta el Mioceno inferior y que es correlacionable, a partir de la biostratigrafía establecida sobre la base de las asociaciones de mamíferos fósiles. A partir de esta base biostratigráfica y las características de la secuencia de cambios de polaridad, ha sido posible correlacionar con fiabilidad la escala establecida con la ETPM.

La secuencia de polaridad magnética propuesta se basa en 560 estaciones paleomagnéticas. Se desmagnetizaron térmicamente más de 1.500 especímenes estándar, siguiendo las pautas usuales. Los datos de VGP muestran numerosas inversiones definiendo una secuencia completa desde el Eoceno superior al Mioceno inferior. A partir de estos datos, y sobre la base de las constricciones introducidas por las faunas de mamíferos fósiles y las secuencias significativas de cambio de polaridad de las magnetozonas locales, la magnetoestratigrafía compuesta para el sector SE de la cuenca del Ebro se correlaciona con la ETPM comprendiendo los Cronos C15n a C6Cn.2n, con un registro continuo en 1.800 m de sucesión, con una duración de 11.5 millones de años, desde el Eoceno superior al Mioceno

inferior (es decir desde 34.8 hasta 23.7 Ma). En la zona de estudio pueden considerarse como bien establecidos el rango estratigráfico del Rupeliense y del Chattiense, así como sus respectivos límites con el Priaboniense y el Aquitaniense (Barberà, 1999).

Además de los cronos más importantes, se han reconocido en las sucesiones estudiadas algunos breves eventos de cambio de polaridad (normal e inversa). Algunos de ellos son correlacionables con criptocronos ya reconocidos en el registro oceánico (por ejemplo en los cronos C11n.1r y C8n.1r). Pero aparte de éstos, otros eventos no registrados en la ETPM también han sido observados (por ejemplo algunos eventos negativos en los cronos C15n o C12n o positivos en el subcron normal de C8r). La resolución alcanzada es todavía insuficiente para valorar sin ambigüedades la significación de estos eventos menores. Sin embargo los resultados parecerían favorecer la existencia de breves cambios de polaridad, en detrimento de fluctuaciones de la intensidad magnética. La preservación de estos breves eventos habría sido favorecida por una tasa de sedimentación relativamente elevada (11 a 26 cm/kaño) en los medios aluviales y lacustres.

La magnetocronología ahora establecida ha permitido:

1) Establecer una escala magneto-biostratigráfica precisa, con la definición de varias biozonas, calibradas con diverso grado de precisión en función del registro paleofaunístico. Se han definido hasta 11 biozonas en el registro eocénico terminal, oligocénico y miocénico temprano, sobre la base de las variaciones de las faunas de *Theridomyidae*, *Cricetidae*, *Gliridae* y *Eomyidae*: Biozonas de *Theridomys golpeae*, *Theridomys aff. aquatilis*, *Theridomys calafensis*, *Theridomys major*, *Blainvillimys blainvillei*, *Eomys zitteli*, *Eomys major*, *Eucricetodon dubius*, *Eucricetodon robustus*, *Rhodanomys transiens* y *Vasseuromys* sp. (Anadón *et al.*, 1987; Agustí *et al.*, 1994). Estas biozonas comparten algunos taxones característicos con las sucesiones paleomastológicas de Europa Occidental, lo que ha permitido establecer su correlación general con las sucesiones biocronológicas al uso (Vianey Liaud, 1997).

2) Datar de manera relativamente más ajustada los cambios paleoflorísticos y paleofaunísticos más importantes, reconocidos en este sector de la cuenca en el lapso de tiempo Eoceno superior-Oligoceno inferior. Desde un punto de vista paleoflorístico, el primer cambio más significativo es la aparición más frecuente de taxones característicos de zonas herbáceas abiertas (*Gramineae*, *Phlomis*, *Caryophyllaceae*) y un declive muy marcado de las formas arbóreas tropicales (Cavagneto y Anadón, 1996). Los datos magnetoestratigráficos disponibles sugieren que este cambio tuvo lugar en la parte inferior del Cron C13r (es decir en torno a 34.4-34.5 Ma) y se corresponde con un cambio paleoflorístico similar a otros acaecidos en Europa y Norteamérica durante el mismo período de tiempo. Estos cambios estuvieron probablemente relacionados con los

procesos de evolución paleogeográfica y paleoclimática global que afectó la Tierra durante ese período de tiempo (Berggren y Prothero, 1992) y conocidos en Eurasia (en referencia a las faunas de mamíferos) como "Grande Coupure" (Vianey Liaud, 1997).

3) A partir de las líneas tiempo basadas en la magnetoestratigrafía, ha sido posible por primera vez trazar adecuadamente isocronas en el sector SE de la cuenca del Ebro, a través de varias unidades litológicas, y proponer dataciones continuas en amplios sectores de la cuenca. Ello abre nuevas posibilidades para precisar la evolución tectónica a lo largo de los márgenes de cuenca y en la cuenca de antepaís durante el Oligoceno, un período de tiempo caracterizado por levantamientos tectónicos y generación de relieve muy significativos. Así la aplicación de los resultados obtenidos en el estudio del margen de cuenca en el sector de Gandesa, ha permitido precisar la cronología de la evolución cinemática de las estructuras que delimitan la cuenca en el sector de la Zona de Enlace, que constituye el margen de cuenca. En esta unidad estructural se distinguen a) una franja longitudinal interna con un cabalgamiento principal afectando el basamento y una espesa cobertera mesozoica y b) una franja externa con láminas cabalgantes imbricadas y pliegues, desarrollada en sucesiones mesozoicas bastante más delgadas y despegadas a partir de las arcillas y evaporitas triásicas. La evolución cinemática propuesta muestra el emplazamiento sincrónico del cabalgamiento principal de la franja interna con una propagación hacia la cuenca de antepaís del despegue basal de la franja externa, bajo la cuenca del Ebro. En este proceso de propagación pueden distinguirse dos fases principales, cuya edad ahora ha sido posible precisar. Una fase eocénica-terminal-oligocénica inferior, asociada con la migración hacia la cuenca de pliegues ciegos sobre el despegue basal. Este despegue fue subsecuentemente cortado por cabalgamientos vergentes hacia el NW. La segunda fase (durante el Oligoceno superior) se caracteriza por el cese de la propagación hacia la cuenca de la deformación, resultando por ello el crecimiento de un apilamiento antiformal a lo largo del frente de cabalgamiento. Estas dos etapas quedaron reflejadas en los distintos espesores y velocidades de sedimentación registrados en las sucesiones estudiadas.

CONCLUSIONES

Las sucesiones magnetoestratigráficas oligocénicas obtenidas hasta la fecha en el sector SE de la cuenca del Ebro han permitido:

1) Obtener una escala magnetoestratigráfica y magneto-biocronológica de referencia no sólo para la Península Ibérica sino también para toda Europa Occidental. La calidad de la escala obtenida en el sector SE de la cuenca del Ebro permitirá realizar contrastaciones de detalle con otras similares en Europa occidental y, finalmente, llevar a cabo una calibración ajustada de las sucesiones biostratigráficas

y biocronológicas oligocénicas de Europa Occidental. Los avances realizados confirman la potencialidad para definir en un futuro próximas divisiones biostratigráficas más ajustadas del Oligoceno continental en Europa Occidental, basadas en sucesiones faunísticas ubicadas en sucesiones estratigráficas continuas y bien correlacionadas, y localizadas en sucesiones magnetoestratigráficas adecuadas para su buena correlación con la escala global.

2) Establecer la cronología y velocidad del desarrollo secuencial de algunas de las estructuras del sector SW del frente orogénico catalánide y establecer constricciones a los modelos evolutivos estructurales posibles a partir de los análisis de evolución geohistórica.

3) La ampliación de este tipo de estudios a otras sucesiones oligocénicas de la zona septentrional de Iberia permitirán en el futuro precisar los procesos evolutivos que tuvieron lugar en los orógenos pirenaico e ibérico-catalánide y en sus zonas de antepaís, durante una etapa crítica caracterizada por una fuerte generación de relieve en las cadenas montañosas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos de la CICYT PB94-0826, PB97-0682 y PB-97-0882-C03-01 y C03-03 y del Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuenca (SGR 1997-00073) del Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya).

REFERENCIAS

- Agustí, J., Barberà, X., Cabrera, L., Parés J.M., Llenas M. (1994): Magnetobiostratigraphy of the Oligocene-Miocene transition in the Ebro Basin (Eastern Spain): state of the art. *München Geowiss. Abh. (A)*, 26: 161-172.
- Anadón, P., Vianey-Liaud, M., Cabrera L., Hartenberger, J.L. (1987). Gisements à vertébrés du paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport à la stratigraphie. *Paleontologia i Evolució*, 21: 117-131.
- Barberà, X. (1999): Magnetostratigrafia de l'Oligocè del sector sud-oriental de la Conca de l'Ebre: implicacions magnetobiocronològiques i seqüencials. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 247 p.
- Berggren, W.A., Prothero, D.R. (1992): Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution: an overview. En *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution* (D.R. Prothero and W.A. Berggren, Eds.), pp. 1-28. Princeton Univ. Press.
- Burbank, D.W., Engesser, B., Matter A., Weidmann, M. (1992): Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas, and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater Molasse, Haute-Savoie, France. *Eclogae geol. Helv.*, 85: 399-431, .
- Cavagnetto, C., Anadón, P. (1996): Preliminary palynological data on floristic and climatic changes during the Middle Eocene-Early Oligocene of the eastern Ebro Basin, northeast Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 92: 281-305.
- Kempf, O., Bolliger, T., Kälin, D., Engesser B., Matter, A. (1997): New magnetostratigraphic calibration of early to middle Miocene mammal biozones of the North Alpine foreland basin. *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*, 21: 547-561.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Langereis, C.G., Daams, R., van Dam J., van der Meulen, A.J., Agustí J., Cabrera, L. (1996): A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 367-380.
- Lindsay, E.H. (1997): Correlation of Eurasian late Cenozoic Mammal chronology with the magnetic polarity time scale. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 133 (3-4): 117-288.
- Vianey-Liaud, M., Biochronologie du Paléogène. Groupe du Oligocène. *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*, 21: 778.

Tectonically induced distorsion of stratigraphic cycles

Example of the Arguis anticline in the South Central Pyrenees (Spain)

S. Castellort¹, F. Guillocheau¹, T. Nalpas¹, D. Rouby¹, C. Robin²,
M. de Urreiztieta³ & I. Coutand¹

¹ Géosciences Rennes, Campus de Beaulieu 35042 Rennes. sebastien.castellort@univ-rennes1.fr

² Université Paris VI, 4 Place Jussieu 75252 Paris

³ Elf EP, Avenue Larribeau 64018 Pau

ABSTRACT

The distorsion of stratigraphic cycles refers to a variation in the symmetry of the cycles, i.e. a variation of the ratio between progradation and retrogradation. Short wave-length growth tectonic structures, like growth folds, generate local variations in the subsidence field, and therefore potential perturbations of the stratigraphic signal. The influence of such tectonic structures on the sequential architecture of syntectonic deposits has not yet been studied. We present here the conceptual basis for a tectonic induced distorsion of stratigraphic cycles, and examine the field example of the Eocene deltaic syntectonic deposits of the Arguis anticline (South Central Pyrenees, Spain). The good correspondence between the theoretic predictions and the field case studied, allows us to propose this type of distorsion as an additional tool for predictive sequence stratigraphy in syntectonic sedimentation settings. For structural investigations, our approach also shows that non-uniform variations of the thickness of growth strata can record a constant rate of development of the structure, taking in account the cyclic nature of the sedimentary record.

Keywords: sequence-stratigraphy, growth structures, distorsion, Eocene

INTRODUCTION

Addressing the problem of interactions between tectonic and sedimentary processes, lots of works have focalised on reconstructing the kinematics of growth structures using the geometries of syntectonic strata (Riba, 1976 ; Suppe *et al.*, 1992; Poblet & Hardy, 1995 ; among others). Also, numerous studies have intended to make the link between sequence stratigraphy and tectonic processes. Such approaches were principally seeking for a possible tectonic origin for depositional sequences and stratigraphic boundaries (Rey, 1995; Millán *et al.* 1994).

The problem which remained was: what are the relationships between a growing short wave-length tectonic structure (x10 km), like a fold, and the sequence stratigraphic architecture we can observe in the contemporaneous syntectonic deposits ?

These structures can't generate depositional sequences as long as they are of shorter wave-length than the basin sedimentary depositional system. However, they induce local variations of subsidence and a potential perturbation of the sedimentary record.

The term distorsion has been used to describe such

perturbations of the stratigraphic signal, expressed in the stratigraphic succession by a variation in thickness of the ratio between progradation and retrogradation periods (i.e. a variation of the symmetry of the cycles). Cross (1988) and Guillocheau (1995) distinguished two types of distorsion: (1) the " volumetric partitionning " of sediments, which is linked to the position on the depositional profile, and (2) a more temporal distorsion which results from the superposition of several orders of cyclicity.

In this study we show how a growth structure can induce an other type of spatial distorsion of the contemporaneous sedimentary cycles.

Our results can be used as a predictive tool for sequence stratigraphic interpretation in tectonic settings, together with the two other types of distorsion. They also have implications for the reverse modelling of the development of growth structures (Poblet, 1995).

We begin by presenting the conceptual basis of the tectonic distorsion of sedimentary cycles. Then we compare our predictions with the stratigraphic architecture of the Eocene syntectonic deposits of the Arguis anticline, a very well documented growth fold in the southern Pyrenees foreland basin.

CONCEPTUAL BASIS FOR A TECTONICALLY INDUCED DISTORSION OF STRATIGRAPHIC CYCLES

It is now widely accepted that sequences record the progradation, aggradation and retrogradation cycles of sedimentary depositional systems (Posamentier et al, 1988). Those general tendencies are controlled by the ratio between accommodation (relative changes of sea level) and sediment supply (Schlager, 1993), and can be read on any vertical section in the basin.

In this study, we assume that short-wave-length tectonic structures cannot generate stratigraphic cycles at the scale of the basin depositional system. Their influence is limited to a local variation of subsidence and though to spatial variations of the preservation potential of sedimentary successions.

The figure 1 represents the influence of a growing structure on relative sea level changes and on the differential preservation potential of progradation and retrogradation phases with regard to the location of the section. In order to simplify, we assume a constant rate of sediment influx, and a basic sinusoidal signal A (Fig. 1) which controls the timing of general progradation and retrogradation periods of the sedimentary depositional system. In this study we do not assume any particular temporal scale for those signals.

The two other curves B and C (Fig. 1) represent the relative sea level changes at two near locations in the basin, affected by different rates of subsidence (i.e. for example the crest and adjacent syncline of a growth fold). They are the sum of the basic signal A and a linear subsidence in B, which is the third of the subsidence in C. In this extreme simplifying model, the constant sediment influx is high enough to fill-in all the space created during relative rises of sea level. All the space suppressed during relative falls is assumed to be eroded. The triangles on the right of the curves represent the thickness of the preserved progradation and retrogradation times for theoretic sections recorded at B and C locations (Fig. 1).

It can be observed that: (1) the thickness of the progradation preserved at the low subsidence location B, is less than a half the thickness of the progradation recorded at the higher subsiding location C, (2) concerning the retrogradation time, the thickness in B is more than a half the thickness in C, (3) during progradation periods, the times of relative rise are longer and more rapid at the high subsidence area, whereas relative fall time is longer and more rapid at low subsidence location and (4) in contrast, while retrogradation takes place in the basin, slightly differing relative rises occur at both locations.

Therefore, this simple conceptual approach show that the symmetry of sedimentary cycles can be disturbed by a local short-wave length variation in the subsidence field.

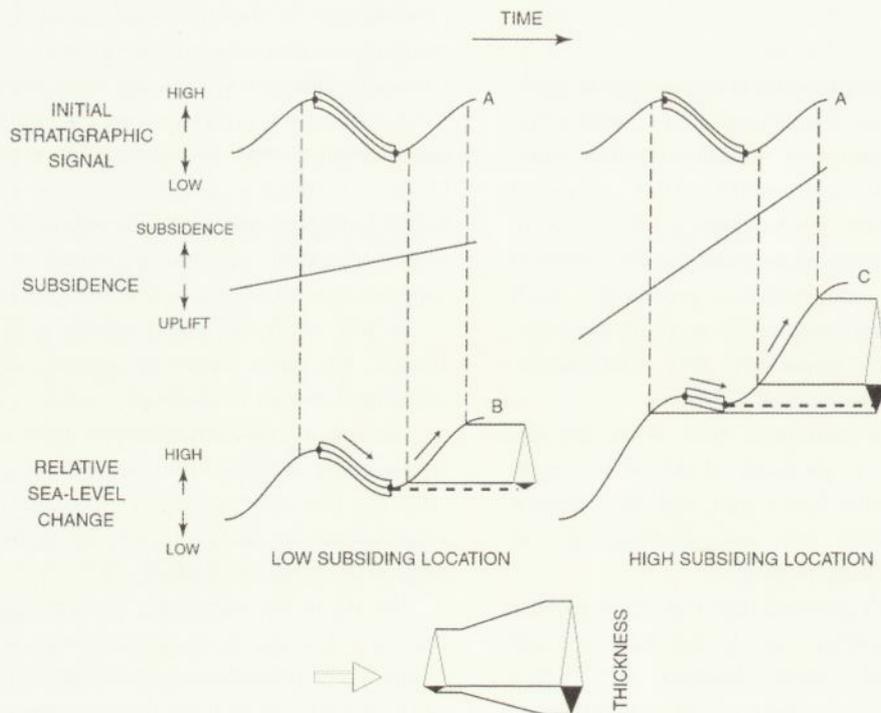


FIGURA 1.- Response of the sedimentary record to a local variation of subsidence (as induced by the development of a fold for example).

The prediction resulting, is that the variations of thickness between close zones undergoing differing rates of subsidence, will be of a greater factor during progradation than retrogradation periods.

FIELD EXAMPLE: THE ARGUIS ANTICLINE

In order to test our predictions we choosed to analyse the well documented late Eocene deltaic syntectonic deposits of the Arguis Anticline in the southern Pyrenees. The aim of this field study, is to compare the vertical stacking pattern of syntectonic deposits at different locations with regard to the fold. Those comparisons have to be made at the higher order as possible (i.e. at the scale of the shortest correlatable stratigraphic units as possible), in order to set free of variations in the rate of uplift of the fold with time. In this way, we applied the classic method of stratigraphic correlations which comprises two stages (Homewood, 1992). After a detailed facies analysis and depositional environments interpretation, we established a hierarchised genetic sequence stacking pattern for each vertical section (major and minor regressive/transgressive cycles, and genetic units sets-parasequences). Then we

correlated the sections using (1) the mapping of stratigraphic cycles from aerial photographs, (2) the following-up of stratigraphic surfaces on the field, and (3) the stacking pattern information.

The results are synthesised on the figure 2 which is a East-West cross section representing the stratigraphic geometries and gross depositional environments of the syntectonic deposits of the Arguis anticline, as well as stacking patterns of the various vertical sections (at a higher resolution in the eastern syncline and on the crest of the anticline because of a higher variety of facies and a better outcropping quality).

In this deltaic environment, most of the cycles are strongly asymmetric in favour of the progradation period. The main observation is that the ratio progradation/retrogradation (in thickness) of correlated cycles do not varies significantly between both synclines, whereas a strong decrease of this ratio occurs on the crest of the anticline. Indeed, on the hinge of the anticline, the decrease of the thickness of the progradation period with regard to the adjacent syncline is of a higher factor than for the retrogradation period.

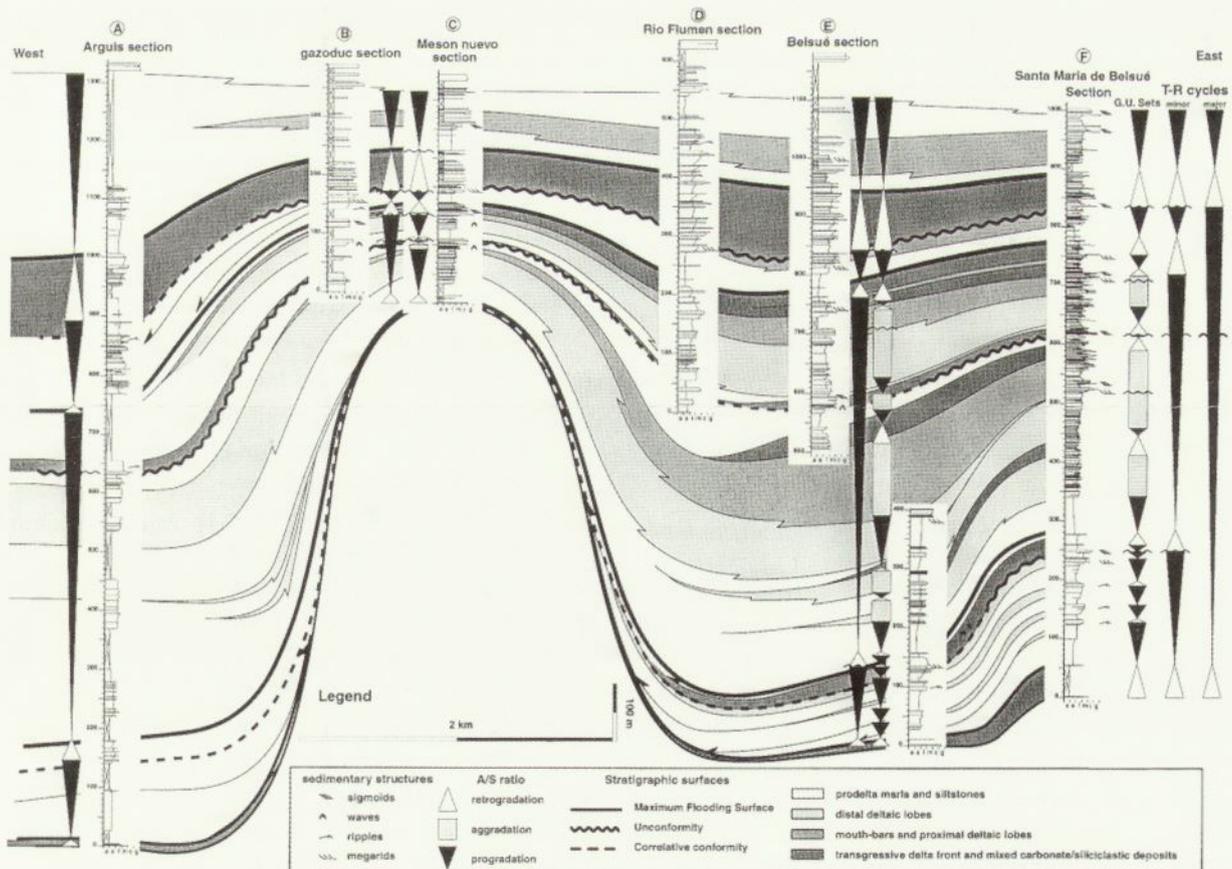


FIGURA 2.- Arguis Anticline stratigraphic cross-section showing the sequence stratigraphic architecture of syntectonic deposits and principal groups of depositional environments.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The field interpretation of the Arguis anticline syntectonic deposits shows evidences of a tectonically induced distorsion of stratigraphic cycles as predicted by our theoretical approach. There is a higher factor reduction of the sedimentary thickness during progradation than retrogradation periods. The intuitive conclusion which follows this study is that during progradation periods, the sedimentary input is higher than accommodation and can only settle down where space is available (for example in both synclines), whereas while retrogradation times, the sedimentary input is lower than accommodation so space is available everywhere and sedimentation can take place everywhere with the same probability. In addition, in the case of the Arguis anticline this distorsion is amplified because during retrogradation periods, there is a strong increase of the carbonate component, which become dominant. As a consequence, the sedimentation tends to be much more homogeneous at the scale of the fold, during those retrogradation periods. However, the field study also shows that this distorsion is not so clear for each cycle so the main question which arises from this work is: how is the sedimentary influx distributed during progradation and retrogradation times in the case of a short wave-length tectonically induced topography ? This also lead to the problem of reverse modelling of such a tectonic structure (Poblet & Hardy, 1995), because we have shown that with a constant rate of development, a non-uniform variation of the thickness of the syntectonic units can occur, depending on the period of the stratigraphic cycle which is taken in account.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the "Parque de la Sierra y Cañones de Guara" (Provincia de Huesca) for their permission to do this work. We thank also Antonio Casas, Teresa Roman-Berdiel, and the staff of universidad de Zaragoza for helpful discussions and accommodation in Zaragoza. We thank also Renaud Bourroulec for week-end discussions.

REFERENCES

- Cross, T A. (1988): Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. In: *Sea-level Changes: an Integrated Approach* (Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C., eds.). Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 42: 371-380.
- Guillocheau, F. (1995): Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 320: 1141-1157.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard R., Cross, T.A. (1992): *Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée*. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 16: 357-381.
- Millán, H., Aurell, M., Melendez, A. (1994): Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts. *Sedimentology*, 41: 1001-1024.
- Poblet, J., Hardy, S. (1995): Reverse modelling of detachment folds ; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *J. Struct. Geol.*, 17 (12): 1707-1724.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R. (1988): Eustatic control on clastic deposition I – Conceptual Framework. En: *Sea-level Changes: an Integrated Approach* (Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C., eds.). Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 42: 109-124.
- Rey, J. (1995): Tectonic control in the boundaries of the genetic units: an example in the Dogger of the External Zones of the Betic Cordillera (province of Murcia and Almeria, Spain). *Sediment. Geol.*, 95: 57-68.
- Schlager, W. (1993): Accommodation and supply, a dual control on stratigraphic sequences. *Sediment. Geol.*, 86: 111-136.
- Suppe, J., Chou, G.T., Hook, S.C. (1992): Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: *Thrust tectonics* (K.R. McClay, ed.). Chapman & Hall: 105-121.

Una nueva hipótesis para el sistema de fosas interiores de la Cordillera Ibérica

A. L. Cortés Gracia^{1,2} y A. M. Casas Sainz¹

¹ Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. e-mail: acortes@posta.unizar.es

² Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

The system of Neogene basins located within the Eastern Iberian Chain has been considered as the result of normal faulting linked to extensional tectonics in the eastern part of Iberia. Nevertheless, there are data that allow to criticize the extensional models for the Teruel graben system. These data include the relationship between topography with the main paleogene compressional structures, the dating of Neogene units and the morphostructural evolution of the whole area. In this paper we propose a different origin for this basin system, that includes: 1) compressional basins, filled at their late stages with Neogene rocks, onlapping on the basin margins. This is the case of the Calatayud (with NW-SE direction) and Teruel (oriented N-S) basins. 2) Depressions generated by erosive processes, which created stepped levels with flat topography. This is the case of the Jiloca graben, and the Sarrión depression.

Keywords: neotectonics, Neogene, Iberian Chain, Teruel, extension

INTRODUCCIÓN

El sistema de fosas de Teruel ha sido considerado como un conjunto de depresiones tectónicas formadas en un intervalo de tiempo que va desde el Mioceno inferior hasta el Plioceno. Estas fosas estarían asociadas a un régimen tectónico extensional, que habría dado lugar también al levantamiento durante el Plioceno-Cuaternario de las zonas más orientales de la Cordillera Ibérica, los macizos de Gúdar y Javalambre, como consecuencia del adelgazamiento cortical ligado al *rifting* mediterráneo (Simón Gómez, 1983). Guimerà (1997) considera que este sistema de fosas extensionales se habría formado por colapso extensional. En nuestra opinión, la hipótesis distensiva presenta problemas como son: la magnitud de los desplazamientos en fallas normales, la edad de los mismos, la no validez de la superficie de erosión fundamental (SEF) como marcador de las deformaciones y la inconsistencia geométrica de los modelos estructurales distensivos.

LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La zona central de la Cordillera Ibérica presenta un relieve elevado, entre 900 y 2000 m en un área en torno a 10000 km². Hacia el Oeste enlaza de forma paulatina con la Serranía de Cuenca y la Rama Castellana, mientras que hacia el Este desciende hasta el Mediterráneo. Sobre la envolvente topográfica de la cordillera destacan varias

zonas deprimidas (Simón Gómez, 1983; Moissenet, 1989): fosas de Calatayud, Jiloca, Teruel y Sarrión.

Desde el punto de vista estructural, el sector central de la Cordillera Ibérica está caracterizado por un cambio de orientación de las macroestructuras compresivas (Fig. 1.A). Estas presentan dirección NW-SE al Oeste de la fosa de Teruel, N-S en el margen oriental de esta fosa, y direcciones poco definidas al Este de la misma.

ESTRATIGRAFÍA

En el conjunto del "sistema de fosas de Teruel", el Paleógeno continental aparece restringido a los núcleos de algunos de los sinclinales de dirección "ibérica" y a la cuenca de Montalbán. Dentro del sistema de fosas, sólo las de Calatayud y Teruel presentan un relleno neógeno de cierta consideración, con un máximo de 500-600 m de depósitos detríticos continentales, relacionados con abanicos aluviales en los márgenes, y carbonatados-evaporíticos, ligados a sistemas lacustres hacia el centro de las cuencas. En la fosa de Teruel los materiales más antiguos se localizan en la parte meridional (Aragoniense inferior-medio). El registro sedimentario alcanza el Plioceno superior en su parte central. La Cuenca de Calatayud muestra un relleno de edad Ageniense-Rusciniense. La fosa del Jiloca se define a partir de la topografía, ya que presenta un relleno insignificante, constituido por glaciares y terrazas de edad Plio-Cuaternaria.

ESTRUCTURA DE LAS FOSAS

Cuenca de Calatayud

Presenta una dirección NW-SE, con una longitud de más de 100 km y una anchura media de 15 km (Fig. 1.A). El margen norte de la cuenca de Calatayud está marcado por un contacto en *onlap* del Neógeno sobre las rocas paleozoicas de la Rama Aragonesa. El margen sur también apa-

rece cubierto en parte por el Terciario discordante y en *onlap* sobre el Paleozoico. Sin embargo, existen afloramientos que permiten asignar un origen compresivo a esta fosa. En la zona de Daroca aparece un cabalgamiento paralelo a las estructuras hercínicas (Cámbrico sobre Aragoniense) cuyos retazos se pueden seguir hasta Calamocha (Colomer y Santanach, 1988). El contacto entre la Cuenca de Calatayud y la Fosa del Jiloca tiene lugar

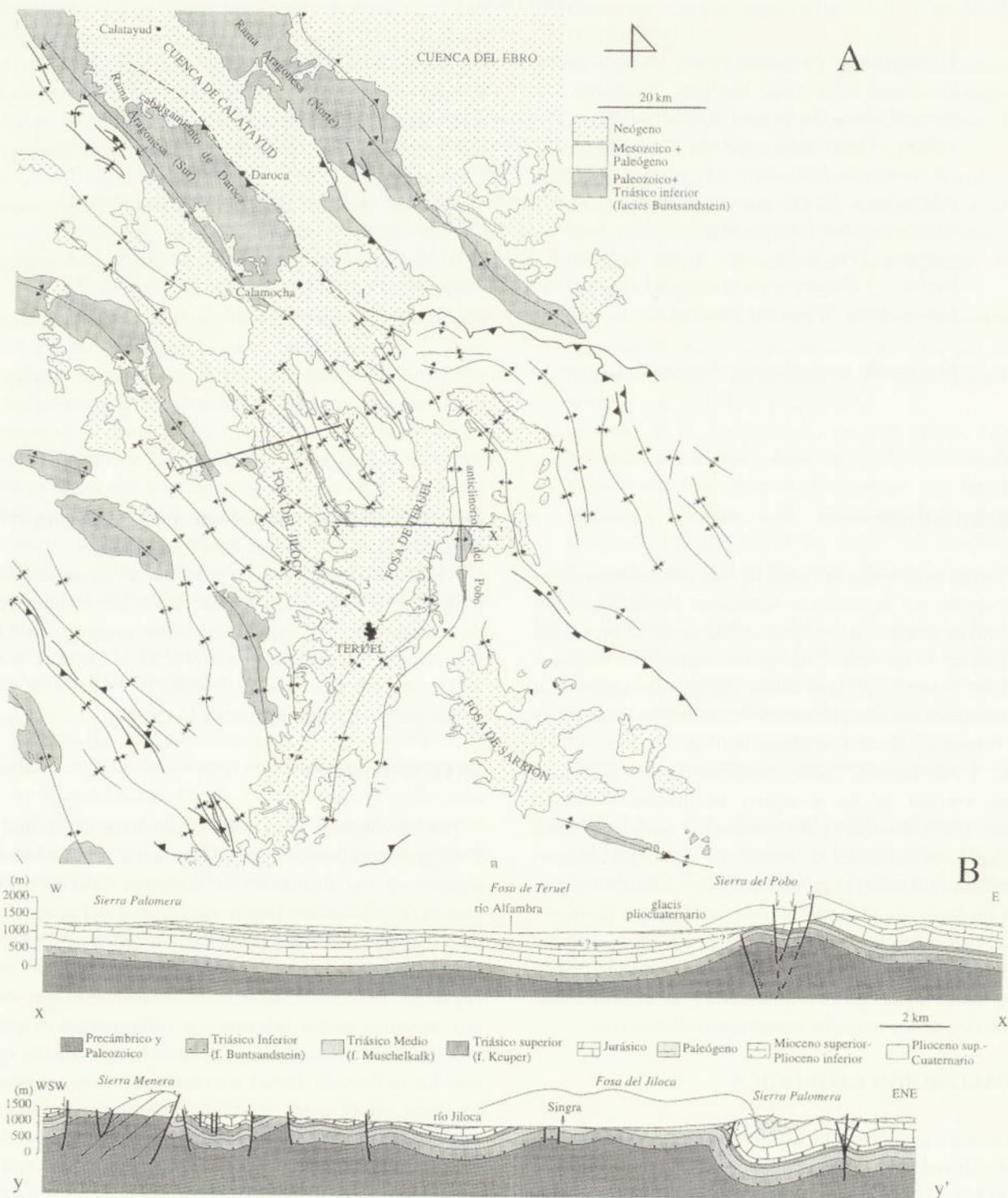


FIGURA 1. A. Estructuras principales del sector oriental de la Cordillera Ibérica y principales fallas situadas en los bordes de la Fosa del Jiloca. 1: falla de Calamocha, 2: falla de Sierra Palomera, 3: falla de Concud. B. Cortes geológicos que incluyen las fosas de Teruel y Jiloca (ver situación en la figura 1.A).

mediante una falla normal plio-cuaternaria (falla de Calamocha), de dirección paralela a las estructuras hercínicas NW-SE que definen el borde SW de la Cuenca.

Fosa de Alfambra-Teruel-Mira

Presenta dirección NNE-SSW, 100 km de longitud y 20-30 de anchura. La estructura del conjunto ha sido considerada como un semigraben con las fallas principales (cubiertas en su mayor parte por el Neógeno horizontal) localizadas en la parte oriental de la cuenca. Estas fallas, paralelas a la dirección de la fosa, presentan un trazado escalonado en planta. En ocasiones constituyen el límite de afloramiento de las unidades neógenas (fallas del Alfambra) aunque otras veces se localizan en el interior de la depresión morfológica (falla de Teruel). Localmente se han determinado fallas de orientación subperpendicular a la traza de la fosa. Algunas de estas "dislocaciones" perpendiculares a la fosa, bajo las que se encuentran importantes masas de Keuper evaporítico, han sido atribuidas a procesos diapíricos (Moissenet, 1983).

Fosa del Jiloca

Presenta orientación general NNW-SSE, con una longitud de unos 70 km y una anchura media de 10 km. Presenta el borde oriental bien marcado con tres grandes fallas NW-SE en relevo (Fig. 1.A,B): Calamocha, Palomera y Concud (Simón Gómez, 1983). Estas fallas son a su vez paralelas a estructuras compresivas vergentes al NE: cabalgamiento de Daroca al norte, anticlinal de Sierra Palomera en la parte central y anticlinal de Cella-Teruel al sur. Según Simón Gómez (1983), a diferencia de otras depresiones, la Fosa del Jiloca constituye una estructura generada a partir del Plioceno superior.

La falla de Calamocha pone en contacto los depósitos aragoneses de la Cuenca de Calatayud con el Pliocuaternario del Jiloca. La Sierra Palomera constituye un escarpe morfológico que limita el borde oriental de la Fosa del Jiloca, con un desnivel máximo de 500 m. Buena parte de esta alineación montañosa corresponde al flanco subvertical de un anticlinal NW-SE vergente al NE desarrollado sobre materiales jurásicos, y no aparecen evidencias de fallas que justifiquen el salto topográfico existente. La falla de Concud presenta una orientación general NW-SE aunque se curva a N-S en las cercanías de Teruel. El bloque levantado está constituido por materiales mesozoicos que forman parte del flanco invertido de un anticlinal de núcleo triásico y paleozoico.

Depresión de Sarrión

Se sitúa entre los macizos de Gúdar y Javalambre y presenta una orientación groseramente NW-SE. Su topografía es bastante simétrica, con desniveles de más de 1000 m desde el fondo de la fosa hasta la parte alta de los dos macizos.

DISCUSIÓN. MODELO PROPUESTO

Hasta el momento las interpretaciones sobre el sistema de fosas de Teruel se han fundado sobre todo en: i) elementos topográficos, basados sobre todo en la interpretación de la topografía actual como resultado de la deformación de la SEF, y ii) existencia de fallas normales. A partir de estos dos bloques de datos las fosas de Teruel, incluyendo a la propia depresión de Calatayud se interpretaban como graben mio-pliocenos, con las fallas cubiertas por depósitos recientes. Sin embargo, como ha sido demostrado por González y Guimerà (1997) la SEF no puede utilizarse como marcador de la deformación, ya que nunca fue una superficie plana, ni su elaboración tuvo lugar en un determinado momento. En realidad el mapa de isohipsas de la SEF (Simón, 1983) corresponde a alturas a las que se encuentran distintas superficies, con saltos entre ellas que pueden deberse a deformación compresiva, distensiva o a escalonamientos erosivos, como queda patente al oeste de la fosa del Jiloca (Gracia *et al.*, 1988).

Los datos que invalidan las interpretaciones anteriores pueden resumirse de la siguiente forma:

1) La única macroestructura neógena en la fosa de Calatayud es el cabalgamiento de Daroca (Colomer y Santanach, 1988).

2) En la Fosa de Teruel las estructuras de mayor escala que afectan al Neógeno en su borde oriental son basculamientos en el flanco W del anticlinal del Pobo y fallas direccionales y normales que afectan como mínimo al Plioceno-Cuaternario.

3) La sedimentación del Neógeno de la Fosa de Teruel no parece controlada por fallas normales, ya que las distintas unidades neógenas aparecen incluso fuera del "borde activo" del *graben*.

4) Las principales fallas normales que delimitarían el borde E de la fosa del Jiloca (Palomera y Concud) pueden detectarse a partir de saltos en el relieve actual pero no afectan a las estructuras mesozoicas infrayacentes.

5) En la Depresión de Sarrión las principales fallas que afectan a depósitos neógenos presentan orientación NE-SW, perpendicular a la fosa. Las fallas que limitarían esta fosa se han deducido a partir de saltos de la SEF.

6) Existen problemas geométricos para establecer un modelo de semi-graben limitados por fallas normales para explicar las fosas de Teruel y Jiloca, ya que si la anchura de las fosas se corresponde con la zona deprimida debido al salto de fallas normales, para una geometría de semi-graben esta anchura equivale a la flexión del roll-over, y da una idea del salto de falla. Dadas las dimensiones de las dos fosas, este salto debería ser mayor que el observado, a no ser que exista un desnivel no compensado con el relleno (hipótesis de Guimerà, 1997)

7) A pesar de tener un relleno mínimo o nulo, la superficie que constituye el fondo de la fosa del Jiloca es marcadamente regular.

Si existen fallas normales, ¿cuál es entonces su significado si no controlan la sedimentación y la génesis del sistema de fosas? En nuestra opinión las fallas normales de origen "tectónico" son tardías con respecto a la etapa de formación de las fosas y no controlan el relleno sedimentario. Las fosas de Calatayud y Teruel se pueden interpretar como formadas en un contexto fundamentalmente compresivo, de desgarre, o de relleno tardío de fosas compresivas, sin la formación de grandes macroestructuras cabalgantes. Consideramos, pues, que no existe deformación tardía de tipo distensivo de magnitud importante que se superponga a la deformación compresiva paleógena, y han existido sólo retoques de escasa importancia. Por otra parte, fallas normales de escala métrica se encuentran en otras cuencas miocenas de origen compresivo como Ebro y Almazán. El caso de las fosas del Jiloca y Sarrión es diferente, ya que su formación sería tardía con relación a las anteriores. Dada la relación existente entre la morfología de la fosa del Jiloca y las superficies de erosión existentes en su entorno se puede interpretar ésta como formada fundamentalmente por procesos erosivos, con superficies encajadas de las cuales la más baja sería el propio fondo de la fosa. El relleno por abanicos aluviales pliocenos y cuaternarios no estaría condicionado por fallas sino por el cambio de endorreísmo a exorreísmo) y cambios climáticos (Gutiérrez *et al.*, 1996). Finalmente, muchas de las supuestas fallas normales están en relación con el Triásico superior en facies Keuper, o yesos Miocenos susceptibles de disolución y de colapsar. En otros casos, los escarpes recientes se deben simplemente a erosión diferencial. Algunas fallas "normales" también pueden explicarse por la reactivación de pliegues mediante un mecanismo de flexural-slip, similar al propuesto por Alonso (1985). En este modelo se forman fallas inversas, por movimientos de flexural-slip en los flancos de las estructuras.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto PB97-0997 de la D.G.E.S.

REFERENCIAS

- Alonso, J.L. (1985): Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del manto del Esla (zona Cantábrica, NW de España). Publ. Diputación Provincial de León: 276 p.
- Colomer, M., Santanach, P. (1988): Estructura y evolución del borde sur-occidental de la Fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta*: 4, 29-31
- González, A., Guimerà, J. (1997): Marco estructural de la sedimentación durante el Mioceno inferior en el extremo meridional de la Cuenca del Ebro. En J.P. Calvo y J. Morales (Eds.): *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*. UCM-CSIC, Madrid: 97-100.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, M., Leranoz, B. (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 125-142.
- Guimerà, J. (1997): Las fosas neógenas de Teruel y el Jiloca: su relación con la estructura cortical. En J.P. Calvo y J. Morales (eds.) *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*: UCM-CSIC, Madrid: 105-108.
- Gutiérrez Santolalla, F., Gracia, J., Gutiérrez, M. (1996): Consideraciones sobre el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel y su paso al exorreísmo. Implicaciones morfo-estratigráficas y estructurales. IV Reunión Nacional de Geomorfología, S.E.G., O Castro (A Coruña): 23-43.
- Moissenet, E. (1983): Aspectos de la Neotectónica en la fosa de Teruel. En J.A. Comba (coord.): *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos, Vol. II. IGME, Madrid: 427-446.
- Simón Gómez, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.

La ruptura intra-valesiense y el registro sedimentario de la compresión bética en las cuencas continentales portuguesas

P. Proença Cunha¹, N. L. Pimentel² y D. Ínsua Pereira³

1 Grupo de Estudo dos Ambientes Sedimentares; Centro de Geociências da Univ. Coimbra; pcunha@ci.uc.pt; Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3001-401 Coimbra

2 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa; pimentel@fc.ul.pt Departamento de Geologia da Fac. Ciências, Universidade de Lisboa; Campo Grande, C-2, 5^o; 1700 Lisboa

3 Centro de Ciências do Ambiente/Ciências da Terra, Univ. do Minho; insuad@dct.uminho.pt Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, 4710-507 Braga

ABSTRACT

An important Upper Miocene sedimentary break can be accurately recognised in the Portuguese basins and is reflected by a drastic palaeogeographic change in relation to a large-scale tectonic event, of probable uppermost Vallesian age (9 Ma; Upper Tortonian). The characterization of the sedimentary record of this tectonic event, as well as its relations with interpreted active faults, is made for different situations - Douro, Mondego, Lower-Tagus and Sado tertiary basins. The sedimentary record, considered upper Tortonian-Messinian ? (late Vallesian-Turolian ?) is interpreted mainly as endorheic alluvial fans (internal drainage), developed along active NNE-SSE indent-linked strike-slip faults and NE-SW reverse faults. At NE Portugal, proximal fluvial systems of an endorheic hydrographic network drained eastwards to the Spanish Duero interior Basin. The main evidences of the betic compression climax in Portugal mainland are presented; the interpreted active tectonic structures are in accordance with an intense NNW-SSE crustal shortening, but some regional differences are also documented.

Keywords: Tertiary, basin analysis, palaeogeography, brittle tectonics, Portugal.

CARACTERIZACIÓN Y INTERPRETACIÓN DEL REGISTRO SEDIMENTARIO

En el registro sedimentario terciario, Cunha (1992a, 1992b) propone una sucesión de unidades alostratigráficas, designadas por SLD y equivalentes a unidades tectono-sedimentarias, proponiendo las edades más probables para cada unidad. Cuando en algunas de ellas no existían suficientes o mismo ningún dato biostratigráfico con significado temporal, se utilizaron las respectivas rupturas sedimentarias, en ocasiones bien datadas principalmente en cuencas españolas (Lopez-Martinez, 1987; Calvo, 1993). En cuanto al registro Valesiense a Rusciniense, lo situó en las unidades SLD11 y SLD12, lo caracterizó en Portugal central y destacó su probable representación en otras regiones. Con el avance de las investigaciones, se ha ido progresivamente mejorando la identificación de estos episodios en todo el país, destacando trabajos como los realizados por Barbosa (1995), Pimentel (1997), Pereira (1997), Azevêdo (1998) y Martins (1999).

En este trabajo se caracteriza el episodio tectono-sedimentario SLD11 en diversas cuencas continentales portuguesas, considerando tal episodio como probable Valesiense terminal o Turolense (Tortonense superior a Messiniense).

Sector NW de la Cuenca del Duero (NE de Portugal)

La mayor parte del registro cenozoico del noroeste portugués está constituido por depósitos areno-conglomerático, rojos, polimicticos y con contenido arcilloso en el que predomina la esmectita. El espesor máximo es de 80 m y en este depósito se han definido dos miembros (considerados como pertenecientes a las unidades alostratigráficas SLD11 y SLD12). Ambos miembros muestran una tendencia grano decreciente y se encuentran separados por una disconformidad (Pereira, 1997, 1998). Las paleocorrientes, definidas para el conjunto, presentan un sentido sureste.

Los sedimentos rellenan los paleovalles con inclinaciones pronunciadas. Se observa la organización de una red de drenaje de baja sinuosidad, aumentando su sinuosidad al alcanzar las depresiones tectónicas, donde la discontinuidad entre ambas SLDs se vuelve evidente.

Algunos abanicos aluviales se localizan a lo largo de la zona de fractura Bragança-Vilariça-manteigas, lo que se interpreta como un levantamiento relativo del bloque occidental. Aquella falla ha sufrido movimientos de tipo de desgarramiento izquierdo, con importante levantamiento del bloque occidental y en consecuencia se ha producido la creación de depresiones alargadas, en las que los sedimentos quedaron retenidos o funcionaron como ejes de alimentación de valles fluviales.

Hasta el Mioceno, la región habría alimentado a la cuenca terciaria del Duero (en España), a través de una red fluvial. Dicha red estaría relacionada con un sistemático levantamiento regional, ampliamente referenciado por ruptura tectónicas en cuencas adyacentes (López-Martínez *et al.*, 1987; Cunha, 1992, 1994; Calvo *et al.*, 1993).

Cuenca del Mondego (Portugal centro-norte)

La cuenca terciaria del Mondego se extiende en dirección SW-NE y en la actualidad se encuentra delimitada por los Montes Occidentales Portugueses y la Cordillera Central Portuguesa-Macizo Calcario Extremeño. El Terciario de la cuenca es siliciclastico y se apoya sobre el Mesozoico o, mas hacia el este, sobre el zócalo hercínico. En él se han identificado discordancias angulares que delimitan unidades alostratigraficas. Los depósitos del registro de la SLD11 son heterométricos inmaduros, con alternancia de conglomerados, arenas y lutitas, generalmente de color amarillado a rojizo, con contenido arcilloso de esmectita, con alguna illita y caolinita. El espesor máximo de la unidad es de 100 metros aproximadamente.

El registro de la SLD11 se relaciona con abanico aluviales situados a lo largo de escarpes tectónicos (Fig. 1). Este episodio tectono-sedimentario marca el paso de una área amplia de drenaje fluvial, con alimentación en áreas graníticas, pendientes suaves y exorreico, hacia el inicio de la definición de los volúmenes montañosos actuales con alimentación en áreas metamórficas y drenajes endorreicos. Durante este episodio se forman importantes escarpes tectónicos, entre ellos destacan: el cabalgamiento de Lousã-Seia, orientado EN a SW con inclinaciones de 30° para SE, con un desplazamiento de cerca de 200 m mas de 1200 m hasta la actualidad); la falla de Verin-Penacova que funcionó como deslizamiento izquierdo con 300 m de salto vertical (mas de 500 m hasta la actualidad); el cabalgamiento de São Pedro Dias-Segade, orientado EN-SWW y con escaso declive para SE, con desplazamiento vertical de 100 m del bloque SE; la falla de Pombal-Leiria, sub-vertical y de dirección NNE-SSW, con cerca de 55 m de levantamiento del bloque oriental.

Cuenca del Bajo Tajo (Portugal centro-sur)

La cuenca terciaria del bajo Tajo se extiende según la dirección SW-EN y se localiza al sur de la Cordillera Central Portuguesa y al este del Macizo Calcario Extremeño. El relleno es casi exclusivamente siliciclastico y se deposita sobre el Mesozoico (al W y S) o directamente sobre el zócalo hercínico (al E y N). Los depósitos atribuidos a la SLD11 están constituidos por alternancias de conglomerados heterométricos y inmaduros, arenas y lutitas de color amarillado a rojizo, con esmectita y alguna illita y caolinita. La alimentación a la cuenca fue variable, incluyendo rocas metasedimentarias paleozoicas, conglomerados y areniscas del Mesozoico. Todas ellas sirvieron de material de alimentación en función de las litologías del

escarpe tectónico adyacente.

El registro de SLD11 se identifica con abanicos aluviales situados a lo largo del declive de los escarpes tectónicos activos (Fig. 1). Se verifica una situación idéntica a la descrita para la cuenca del Mondego en relación a la modificación radical del paisaje y sedimentación. Durante este episodio se produjeron importantes juegos tectónicos entre las fallas EN-SW, de lo que se deduce por un desnivel topográfico próximo a los 100 m en la falla de Monfortinho y de 30 m en la falla de Rapoula. Esas fallas promovieron la formación de "peldaños de bloques tectónicos", con aumento topográficos progresivos para el NW. Este hecho contribuyó a la primera fase de elevación de los relieves en el sector sureste de la Cordillera Central Portuguesa.

En la región de Ribatejo se localizan yacimientos de mamíferos que permiten ubicar inferiormente esta importante ruptura sedimentaria como perteneciente al Valesiense terminal (límite MN10-11, entorno a los 9 Ma). En las cuencas del Duero y de Madrid se han encontrado faunas del Valesiense inferior y superior por debajo de esta discontinuidad, reconocida en casi todas las cuencas ibéricas (Calvo *et al.*, 1993).

Cuenca del Sado (sur de Portugal)

Junto al borde meridional de la cuenca Sado, correspondiente al sistema de fallas de Plasencia-Messejana, se localizan los depósitos conglomeráticos gruesos y masivos, con matriz arenolútica de colores ocres y marmoreos, alternando con lutitas esmectíticas con carbonataciones intensas y pisolitos dispersos. Esta unidad se encuentra intercalada entre depósitos atribuidos al Paleógeno y niveles datados del Messiniense, atribuyéndose a la SLD11 (Pimentel, 1997, 1998a). El espesor máximo ronda los 30 a 50 m. con una tendencia positiva del conjunto.

La reconstrucción paleogeográfica apunta la existencia de un importante escarpe de falla en el borde SE de la cuenca, de la cual vendrían los materiales gruesos que rellenaron la depresión creada. Abanicos aluviales se han desarrollado en condiciones climáticas cálidas e sub-húmedas, con un drenaje deficiente. Estos depósitos son el resultado de la reactivación en régimen compresivo del sistema de fracturas asociadas a la falla Plasencia-Messejana con una orientación N50°E, que provocó un movimiento inverso-izquierdo de estos importantes accidentes tardihercínicos, activados en el Paleógeno por los campos de esfuerzos pirenaicos. El resultado fue el levantamiento del bloque SE, con un desplazamiento vertical próximo a los 50 m y en consecuencia una nueva subsidencia del sector meridional de la cuenca, en relación con la falla de Farrobo.

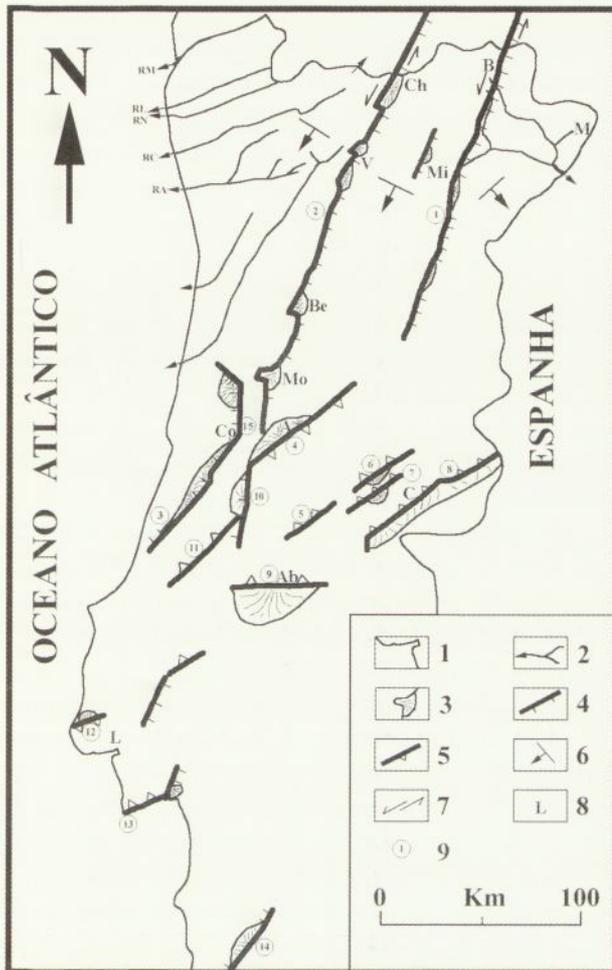


FIGURA 1.- Interpretación paleogeográfica de la unidad tectono-sedimentaria SLD 11, probablemente en el Tortonense final a Messiniense (Vallesiense terminal a Turoniense).

1 - límite territorial; 2 - río (RM - Minho; RL - Lima; RN - Neiva; RC - C-vado; RA - Ave); 3 - abanico aluvial; 4 - falla sub-vertical (triángulos en el bloque abatido); 5 - falla inversa (triángulos en el bloque cabalgante); 6 - basculamiento regional; 7 - deslizamiento; 8 - localidades (A - Arganil; Ab - Abrantes; B - Braga; Be - Barreiro de Besteiros; C - Castelo Branco; Ch - Chaves; Co - Coimbra; L - Lisboa; M - Miranda do Douro; Mi - Mirandela; Mo - Mortágua; V - Vila Real); 9 - Fallas activas (1 - Bragança-Vilariga-Manteigas; 2 - Verin-Penacova; 3 - Leiria-Pombal; 4 - Lousã-Seia; 5 - Sobreira Formosa; 6 - Grade; 7 - Rapoula; 8 - Ponsul; 9 - Abrantes; 10 - Avelar; 11 - Arrife; 12 - Sintra; 13 - Arrábida; 14 - Farrôbo; 15 - Aljezur).

Síntesis del registro de la SLD11 en Portugal continental

En las diversas cuencas estudiadas, el registro sedimentario de la SLD11 se caracteriza por el predominio de depósitos groseros, heterométricos y inmaduros, generados en las proximidades de escarpes tectónicos de reciente creación. El desarrollo de abanicos aluviales en condiciones climáticas cálidas, con alguna estacionalidad ha contribuido también para la formación de esmectita, para el desarrollo de colores rojas o ocre y raramente concreciones carbonatadas. Las paleoalteraciones cambian en función del contexto geológico y alimentación.

Las reconstrucciones paleogeográficas indican invariablemente para posiciones cercanas a accidentes tectónicos orientados EN-SW y NNEE-SSW (Fig. 1). A partir de las rupturas de pendiente se generaron abanicos aluviales, que en el NE portugués dieron lugar en áreas distales a un conjunto de sistemas fluviales drenando para el SE en dirección a la cuenca terciaria del Duero en España. El carácter endorreico es típico de estos episodios y constituye un rasgo distintivo en relación a etapas anteriores (Mioceno medio y inferior) e posteriores (Plioceno). En las situaciones en que existe registro de SLD9-19 (Mioceno ante-Tortonense superior), estas presentan un carácter exorreico en una área de alimentación geográficamente amplia que incluye abundantes áreas graníticas. Esta sedimentación feldespática desaparece con la SLD11, como resultado del levantamiento y correspondiente sedimentación en la zona de pendiente. En el N de Portugal y Bajo Alentejo interior, la SLD11 corresponde con el inicio de la acumulación sedimentaria neógena, en relación a la creación de importantes relieves y "grabens" adyacentes.

Si se consideran las fallas que deforman de manera notoria las unidades con edades ante-Tortonense superior, de la misma forma son las orientadas EN-SW y NNE-SSW las que se distinguen mejor. Tal es el caso de las fallas que limitan los Montes Occidentales Portugueses, la Cordillera Central Portuguesa, el Macizo Calcáreo Extremeño, la Arrábida, las Fossas del Litoral SW, etc. En estos accidentes frecuentemente se detecta el calgamiento de las formaciones miocenas por los bloques del zócalo hercínico, con o sin cobertura mesozoica. A pesar de ello, se evidencia una clara diferencia regional en términos de accidentes tectónicos con desniveles verticales significativos (Fig. 1). En Portugal central tienen una mayor importancia las fallas inversas y los cabalgamientos EN-SW que definen una estructura "pop-up" (Ribeiro *et al.*, 1990; 1996). En el N de Portugal asume una mayor importancia los movimientos verticales asociados a los deslizamientos izquierdos de Verin-Penacova y Longroiva-Vilariga. En el sur de Portugal se identifica una situación idéntica en la falla de farrobo y de Aljezur, ambas pertenecientes al sistema de fallas Plasencia-Messejana.

CONCLUSIONES

En la mayor parte de las cuencas terciarias de Portugal continental podemos observar en el registro sedimentario neógeno un drástico cambio en el contexto tectono-sedimentario, a lo que se atribuye una edad entorno al Valesiano terminal (9 Ma, Tortonense superior) y que se cree corresponde a un paroxismo de la fase bética. Este gran cambio regional se expresa en unos casos por el inicio de la sedimentación neógena en áreas interiores (EN y S de Portugal) y en otros por la sustitución de amplias áreas de drenaje fluvial atlánticas por una sedimentación inmadura de abanicos aluviales, adosados a los escarpes de fallas activas.

Los escarpes de mayor importancia han sido generados, normalmente, por fallas inversas y cabalgamientos de dirección EN-SW. Se deduce un acortamiento cortical significativo, desarrollado en función de un intenso contexto compresivo, orientado NNW-SSE, durante el Neógeno. Este contexto habrá producido de la misma forma una interrupción en la sedimentación marina en la casi totalidad del área emersa actual, así como la inversión tectónica de áreas subsidentes desde tiempos mesozoicos (Macizo Calcáreo Estremeño e Arrábida, por ejemplo).

En el contexto de las cuencas terciarias de España (Calvo *et al.*, 1993), la ruptura sedimentaria intra-Valesiano final es muy importante porque registra un gran cambio en los campos de esfuerzos que afectan la micro-placa Ibérica (Sanz de Galdeano, 1996). Esta ruptura puede ser reconocida con precisión en las cuencas del Douro, Alto-Tajo e Ebro, y por un cambio drástico en la paleogeografía de las cuencas interiores de Madrid y del Ebro. EN el Bajo Alentejo oriental y en las plataformas continentales del SW (Alentejo) y del S de Portugal (Algarve) esta ruptura esta también reconocida.

Del Mioceno inferior al Tortonense, se ha dado la convergencia ortogonal de las placas Africana y Europea, con una dirección NNE-SSW. Después se ha dado una convergencia oblicua orientada NW a NNW, con una muy intensa compresión intraplaca en el sector occidental del Macizo Hespérico, con aproximadamente la misma dirección hasta el Cuaternario (Ribeiro *et al.*, 1996). La fuerte compresión continental ha inducido el levantamiento de importantes relieves, con movimentación diferencial de bloques delimitados por accidentes tardi-hercínicos orientados NNE-SSW (reactivación en deslizamiento izquierdo de segmentos en echelon de estas zonas de falla) y EN-SW (con formación de fallas inversas e cabalgamientos), donde se ha concentrado la mayor parte de la deformación intraplaca.

AGRADECIMENTOS

A Maria Eugenia Moya-Palomares (Univ. Complutense de Madrid), pela tradução de todo o texto.

REFERENCIAS

- Azevêdo, T.M. (1998): Formações vermelhas continentais na sequência mesocenoica da Cadeia da Arrábida. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa, 84 (1): A115-A118.*
- Barbosa, B.P. (1995): Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da Bacia terciária do Baixo Tejo. *Relações com o eustatismo e a tectónica.* Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 253 p.
- Calvo, J. P.; Daams, R.; Morales, J.; Lopez-Martínez, N.; *et al.* (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. de España, 6 (3-4): 29-40.*
- Cunha, P. Proença (1992): Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Tese de Doutoram., Univ. Coimbra, 262 p.
- Cunha, P. Proença (1994): Registo estratigráfico e evolução paleogeográfica das bacias terciárias de Portugal Central. II Congreso del Grupo Español del Terciario (Comunicaciones), Jaca, 93-96.
- Cunha, P. Proença (1996): Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa, 82: 87-130.*
- Lopez-Martinez, N., Agusti, J., Cabrera, L., Calvo, J. P.; *et al.* (1987): Approach to the Spanish continental neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Budapest, 70: 383-392.*
- Martins, A. (1999): Caracterização morfotectónica e morfosedimentar da Bacia do Baixo Tejo (Pliocénico e Quaternário). Tese de Doutoramento, Univ. Évora, 500 p.
- Pereira, D. I. (1997): Sedimentologia e estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental (NE Portugal). Tese de Doutoramento, Univ. do Minho, 341 p.
- Pereira, D. I. (1998): Enquadramento estratigráfico do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental. *Comun. Inst. Geol. Min., Lisboa, 84 (1), A126-A129.*
- Pimentel, N. L. (1997): O Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381 p.
- Pimentel, N. L. (1998): Tectono-sedimentary evolution of the Sado basin (Tertiary, southern Portugal). *Comun. Inst. Geol. Min., 84 (1): 145-148.*
- Ribeiro, A., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C., Manuppella, G., Phipps, S. (1990): A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics, 184: 357-366.*
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R., Matias, L. (1996): Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics, 15: 641-659.*
- Sanz de Galdeano, C. (1996): Tertiary tectonic framework of the Iberian Peninsula. *Tertiary basins of Spain; the stratigraphic record of crustal kinematics* (Ed. Friend y Dabrio), Cambridge Univ. Press, 9-14.

Depósitos continentales del Eoceno superior del sector oriental de la cuenca del Ebro

M. Fàbrega, E. Maestro, y E. Parra

Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona)

ABSTRACT

The hinterland deposits studied are located in the easternmost area of the Catalan Central Depression (in the eastern Ebro Basin). These deposits infill an endorreic depositional basin, that was active from the uppermost Priabonian (Late Eocene) to the lower Stampian (Early Oligocene). This basin was related to Pyrenean tectonics at the N (Sta. Maria d'Oló anticline) and to the Catalan Coastal Ranges tectonics at the S. These structural units conditioned the sedimentation and the paleotopography of the depositional furrow. During this time, the basin evolved from a fluvio-alluvial stage, with deposits coming from a southern source area, to a lacustrine stage, with the sedimentation of the later deposits of the basin in the western area. In the eastern area, and posteriorly to the lacustrine stage, the sedimentation continues, and consists of fluvio-alluvial deposits coming from a NW source area.

These deposits can be divided in four stratigraphic informal units: Artés fluvio-alluvial unit (U1), Avinyó deep lacustrine unit (U2), Moià shallow lacustrine unit (U3) and Estany fluvial unit (U4). The analysis of these hinterland deposits has showed two facts related to cyclicity. By one hand, a very marked cyclicity in the stacking patterns of the different associations of exposed sedimentary bodies, and by another, a cyclicity that repeats in all orders of cycles, related to cyclic variations of the base level of the basin. The major order cycles can be related to tectonism of Catalan Coastal Ranges and Pyrenees, that influence the climate of the basin, and the minor order cycles can be related to orbital cycles, or climatic changes.

Keywords: cyclicity, hinterland deposits, uppermost Eocene, Ebro basin.

INTRODUCCIÓN

El complejo sedimentario estudiado se localiza en el extremo oriental de la Depresión Central Catalana, NE de la Cuenca del Ebro (Fig 1).

El conjunto de estructuras tectónicas que afectan la cubeta deposicional está relacionadas con dos sistemas estructurales diferentes: al N las relacionadas con los plegamientos paleógenos Sur-pirenaicos (Riba 1967; Saez 1987) y más en concreto el Anticlinal de Sta. M^a de Oló; Al S el complejo de fracturas del sistema Catalánide (Anadon *et al.* 1979; Guimerà-Alvaro 1990; Ramírez *et al.* 1975; Riba 1967), donde destaca la falla del Rourell de orientación N-S, y un complejo de fallas regionales de orientación NE-SW.

La estructura de Sta. M^a de Oló, de dirección SW-NE, es un pliegue anticlinal muy agudo con el flanco N fracturado y hundido. En el núcleo del anticlinal afloran niveles de margas con sales, muy deformados, que pone en evidencia la importancia de la tectónica diapírica. El anticlinal de Oló se atenúa hacia el SW y converge con la falla inversa cabalgante compleja del "Guix" (Riba, 1967). Hacia el NE el Anticlinal de Oló confluye con un comple-

jo de fallas y repliegues de dirección NNO-SSE asociadas a fracturas de zócalo pertenecientes al sistema estructural Catalánide. El Anticlinal de Oló estaba activo durante el Priaboniense superior, limitando la cubeta de sedimentación y el paleorrelieve positivo del sector septentrional de la misma. Estos movimientos tectónicos permiten la creación de espacio volumétrico para la formación de una cubeta fuertemente subsidente y actúa también de barrera natural, marcando el límite N de la cuenca lacustre (Fig. 2)

En el sector oriental del área estudiada (Moià-Estany-Colluspina) se observa un complejo de fallas directas de orientación NE-SW y otro de orientación N-S, que pertenecen al sistema de fallas de zócalo de los Catalánides de origen hercínico (Peón *et al.*, 1975), que actúan antes, durante y después de la sedimentación de los depósitos estudiados.

Las fracturas de zócalo condicionan también, el paleorrelieve y la capacidad volumétrica de la cubeta deposicional en la parte meridional de la cuenca endorreica. El complejo regional de fracturas de zócalo de orientación NE-SW, se expresa en el área con la *falla de Artés*. Cuanto a las fracturas del sistema N-S, la más importante en el área estudiada es la *falla del Rourell*, de dirección NNO-SSE, la

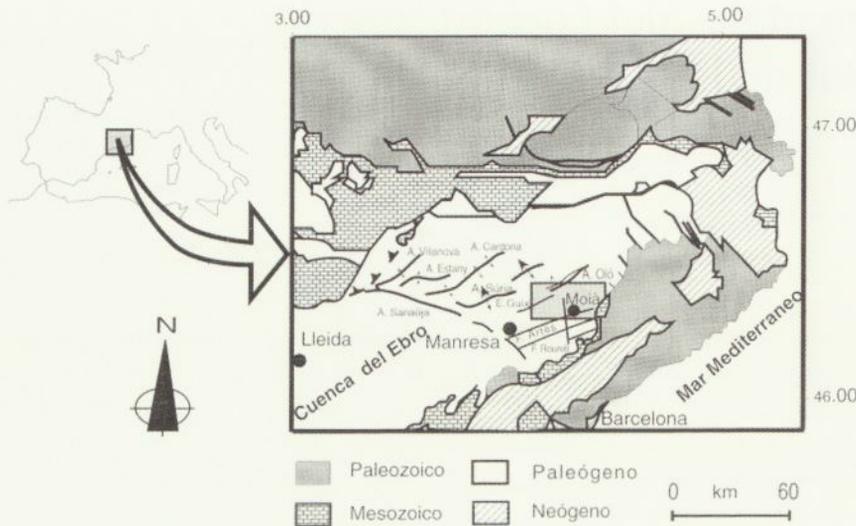


FIGURA 1.- Mapa geológico general del NE peninsular. El área en estudio, que aparece enmarcada, se localiza en el extremo oriental de la Cuenca del Ebro.

cual actúa como una importante falla directa, que juega un papel destacado en la morfología de la cubeta deposicional, delimitando dos áreas con peculiaridades diferenciales: Sector Occidental y Sector Oriental de la cubeta.

ESTRATIGRAFÍA

Unidades estratigráficas informales de litofacies

La evolución de la cubeta deposicional hacia una cuenca endorreica madura, debido a las condiciones paleoclimáticas y a las estructuras tectónicas circundantes, es la causa de la aparición y desarrollo de diferentes sistemas deposicionales (Fig. 3). En este sentido se han caracterizado diversas unidades estratigráficas informales de litofacies incluidas en la unidad litoestratigráfica de la Fm. Artés (Ferrer, 1971) que son asimilables a diferentes sistemas deposicionales.

Unidad fluvio-aluvial Artes (U.1)

Constituye la parte inferior del conjunto de depósitos endorreicos considerados en el presente trabajo y la parte basal, de la misma, aparece discordante sobre los depósitos marinos terminales de la cuenca paleógena catalana. Es la unidad más potente y está formada por una sucesión de hasta 240 m en el centro de la cubeta, reduciéndose a unos 50 m en los márgenes. Está constituida por una alternancia de cuerpos de areniscas y arcillas rojas en facies fluvio-aluviales con capas tabulares de carbonatos y arcillas grises en facies palustres. En los tramos arcillosos y limosos, así como algunos cuerpos de arenisca se observan fenómenos de pedogénesis, marmorización y bioturbación por organismos y raíces. Los paleocorrientes y la composición petrológica, de los cuerpos de arenisca, relacionan estos

con una área fuente S y SE, o sea del Sistema Catalánide. En cuanto a facies se distinguen:

Unidad lacustre profunda Avinyó (U.2)

Situada estratigráficamente y cronológica sobre la unidad anterior, se asocia al momento de máxima profundidad del lago. La base la forma un nivel de carbonato de medio metro de potencia, continuo en toda la cubeta. Es la unidad de menor potencia y su máximo desarrollo se observa en el sector occidental de la cubeta, con unos 40 m de potencia, mientras en el sector oriental se va reduciendo hasta desaparecer. Esta formada por facies asociadas al fondo del lago, constituidas por una alternancia de arcillas y limos, predominantemente grises, que en el sector occidental de la cubeta van asociadas a facies evaporíticas sulfatadas caracterizadas por su homogeneidad y ritmicidad. Los niveles de arcillas y limos grises están formados por varvas, láminas de limo con estructuras de tipo *ripples* y HCS a pequeña escala, arcilla masiva de decantación, y restos de materia orgánica. Las facies sulfatadas están formadas por láminas de gipsoarenitas que alternan con láminas de arcillas y limos grises que presentan estructuras HCS y *ripples* y que pueden estar *slumpizadas*. Estas facies son resultado de flujos turbidíticos, generados durante tormentas, que llegan al fondo del lago.

Unidad lacustre somera Moia (U.3)

Esta unidad se sitúa estratigráficamente y cronológica por encima de la unidad anterior, y se asocia al momento de máxima expansión del lago. Predominan los cuerpos de carbonato. El límite inferior de esta unidad se define por un marcado cambio de facies con la unidad anterior, marcado por la entrada de areniscas y arcillas rojas que ponen en

relevo la reactivación del sistema endorreico que rápidamente pasa a facies lacustres carbonatadas, preferentemente. Está constituida por una sucesión de 100 m, que se mantiene continua en potencia y extensión a lo largo de la cubeta. La unidad la forman cuerpos de carbonato que se alternan con niveles de arcillas viscosas y grises, y con algunas entradas puntuales de cuerpos de areniscas y arcillas rojas.

Los cuerpos de carbonato se asocian a facies lacustres de poca profundidad. Son cuerpos tabulares de gran continuidad lateral y generalmente ondulados. Son ricos en fauna, sobretodo carófitas, gasterópodos y ostrácodos. Algunos niveles presentan abundante materia orgánica y restos vegetales que localmente pueden formar niveles de carbón. También se han encontrado fragmentos de tortuga (*quelonis*). Separando los cuerpos de carbonato puede haber niveles centimétricos de arcilla.

Ocasionalmente, se hallan facies asociadas a avenidas torrenciales similares a las de la Unidad Artés (U.1), formadas por areniscas y arcillas rojas. Los cuerpos de areniscas pueden ser barras sigmoidales o lóbulos lacustres con dominio de la estratificación HCS.

Los paleocorrientes y la petrología de las areniscas, determinan una procedencia de los materiales S-E y S, con predominio de la primera, o sea con área fuente del Sistema Catalánide.

Unidad fluvial Estany (U.4)

Constituyen los depósitos continentales más superiores, y sólo están representados en el sector oriental de la cubeta. La unidad la forman una alternancia de areniscas y arcillas rojas, y algunos niveles de poco espesor de carbonato. El máximo registro de la unidad se localiza al NE, donde alcanza un espesor superior a los 100m. Los cuerpos de areniscas y las arcillas rojas se asocian a facies fluviales. Se observan diversos cuerpos de areniscas: *point bars*, relleno

de canales fluviales y lóbulos de crevasse, donde domina la estratificación cruzada y los *ripples*. También se observan fenómenos de pedogénesis, marmorización y bioturbación por organismos y raíces. Los cuerpos de carbonato (*mudstone* y *wackestone*), arcillas y limos grises se asocian a facies palustres ricas en fauna (carófitas, gasteropodos y ostrácodos), materia orgánica y restos vegetales, que localmente forman acumulaciones de carbón.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Secuencias deposicionales de tercer y cuarto orden

Se ha descrito una secuencia deposicional compleja de 3er orden completa (*Secuencia 1*) y la parte basal de una segunda (*Secuencia 2*).

• *Secuencia 1*

Esta secuencia aflora en toda la extensión y potencia en el área, constituyendo el relleno del sistema fluvio-lacustre. Su límite inferior aparece en disconformidad con los materiales eocenos marinos. El cese del registros sedimentario señala el límite superior, excepto en la parte N y NE donde los materiales de la *Secuencia 2* aparecen en paraconformidad con estos. En la zona central tiene una potencia de unos 350 m, mientras que en los límites meridional y oriental se reduce a unos 50 m. La secuencia comprende en su totalidad un ciclo completo de cambio del nivel de base que se asocia a las tres unidades estratigráficas informales: Unidad Artés (U.1), Unidad Avinyó (U.2) y Unidad Moià (U.3), asimilables correlativamente al nivel de base bajo, transgresivo y alto. El techo de la Unidad Moià marca el límite Eoceno-Oligoceno (aún dentro del Priabonense). Correspondería al sistema lacustre de la Noguera de Anadón *et al.*, 1989.

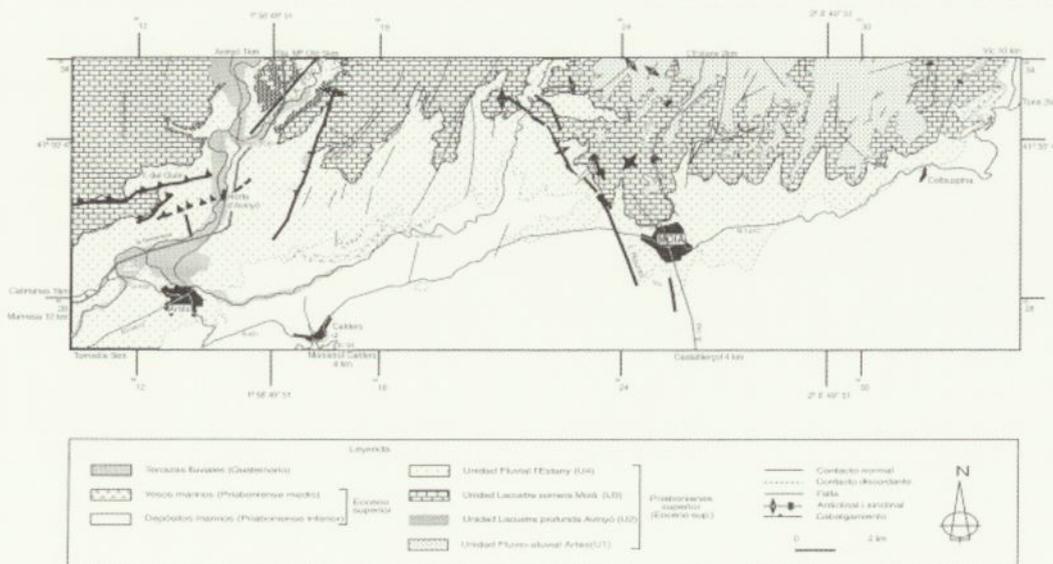


FIGURA 2.- Mapa geológico de las unidades descritas

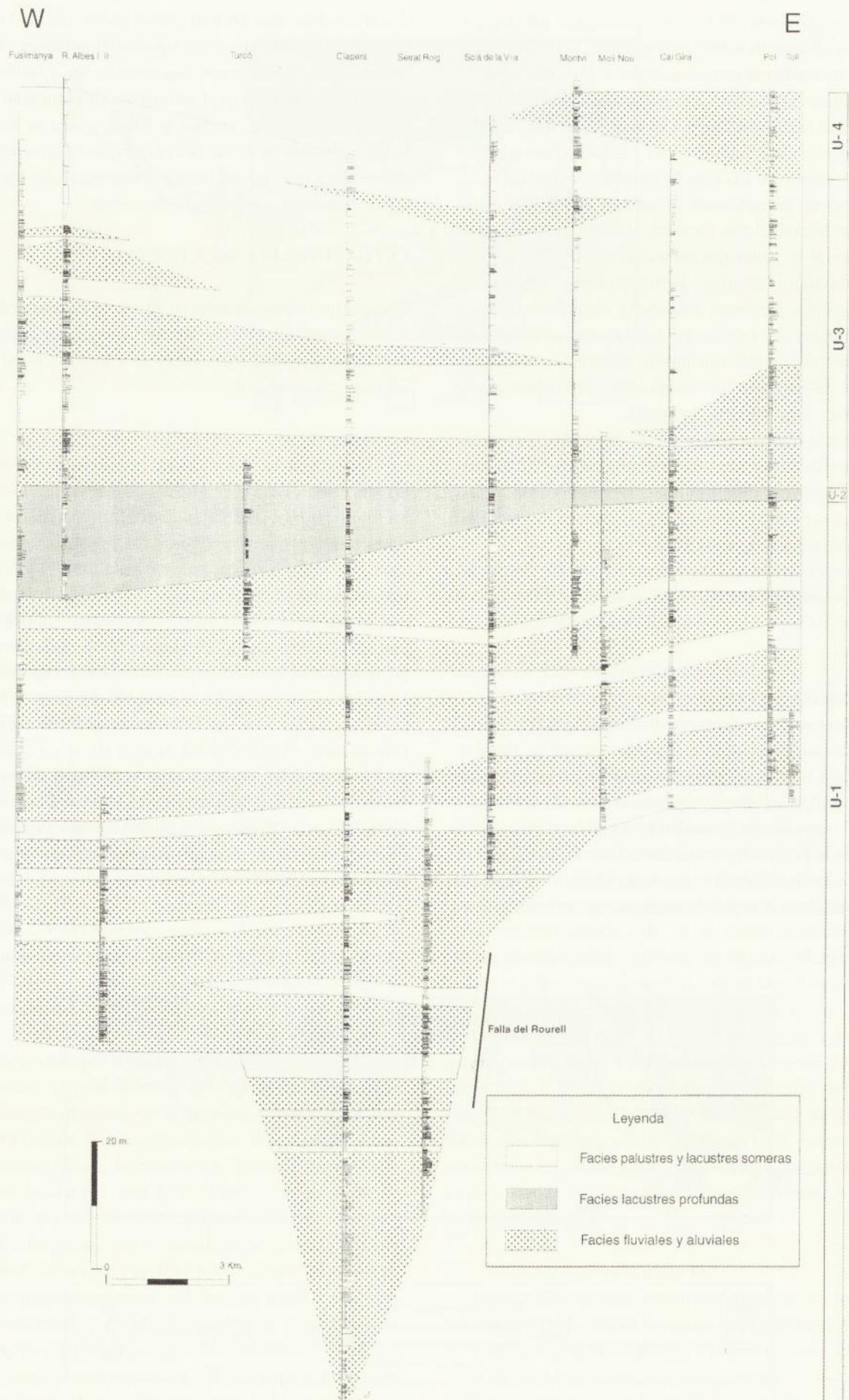


FIGURA 3.- Sección general de correlación de la Cuenca lacustre estudiada.

El inicio de la secuencia está marcado por la entrada de materiales siliciclásticos que trazan la activación del sistema endorreico, o el inicio de la sedimentación del cortejo de nivel de base bajo (*lowstand*). El límite superior va ligado a facies lacustres superficiales, de predominio carbonatado, en las que puede haber niveles de paleosuelos locales, sobretodo en la parte superior, que señalan el fin del sistema lacustre propiamente, y el inicio de un periodo de erosión ligado a un descenso importante del nivel de base, asociado al levantamiento tectónico del anticlinal de Oló o a un nuevo ciclo *Forestepping-Backstepping* (Mutti *et al.*, 1996) de los Catalánides. En los ciclos de tercer orden se sigue observando una ciclicidad climática en la sedimentación de unos niveles inferiores más siliciclásticos ligados a momentos climáticos más áridos que se produciría en momentos de *forestepping*, y unos niveles superiores más carbonatados ligados a momentos climáticos más húmedos, que se relacionaría con momentos de *backstepping* de los Catalánides.

En esta primera secuencia se distinguen dos ciclos de orden menor o secuencias de 4º orden, que designamos como *Secuencia 1.1* y *Secuencia 1.2*, marcados por la entrada de materiales siliciclásticos rojos a su base. Esta entrada de arenas indica una reactivación local del sistema, que seguiría a la producida en los momentos de nivel de base bajo. Dentro de estas secuencias de orden menor se han distinguido múltiples ciclos de orden menor o ciclos de alta frecuencia, marcados también por reactivaciones puntuales del sistema asociadas a variaciones puntuales del nivel de base del mismo.

De esta forma, consideramos que la tectónica es quien controla los cambios climáticos en los ciclos de tercer y cuarto orden. Los periodos con tectónica más intensa provocarían momentos más áridos regionalmente, y influirían en la menor pluviosidad, o lo que es lo mismo, en momentos de nivel de base más bajo. Mientras en los momentos de nula o escasa tectónica el nivel de base subiría, juntamente con un incremento en la pluviosidad.

- *Secuencia 2*

La Secuencia 2 aparece incompleta, sólo aflora la parte basal en el sector oriental del área de estudio. Su límite inferior aparece en paraconformidad con los materiales de la *Secuencia 1*. Se supone que el inicio de esta secuencia puede asociarse al Estampinense más basal (Oligoceno inferior), Saez (1987). Los depósitos de esta secuencia, se asocian a la Unidad Estany (U.4).

La base señala la entrada de materiales fluviales de procedencia S y SE, reactivándose el sistema continental o sea el inicio de la sedimentación del cortejo de nivel de base bajo de un nuevo ciclo, asociado a la reactivación de la área fuente, posiblemente debido, a un *Forestepping* de los Catalánides.

Secuencias de 5º orden o ciclos de alta frecuencia

Dentro de las dos secuencias de 4º orden descritas (*Secuencia 1.1*, *Secuencia 1.2*), que forman la secuencia de 3º orden (*Secuencia 1*) se han distinguido hasta diecisiete secuencias de orden menor o ciclos de alta frecuencia, el límite inferior de cada una de ellas corresponde a una conformidad, definida por la entrada de arenas o arcillas rojas. Este tipo de ciclos pueden asociarse a los ciclos de carácter orbital de Milankovitch. Las areniscas, limos y arcillas rojas se asociarían a momentos de clima árido y más frío, mientras que los, limos y carbonatos arcillas grises se asociarían a un clima más húmedo y cálido.

Los ciclos de alta frecuencia tienen una potencia de hasta 20-25 m. Cada uno de ellos puede asociarse a ciclos locales de variación del nivel de base.

Cada secuencia de 5º orden está formada a la base por la llegada de materiales siliciclásticos rojos, o sea una parte inferior constituida por arcillas y arenas, y en algunos casos microconglomerados. La parte superior corresponde a niveles lagunares de arcillas y limos grises y de carbonatos; más raramente niveles laminados de carbón o de yesos. En cada ciclo de alta frecuencia, en otro orden de ciclicidad menor se siguen distinguiendo ciclos, caracterizados por una parte inferior formada por materiales siliciclásticos rojos, y una parte superior de niveles carbonatados. Esta ciclicidad que se observa en las secuencias deposicionales se mantiene en todos los órdenes de escala, que seguidamente se analizarán.

CONCLUSIONES

Los sedimentos continentales que afloran en el área de estudio forman el relleno de una cubeta deposicional endorreica muy subsidente, y forman parte del conjunto de depósitos continentales de la Depresión Central Catalana de edad Priabonense Superior-Oligoceno Inferior. La cubeta deposicional se localiza en el extremo más oriental de esta depresión.

La cubeta está creada y limitada, al Sur por una pendiente natural formada por los materiales marinos eocenos, y al Norte por estructuras tectónicas, ligadas a la unidad estructural pirenaica de Sta Mª de Oló.

Los materiales estudiados son de edad Priabonense superior. Se depositaron en un intervalo de tiempo de entre 500.000 y 1.000.000 de años. A la base de los mismos se localizan los materiales sulfatados marinos del Priabonense medio y el techo está marcado por la fin del registro sedimentario.

La evolución de la cubeta deposicional hacia una cuenca endorreica madura, debido en buena parte a las condiciones paleoclimáticas, y influenciada en segundo término por las estructuras tectónicas que afectan las zonas adyacentes, nos ha permitido caracterizar unas unidades estratigráficas informales de litofacies que son asimilables a varios sistemas deposicionales. En este sentido se han dis-

tinguido dos unidades lacustres y dos fluvio-aluviales con materiales de procedencia Sur y Sur-Este, que son: Unidad fluvio-aluvial Artés (U.1), Unidad lacustre profunda Avinyó (U.2), Unidad lacustre somera Moià (U.3) y Unidad fluvial Estany (U.4)

Cuanto a secuencias deposicionales se han definido dos secuencias compuestas de 3º orden, limitadas por disconformidades.

La *Secuencia 1* comprende, en su totalidad, un ciclo completo de tránsito de nivel de base que se asocia a las tres unidades estratigráficas descritas: Artés (U.1), Avinyó (U.2) y Moià (U.3). Así, a su vez y respectivamente las podemos asociar al cortejo de nivel de base bajo (PNBB), al cortejo transgresivo (PT) y al cortejo de nivel de base alto (PNNA). La *Secuencia 2* señala el inicio de un nuevo ciclo de tránsito del nivel de base y se asocia a la Unidad Estany (U.4), que es asimilable al cortejo de nivel de base bajo.

La *Secuencia 1* está formada por dos secuencias de 4º orden, *Secuencia 1.1* i *Secuencia 1.2*, limitadas por paraconformidades. Cada una de estas secuencias está formada por varias secuencias de 5º orden asimilables a ciclos de alta frecuencia con un total de 17, posiblemente asimilables a ciclos orbitales o de Milankovitch.

Los depósitos continentales estudiados, ha puesto en evidencia dos hechos en relación con la ciclicidad, por un lado, una ciclicidad muy marcada en los patrones de apilamiento de las diversas asociaciones de cuerpos sedimentarios que afloran, y por otro, una ciclicidad que se repite en todos los órdenes de escala, des del ciclo elemental de facies hasta las secuencias deposicionales, regida siempre por cambios en los ciclos de variación del nivel de base, que van de los cambios puntuales en el tiempo y el espacio hasta los que afectan toda la cubeta deposicional.

La dinámica y funcionamiento de esta cuenca, y la ciclicidad que se observa en todos los órdenes de escala, está controlada por el clima y la tectónica. Los ciclos de tercer y cuarto orden estarían controlados por la tectónica de los Catalánides, que influiría en el clima general, mientras los ciclos de alta frecuencia estaría controlados únicamente por el clima, y se relacionarían con ciclos orbitales.

REFERENCIAS

- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B., Sáez, A. (1989): Los Sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geológica Hispánica*, 24 (3-4): 205-230.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P., Solé Sugañes, LL. (1979 - Public. 1982). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 242-270.
- Fàbrega, M. (1997): Estratigrafia i facies de sediments continentals de l'Eocè superior del sector SE de la Depressió Central catalana. *Treball de Recerca. Univ. Auton. Barcelona*. 160 p.
- Ferrer, J. (1971): El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la Depresión del Ebro (Cataluña). *Mem. Suisses de Paleontol.*, 90. 70 pp. Tesis Doctoral.
- Guimerà, J., Alvaro, M. (1990): Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Côtière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr. (Sér 8)*, 6(2): 339-340.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavala, C. (1996): The Importance of Ancient Fluvio-Deltaic Systems Dominated by Catastrophic Flooding in Tectonically Active Basins. *Memorie di Scienze Geologiche*. 48:233-291
- Peón, A., Alonso, F., Rosell, J., Trilla, J., Obrador, A. (1975): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 363 (Manresa). I.G.M.E., 22 p.
- Ramírez, J., Riba, O., Maldonado, A. (1975): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 331 (Puigreig). I.G.M.E., 52 p.
- Riba, O. (1967): Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. *Acta Geol. Hisp.*, 1: 1-6.
- Sáez, A. (1987): Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. Publicacions de la Universitat de Barcelona, ed. Microficha, 353 p.

Secuencias de alta y baja frecuencia en el Eoceno superior del este de la Cuenca del Ebro

S. Figueras y E. Maestro

Dpt. Geologia, Fac. de Ciencias, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra

ABSTRACT

From the uppermost Priabonian to Oligocene, the Ebro basin losses the connection with the open sea, being an endorreic basin. The active tectonism at the margins of the basin (Pyrenees at the N, and Catalan Ranges at the S) provides the formation of Alluvial fans that evolved to lacustrine systems in the centre of the basin. The most ancient lacustrine system in the Ebro basin is called "La Noguera Lacustrine System", and ages uppermost Priabonian. It consists of Barbastro Gypsum Fm, Torà limonites Fm and Castelltallat Limestone Fm. The two last formations, called in present work as Unit 1 and Unit 2, were deposited during 0,9 to 1 m.y. Unit 1 represents deeper lacustrine cycles and Unit 2 represents an important and general retraction of the lacustrine system. High frequency cycles can be differentiated. These cycles can be associated to orbital cycles described by Milankovitch. Dos cycles have a very close stacking patterns in between, with the terrigenous deposits in the base and carbonate deposits in the top.

Keywords: high frequency cycles, lacustrine, Priabonian, Ebro basin.

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio comprende una pequeña área del sector más oriental de la Depresión Central Catalana (fig. 1). Esta pequeña área se encuentra inscrita en la hoja 1:50 000 de I.G.M.E Calaf (362) y en la hoja 07 (Bages) del mapa comarcal de l'Institut Cartogràfic de Catalunya.

Los depósitos estudiados forman parte de la Cuenca Catalana la cual constituye el extremo más oriental de la cuenca terciaria del Ebro, limitada al Norte por los Pirineos y al Sur por los Catalánides.

En el sector oriental de la cuenca la mayor parte de los materiales están plegados alternándose anticlinales y sinclinales con ejes paralelos orientados en dirección NE-SW. Hasta el Luteciense-Bartoniense la cuenca del Ebro conectaba con el Atlántico por poniente. Durante el Priaboniense-Oligoceno el mar se retiró definitivamente de la cuenca del Ebro depositándose una secuencia evaporítica salina que cerró el ciclo de sedimentación marina de la cuenca. A partir de este momento la cuenca se convirtió en una cuenca de sedimentación estrictamente continental y endorreica (Sáez, 1987).

La tectónica activa de los márgenes N y SE es la responsable de la formación de relieves importantes que dieron lugar a la formación de abanicos aluviales conglomeráticos adosados a ellos que hacía el centro de la cuenca pasaban a sistemas fluviales distributarios y en la parte más interna a depósitos lacustres.

Los depósitos estudiados en este trabajo forman parte del Sistema Lacustre Catalán particularmente del Sistema Lacustre de La Noguera (Priaboniense Superior). Este sistema lacustre es el más antiguo observable en la cuenca del Ebro. Este sistema se deposita sobre las formaciones evaporíticas priabonienses de origen marino. El Sistema Lacustre recibe sus aportes de los sistemas aluviales procedentes de los Pirineos de los Catalánides y está constituido por la Fm. Yesos de Barbastro, Fm. Limolitas carbonáticas de Torà y Fm. Calizas de Castelltallat (Sáez y Riba, 1986; Sáez, 1987).

ESTRATIGRAFÍA GENERAL

Los materiales estudiados pueden dividirse en dos unidades distintas cada una de ellas atribuibles a una formación perteneciente al Sistema Lacustre de La Noguera.

Unidad 1

Esta unidad (fig.1) está formada por un conjunto de depósitos fundamentalmente lutíticos situados estratigráficamente por encima de los depósitos de la Fm. Yesos de Barbastro.

Esta unidad es atribuible a la Fm. Limolitas de Torà y únicamente nos aflora su parte superior. La parte aflorante de esta unidad en las proximidades de la ermita de Sta. Maria de La Molsosa tiene una potencia aproximada de 170 metros.

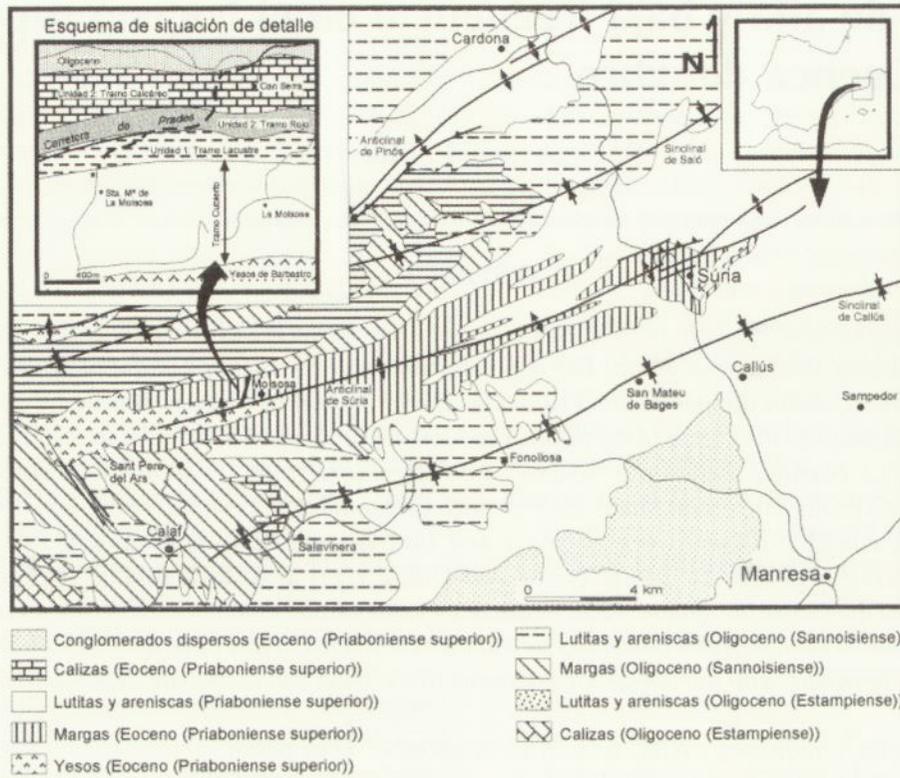


FIGURA 1.

Esta unidad representa depósitos lacustres profundos y está formada principalmente por limolitas aunque aparecen intercalados niveles de areniscas centimétricas de grano muy fino y niveles de caliza también centimétrica. Estas limolitas presentan una composición bastante carbonatada y un color blanco amarillento, marrón anaranjado, gris azulado y gris. La parte basal presenta una rizocreción importante, laminación cruzada, ripples y alguna capa milimétrica a centimétrica de arenisca muy fina. Por encima tenemos un tramo predominantemente gris con algunos niveles de varvas. Este tramo pasa gradualmente a una coloración amarillenta con niveles decimétricos a métricos de areniscas muy finas y finas con estructuras de escape de agua, estructuras convolute, ripples y laminación cruzada. Este último tramo nos indica una somerización importante en el sistema lacustre.

Intercalados entre las limolitas aparecen niveles centimétricos de carbonato travertítico noduloso, calizas micríticas, calizas con restos vegetales, calizas con gasterópodos, ostrácodos y/o carofitas.

Las características sedimentológicas que presentan estos depósitos nos indican una sedimentación bajo una lámina más o menos somera de agua en un ambiente de playa-lake (Sáez, 1987).

Unidad 2

Esta unidad es atribuible a la Fm. Calizas de Castelltallat y constituye la parte superior del Sistema Lacustre de La Noguera. Esta unidad nos indica una retrac-

ción importante del sistema lacustre. Está formada por una alternancia de niveles de caliza decimétrica a métrica y niveles de arcilla gris y amarilla con intercalaciones de niveles métricos de areniscas rojas, marrones y amarillas pertenecientes a la Fm. Súria y/o Fm. Artés. Los depósitos de esta unidad tienen una potencia aproximada de 242 metros.

En la base de esta unidad tenemos un tramo lutítico predominantemente rojo de unos 53 metros de potencia con intercalaciones de arenisca centimétrica a métrica muy fina, fina y media. En este tramo observamos laminación cruzada, ripples, dunas y rizocreciones importantes. Por encima encontramos un tramo con coloraciones grises o blancas con algunas pequeñas intercalaciones de arenisca centimétrica muy fina con laminación cruzada, ripples, estructuras de escape de agua y niveles métricos de varvas. También observamos pequeños niveles milimétricos a centimétricos de carbón. Encima de este tramo tenemos una entrada importante de areniscas decimétricas finas y muy finas de color amarillo y rojo con laminación cruzada y ripples. Hacia la parte superior de este tramo y en tránsito gradual la presencia de los niveles de carbonato aumentan su potencia y se hacen más frecuentes.

Tenemos niveles decimétricos de calizas muchas veces agrupados en paquetes de potencia métrica que alternan con tramos de lutita gris azulada y amarilla de potencia métrica. Intercalados con frecuencia variable y preferentemente en tramos lutíticos se registran niveles de grosor centimétrico a decimétrico de areniscas muy finas y finas

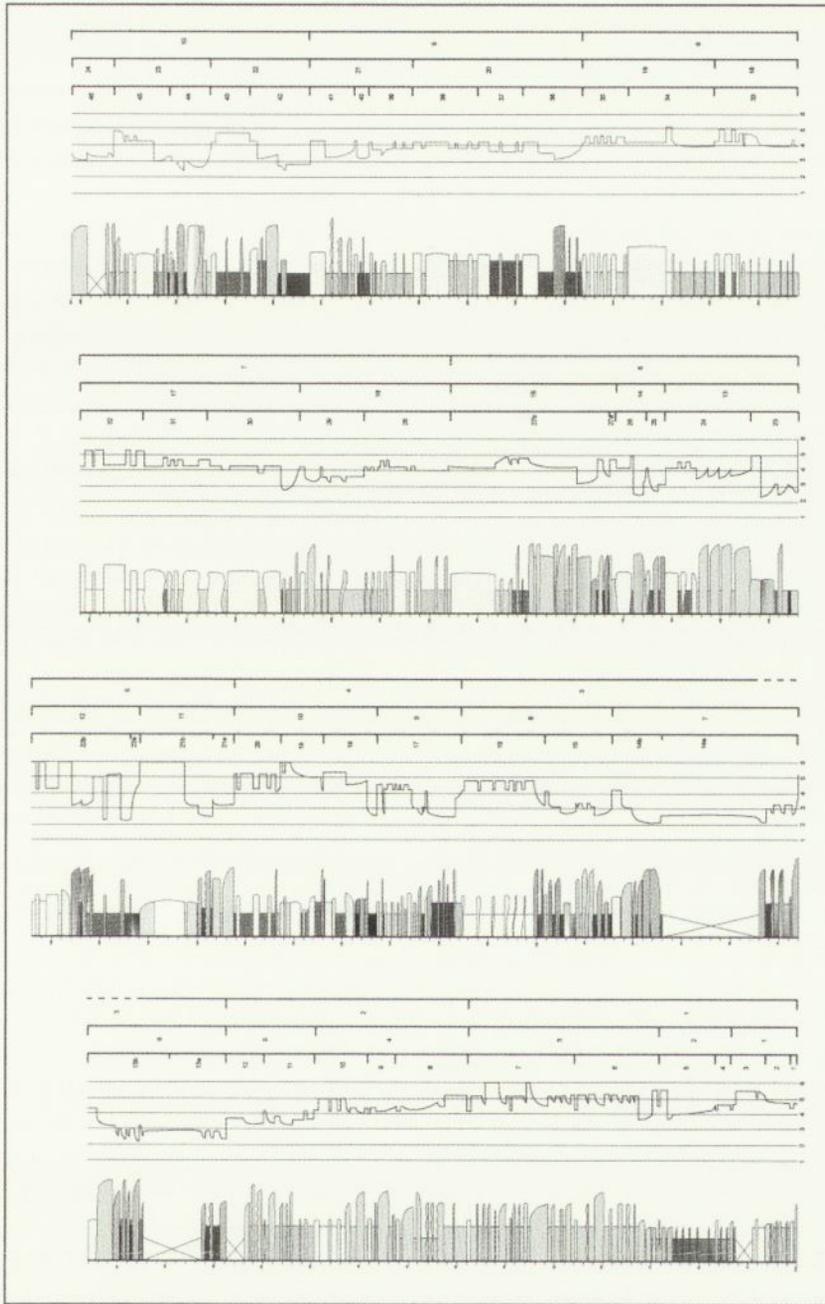


FIGURA 2.

con laminación cruzada, ripples y restos vegetales.

Las calizas presentan fauna y flora típicamente lacustre. Podemos observar carofitas, ostrácodos y gasterópodos. Las calizas mayoritariamente son micríticas o con nódulos de sílex que nos sugieren la existencia de una cierta salinidad en los lagos priabonienses en que se depositaron los materiales de esta formación. También pueden identificarse algunas capas organógenas. Algunos niveles de caliza presentan una base y un techo ondulado.

Los depósitos de esta unidad corresponden a los formados en un contexto de sedimentación lacustre carbonatada somera.

La abundancia de nódulos de sílex incluidos en las calizas sugiere la existencia de una cierta salinidad en los lagos

priabonienses en que se depositaron los materiales de esta unidad (Sáez, 1987).

CICLICIDAD

La serie estratigráfica que ha hecho posible el estudio de la ciclicidad ha sido realizada cerca del núcleo urbano de La Molsosa.

Para determinar la ciclicidad hemos tenido en cuenta el mecanismo astronómico propuesto por Milankovitch. Este mecanismo tiene en cuenta la inclinación del eje de rotación de la Tierra, la excentricidad de la órbita terrestre y la precesión del eje de rotación de la Tierra. La variación de estos parámetros producen cambios en la insolación reci-

da por la superficie de La Tierra teniendo un efecto importante sobre el clima global y local.

La inclinación del eje de la Tierra es la causa de las estaciones. Esta inclinación fluctúa des de un mínimo de 21,8° hasta un máximo de 24,4° en un periodo de 41.000 años. La órbita de la Tierra alrededor del Sol se hace más o menos circular en un periodo de 100.000 años y la precesión de lugar a periodos de 23.000 años.

Los ciclos astronómicos descritos por Milankovitch a partir de estos parámetros son ciclos de alta frecuencia. Estos ciclos se pueden determinar mediante los análisis espectrales propuestos por Fourier. Estos análisis se basa en cuatro parámetros sedimentológicos (grosor, color, índice estimado de profundidad y granulometría).

Al realizar la serie hemos tenido en cuenta los parámetros sedimentológicos descritos por Fourier. El grosor, la granulometría, el color de los sedimentos etc. nos han permitido realizar la estimación de una curva de profundidades relativas (fig.2). Para realizar esta curva hemos diferenciado profundidades guía que nos han permitido determinar las profundidades relativas de los sedimentos representados. Estas profundidades guía las hemos establecido en la zona de deposición aluvial y/o fluvial (1), en la zona de plana deltaica (2), alrededor de la línea de costa (3), en la zona de frente deltaico (4), en la zona de prodelta (5) y en el fondo del lago (6). A partir de los diferentes parámetros sedimentológicos y la curva de profundidades relativas obtenida ha sido posible analizar la ciclicidad a diferentes escalas llegando a diferenciar los ciclos descritos por Milankovitch en función de los parámetros orbitales.

Los materiales tratados en este trabajo fueron depositados en un periodo de tiempo aproximado de 900.000 años y 1.000.000 años. Esta datación la estimamos a partir de las correlaciones y los datos paleomagnéticos existentes de esta zona (Burbank *et al.* 1992; Burbank y Vergés, 1994). Todos estos materiales pertenecen al Priaboniense Superior (37,2 Ma – 36,3 Ma).

Para describir los ciclos observables en los materiales estudiados en la serie vamos a hacerlo de mayor a menor orden de ciclicidad.

Primeramente y a gran escala podemos distinguir dos grandes ciclos o unidades (unidad 1 y unidad 2). Estas unidades posiblemente estan relacionadas con ciclos secuenciales de tercer orden en relación con la tectónica de la cuenca. Esta tectónica podria deberse al emplazamiento de los mantos pirinaicos hacia el sector del Segre. Estas dos unidades ya han sido descritas con anterioridad.

A continuación podemos diferenciar diez grandes ciclos donde cada ciclo representa un periodo aproximado de 90.000-100.000 años. Estos ciclos se pueden relacionar fácilmente con los ciclos excentricidad de Milankovitch. En general, cada uno de estos ciclos tiene una parte importante de areniscas, limos y/o arcillas en la parte basal y quedan culminados ya sea por un aprofundimiento o por niveles importantes de carbonato. Estos ciclos vienen marcados

en la curva de profundidades relativas por una entrada importante de material terrígeno o continental.

Dentro de los ciclos anteriores se pueden diferenciar 24 ciclos de orden menor. Cada uno de estos ciclos representa aproximadamente un periodo de 37.500-41.666 años y se pueden identificar con los ciclos de 41.000 años descritos por Milankovitch en función a la variación de la inclinación del eje de rotación la Tierra. Estos ciclos vienen marcados principalmente por la variación de color en los sedimentos. Estos ciclos, de la misma manera que los anteriores, quedan marcados en la curva de profundidades relativas una entrada de material terrígeno importante y presentan la misma estructuración interna.

A menor escala podemos diferenciar 46-54 ciclos cada uno de los cuales representa un periodo de 16.666-18.518 años aproximadamente correspondientes a los ciclos de precesión descritos por Milankovitch. Estos son pequeños ciclos que se pueden identificar a partir de pequeños niveles de carbonato que aparecen en el interior de los ciclos anteriores. Estos niveles de carbonato se pueden interpretar como la culminación de estos pequeños ciclos. Internamente presentan una estructuración muy parecida a los ciclos de orden mayor. Algunos de estos ciclos quedan enmascarados por los ciclos de orden mayor lo que hace difícil su identificación.

REFERENCIAS

- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B., Sáez, A. (1989): Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hisp.*, 24 (3-4): 243-257.
- Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M. (1998): Tectonic versus orbital forcing on low to high order oligocene sequences in the SE Ebro basin. 15th Internacional Sedimentological Congress, Alicante, p. 172.
- Burbank, D.W., Vergés, J., Muñoz, J.A., Bentham, P. (1992): Coeval hidward and forward imbricating thrusting in the South-Central Pyrenees, Spain. Timing and rates of shortening and deposition. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104: 3-17.
- Burbank, D.W., Vergés, J. (1994): Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Jour. Geophys. Res.*, 99 (B10): 20.281-20.297,
- De Boer, P.L., Smith, D.G. (1994): Orbital forcing and cyclic sequences. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 19: 1-14.
- Sáez, A (1987): Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la cuenca del Ebro. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. Publicacions de la Universitat de Barcelona, ed. Microficha, 335 pp.

Evolución tectosedimentaria de la cuenca Miocena de "Piggy-Back" de Rodeo-Iglesia (San Juan, Argentina)

M. Gagliardo¹, F. Colombo², A. Caselli¹, A. Tripaldi³ y C. Limarino^{1,3}

1 Depto. de Cs. Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Bs. As., Argentina; mar@gl.fcen.uba.ar, acaselli@gl.fcen.uba.ar.

2 Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Fac. Geología, Universidad de Barcelona, España; colombo@natura.geo.ub.es

3 CONICET; alfo@gl.fcen.uba.ar.; limar@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

The Rodeo-Iglesia Basin (northwest Argentina) is a narrow piggy-back depositional area which formed during the uplift of the Andean Cordillera (Miocene). Five hundred meters of continental sediments belonging to the Rodeo Formation were deposited in this basin. The Rodeo Formation is divided in 7 sedimentary facies in accordance with lithological and sedimentological features. Facies 1 (25 m thick) is composed of matrix and clast-supported breccias and represents talus deposits. Facies 2 (30 m thick) comprises tuffs, ignimbrites and tuffaceous mudstones, indicating volcanic activity in the area. Facies 3 (55 m) corresponds to fluvial (braided) conglomerates and sandstones that pass upward to fine sandstones deposited in distal ephemeral braided plains (facies 4, 150 m). Facies 5 (100 m) is made up of amalgamated sandy channels, interbedded with thick intervals of massive and laminated mudstones deposited in a muddy plain of a playa lake environment. Facies 6 (35 m) reflects marked changes in sedimentary environments and provenance conditions. This unit corresponds to braided fluvial systems and shows large amounts of clasts of Andean granites. The top of the sequence is formed by a thick lacustrine interval (150 m) including sand flats (facies 7), mud flats (facies 8), saline mud flats (facies 10) and minor sandy mouth-bars and microdeltas deposits (facies 9). All these facies define four depositional sequences that describe the tectosedimentary evolution of this piggy-back basin.

Keywords: tectosedimentary evolution, piggy-back basin, Miocene Rodeo-Iglesia basin, San Juan Province, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Rodeo-Iglesia, ubicada en el noroeste de la provincia de San Juan, Argentina, está conformada por una potente y estrecha faja de sedimentos neógenos depositados entre la Cordillera Frontal (Cordillera de Colangüil) y las estribaciones más occidentales de la Precordillera. Esta cuenca alcanza una extensión del orden de 1000 Km² y en ella se acumularon desde el Mioceno superior unos 500 metros de sedimentos, procedentes en su mayor parte de la erosión de las distintas unidades que conforman la Cordillera Frontal. Trabajos recientes (Re y Jordan, 1999 y Jordan *et al.*, 1990) han datado tanto el corrimiento como los depósitos de esta cuenca, estableciendo una edad entre los 7,4 y 1,5 Ma. Un conjunto de fracturas asociadas con deformación afectan estas rocas cenozoicas, dando lugar a amplios pliegues, en el borde oriental del valle, con vergencia general hacia el Este (Baldis *et al.*, 1990).

En el presente trabajo se pretende mostrar la evolución tectosedimentaria de la cuenca de piggy-back Rodeo-Iglesia.

MARCO GEOLÓGICO

La estratigrafía de la cuenca fue redefinida recientemente por Gagliardo *et al.* (en prensa), dado que al menos existían dos esquemas estratigráficos diferentes. Los citados autores reunieron a esta secuencia en una única unidad, denominada Formación Rodeo (Furque 1979). La Formación Rodeo se dispone en contacto erosivo sobre rocas devónicas y ordovícicas en el borde oriental de la cuenca (Formaciones Punilla y Yerba Loca, Furque 1979). Estratigráficamente por encima aparece una cobertera de sedimentos cuaternarios gruesos de origen aluvial-fluvial procedentes principalmente de la Cordillera Frontal y en menor proporción de la Precordillera, y sedimentos de granulometría fina en la zona de playa (Formaciones Iglesia y Tudcum, Furque 1979).

DESCRIPCIÓN

Los principales afloramientos de la Formación Rodeo se encuentran ubicados en las cercanías de las localidades

de Angualasto y Rodeo presentando además afloramientos menores en las proximidades de las localidades de Tudcum, Lomas del Campanario y Malimán. Los paleoambientes sedimentarios de esta unidad fueron estudiados en su perfil tipo (Cuesta del Viento), donde se diferenciaron a gran escala un total de diez facies sedimentarias.

La base del perfil (facies 1) corresponde a unos 25 metros de brechas clasto y matriz soportadas compuestas casi exclusivamente por clastos de la infrayacente Formación Yerba Loca. Este intervalo se ha interpretado como depósitos de taludes (canchales) y conos de deyección que descendían del área de Precordillera.

La facies 2 corresponde a un extenso nivel de tobas biotíticas masivas, de color gris blanquecino, junto a limolitas y arcillitas entre las que se intercalan niveles de conglomerados de aspecto caótico con clastos de pumitas y andesitas. Esta facies, de unos 30 metros de potencia, corresponde a depósitos de barreales (mud flats continentales) a los que llegarían esporádicas lluvias de cenizas y flujos densos que, a juzgar por las mediciones de paleocorrientes y correlación de facies, provendrían del Sur (área de Lomas del Campanario). Estos depósitos volcánicos están datados (Beer *et. al.*, 1987) en 9,6 Ma.

La facies 3 (55 metros) corresponde a una alternancia de sedimentos fluviales (conglomerados finos y areniscas líticas) con aglomerados volcánicos e ignimbritas correspondientes a oleadas y coladas piroclásticas. Representarían los depósitos generados por las caídas repetitivas de columnas eruptivas desarrolladas en ventos volcánicos cercanos.

La facies 4 (150 metros), casi exclusivamente arenosa, muestra bancos lenticulares que exhiben frecuente estratificación cruzada tabular y en artesa. Esta sección se interpreta como correspondiente a sistemas fluviales entrelazados desarrollados sobre una amplia planicie arenosa con exigua participación de depósitos finos de llanura de inundación.

La facies 5 (40 metros) está compuesta por fajas de cuerpos (litosomas) lenticulares arenosos, en ocasiones amalgamados y de continuidad lateral inferior a 100 metros, entre los que se intercalan lutitas. Estas presentan intercalaciones arenosas centimétricas de areniscas muy finas con laminación cruzada generada por ripples de corriente. Aparecen abundantes grietas de desecación (mud cracks) que sugieren repetidos eventos de extrema aridez climática. El conjunto se interpreta como la interacción de sistemas fluviales entrelazados con secuencias finas de barreal. Esto representaría la acumulación principal de materiales lutíticos en un barreal al que esporádicamente accederían contados episodios de ríos arenosos entrelazados.

La facies 6, de 35 m de potencia, está formada por conglomerados y arenas gruesas. Los materiales de granulometría más gruesa corresponderían a sistemas fluviales entrelazados, que como que muestran abundantes clastos

de volcanitas y en menor proporción de granitos, atestiguarían el inicio del importante aporte de las secuencias volcánicas terciarias y granitos de la Cordillera Frontal. La aparición de secuencias de granulometría muy gruesa señala un importante cambio en los ambientes deposicionales, y manifiesta la respuesta sedimentaria a los primeros episodios de generación de nuevo relieve en la Cordillera Frontal.

Estas unidades están recubiertas por secuencias de lagos de bolsón (playa lakes) correspondientes a depósitos interestratificados de planicies arenosas (sand flats, facies 7), planicies fangosas (mud flat, facies 8) junto a barras de desembocadura y pequeños microdeltas conglomeráticos (facies 9). El conjunto alcanza unos 150 metros de potencia. Las facies gruesas representan la progradación de cursos fluviales entrelazados que transportan gran cantidad de gravas y se expanden sobre el sistema lacustre, lo que origina el desarrollo de varios ciclos granocrecientes, limitados por superficies de expansión lacustre. Finalmente la parte superior de la Formación Rodeo (facies 10) está formada por unos 35 metros de lutitas gris oscuras, areniscas finas, margas y niveles de yeso representando el estado de máxima inundación lacustre antes de su desecación definitiva representada por un incremento de los niveles evaporíticos hacia techo.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La variación paleoambiental observada en el relleno de esta cuenca refleja su historia tectónica y es un buen ejemplo de respuesta tectonosedimentaria de cuencas tipo piggy-back en el entorno de la cordillera andina. En la sección analizada se reconocieron a gran escala cuatro secuencias grano y estratocrecientes que permiten avanzar una interpretación evolutiva de la misma.

Con los primeros mantos de cabalgamiento de vergencia oriental, se origina una cuenca asimétrica con depocentro hacia el Este que correspondería a la parte trasera del corrimiento más occidental de la faja plegada y corrida andina. A partir de la generación de la cubeta, esta se empieza a rellenar mediante depósitos de conos de deyección (abanicos aluviales) que descienden de la espalda del corrimiento (facies 1). Asociados e intercalados con depósitos fluviales, existen depósitos de coladas y oleadas piroclásticas y depósitos de caída, procedentes de centros efusivos localizados principalmente en la Cordillera Frontal (facies 2 y 3). El conjunto conforma una secuencia grano-creciente, constituida por depósitos de barreales y de flujos piroclásticos intercalados con depósitos fluviales, que finalmente predominan hacia techo (facies 4).

Nuevos movimientos tectónicos, controlan el desarrollo de sistemas fluviales longitudinales a la estructura (facies 5). Posteriormente se produce la progradación de sistemas fluviales de ríos entrelazados procedentes de la Cordillera Frontal (facies 6). Finalmente, una nueva reactivación tec-

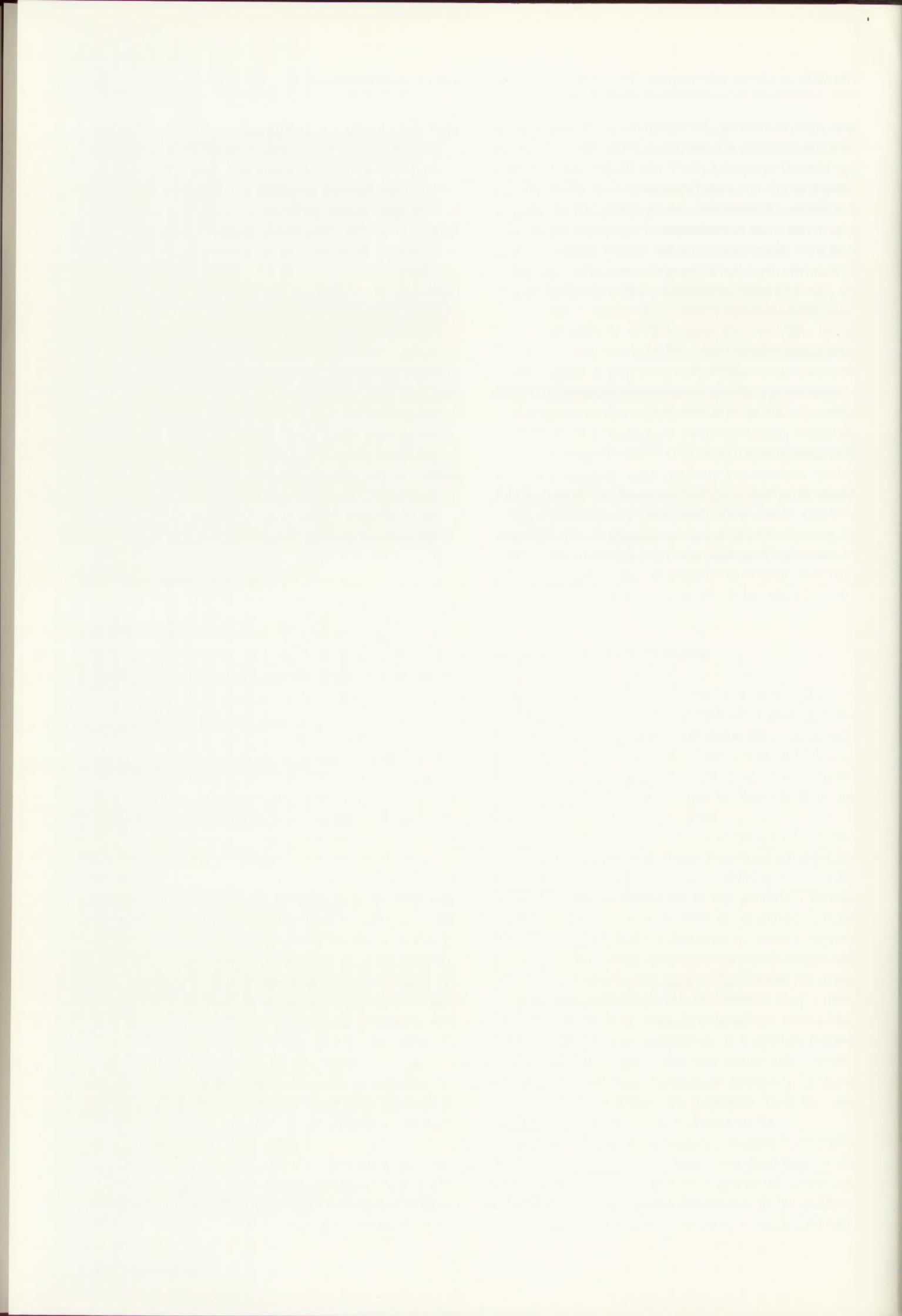
tónica generó más espacio de acomodación, dando lugar, en sectores distales al borde activo, a barreales y depósitos de planicies arenosas (facies 7 y 8). Sobre estos lagos efímeros y debido a una nueva reactivación tectónica, progredan sistemas fluviales arenosos-conglomeráticos, que dan origen a barras de desembocaduras y pequeños microdeltas (facies 9). Posteriormente, sobre estos depósitos fluviales se desarrolla depósitos de lagos efímeros salinos que sugieren una etapa final de ralentización de la actividad tectónica en el área.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al Proyecto PB98-1189.

REFERENCIAS

- Baldis, B.A., Martínez, R., Villegas, C. R., Pereyra, M.E., Pérez, A.M. (1990): Estructura, provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas. XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Relatorio, 186 – 210.
- Beer, J.A., Jordan T.E., Johnson, N.M. (1987): Velocidad de sedimentación y ambientes asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, Provincia de San Juan, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas, II: 83 –86.
- Furque, G. (1979): Descripción geológica de la Hoja 18 – C, Jáchal. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164: 79 pp.
- Gagliardo, M., Caselli, A.T., Limarino, O., Colombo, F., Tripaldi, A., (en prensa): Las unidades terciarias de la cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales. Revista de la Asociación Geológica Argentina.
- Re, G.H., Jordan, T.E. (1999): Correlaciones magnetoestratigráficas y secuencias depositacionales en la Cuenca de Iglesia (San Juan, Argentina). XIV Congreso Geológico Argentino, Actas, I: 41.
- Jordan, T.E., Schlunegger F., Cardozo, N. (1999): Múltiples hipótesis en la evolución de la cuenca neógena de antepaís de Bermejo, Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 193 –196.



La cuenca neógena de Fortuna, Cordilleras Béticas: Magnetoestratigrafía y evolución tectonosedimentaria

M. Garcés¹, W. Krijgsman² y J. Agustí³

1 Laboratorio de Paleomagnetismo CSIC-UB, Instituto de Ciencias de La Tierra Jaume Almera, Solé i Sabarís s/n, 08028-Barcelona, garces@natura.geo.ub.es

2 Paleomagnetic Laboratory Fort Hoofddijk, Budapestlaan 17, 3584 CD Utrecht, Países Bajos

3 Institut de Paleontologia Miquel Crusafont, Escola Industrial 23, 08201 Sabadell

ABSTRACT

The Fortuna basin is an elongated trough which developed on a NE-SW trending shear zone at the boundary between the External and Internal Zones of the eastern Betics. The depositional history of the Fortuna basins is marked by a regressive sequence from open marine marls, via diatomites and evaporites, to continental sediments. Based on facies similarities, these evaporites have often been correlated to the well-known Mediterranean evaporites of the Messinian salinity crisis, although this correlation was never substantiated by reliable chronological data. In this paper we present a new magnetostratigraphy for the late Tortonian to Pliocene deposits of the Fortuna basin. The derived paleogeographic and geodynamic scenario challenges previous interpretations of the Fortuna basin sedimentary record.

The early (~8 Ma) progressive isolation of the Fortuna basin from the open Mediterranean basin occurred in relation to a late Tortonian tectonic uplift of the Internal Zones of the Betic chain. Rising of an eastern margin caused rapid sedimentation and continentalisation of the basin. The onset of the basin confinement is marked by the development of restricted marine environments and the deposition of the well known evaporitic and diatomitic formations (7.9 to 7.6 Ma). Tectonic subsidence in the basin continued from late Tortonian up to the lower Pliocene leading to the accumulation of more than 1 km of continental deposits. Folding of these sediment sequences and localised counterclockwise block rotations evidence a phase of compression and left-lateral shear along the southeastern basin margin, announcing the end of the sedimentation and subsequent uplift of both the basin and its margins.

Keywords: Fortuna basin, Eastern Betics, Neogene, Messinian, magnetostratigraphy.

INTRODUCCIÓN

Los sedimentos de las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas (Fig. 1) ofrecen un extraordinario archivo de los procesos que controlaron la evolución del Mediterráneo occidental desde el Mioceno hasta la actualidad. La integración de todos estos registros en un único marco cronoestratigráfico es fundamental para progresar en el conocimiento de los procesos litosféricos que controlaron la evolución de la región bética y de la cuenca de Alborán. Sin embargo, la datación precisa del registro sedimentario a menudo está obstaculizado por la falta de un registro bioestratigráfico fiable. En particular, las cuencas intramontañosas béticas, cuyo relleno consta en su mayor parte de sedimentos de ambientes marinos restringidos o continentales, presenta un contenido fósil pobre o con escaso valor bioestratigráfico.

El registro sedimentario de la cuenca de Fortuna, distinguido por la presencia de formaciones evaporíticas a

techo de una secuencia marina regresiva, ha sido correlacionado con la característica secuencia evaporítica del Messiniense del Mediterráneo (Santisteban, 1981; Müller y Hsü, 1987). Esta interpretación, sin embargo, no está respaldada por ninguna información cronoestratigráfica fiable. En el presente artículo presentamos nuevos datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos que permiten el establecimiento de una nueva cronología para el relleno sedimentario de la cuenca.

LA CUENCA DE FORTUNA

La Cuenca de Fortuna se sitúa en la zona de contacto entre las Zonas Externas e Internas de las Cordillera Bética oriental (Fig. 1). Está delimitada por dos importantes zonas de cizalla, la falla Norbética y la Falla de Alhama de Murcia, cuya actuación a partir del Tortoniano determinó la generación de espacio de acomodación a lo largo de un estrecho surco de orientación NW-SE. El relleno sedimen-

tario de la Cuenca de Fortuna puede sintéticamente agruparse en tres conjuntos de unidades:

1) *Unidad marina* (500 m). Está representada en las partes centrales de la cuenca por potentes sucesiones de margas pelágicas y turbiditas. Hacia los márgenes pasan a calizas arrecifales y bioclásticas así como a unidades siliciclásticas aluviales deltaicas. Los formaciones pelágicas han aportado una edad Tortonense (Montenat, 1973), si bien Lukowsky (1987) interpretó posteriormente una edad Messiniense para los tramos superiores. No obstante, la presencia de *G. conomiozea*, marcador biostratigráfico del Messinense Mediterráneo, no ha sido documentada en estos sedimentos (Sierro *et al.*, 1992).

2) *Unidad marina transicional evaporítica* (200 m). Consta de distintos cuerpos evaporíticos y diatomíticos cuyo grado de desarrollo varía entre los distintos sectores de la cuenca. Hacia el sur de Abanilla, la denominada Formación Río Chicamo ha sido diferenciada en dos tramos (Ortí *et al.*, 1993): una unidad inferior de yesos (Yeso Chicamo) y una secuencia de ciclos diatomíticos-evaporíticos (Ciclos Chicamo). Existe una propuesta de correlación litoestratigráfica a escala de cuenca de todas estas unidades evaporíticas y conjuntamente con las evaporíticas de la cuenca vecina de Lorca (Ortí *et al.*, 1993).

3) *Unidad continental superior* (>1000 m). Consiste en una sucesión aluvial-lacustre, lutítica en su parte inferior donde se intercalan tramos con yesos y calizas, y progresivamente más conglomerática hacia la parte superior. En la parte intermedia de esta unidad se ha reconocido la presencia de sedimentos marinos someros correspondientes a la transgresión, muy efímera en la cuenca de Fortuna, del Plioceno basal.

Los niveles más inferiores de las unidades continentales han aportado faunas de vertebrados atribuidas a un Turolense medio (MN12). El resto de las unidades continentales contienen un rico registro de vertebrados fósiles de edad Turolense superior (MN13) (Agustí *et al.*, 1985).

CORRELACIÓN MAGNETOESTRATIGRAFÍA

Las diversas unidades del relleno sedimentario de la cuenca de Fortuna han sido integradas en un esquema magnetoestratigráfico a partir del análisis de un total de 4 sucesiones magnetoestratigráficas repartidas en tres sectores de la cuenca: el sector de Librilla, el sector de Molina de Segura y Abanilla-Río Chicamo (Fig. 2). El análisis paleomagnético de las muestras ha sido realizado siguiendo los procedimientos estándar de desmagnetización progresiva y

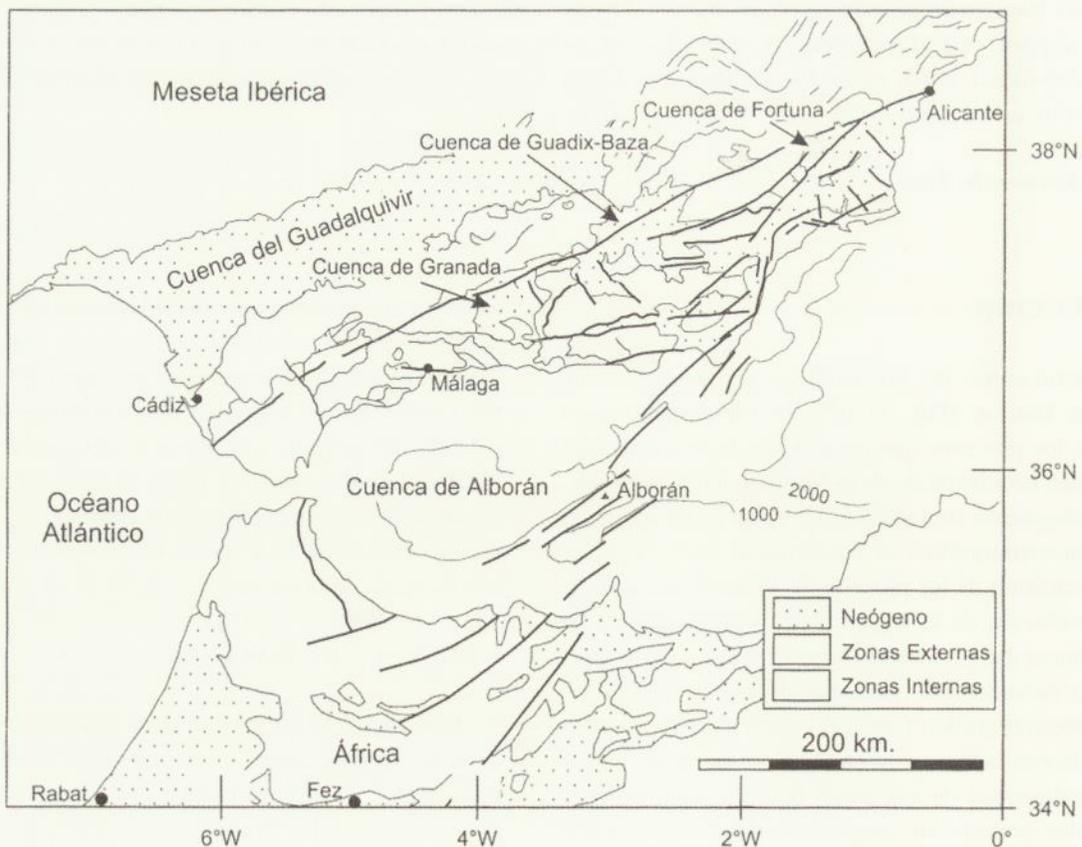


FIGURA 1.- Situación de la cuenca de Fortuna en el contexto geotectónico de la cuenca de Alborán y arco de Gibraltar.

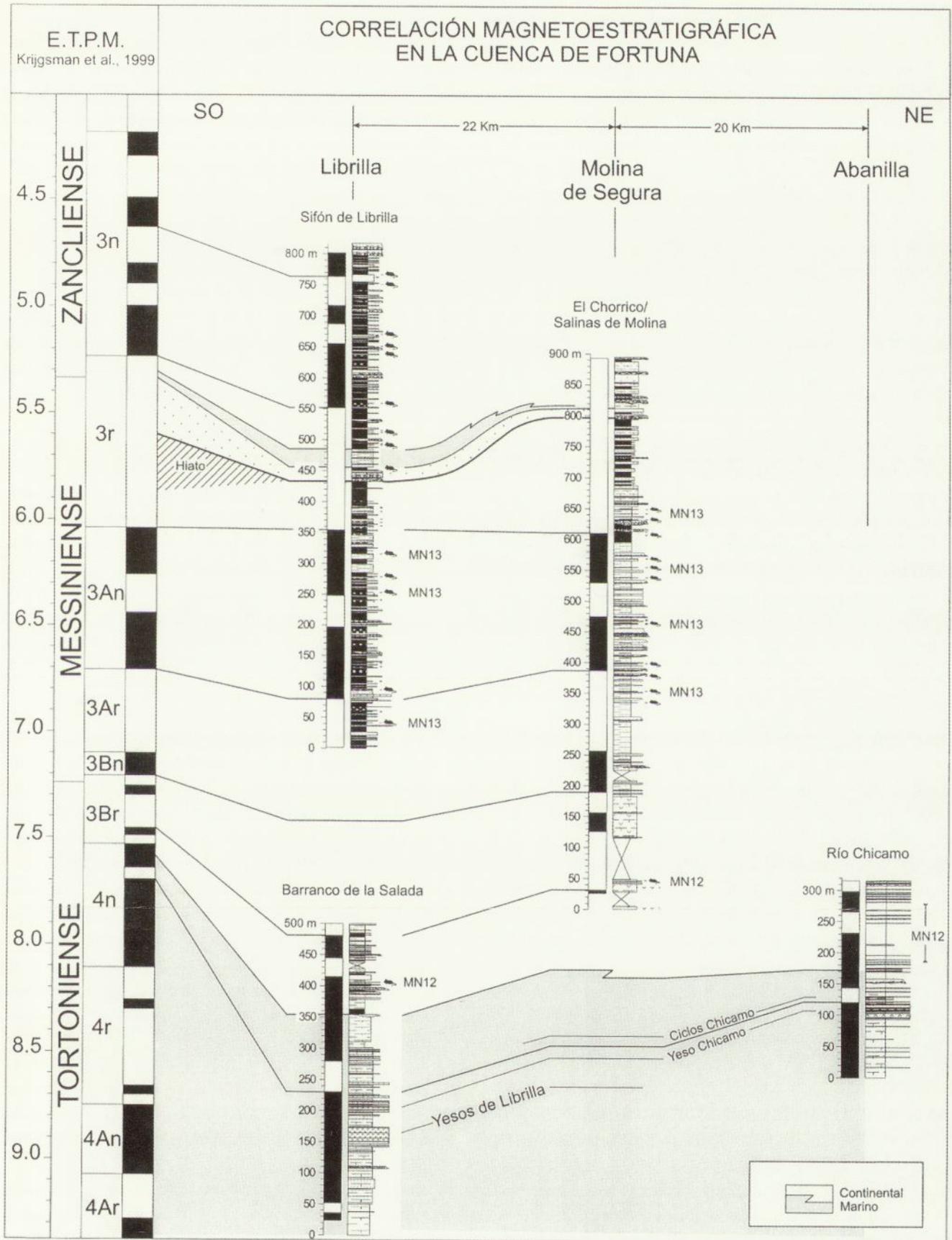


FIGURA 2.- Correlación y datación magnetoestratigráfica del relleno sedimentario de la Cuenca de Fortuna.

medida de la magnetización remanente mediante un magnetómetro superconductor (Garcés *et al.*, 1998).

La integración bioestratigráfica y magnetoestratigráfica de todas las sucesiones estudiadas (Fig. 2) permite establecer una secuencia continua de 21 magnetozonas y una correlación muy consistente con la escala de tiempo de polaridad magnética (ETPM). Esta correlación está apoyada bioestratigráficamente por las faunas del Turoliense superior (MN13) de las sucesiones de Librilla y Molina de Segura (Agustí *et al.*, 1985), que permiten atribuir a estos sedimentos una edad Messiniense en base a la correlación marino-continental establecida en la localidad próxima de La Alberca (Mein *et al.*, 1973) así como en el sector de Crevillente (de Bruijn *et al.*, 1975). Otro dato que confirma la correlación propuesta es el reconocimiento de los niveles marinos correspondientes a la transgresión del Plioceno dentro de la magnetozona correlacionada con el cron C3r. Las edades absolutas que se derivan de dicha correlación están basadas en la calibración astronómica de la ETPM de Krijgsman *et al.* (1999).

Los resultados obtenidos en este trabajo contradicen por otro lado las conclusiones de Playà *et al.*, (1999) basadas en su estudio magnetoestratigráfico de la sucesión del Río Chicamo. Si bien no se observan discrepancias en la estratigrafía magnética de la sucesión de Río Chicamo, la correlación que estos autores proponen con la ETPM entra en conflicto con los datos bioestratigráficos y con el marco cronoestratigráfico que se deduce aquí (Fig. 2).

DISCUSIÓN

El registro sedimentario de la cuenca de Fortuna es singular entre las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas. En particular, la temprana restricción de la cuenca que llevó al desarrollo de ambientes evaporíticos tuvo lugar durante el Tortoniense superior (entre 7,9 y 7,6 Ma). Por tanto, las formaciones evaporíticas de Fortuna no guardan relación alguna con la Crisis de Salinidad del Messiniense del Mediterráneo.

La evolución sedimentaria de la cuenca de Fortuna únicamente encuentra paralelismo en la cuenca vecina de Lorca, donde recientes estudios bioestratigráficos y magnetoestratigráficos también confirman una edad Tortoniense de sus formaciones evaporíticas (Krijgsman *et al.*, en preparación). La "Crisis de Salinidad Tortoniense" que afectó a las cuencas de Fortuna y Lorca fue originada por el levantamiento de las Zonas Internas Béticas iniciado en el Tortoniense superior y que en las zonas central de las Cordilleras Béticas produjo también el levantamiento y continentalización de las cuencas de Guadix-Baza y Granada. A diferencia de otras cuencas Béticas, la cuenca de Fortuna continuó registrando una fuerte subsidencia, dando lugar a la acumulación de más de 600 m de sedimentos durante el Messiniense, y haciendo posible el registro en la cuenca de la transgresión marina al inicio del Plioceno.

El plegamiento de los sedimentos del Mioceno y Plioceno a lo largo del margen oriental de la cuenca, combinado con el reconocimiento paleomagnético de importantes rotaciones sinistras, evidencia un contexto durante el Plioceno de compresión N-S y movimiento de cizalla a lo largo de la Falla de Alhama de Murcia, que culmina con la fase de levantamiento reciente de la cuenca y de sus márgenes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de la DGICYT PB96-0815 y PB97-0157. Las medidas paleomagnéticas fueron realizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo (CSIC-Universidad de Barcelona) del Instituto de Ciencias de La Tierra *Jaume Almera*.

REFERENCIAS

- Agustí, J., Moyà-Solà, S., Gibert, J., Guillén, J., Labrador, M. (1985): Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Neógeno continental de Murcia, *Paleontologia i evolució*, 18: 83-95.
- de Bruijn, H., Mein, P., Montenat, C., van de Weerd, A. (1975): Corrélations entre les gisements de rongeurs et les formations marines du Miocène terminal d'Espagne méridionale, *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 78: 1-32.
- Garcés, M., Krijgsman, W., Agustí, J. (1998): Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): Implications for the Messinian evolution of the eastern Betics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163(1-4): 69-81.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S. (1999): Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 400: 652-655.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Agustí, J., Raffi, I., Taberner, C., Zachariasse, W.J., (en preparación): The "Tortonian Salinity Crisis" of the eastern Betics (Spain)
- Lukowski, P. (1987): Evolution tectonosédimentaire du bassin Neogene de Fortuna (Cordillères bétiques orientales, Espagne), PhD Thesis Université de Paris Sud, 403 pp.
- Mein, P., Bizon, G., Bizon, J.J., Montenat, C. (1973): Le gisement de Mammifères de La Alberca (Murcia, Espagne méridionale). Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal, *C. R. Acad. Sci. Paris, Série D* 276: 3077-3080.
- Montenat, C. (1973): Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia), PhD Thesis Université d'Orsay, 1170 pp.
- Müller, D.W., Hsü, K.J. (1987): Event stratigraphy and paleoceanography in the Fortuna basin (Southeast Spain): A scenario for the Messinian salinity crisis, *Paleoceanography*, 2: 679-696.
- Ortí, F., García-Veigas, J., Rosell, L., Rouchy, J.M., Inglès,

- M., Gimeno, D., Kasprzyk, A., Playà, E. (1993): Correlación litoestratigráfica de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia), *Geogaceta*, 14: 98-101.
- Playà E., Dinarès-Turell, J., Ortí, F., Gomis, E., Rosell, L. (1999): Datación magnetoestratigráfica de las evaporitas de la cuenca neógena de Fortuna (Murcia), *Geogaceta*, 25: 163-166
- Santisteban, C. (1981): Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia), a la luz de la "teoría de la crisis de salinidad", Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 722 p.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Civiş, J., Zamarreño, I., Vázquez, A., Santisteban, C., Porta, J. (1992): Las margas de Fortuna: Bioestratigrafía y caracterización paleoceanográfica, III Congr. Geol. España, 222-226.



Sedimentación deltaica de grano grueso y actividad tectónica en un borde de cuenca activo. Tortoniense superior. Cordillera bética

F. García García, J. Fernández y C. Viseras

Dpto. de Estratigrafía y Paleontología (Facultad de Ciencias), Universidad de Granada, 18071 Granada, España, fgarciag@goliat.ugr.es

ABSTRACT

During the Uppermost Tortonian, a tectonically controlled delta system composed by five sequences, developed lying against the southern margin of the Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain).

The three older sequences (I, II and III), developed under extensional tectonic conditions, show a retrogradational and aggradational architecture and they are made up by Gilbert and Shelf-type deltas. The two younger sequences (IV and V) developed during a compressive tectonic stage. Sequence IV is built up by large Gilbert-type fan deltas showing a stacking pattern and sequence V is composed by small delta lobes prograding over the basin marls of the underlying sequences. Sequence V records the end of marine sedimentation in the area, just before the Atlantic-Mediterranean connection trough Almanzora Corridor was closed. This last delta sequence is thought to be a forced-regressive system.

Keywords: delta deposits, Upper Tortonian, Guadix Basin, architecture stratigraphic, tectonic control.

ENCUADRE GEOLÓGICO

La Cuenca de Guadix está situada en el sector central de la Cordillera Bética sobre el contacto entre los dos grandes dominios paleogeográficos que conforman la cordillera, las Zonas Externas o Paleomargen Sudibérico, al norte y las Zonas Internas o Dominio de Alborán, al sur.

La individualización de la Cuenca de Guadix tuvo lugar en el Mioceno Superior y su relleno sedimentario puede dividirse en dos grandes etapas, una primera etapa de sedimentación marina que tuvo lugar durante el Tortoniense Superior y una segunda etapa, tras la definitiva retirada del mar acaecida hacia el tránsito Tortoniense-Messiniense, que corresponde a un periodo de sedimentación continental que continuaría hasta el Pleistoceno.

La sucesión deltaica estudiada es de edad Tortoniense Superior alto, previa a la definitiva continentalización de la cuenca. Está situada en el borde SE de la cuenca (Fig. 1), donde ésta se estrecha en un corredor de orientación E-O (Corredor de Almanzora) que comunica la Cuenca de Guadix con las cuencas del sector oriental de la cordillera. Los deltas se desarrollaron pues sobre basamento formado por materiales de las Zonas Internas, y las cuencas de drenaje de sus sistemas alimentadores se instalaron sobre estos materiales que conforman actualmente Sierra Nevada y Filabres. Las Zonas Internas están constituidas por una pila de tres complejos, de los que sólo los dos inferiores afloran

en el área de estudio, el Complejo Nevado-Filábride y el Complejo Alpujárride, estratigráficamente por encima del anterior, ambos separados por un despegue extensional activo durante el Serravaliense. La situación de los deltas estudiados, próxima al contacto entre ambos complejos,

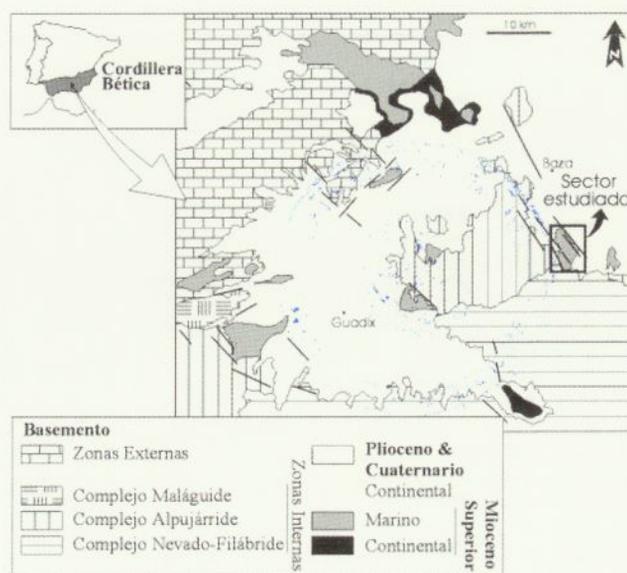


FIGURA 1.- Situación en la Cordillera Bética y mapa geológico simplificado de la Cuenca de Guadix con la localización del afloramiento estudiado.

hace que se alimenten de clastos de naturaleza nevado-filábride y/o alpujárride en respuesta al comportamiento tectónico del borde de la cuenca.

ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA

La sucesión deltaica completa tiene un espesor de unos 230 m, se apoya discordantemente sobre los materiales del basamento, abanicos aluviales, arrecifes de coral y depósitos litorales predeltaicos, y es cubierta también discordantemente por depósitos de abanicos aluviales pliocenos. Sus materiales muestran una cierta tendencia granocreciente hacia el techo, pudiendo diferenciarse cinco secuencias separadas por discordancias cuyo origen atribuimos a eventos tectónicos (Fig. 2). Algunas de estas secuencias están constituidas por otras de orden menor.

Secuencia I

La primera secuencia deltaica tiene un espesor del orden de 70 m y está constituida por tres secuencias menores de espesor creciente a techo dispuestas según una tendencia retrogradante. Sus límites coinciden con calcarenitas de plataforma y distalmente transicionan a margas de cuenca. Cada una de las secuencias menores resultó del apilamiento de varios lóbulos tipo Gilbert, alimentados por clastos alpujárrides, cuya geometría interna varía de oblicuo-tangencial a sigmoidal hacia el techo de las mismas. Este cambio en la geometría de las clinofomas está además acompañado con una disminución de la altura y buzamiento, además de un desplazamiento de los topsets hacia el borde de la cuenca (Guerra Merchán, 1993; Fernández y Guerra, 1996). La dispersión radial en la dirección de progradación de los lóbulos aumenta también hacia arriba para cada una de las secuencias menores.

Secuencia II

Tiene una potencia de unos 60 m y se depositó en una posición más externa a la cuenca que la de la secuencia anterior, sobre la que se dispone en discordancia angular, a la vez que en los sectores proximales se pone en contacto directo sobre el basamento.

Se han reconocido tres secuencias deltaicas menores grano y estratocrecientes alimentados por clastos de naturaleza nevado-filábride que se interdigitan hacia el interior de la cuenca con las calcarenitas de plataforma, las cuales muestran una tendencia estacionaria o de ligero solapamiento expansivo sobre los depósitos deltaicos.

Secuencia III

Esta secuencia tiene un espesor variable, entre 60 m en sectores proximales, donde se apoya sobre el basamento, y 30 m en áreas distales, donde se superpone discordantemente a materiales de la secuencia anterior. Su depósito ocurrió sobre un fondo irregular que condicionó que hacia el borde se desarrollaran deltas de tipo Plataforma que distalmente cambiaban a geometrías de tipo Gilbert. Posteriormente, cuando desaparecieron las diferencias topográficas, se generalizó el desarrollo de los deltas de tipo Plataforma.

Esta secuencia está construida en la vertical por alrededor de una decena de lóbulos deltaicos alimentados de clastos de naturaleza nevado-filábride, con organización grano y estratocreciente que distalmente se interdigitan con calcarenitas de plataforma mostrando una tendencia estacionaria o ligeramente reactiva. El techo de algunos de los lóbulos deltaicos están colonizados por algas rojas que llegan a construir auténticos biostromas.

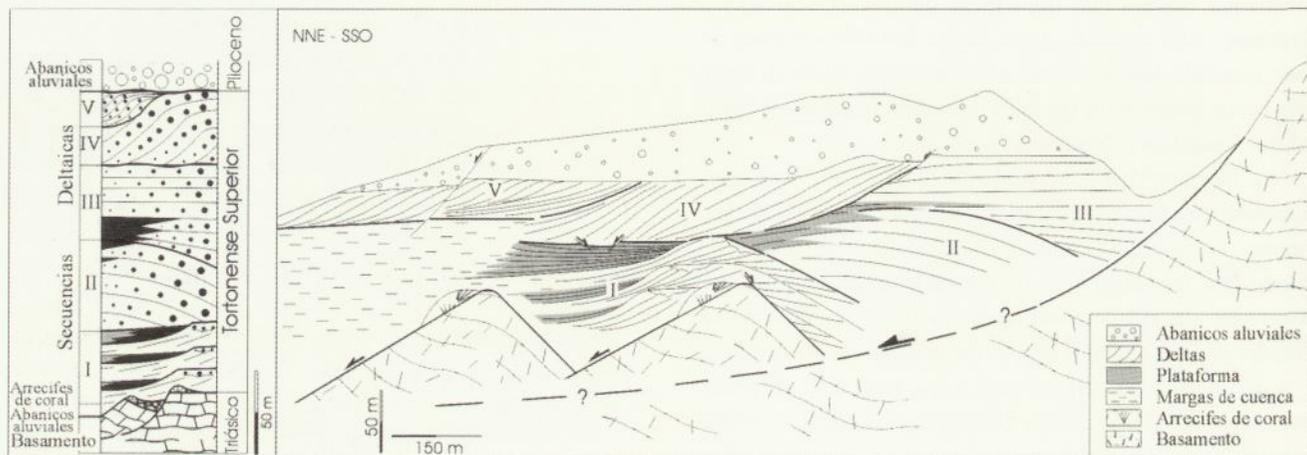


FIGURA 2.- Columna estratigráfica y corte geológico de la sucesión deltaica completa.

Secuencia IV

Presenta un espesor de alrededor de 45 m y se dispone en discordancia erosiva sobre la secuencia II, sobre la secuencia I y las calcarenitas del techo de la misma, y sobre las margas de cuenca.

Está representada por grandes cuerpos de abanicos deltaicos de tipo Gilbert alimentados tanto por clastos de naturaleza nevado-filábride como de clastos de naturaleza alpujárride, especialmente en las últimas fases de construcción deltaica, además de algunos resedimentados de las secuencias infrayacentes. Desarrollan clinofomas tanto oblicuas como oblicuo-tangenciales.

El dispositivo que muestran los lóbulos deltaicos, algunos de los cuales están separados por discordancias menores, es de tendencia netamente progradante.

Secuencia V

Esta última secuencia tiene un espesor de 12 m y su depósito tuvo lugar en una posición más interna de la cuenca que el de la secuencia anterior, disponiéndose discordante sobre las margas de cuenca de secuencias infrayacentes.

Está formada por pequeños lóbulos deltaicos que desarrollan clinofomas de altura de la decena de metros y geometrías desde oblicuo-tangenciales a sigmoidales en las últimas fases de construcción. La naturaleza de los clastos refleja su procedencia alpujárride llegando a presentar tamaños de escala métrica a la base de la secuencia.

Los lóbulos deltaicos muestran una tendencia agradante-progradante para las primeras fases de construcción y un dispositivo netamente progradante para las últimas.

SISTEMAS DEPOSICIONALES

Deltas tipo Gilbert

La altura de las clinofomas de estos deltas varía entre 5 m (microdeltas de tipo Gilbert) y 50 m, mostrando los lóbulos deltaicos de menor altura una mayor dispersión radial en el sentido de progradación. La granulometría también varía en estos deltas, pudiendo clasificarse según dos tipos: los arenoso-conglomeráticos y los conglomeráticos. Entre otros aspectos, la granulometría va a influir en la morfología de los deltas, de manera que los de granulometrías más fina van a reflejar una mayor relación radio/altura que los de grano más grueso.

Los tres elementos geométricos que conforman los deltas tipo Gilbert, topset, foreset y bottomset, están bien diferenciados. Las clinofomas deltaicas tienen inclinaciones que varían entre 20 y 40°, disminuyendo ese ángulo desde la parte alta de los foresets, cercana al brink point, hasta las capas subhorizontales de los bottomsets. La geometría de las clinofomas van desde oblicuo-tangenciales a sigmoidales en respuesta al aumento de la relación aporte de sedimento/espacio de acomodación.

Los topsets exhiben secuencias de bahía interdistributaria-canal distributivo equivalentes a las que se describen

en la llanura deltaica de los deltas de tipo Plataforma. Los canales distributarios a menudo desarrollan estratificaciones cruzadas de acreción lateral, lo que haría pensar en un comportamiento más de tipo canal meandriforme que braided. Las capas de los foresets muestran gran variabilidad de facies: gradaciones negativas a positivas, dominando las primeras; formadas por clastos matriz soportados o clasto soportados, dominando las primeras en los deltas arenoso-conglomeráticos y las segundas en los conglomeráticos; acumulación de los mayores clastos hacia la parte alta de los foresets o en la parte baja según estén los clastos matriz-soportados o clasto-soportados, flujos más o menos cohesivos respectivamente. En la parte alta de los foresets se dan backsets que rellenan cicatrices erosivas de material desestabilizado pendiente abajo y acumulado en la parte más baja de los foresets, de menor pendiente, en forma de lóbulos con gradación negativa por efecto de la cizalla basal tras el rápido congelamiento del flujo. Los bottomsets están representados por capas horizontales alternando arenas y limos margosos bioturbados.

Deltas tipo Plataforma

Los lóbulos deltaicos de tipo Plataforma presentan clinofomas de poca altura (3-4 m), lo que conlleva un mayor desarrollo horizontal. La poca diferencia batimétrica entre las facies de llanura deltaica y de prodelta hace que tanto en uno como en otro ambiente deltaico se reconozcan estructuras de retrabajamiento del oleaje (ripples de oscilación).

La llanura deltaica se caracteriza por facies finas con ostras, niveles carbonosos y carbonatos estromatolíticos cuyo depósito tuvo lugar en ambientes de bahía interdistributaria. Sobre estas facies, formando secuencias negativas, hay conglomerados canalizados que representan los ambientes de canal distributivo tipo braided. El frente deltaico, poco desarrollado en relación a los deltas de tipo Gilbert, se caracteriza por capas conglomeráticas con muy poca matriz, resultado de aventamiento por acción del oleaje, gradación positiva mostrando la pérdida de energía durante las avalanchas. Clastos oversized a techo de la capa que pudieran haber caído aislados posteriormente. Las areniscas de prodelta con clastos oversized aislados pudieran tener su origen en el aventamiento de la matriz arenosa de las capas del frente deltaico, de las que podrían caer por desestabilización algunos clastos que quedaron embebidos.

El techo de los lóbulos deltaicos suele presentar rasgos de la acción del oleaje como la alta madurez textural y mineralógica de los clastos que llegan a formar capas dominadas por bolas de cuarzo. Sobre algunos lóbulos también se produce colonización de algas rojas tanto en forma de rodolitos, al igual que los descritos en medios equivalentes en el Corredor de Almanzora (Braga y Martín, 1988), como ramosas y masivas formando biostromas. Tanto el retrabajamiento por el oleaje del techo de los lóbulos deltaicos como la colonización algal podrían interpre-

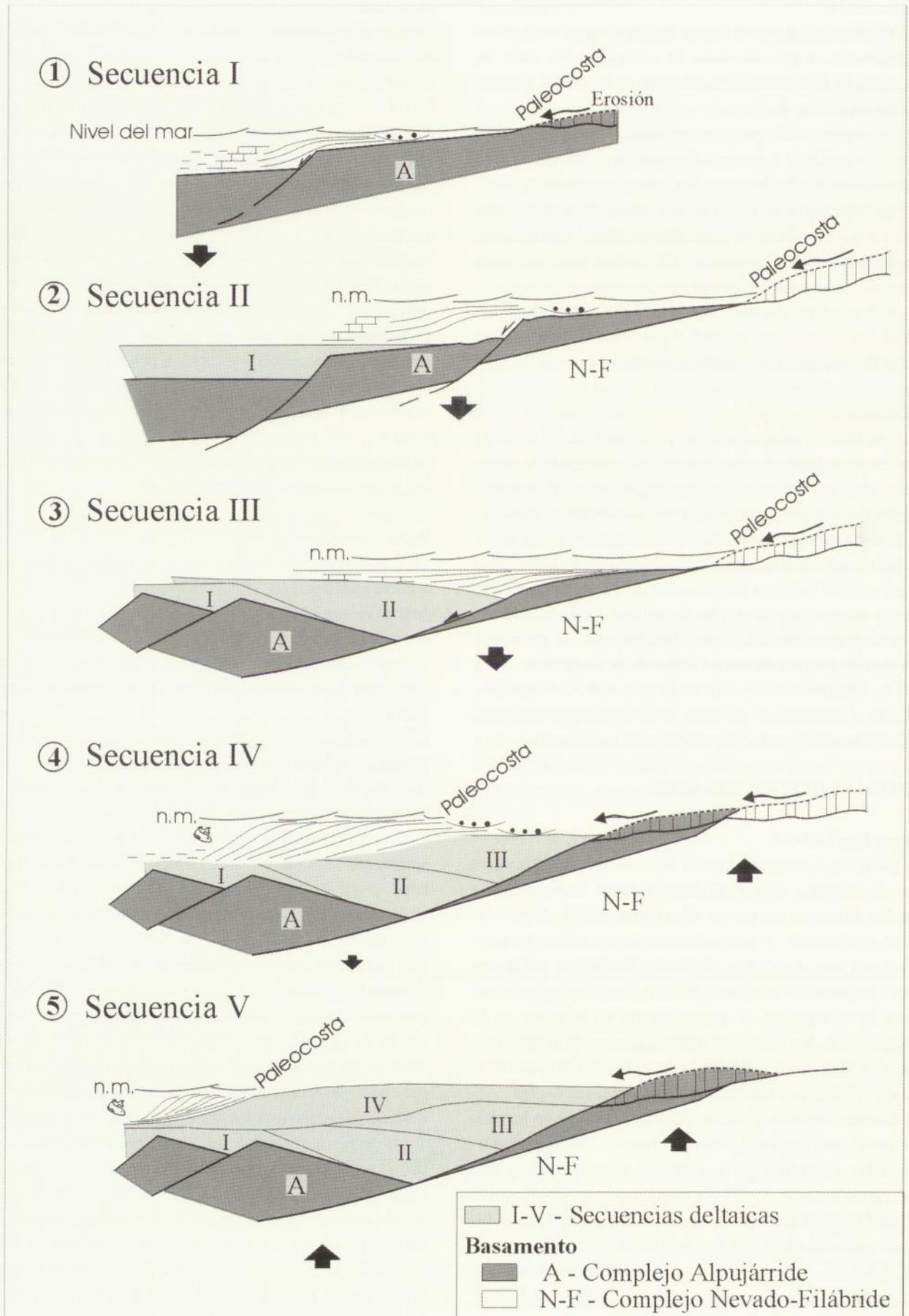


FIGURA 3.- Reconstrucción de la evolución tectosedimentaria del borde de cuenca para cada una de las secuencias deltaicas.

tarse como facies de abandono deltaico en periodos de inactividad en el aporte de sedimento por parte de los distributarios.

Plataforma somera

Areniscas bioclásticas con abundante macrofauna (lamelibranquios, equinodermos, braquiópodos, corales solitarios y algas rojas). Entre las estructuras de ordenamiento interno pueden reconocerse estratificaciones cruzadas de tipo tabular que llegan al medio metro de altura. Otras estructuras reconocibles son las abundantes huellas de bioturbación, especialmente horizontales, a techo de algunos estratos. Algunos paquetes de calcarenitas con potencias no superiores al metro, han perdido su estructura interna al estar completamente deformados.

Son depósitos de plataforma somera con fauna típica de aguas templadas y con sandwaves que atribuimos al retrabajamiento del fondo por el oleaje de tormenta.

Cuenca

Margas limosas grisáceas con algunos niveles de intensa bioturbación y microfauna de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo (Martín Pérez, 1997).

TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN

La arquitectura estratigráfica a escala de la sucesión deltaica completa muestra dos tendencias muy claras (Fig. 3). Una primera, que aglutinaría a las tres primeras secuencias, caracterizada por desarrollar dispositivos retrogradantes y agradantes, por tanto de construcción eminentemente vertical. Y una segunda tendencia, exhibida por la dos últimas secuencias, con claros dispositivos progradantes, por tanto de construcción eminentemente horizontal. En las tres primeras secuencias hay un desplazamiento de los depocentros hacia el exterior de la cuenca mientras en las dos últimas este desplazamiento se produce hacia el interior de la misma. Las cuencas de drenaje de los sistemas alimentadores de los deltas también presentan una evolución equivalente. Desde la primera a la tercera secuencia, las cuencas de drenaje se van instalando sobre materiales cada vez más internos en los relieves que nutren los deltas. Durante la primera secuencia estarían instaladas en el Complejo Alpujárride, el más alto estratigráficamente del área fuente en el sector de estudio, y en la segunda y tercera secuencia sería el Complejo Nevado-Filábride, estratigráficamente por debajo del anterior, el que estaría denudándose. Esta tendencia se invierte para las secuencias IV y V, donde el Complejo Alpujárride vuelve a erosionarse, además de darse procesos de canibalización de las secuencias deltaicas infrayacentes, llegando a constituir el principal área fuente de los lóbulos deltaicos de la última secuencia.

La evolución anteriormente descrita se explica por el comportamiento tectónicamente activo del borde de la cuenca. Una primera fase de tipo extensional caracterizada

por fallas normales generaría la subsidencia tectónica para el apilamiento de las tres primeras secuencias y el desplazamiento de depocentros y cuencas de drenaje a posiciones cada vez más externas a la cuenca. El clímax de esta fase extensional se daría durante el depósito de la tercera secuencia con la actuación de una falla lítrica de crecimiento que plegaría en un anticlinal de compensación (rollover) los depósitos de la segunda secuencia y sería la responsable de la geometría en cuña de la tercera secuencia, sincrónica a la actuación de la falla. Para las dos últimas secuencias, el comportamiento tectónico del borde pasaría a ser de tipo compresivo con un importante levantamiento de los relieves que son fuertemente erosionados. El ensanchamiento de este levantamiento hace que se erosionen los materiales preneógenos más externos de la sierra, incorporándose incluso sedimentos deltaicos previos. La última de las secuencias deltaicas previa a la definitiva continentalización de la cuenca es interpretada como un sistema deposicional ligado a una regresión forzada provocada por este levantamiento. Este rejuvenecimiento de los relieves de Sierra Nevada-Filabres podría interpretarse como el comienzo de su plegamiento en el gran anticlinal que conforma la estructura actual de la sierra.

AGRADECIMIENTOS

La financiación económica de este trabajo corresponde al proyecto PB97-0808 DGEIC y al Grupo de Trabajo RNM 163 (Análisis y Dinámica de Cuencas) de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

- Braga, J.C., Martín J.M. (1988): Neogene coralline-algal growth-forms and their palaeoenvironments in the Almanzora river valley (Almería, SE Spain). *Palaeogeogr. Palaeoecol. Palaeoclimatol.*, 67: 285-303.
- Fernández, J., Guerra-Merchán, A. (1996): A coarsening-upward megasequence generated by a Gilbert-type fan delta in a tectonically controlled context (Upper Miocene, Guadix-Baza Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *Sed. Geol.*, 105: 191-202.
- Guerra-Merchán, A. (1993): La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 237 p.
- Martín Pérez, J.A. (1997): Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (Sector Oriental). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 329 p.

1911
LONDON

Published by the Royal Anthropological Institute

21, BEDFORD SQUARE, W.C.1

Price 10s. 6d. per volume

Subscription price 35s. per annum

Single copies 5s. 6d.

Advertisements 2s. 6d. per line

Orders to the Secretary

10, BEDFORD SQUARE, W.C.1

Telephone 4777

Printed by the Royal Society

11, BEDFORD SQUARE, W.C.1

London, E.C.4

1911

Volume 41

Part 1

1911

1911

1911

1911

1911

1911

La terminación occidental del cabalgamiento de la Sierra de Illón (Pirineos navarros, España)

J. García-Sansegundo¹ y A. Barnolas²

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. E-mail: j.g.sansegundo@asturias.geol.uniovi.es

2 Instituto Tecnológico Geominero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. E-mail: abarnolas@itge.es

ABSTRACT

Detailed geological mapping of the Areta River zone shows that the Upper Lutetian marls and limestones lay unconformably over the Sierra de Illón fore- and backthrust (SITh). Illeridian-Middle Lutetian marls and limestones have been deformed by the SITh, which have been eroded in the hangingwall of the fore- and backthrust. Only Illeridian-Middle Lutetian rocks crop out in the footwall of the thrusts. The sedimentation of the Upper Lutetian rocks is coeval with the development of the Idocorri Anticline. This anticline deformed the pre-Middle Lutetian rocks and the SITh, and Upper Lutetian limestones deposited in the hinge zone. The Upper Lutetian limestones pass into marls to the northern and southern hinge zone of the Idocorri Anticline. The Upper Lutetian limestones deposited over the crest of the Idocorri Anticline during the early stages of fold amplification. The last stages of development of the Idocorri Anticline are recorded by an Oligocene progressive unconformity to the western part of the study area (Peña Izaga). The SITh developed during Middle and Upper Lutetian, and the Idocorri Anticline formed from Upper Lutetian to Oligocene.

Keywords: Thrust, Pyrenees, Jaca-Pamplona basin, Tertiary.

El Cabalgamiento de la Sierra de Illón (CSI) se sitúa en la parte sur-oriental de la Cuenca de Jaca-Pamplona (Zona Surpirenaica). Se trata de una pequeña estructura, de escasa continuidad lateral (unos 30 km), situada entre el cabalgamiento de Leire (al Sur) y el macizo de Aldudes-Quinto Real (al Norte) donde afloran rocas del basamento paleozoico (Fig 1). En el sector estudiado afloran materiales que van desde el Cretácico superior hasta el Bartonense superior y que constituyen parte del relleno sedimentario de la Cuenca sinorogénica de Jaca-Pamplona. El CSI y un retrocabalgamiento asociado, situado al Sur, se encuentran cubiertos por materiales del Luteciense superior, posteriormente plegados (conjuntamente con los cabalgamientos) por el Anticlinal de Idocorri (Fig. 2).

En esta zona, aparte de la cartografía y geológica y el estudio sedimentológico realizado por Puigdefàbregas (1975), tan solo se han realizado algunos trabajos sobre la estructura de carácter general (Cámara y Klimowitz, 1985; Turner, 1996). El objetivo de este trabajo consiste en poner de manifiesto las relaciones existentes entre el CSI y los sedimentos eocenos que se depositaron contemporáneamente con su emplazamiento. Para ello, se ha realizado una cartografía detallada de la zona, en la que se pone de manifiesto la terminación occidental del CSI y la geometría de las unidades sedimentarias que se depositaron contemporáneamente con el desarrollo del cabalgamiento en este sector.

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas más antiguas que afloran en la zona son areniscas cuarzosas y bioclásticas con matriz calcárea del Cretácico superior y calizas y dolomías del Paleoceno marino. Por encima de las calizas paleocenas, en algunos sectores, se observan varios afloramientos de margas y calizas nodulosas de edad posiblemente Ilerdiense y Luteciense inferior-medio. Discordantemente sobre estos materiales afloran margas y capas discontinuas de calizas nodulosas del Luteciense superior. La parte alta del Luteciense superior corresponde al "Flysh margoso de Iruruzqui" (Puigdefàbregas, 1975). En el mapa geológico de la figura 2a se ha diferenciado un nivel en la parte inferior de esta serie que pasa lateralmente, hacia el oeste, a un grueso nivel de calizas nodulosas y margas situadas en la zona de charnela del Anticlinal de Idocorri. En la práctica totalidad de la zona estudiada, la base de las margas y calizas del Luteciense superior se dispone directamente sobre las calizas paleocenas, quedando los afloramientos de materiales del Ilerdiense-Luteciense medio restringidos a la parte oriental del flanco norte del Anticlinal de Idocorri y al bloque cobijado por el cabalgamiento y retrocabalgamiento de la Sierra de Illón, en la zona del río Areta (Fig. 2).

En el extremo suroccidental del mapa de la figura 2, por encima de las margas y calizas nodulosas del Luteciense



FIGURA 1.- Esquema de situación de la zona estudiada

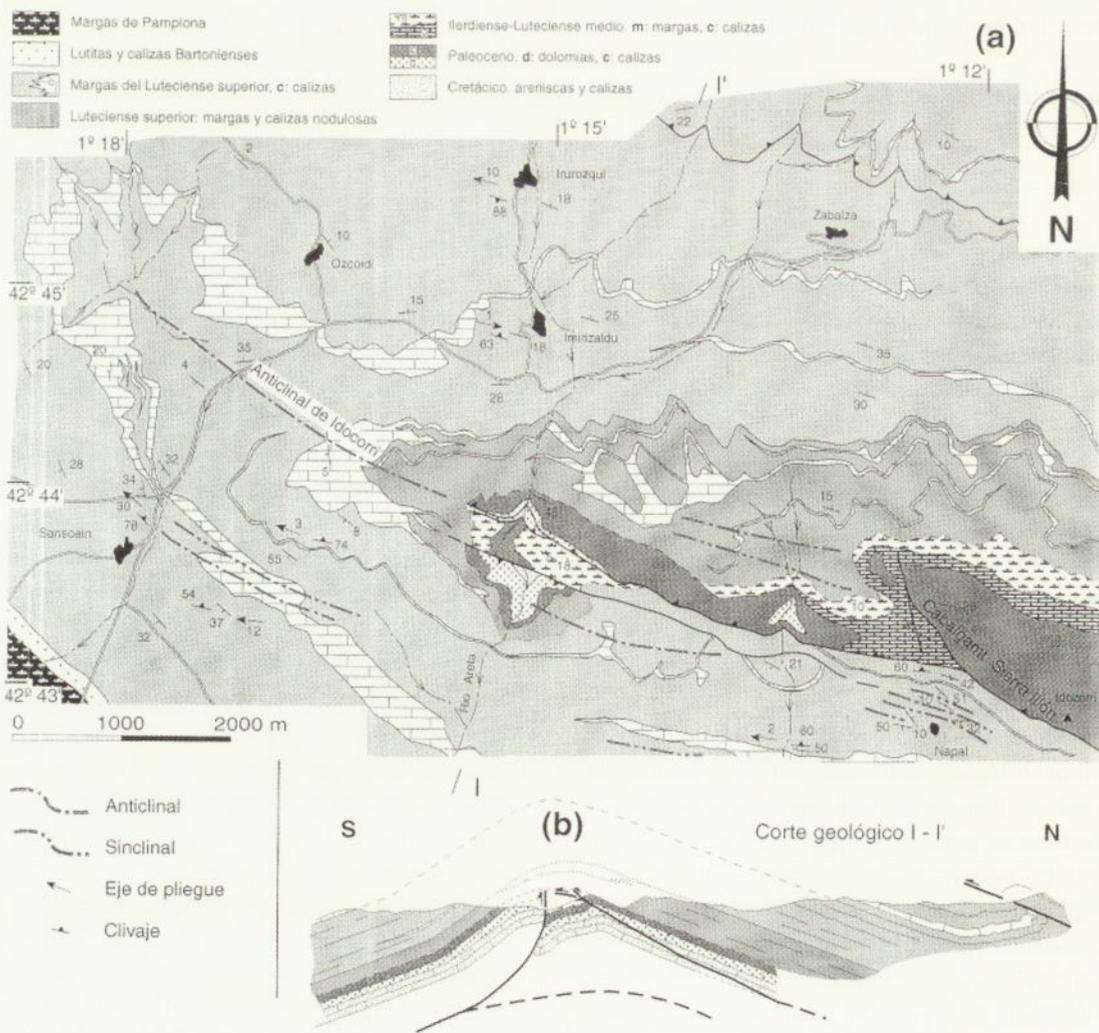


FIGURA 2.- a) Mapa geológico de la terminación occidental del Cabalgamiento de la Sierra de Illón. Situación en figura 1. b) Corte geológico I-I', donde se observan el cabalgamiento y retrocabalgamiento asociado de la Sierra de Illón, plegados por Anticlinal de Idocorri.

superior, se observa el afloramiento de lutitas, areniscas y calizas del Bartoniense, denominadas en esta región "Arenisca de Sabiñánigo-Urroz" (Puigdefábregas, 1975). Por encima de este nivel se encuentran las "Margas de Pamplona" de edad Priaboniense-Bartoniense (Mangin, 1959-60).

ESTRUCTURA

El Cabalgamiento de la Sierra de Illón, de dirección N-110 E, es observable en la parte oriental de la zona estudiada, quedando cubierto por los materiales del Luteciense superior en la zona del río Areta. Es un cabalgamiento dirigido hacia el Sur que presenta las calizas y dolomías del Paleoceno en el bloque cabalgante y las margas y calizas del Ilerdiense-Luteciense medio en el bloque cabalgado. En la zona del río Areta, al Sur del CSI aflora un retrocabalgamiento

asociado, el cual tiene la misma dirección que el anterior, se encuentra en posición subvertical y, en su base, afloran materiales del Cretácico superior. Ambas estructuras, cabalgamiento y retrocabalgamiento, son fosilizadas por la discordancia del Luteciense superior, si bien debido a posibles rejuegos tardíos, el retrocabalgamiento corta ligeramente los niveles más bajos de las margas del Luteciense superior. En los bloques superiores del cabalgamiento y del retrocabalgamiento, el Luteciense superior se superpone directamente sobre las calizas paleocenas, evidenciándose así una laguna estratigráfica. En el bloque inferior de ambas estructuras afloran, sobre las calizas paleocenas, las margas y calizas del Ilerdiense-Luteciense medio (Fig. 2a y b). En el corte de la figura 2b, los cabalgamientos de la Sierra de Illón suponen un acortamiento mínimo de 350 m.

Todo el conjunto de rocas deformadas por el cabalgamiento y retrocabalgamiento de la Sierra de Illón, junto con

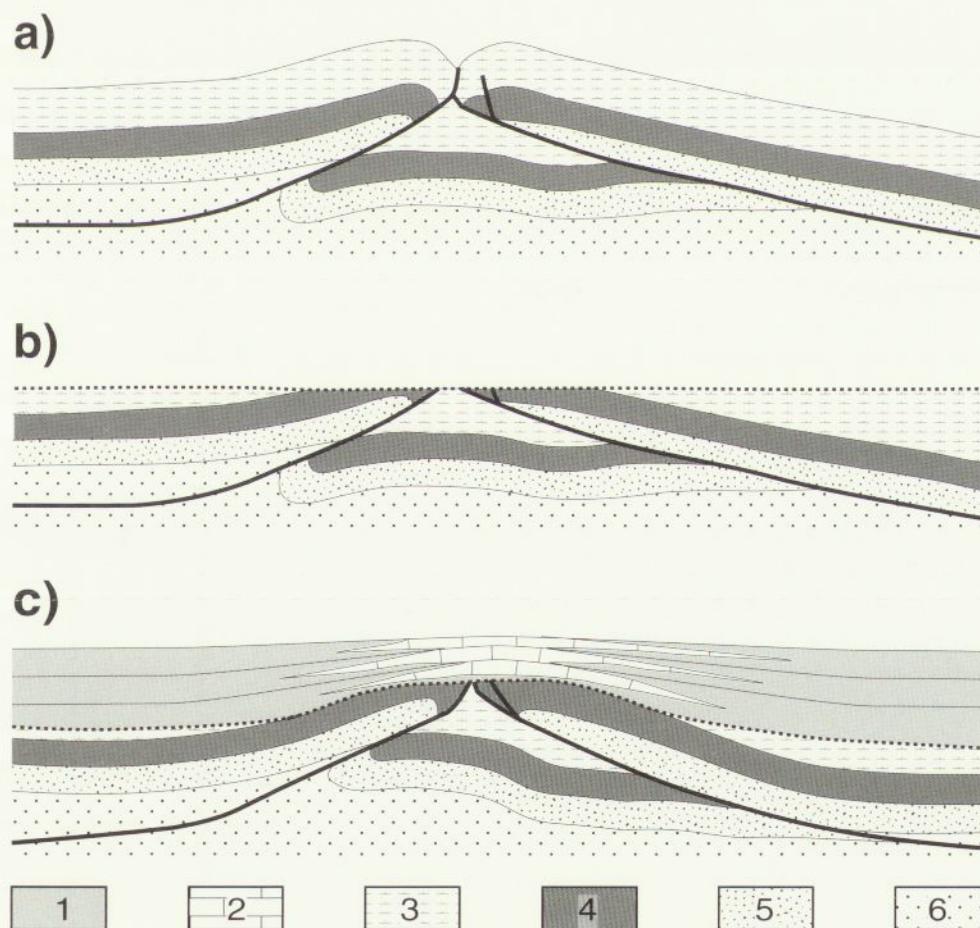


FIGURA 3.- Esquemas de evolución del Cabalgamiento de la Sierra de Illón en su terminación occidental. a) Emplazamiento del cabalgamiento y retrocabalgamiento de la Sierra de Illón con posterioridad al Luteciense medio. b) Erosión de los cabalgamientos de la Sierra de Illón durante el Luteciense superior, quedando preservado un retazo de materiales del Ilerdiense-Luteciense medio en el bloque cobijado por los cabalgamientos. c) Sedimentación de los materiales del Luteciense superior a la vez que se inicia el desarrollo del Anticlinal de Idocorri. El anticlinal comienza a nuclearse en la zona donde fueron erosionados los cabalgamientos, con lo que se origina un umbral en su zona de charnela sobre el que se depositan calizas. A ambos lados del umbral la sedimentación es margosa. Leyenda: 1) Margas del Luteciense superior; 2) Calizas del Luteciense superior; 3) Margas y calizas del Ilerdiense-Luteciense medio; 4) Calizas y dolomías paleocenas; 5) Calizas y areniscas cretácicas; 6) Materiales triásicos.

los materiales del Luteciense superior que los fosiliza, se encuentran plegados por el Anticlinal de Idocorri. Se trata de una estructura de dirección que varía entre N-105 E en la parte oriental a N-130 E en la occidental. Es un pliegue asimétrico, vergente al sur, con un ángulo entre flancos en torno a los 90°.

En la zona del río Areta se observa la relación existente entre el CSI, el Anticlinal de Idocorri y los sedimentos de Luteciense, lo cual hace posible proponer una evolución a partir de las relaciones tectónica-sedimentación. Al final del Luteciense medio se produjo el emplazamiento del cabalgamiento y retrocabalgamiento de la Sierra de Illón (Fig. 3a). La elevación producida por estas estructuras dió lugar a la erosión de las margas y calizas del Ilerdiense-Luteciense medio situadas en los bloques superiores de los cabalgamientos, situados al N y S del CSI, quedando preservados los materiales de esta edad en el bloque cobijado por ellos (Fig. 3b). El Anticlinal de Idocorri comenzó a formarse contemporáneamente con la sedimentación de los materiales del Luteciense superior, nucleándose en la zona donde aflora el CSI. En este sector, tuvo lugar la formación de un umbral, sobre el cual se depositaron capas de calizas que rápidamente, hacia el norte y el sur del mismo, pasan a margas (Fig. 3c).

Posteriormente, con un mayor desarrollo del Anticlinal de Idocorri, todo el conjunto de materiales se pliegan. Puesto que el retrocabalgamiento del CSI se sitúa próximo al flanco meridional del anticlinal, este último puede ser el responsable de la verticalización del primero.

A la vista de estos datos, el Cabalgamiento de la Sierra de Illón se desarrolló entre el Luteciense medio, edad de los materiales más modernos cortados por el cabalgamiento, y el Luteciense superior, edad de las rocas más antiguas no afectadas por él. Posteriormente, en esta zona, todos los materiales, incluidas las Margas de Pamplona se plegaron, por el Anticlinal de Idocorri. La edad de esta última estructura se puede situar entre el Luteciense superior y el Oligoceno, ya que en la zona de la Peña de Izaga, situada unos 15 km al oeste de la zona de estudio (Fig. 1), materiales de esta edad configuran una discordancia progresiva que registra el desarrollo del Anticlinal de Idocorri.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las observaciones y discusión crítica de A. Marcos. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CICYT AMB-1012-C02-02.

REFERENCIAS

- Cámara, P., Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp) *Est. Geol.*, 41: 391-404.
- Mangin, J.Ph. (1959-60): Le Nummulitique Sudpyrénéen à l'Ouest de l'Aragon. *Pirineos*, 51-58: 77-111.
- Puigdefàbregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104: 188.
- Turner, J.P. (1996): Switches in subduction direction and the lateral termination of mountain belts: Pyrenees-Cantabrian transition, Spain. *Jour. Geol. Soc. London*, 153: 563-571.

Contribución a la sedimentología de la cuenca de Baza

Ll. Gibert^{1,2}, E. Maestro³ y J. Gibert²

1 Dept.Enginyeria Minera i Recursos Naturals, Universitat Politècnica de Catalunya. Escol. Univ. Politèc., Av.Bases de Manresa, 61-73, 08240 Manresa, Barcelona, Spain. ciberorce@mx3.redestb.es

2 Institut de Paleontologia M.Crusafont, Carrer Escola Industrial 23, 08201 Sabadell, Barcelona,Spain

3 Unit. Estratigrafia Dept. Geologia,Universitat Autònoma de Barcelona,Campus Universitari 08193 Bellaterra, Barcelona, Spain.

ABSTRACT

The Baza basin (Betic Range) was occupied by a saline lake between the Turolian and the late Pleistocene. Seven major depositional cycles were identified within this interval. Each cycle starts with a fall on the lake level which permits the expansion of alluvial deposits in the marginal areas of the basin. These deposits are covered by lacustrine ones when the lake level raise.

Up to 15 different lacustrine facies have been recognized, divided in two main groups: central and marginal facies. The study of these facies permits to recognize different depositional environments inside the lacustrine system.

Keywords: *Guadix-Baza, depositional cycle, Pliocene, Pleistocene, lacustrine*

INTRODUCCION

La cuenca de Baza se localiza en la cordillera Bética y constituye el area lacustre de una cuenca mayor, la cuenca de Guadix-Baza, situada entre las Zonas Internas y Externas de la cordillera Bética. Esta cuenca quedó aislada de otras cuencas neógenas al final del Mioceno (Vera *et al.*, 1994, Rodríguez-Fernández, 1982, fig.1). A partir del Turoliense los materiales que rellenan la depresión son continentales (Vera *et al.*, 1994). Durante Pleistoceno superior la cuenca se hace exorreica y se pasa a un régimen erosivo. Tres grandes formaciones han sido establecidas en esta cuenca (Vera, 1970): Fm.Guadix de carácter fluvio-aluvial, Fm. Baza y Fm. Gorafe-Huélago de carácter lacustre. En el área de estudio aflora básicamente la formación Baza.

CONTEXTO TECTÓNICO

La cuenca de Guadix-Baza se sitúa dentro de una área tectónicamente activa desde el Mioceno inferior (Burdigaliense) hasta la actualidad. A lo largo de este intervalo la cuenca pasa por periodos de tectónica compresiva, otros distensivos que favorecen áreas subsidentes y periodos de aparente calma tectónica. JM Soria (1993) define diferentes momentos de compresión y expansión radial en el sector occidental de la cuenca entre el Burdigaliense y el Pleistoceno superior. De la misma manera A. Guerra Merchán (1993) identifica periodos de actividad tectónica compresiva o distensiva en la cuenca del

Almanzora y áreas limítrofes. Viseras (1991), detecta en el sector occidental (subcuenca de Guadix) 4 eventos

tectónicos entre el Tortoniense superior y el Pleistoceno superior.

En el área estudiada se pueden reconocer diferentes discordancias angulares (F.J. Soria *et al.*, 1987), atribuibles al Villafraniense inferior, y al inicio del Pleistoceno inferior (L. Gibert *et al.*, 1999). Las direcciones de las fallas más importantes de la zona N60-70E corresponden al accidente Cadiz-Alicante, el cual atraviesa la depresión entre las zonas internas y externas. Otras orientaciones preferentes son NW-SE. Estas dos líneas de fracturas controlan la morfología de la cuenca y la localización de los depocentros (Vera *et al.*, 1994) a lo largo de su historia sedimentaria.

CICLOS DEPOSICIONALES

La formación Baza, con una extensión aproximada de 1000 Km², está formada por depósitos originados en un ambiente lacustre de poca profundidad (Vera, 1970). El reducido coeficiente batimétrico permite que, durante los periodos de descenso del nivel del lago en las zonas marginales de la cuenca, quede expuesta una llanura lutítica que es afectada por procesos palustres y edáficos.

Depósitos lacustres y aluviales alternan en las áreas marginales, formando ciclos limitados por discontinuidades. Hasta el momento, un mínimo de siete ciclos deposicionales han sido descritos entre el Mioceno superior (Turoliense) y el Pleistoceno superior. Estos ciclos se inician con un descenso del nivel de base, que va siempre acompañado de una expansión de depósitos aluviales hacia el centro de la cuenca. La subsiguiente transgresión cubre los depósitos aluviales con nuevos sedimentos lacustres

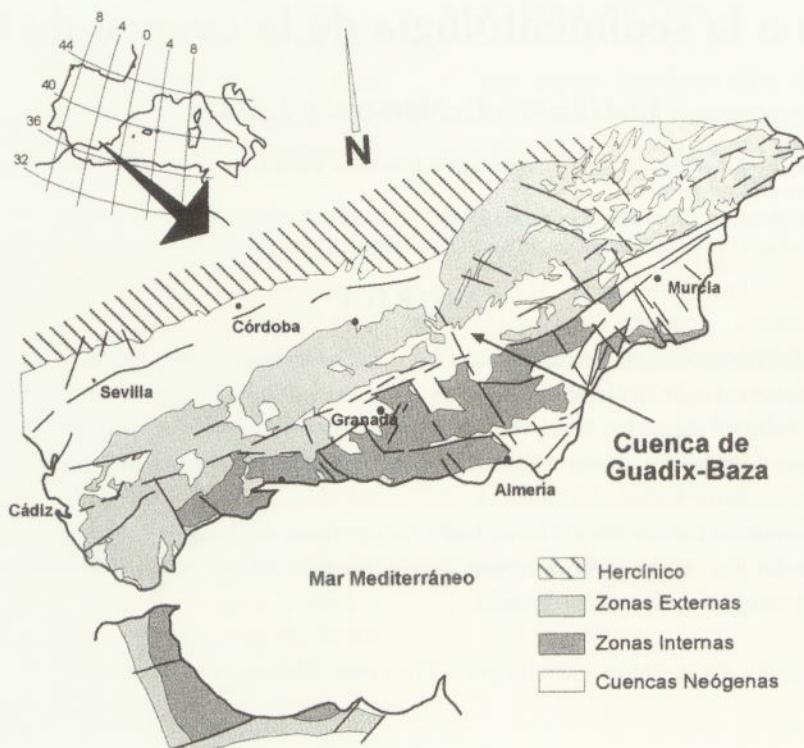


FIGURA 1.- Situación geográfica y geológica de la cuenca de Guadix-Baza.

(fig.2). Estos ciclos han sido denominados con nombres de yacimientos de vertebrados contenidos en ellos (Gibert *et al.*, 1999). Las características del paleolago y de la topografía actual permiten el estudio y correlación de estos ciclos deposicionales, especialmente en las zonas marginales (fig.3). Estos ciclos están constituidos por ciclos de rango menor que representan oscilaciones de alta frecuencia dentro del paleolago. Éstas quedan representadas como secuencias de paleosuelos en los márgenes o como alternancia de niveles evaporíticos y detríticos en zonas centrales.

Aunque la ciclicidad de rango menor identificada en las zonas centrales de la cuenca (ciclicidad centimétrica y milimétrica) tiene un claro origen climático, argumentar el origen de ciclos de orden mayor (entre 20 y 35 metros) resulta más complicado. Con el objetivo de evaluar la importancia del factor tectónico en el proceso de generación de ciclos de rango mayor (cientos de miles de años) dentro de la cuenca, se han estudiado diferentes variables: presencia de discordancias estratigráficas, fallas intraformacionales, sismitas, geometría de los ciclos superpuestos, eventos tectónicos conocidos en cuencas adyacentes, cam-

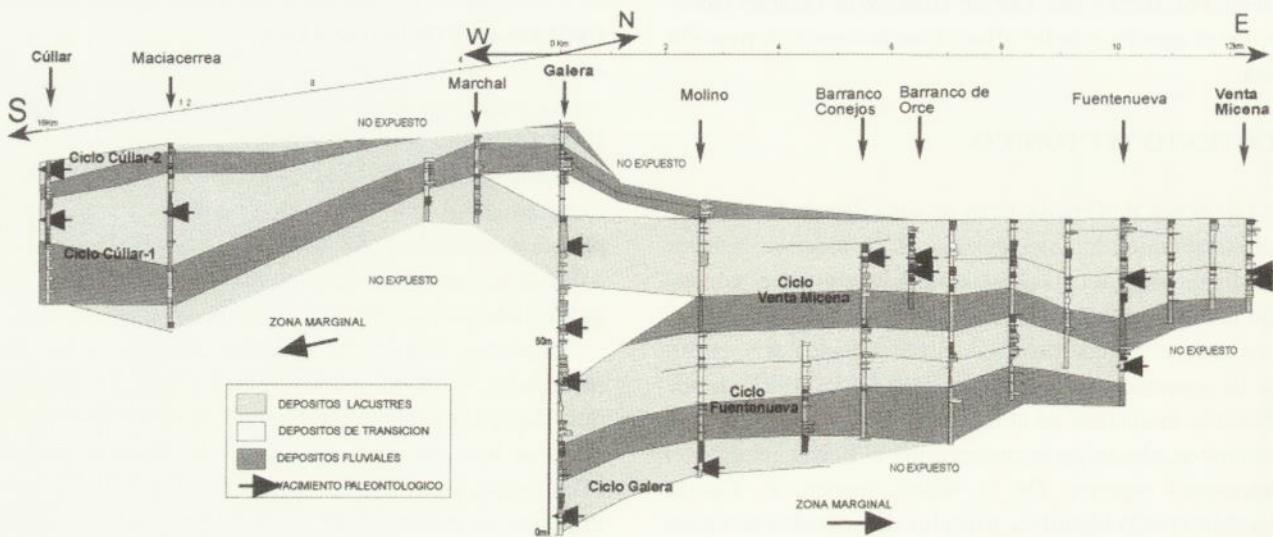


FIGURA 2.- Correlación estratigráfica entre Venta Micena y Galera mostrando la ciclicidad de los depósitos a gran escala. Los límites de ciclos, así como los límites entre unidades fluviales y lacustres, constituyen líneas tiempo que se pueden seguir a escala kilométrica

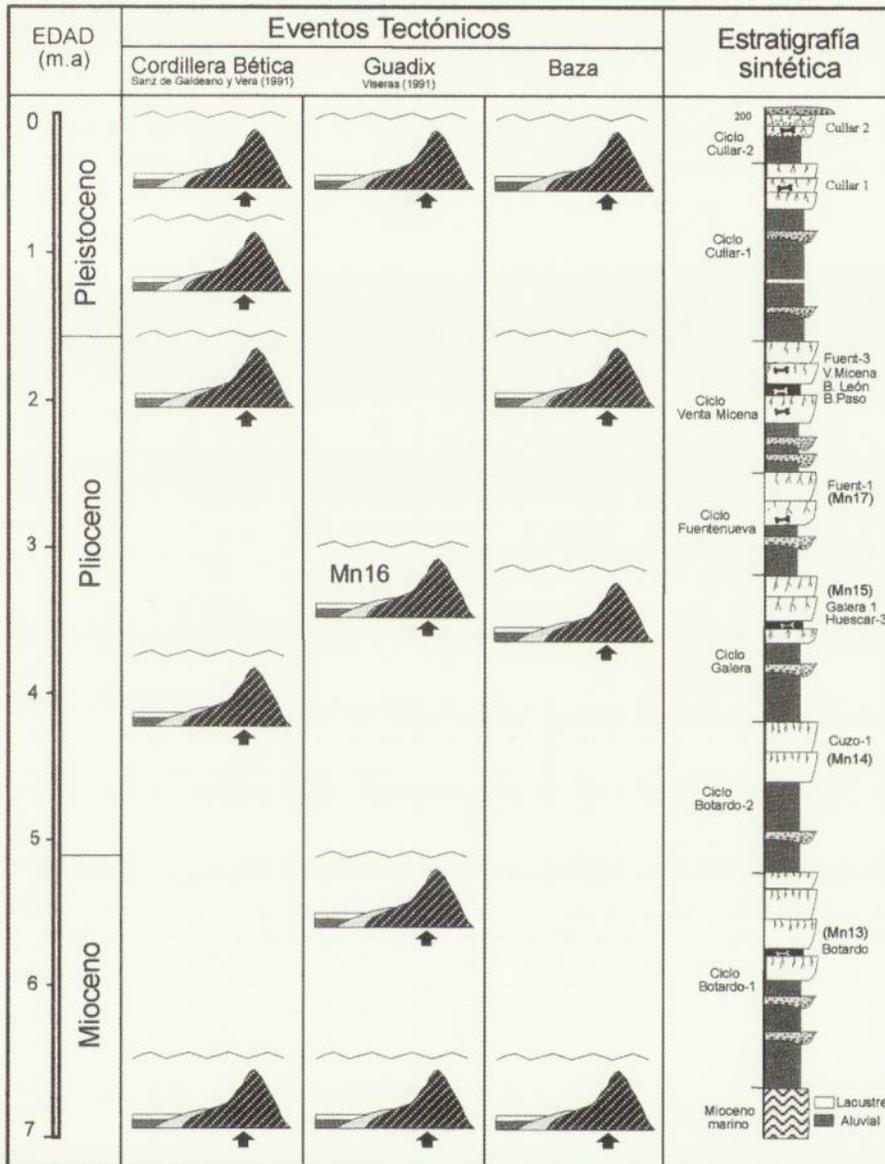


FIGURA 3.- Cuadro que resume la serie estratigráfica del sector estudiado correlacionada con eventos tectónicos reconocidos en el área estudiada y en el ámbito de la cordillera Bética.

bios de áreas fuente, incremento de granulometrías en materiales detríticos. Dicho estudio permite deducir que la tectónica actuó justo antes del inicio de, cómo mínimo, tres de los siete ciclos, sin descartarse que simultáneamente el clima acentuara las caídas del nivel de base (fig.4).

SEDIMENTOLOGÍA

El lago de Baza fue somero, con un coeficiente batimétrico muy bajo que provocó cambios importantes en sus dimensiones en función del régimen de precipitaciones. Los depósitos lacustres de las zonas marginales son de tipo detrítico o carbonatados, en áreas protegidas de la influencia detrítica. Las zonas centrales de la cuenca están ocupadas por niveles centimétricos de yeso y margas dolomíticas. La ausencia de depósitos evaporíticos en las áreas más marginales indica una salinidad menor en este sector res-

pecto al centro del lago. En puntos concretos de las zonas centrales afloran limos y arcillas con dolomita, ricos en materia orgánica, que se intercalan con niveles de yeso. Estos niveles de yeso se ven afectados en ocasiones por procesos de sulfato-reducción, formándose niveles nodulares de azufre puro, que indican la presencia de un fondo anóxico en determinados momentos de la evolución del lago.

Facies

Aunque aparentemente la formación Baza sea muy homogénea en cuanto a facies lacustres se refiere, presenta en realidad una gran variedad, que analizadas en detalle, ayudan a definir diferentes ambientes deposicionales que en su conjunto configuraron la cuenca lacustre a lo largo del Plio-Pleistoceno. Estas facies pueden separarse en dos grandes grupos: facies marginales y facies centrales (fig.5).

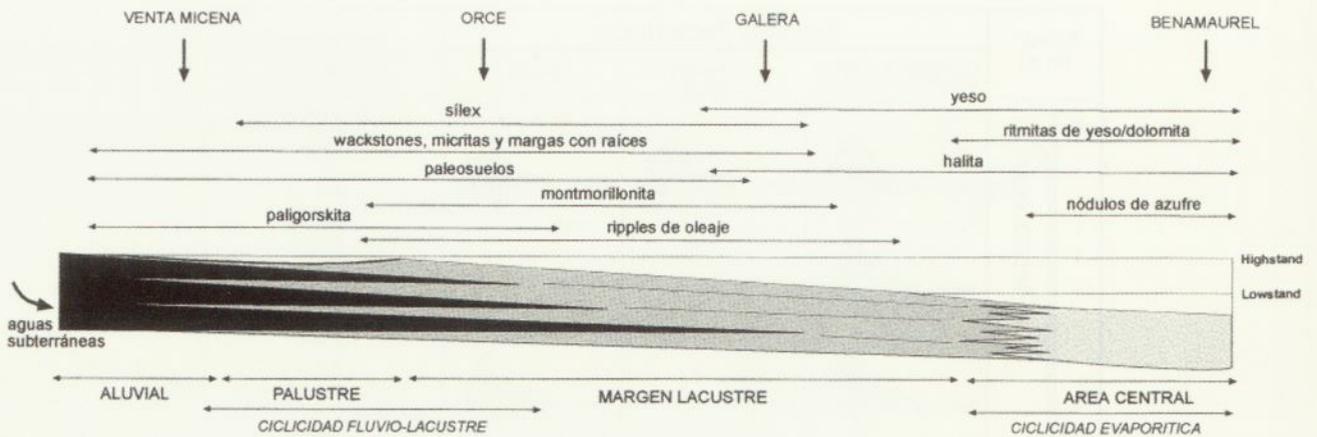


FIGURA 4.- Distribución de facies lacustres dentro del paleolago.

Facies marginales

La orografía que rodea la depresión de Baza presenta relieves de diferente magnitud y litología. Este hecho, junto con la evolución de las áreas subsidentes y de las condiciones ambientales, determinó la formación de diferentes facies lacustres a lo largo de los márgenes de la cuenca durante el Plioceno y el Pleistoceno. Estas facies corresponden en su conjunto a un ambiente lacustre alcalino con frecuentes periodos de desecación en los sectores más marginales.

-Facies Carbonatadas marginales: se encuentran generalmente, junto a relieves de composición carbonatada sin influencia detrítica. La zona donde estas facies presentan mayor extensión es el sector nordoriental de la cuenca (Orce-Venta Micena-Huéscar), aunque también están presentes en áreas meridionales, como el margen norte de la Sierra de Baza o junto al Jabalcón. En su conjunto suelen contener gasterópodos y ostrácodos, (Anadón *et al.* 1987) así como fósiles de mamíferos. Se caracterizan por presentar frecuentes evidencias de exposición subaérea (estructuras edáficas, grietas de desecación, brechificación, pseudo-microkarst etc. Dentro de estas facies se pueden distinguir:

-Facies de Paleosuelos hipercalcimorfos: se trata de niveles endurecidos que se forman sobre niveles carbonatados. Son evidencias de las continuas oscilaciones en el nivel de base, son muy frecuentes a lo largo de toda la zona marginal, formando en ocasiones sucesiones de varios paleosuelos superpuestos. Presentan diferentes estructuras internas como: brechificación, trazas de raíces, microkarst, costas laminares, oquedades y nódulos carbonatados. Aquellos paleosuelos que presentan un grado de desarrollo superior pueden ser utilizados en correlaciones locales, pues presentan una continuidad lateral importante. El per-

fil típico de estos paleosuelos presenta una evolución de base a techo que consiste en un horizonte con nódulos carbonatados de formas irregulares, aumentando en tamaño y número hacia techo. La parte superior está constituida por un nivel duro (hardpan).

-Facies de micritas se encuentran en zonas marginales interiores, donde los paleosuelos son menos frecuentes y de menor importancia, ya que no tuvieron tiempo suficiente de desarrollarse en toda su plenitud. Se trata de niveles blancos de composición muy homogénea, con un contenido en calcita superior al 95%. El restante 5% lo constituyen de forma muy minoritaria illita y cuarzo.

-Wackestones ricos en gasterópodos: presentan una continuidad lateral variable, de decenas de metros a kilómetros. La potencia de estas capas oscila entre 20 y 120 cm. Suelen estar muy endurecidas por procesos diagenéticos. Cuando las capas son de dimensiones reducidas y forma lenticular, son evidencias de pequeñas zonas de encharcamiento en las zonas más marginales (ponds) donde estos sistemas pueden estar alimentados por aguas subterráneas saturadas en carbonato cálcico.

-Margas con raíces: suelen encontrarse en contacto con los depósitos rojizos de llanura de inundación, ricos en paligorskita. Se trata de facies de transición hacia un medio lacustre, están compuestas mayoritariamente por calcita y cuarzo además de un contenido en arcillas de alrededor del 15%. Presentan un color verdoso y con frecuencia restos de raíces.

-Facies de llanura de inundación con Paligorskita. Se trata de diferentes niveles de tonalidad rojiza que se encuentran alternando con los tramos plenamente lacustres. En estas llanuras de inundación debieron formarse

pequeños lagos efímeros donde se formó paligorsquita. Este mineral indica, por un lado que el medio fue efímero, lo cual es coherente con una llanura de inundación y por otro lado, que el medio fue alcalino con un PH entre 8 y 9. Estas facies tienen gran extensión siendo muy útiles en correlaciones kilométricas. Se forman en momentos de caída importante del nivel de base y representan el inicio ciclos deposicionales de rango mayor (cientos de miles de años) (fig.3).

-Facies Palustres: se trata de niveles oscuros que se localizan en zonas marginales de la cuenca. Están constituidos por arcillas y arenas con raíces y frecuentes oxidaciones. Suelen contener fósiles de mamíferos además de invertebrados (fundamentalmente gasterópodos). Son niveles útiles en correlaciones locales a lo largo de la zona marginal. Hacia el interior de la cuenca, estos niveles se enriquecen en carbonato desapareciendo su tonalidad oscura. Representan ambientes restringidos en las áreas más marginales, con agua dulces, muy someras y estancadas.

-Niveles de sílex: se trata de niveles enriquecidos en sílice por procesos diagenéticos. En ocasiones se llegan a conservar estructuras sedimentarias o biológicas como moldes de raíces. Son frecuentes en todos el sector marginal y están ausentes en el centro de la cuenca. El origen del sílice se debe probablemente a la disolución de organismos con esqueleto silíceo. Estos niveles pueden tener una potencia de hasta un metro y una continuidad lateral considerable (cientos de metros).

-Niveles con yeso: son frecuentes en el áreas de transición hacia el centro de la cuenca (sector de Galera) estando ausentes en depósitos lacustres de áreas más alejadas del centro de cuenca (sector Orce-Venta Micena). Es interesante constatar la presencia de yeso en ambientes de llanura de inundación de origen fluvio-aluvial (Torre del Salar) y en ambientes de transición hacia medio deltaico (Yeseras) asociado a regresiones del medio lacustre. El yeso se presenta en forma de gipsarenitas y cristales seleníticos de diferente tamaño.

-Facies deltaicas: en las zonas marginales del lago con aportes detríticos se formaron acumulaciones de conglomerados, arena y finos que constituyen facies deltaicas de tipo Gilbert. Las clinofomas de estos deltas oscilan entre mas de 3 metros en el sector de Galera y 80 cm en el sector de Orce. Este dato es interesante ya que permite deducir la batimetría del lago en puntos y momentos concretos. Estas facies se presentan en tramos detríticos de diferente potencia, donde suele estar presente el yeso, que en ocasiones cementa los granos.

-Facies con ripples de oleaje: se trata de niveles de arenas ricos en ostrácodos con presencia de ripples de oleaje.

En ocasiones estas facies pueden constituir una verdadera ostracodita, estando constituidas en casi su totalidad por restos de ostrácodos. Representan zonas marginales someras con gran influencia detrítica asociadas a pequeños deltas.

Facies centrales

-Ciclos yeso/dolomía: están presentes en el áreas centrales que estuvieron cubiertas por agua de forma permanente (sector Benamaurel). La ciclicidad es debida a una ciclicidad climática que condicionó el balance hídrico de la cuenca, formándose yeso en períodos de mayor evaporación. El yeso aparece en forma de microcristales que forman niveles de 2 a 40 mm. Este yeso en ocasiones se disuelve y vuelve a precipitar formando macro cristales seleníticos de hasta 40 cm. Son ciclos que se presentan en ordenes diferentes desde 100 a 0,5 cm. Como minerales secundarios heredados contienen illita, clinocloro, cuarzo y ferropargasita.

-Niveles de dolomita y halita: están presentes en sectores cercanos al centro de cuenca. Son niveles centimétricos con gran continuidad lateral. La asociación de diatomeas

(Hamouti com pers.) y la presencia de halita indica una gran salinidad en el medio. Suelen contener una cantidad apreciable de materia orgánica, que podría revelar un fondo anóxico para los momentos concretos de formación de estas fácies. Como elementos secundarios estos niveles contienen: paragonita, illita, calcita y cuarzo.

-Niveles de halita/yeso: han sido localizados en áreas próximas al sector marginal. El yeso se presenta en forma nodular. Estas facies estas asociadas a cuarzo, diatomeas y sílex, destacando la ausencia de otros minerales. La situación paleogeográfica de estos niveles sugiere que las sales pudieron formarse bajo el suelo por procesos capilares durante periodos de desecación de estas áreas.

-Niveles con azufre y yeso: se presentan en lo que debió constituir el área central del medio lacustre (Benamaurel). El azufre aparece en forma de nódulos de azufre nativo dentro de niveles de yeso, lo que indica que se formó a partir de procesos de sulfato-reducción. Estos niveles alternan con otros oscuros, ricos en materia orgánica, dolomita, cuarzo, illita, yeso, caolín y paragonita. La presencia de materia orgánica y de procesos de sulfato reducción indican un ambiente anóxico.

CONCLUSIONES

La Cuenca de Baza presenta una gran variedad de facies lacustres que permiten reconocer los diferentes ambientes deposicionales que se dieron en la cuenca. En el sector central aparecen facies lacustres características de lagos salinos. La salinidad en las aguas marginales fue en

general menor debido a que éstas estuvieron inundadas en periodos de balance hídrico positivo y además, alimentadas por aguas subterráneas. No se han encontrado por el momento evidencias de desecación total, por lo que el lago fue efímero en las áreas más marginales y permanente en el sector central. En el centro de la cuenca aparecen facies con evidencias de procesos de sulfato-reducción en niveles ricos en yeso y materia orgánica, por lo que se interpreta que el lago presentó un fondo anóxico en determinados momentos de su evolución.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos sinceramente la ayuda prestada por el Dr. Felicià Plana en el análisis de la composición mineralógica por difracción de rayos X y a la Dra. Montserrat Marsal por ayudarnos en el estudio de muestras con microscopio electrónico. También al Dr. Carles Ferràndez por la revisión crítica de este artículo.

REFERENCIAS

- Anadón, P., Julià, R., Deckker, P., De Rosso, J.C., Solovie-Marsche, I. (1987): Contribución a la Paleolimnología del pleistoceno inferior de la cuenca de Baza (Sector Orce-Venta Micena). *Paleont.Evol.*,1:35-72.
- Gibert, L., Maestro, E., Gibert, J. (1998): Neogene-Quaternary lacustrine-alluvial deposits in the Baza Basin (SE Spain). Abstracts 15 International Sedimentological Congress, Alicante. 378-380.
- Gibert, L., Maestro, E., Gibert, J., Albaladejo, S. (1999). Plio-Pleistocene deposits of the Orce region (SE Spain): Geology and age En (Gibert, J. Ribot, F., Sanchez, F, Gibert, L. eds), *The hominids and their environment in the middle and lower Pleistocene of Eurasia*. Museo de Prehistoria y Paleontología "J.Gibert", Orce .127-144
- Guerra-Merchán, A. (1993): Origen y relleno sedimentario de la cuenca neógena del corredor del Almanzora y áreas limítrofes (Cordillera Bética). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Ed. Edinford.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982): El Mioceno del sector central de la Cordillera Bética Tesis Universidad de Granada.
- Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geologica Hispánica*, 26:205-228.
- Soria, F.J; López Garrido, A.C., Vera, J.A (1987): Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos Neógeno-Cuaternarios en el sector de Orce (Depresión de Guadix-Baza). *Paleont. Evol.*,1: 11-34.
- Soria, J.M. (1993): La sedimentación Neogena entre la sierra de Arana y el río Guadiana Menor (cordillera Bética central). Tesis Universidad de Granada.
- Vera, J.A. (1970): Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Bol.Geol.Min.*,81:429-462.
- Vera, J.A, Rodríguez-Fernández J., Guerra Merchán A., Viseras, C.(1994): La Cuenca de Guadix-Baza. *Doc. et Trav. IGAL* 14:1-17.
- Viseras, C. (1991). Estratigrafía y sedimentología de relleno aluvial de la cuenca de Guadix .Tesis Universidad de Granada.

Paleoperfiles de alteración en sustrato granítico en el borde de la Cuenca Surpirenaica Oriental

D. Gómez-Gras¹, G. Lacasa², J. A. Núñez¹, y T. Sanfeliu²

¹ Dpto. Geología, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Barcelona

² Unidad de Mineralogía Aplicada y Ambiental, Dpto. Ciencias Experimentales, Universidad Jaume I. Campus de Riu Sec (ESTCE), 12080 Castellón

ABSTRACT

The Eastern South Pyrenean Eocene Foreland Basin, located in the eastern margin of the Ebro Basin, is formed by a tectonically active border in the N (that corresponds to the Pyrenees) and a passive wedge in the S (that corresponds to the Catalan Coastal Ranges). During the Lower Eocene, a continental sedimentation of red alluvial fans (braid-delta type) took place in the passive margin close to the source area (probably the Montseny Massif). These deposits were allowed by a paleoweathering profile formed in the Paleozoic metamorphic and plutonic rocks, but before the alluvial sedimentation, a tertiary carbonatic pedogenetic soil had grown up on the paleoweathering profile.

Keywords: Pyrenean Eocene Foreland Basin, passive wedge, alluvial fans, paleoweathering profile, carbonatic pedogenetic soil.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca de Antepaís Surpirenaica Oriental se encuentra al NE de la Península Ibérica, limitada por un borde de cuenca activo al N (Pirineos) y un margen pasivo al S (Cadenas Costero - Catalanas) (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). Esta disposición compartimenta la cuenca en dos sectores bien diferenciados (septentrional y meridional). Al W está limitada por la rampa lateral de las unidades cabalgantes pirenaicas, también denominada "falla del Segre" (Barnolas, 1992). La sedimentación del sector meridional, inicialmente continental, tuvo lugar en el Paleógeno inferior, entre el Thanetiense Superior y el Cuisiense. Posteriormente, ya en el Paleógeno medio y superior, el relleno de la cuenca fue preferentemente de carácter marino y deltaico. En este sector, el macizo del Montseny ejerce como área fuente de estos sedimentos y está compuesto mayoritariamente por rocas paleozoicas (pizarras, esquitos y granitos) de edades que oscilan entre el Cambro-Ordovícico y el Carbonífero. También afloran rocas mesozoicas de edad triásica (facies Buntsandstein y Muschelkalk).

En el sector situado entre Seva y Vilanova de Sau se encuentra una buena representación de estas facies continentales del Eoceno Inferior (Fig. 1). Según Colombo (1980), en esta zona se individualizan tres formaciones litostratigráficas: Fm. Mediona, Fm. Vilanova de Sau y Fm. Romagats, que descansan sobre un perfil de meteorización tapizado, a su vez, por un paleosuelo carbonático.



FIGURA 1.- Mapa geológico de la Cordillera Costero Catalana y localización de la zona estudiada.

PERFIL DE ALTERACIÓN EN SUSTRATO GRANÍTICO

La granodiorita basal tardihercínica, cuando no presenta alteraciones, está compuesta, en orden de abundancia, por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y micas (biotita y clorita). Partiendo de esta granodiorita fresca, su grado de alteración aumenta hacia el contacto con la serie terciaria al mismo tiempo que adquiere un color rojizo (rubefacción). En la fig. 2, se observa que este aumento en el grado de alteración comporta un ligero descenso en el porcentaje de cuarzo, un descenso moderado del feldespato potásico y una disminución muy fuerte de la plagioclasa (principalmente de composición albítica) y de las micas. Por el contrario, a lo largo de este perfil de meteorización aumentan de manera considerable los pseudomorfos de illita y caolinita, los óxidos de Fe (hematites) y la porosidad. También se encuentran calcita y baritina en cantidades variables. Estos datos han sido obtenidos mediante el contaje de 500 puntos en 3 láminas delgadas según el método de Gazzi - Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984).

Los pseudomorfos de illita y caolinita provienen de la alteración de las plagioclasas, ya que éstas son muy poco resistentes a los agentes meteóricos y se hidrolizan con facilidad (Goldich, 1938). Además, en el microscopio se puede observar que la mayor parte de la alteración está sobre las plagioclasas y, en menor proporción, sobre los feldespatos potásicos (fig. 2).

En cuanto a los óxidos de Fe, éstos provienen de la alteración de las micas, generalmente biotita. Las biotitas, al hidrolizarse, liberan el Fe en forma de óxidos e hidróxidos (hematites, goethita, etc.). Este hecho se ve claramente en las láminas delgadas, donde alrededor de las biotitas alteradas (generalmente decoloradas o cloritizadas) aparece un cemento de hematites.

La presencia de calcita está en relación con el paleosuelo carbonático que tapiza al paleoperfil de alteración y, por tanto, como se puede observar en los difractogramas, cuanto más hacia techo del perfil más abundante es, aunque su distribución no es homogénea debido a que se distribuye también a favor de zonas de mayor permeabilidad (diacclasas).

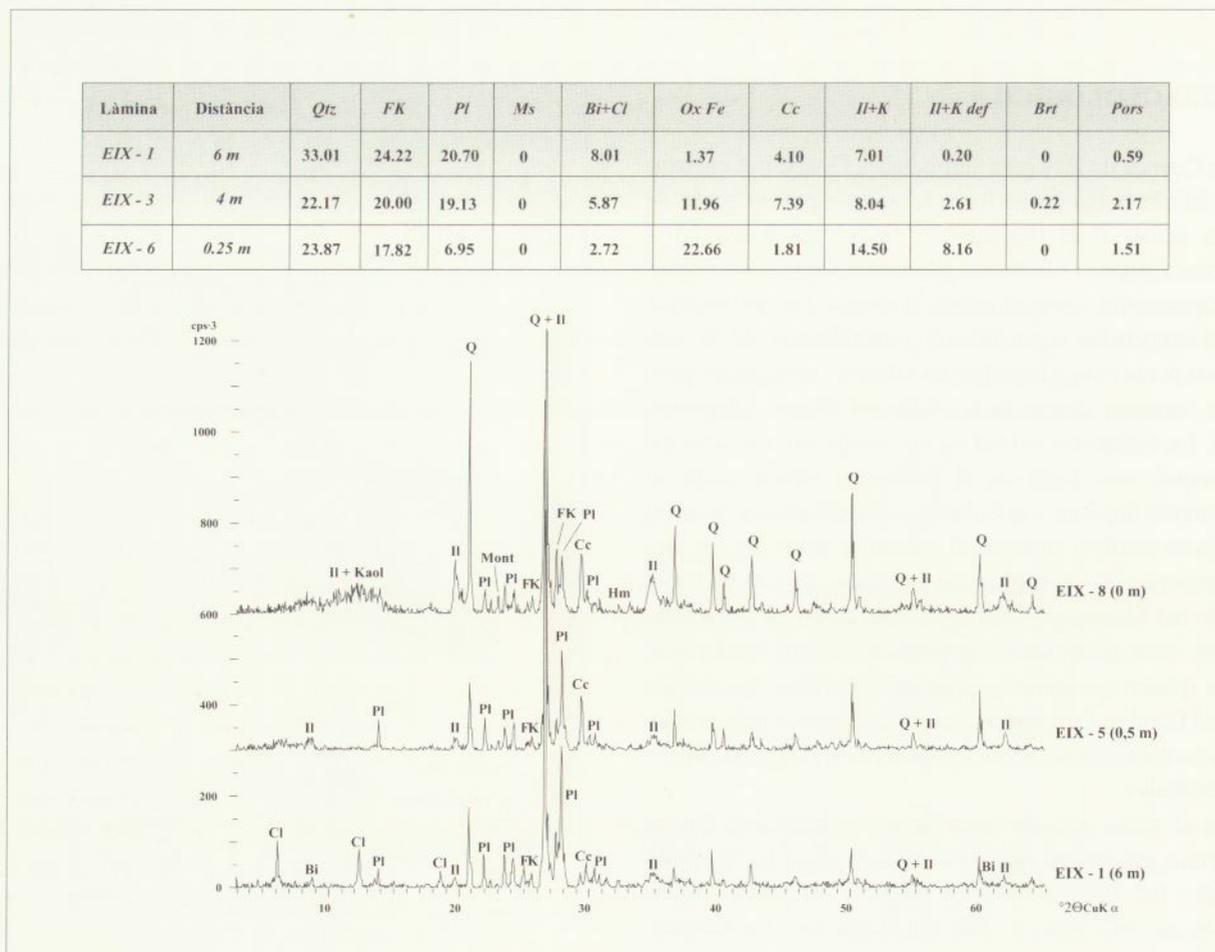


FIGURA 2.- Gráfico, tabla y difractogramas de RX que muestran la evolución de las diferentes fases minerales de base a techo del perfil de meteorización.

En los difractogramas de las muestras del perfil de meteorización se observa la clara disminución de las plagioclasas (Pl) hacia el techo del mismo, a la vez que también aumentan las arcillas (illita, caolinita y montmorillonita). El feldespato potásico se mantiene más o menos constante (FK) y el cuarzo (Q) parece incrementar su proporción. Es destacable la presencia de hematites (Hm) en las partes superiores del perfil y la desaparición casi total de la biotita y la clorita.

Sobre la edad de este paleoperfil sólo se puede precisar que es preterciaria, aunque habría que destacar que tanto su composición mineralógica como su textura son muy similares a las de la base de los perfiles lateríticos pre-triásicos descritos por Gómez-Gras y Ferrer (1999) en zonas relativamente próximas. Geomorfológicamente, la superficie de erosión terciaria coincide, en muchos lugares, con la discordancia pretriásica, lo cual hace pensar en la posibilidad que ambos perfiles de alteración puedan ser el mismo.

PALEOSUELOS CARBONÁTICOS

Tapizando la discordancia que pone en contacto los materiales preterciarios con los de la serie eocénica se dispone un paleosuelo carbonático en el que se ha detectado la presencia de *Microcodium* (Colombo, 1980). Este nivel de calcietas brechoides fosiliza los perfiles de alteración anteriormente descritos, penetrando en ellos a favor del diaclasado. El crecimiento de esta calcietas brechoide se realiza por reemplazamiento del encajante, por lo que, en ocasiones, tiene el aspecto de una arenisca con granos siliciclásticos cementados por calcita o dolomita microspárfica.

Este paleosuelo carbonático, de colores blancos y grisáceos, está formado por tres niveles de evolución de base a techo: i) un sustrato rubefactado con disyunción bolar, entre cuyos planos de debilidad (fracturas y diaclasas) penetra el paleosuelo carbonático; ii) una calcietas con fragmentos angulosos centimétricos del sustrato rubefactado, bien sea metamórfico o plutónico; y iii) una calcietas masiva con una distribución heterogénea de zonas blancas (más calcéticas) y zonas grises (más dolomíticas) donde el sustrato ha sido totalmente reemplazado.

REFERENCIAS

- Barnolas, A. (1992): Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. *Acta Geol. Hisp.*, 27 (1-2): 15-31
- Colombo, F. (1980): Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides. Tesis doctoral, Univ. De Barcelona, 609 p. (inédita)
- Goldich, S.S. (1938): A Study in rock weathering. *Jour. Geol.*, 46: 17-23
- Gómez-Gras, D., Ferrer, C. (1999): Caracterización petrográfica de perfiles de meteorización antiguos desarrollados en granitos tardihercínicos de la Cordillera Costero Catalana. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2): 281-299
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sores, S.W. (1984): The effects on grain size of detrital modes: a test of the Gazzi - Dickinson point-counting method. *Jour. Sed. Petrol.*, 25: 3-12
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Marzo, M. (1986): Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 8: 229-246

...the ... of ...

El Plioceno de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética)

Guerra-Merchán, A. Serrano, F. y Ramallo, D.

Dpto. Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, 29071-Málaga.

ABSTRACT

The lower Pliocene deposits of the Malaga basin consist of three stratigraphic units which are limited by discordances. The Pliocene Unit 1 (probably MPL-1 zone) has been observed only in the Northern border of the basin, representing a first stage of the marine invasion of the Malaga basin, which was previously emerged during Messinian times. Pliocene Unit 2 (MPL-2 zone) is an expansive unit with respect to the former, and is developed in a transgressive-regressive cycle. It consists of coastal and fan delta deposits towards the base and the edges, which change both distally and vertically towards the basin facies. This unit finishes with sands and gravels, representing a shallowing trend. Pliocene Unit 3 (part of upper MPL-2 zone and MPL-3 zone) is retractive and constitutes a new transgressive-regressive cycle, which is similar to the previous one but shows a smaller thickness.

In this way, after a first stage of marine invasion during the lowermost part of the Pliocene, the Malaga basin experienced an expansive-retractive evolution, with two transgressive-regressive cycles between which a tectonic event took place.

Keywords: Stratigraphy, Lower Pliocene, Malaga basin, Betic Cordillera, Spain.

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Málaga se localiza en el sector occidental de las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Fig. 1A). Su relleno sedimentario comprende materiales desde el Mioceno superior al Cuaternario, aunque también se reconocen materiales de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (Sanz de Galdeano *et al.*, 1993; Serrano *et al.*, 1995), previos a la configuración de la cuenca.

Gran parte de los trabajos realizados en esta zona son de tipo regional, en los que se estudia tanto el substrato como el relleno sedimentario post-orogénico (AzBma, 1961; Benkhelil, 1976, entre otros). Las Hojas de Coín, Álora y Málaga-Torremolinos del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (Piles Mateo *et al.*, 1978; Chamón *et al.*, 1978 y Estévez González y Chamón, 1978) proporcionan la base cartográfica y estratigráfica del relleno sedimentario de la Cuenca de Málaga. Por su parte, Sanz de Galdeano y López Garrido (1991) establecieron la evolución tectónica de la Cuenca de Málaga durante el Neógeno. En estos trabajos se considera que el Plioceno comprende una única unidad estratigráfica constituida a la base y hacia los bordes por conglomerados y arenas depositados en un medio litoral y de abanicos deltaicos, que distalmente cambian a facies de cuenca representadas por margas y arcillas azules o grisáceas. Hacia techo, por encima de las facies de cuenca se disponen facies detríticas (arenas y gravas) que evidencian un claro contexto de somerización.

Desde un punto de vista bioestratigráfico, en todos los trabajos citados se consideran a las margas y arcillas azules o grisáceas de edad Plioceno inferior. En cambio, las facies detríticas superiores han sido consideradas por algunos autores de edad Plioceno medio (Azéma, 1961; Benkhelil, 1976), mientras que otros las atribuyen por su posición estratigráfica al Plioceno superior (Piles Mateo *et al.*, 1978; Chamón *et al.*, 1978; Estévez González y Chamón, 1978 y Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991).

En este trabajo se da a conocer la existencia de varias unidades estratigráficas hasta ahora no diferenciadas en el Plioceno de la Cuenca de Málaga. A partir de los datos bioestratigráficos obtenidos se abordará la posición cronoes-tratigráfica de las mismas.

CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES PLIOCÉNICAS

En la cuenca de Málaga, el Plioceno se dispone discordante sobre el substrato constituido, según los puntos por materiales de los Complejos Alpujárride, Maláguide y Campo de Gibraltar, y localmente, sobre materiales de edad Mioceno inferior (Grupos Viñuela y Ciudad Granada) y Mioceno Superior (Tortoniense). A su vez es cubierto en discordancia por materiales continentales de edad Cuaternario. En la Fig. 1B se muestran cinco columnas estratigráficas que renejan las relaciones entre las unidades pliocénicas diferenciadas.

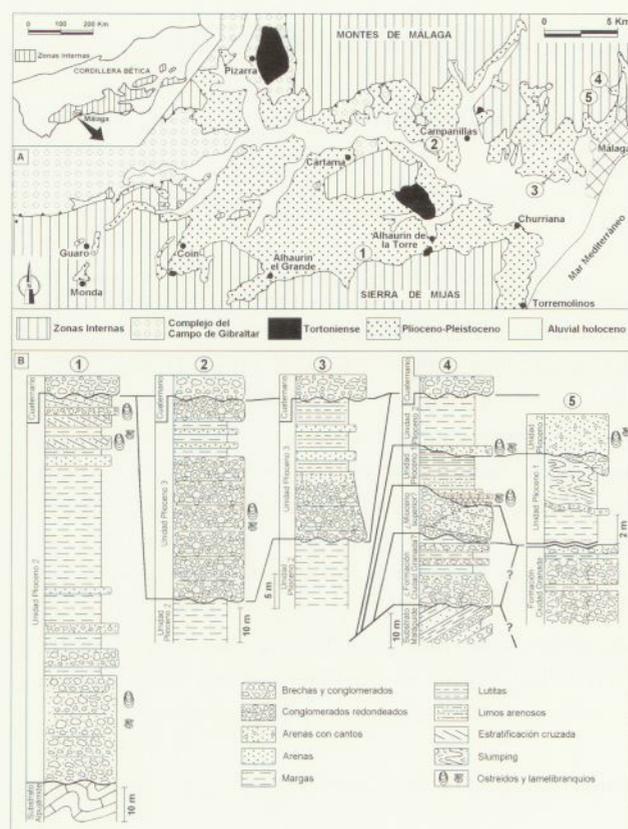


FIGURA 1.- Mapa geológico de la cuenca de Málaga (A) y columnas estratigráficas del Plioceno (B)

Unidad Plioceno 1

Esta unidad aflora localmente ligada al borde N de la cuenca y sus afloramientos no han sido descritos con anterioridad. En el sector del Camino de Suárez, en las inmediaciones de la capital (5 en Fig. 1B), está constituida por margas dolomíticas verdes y blancas con alguna intercalación delgada de gravas o niveles limo-arcillosos de color crema. Su parte alta, de igual litología, está muy laminada y presenta abundantes pliegues originados por slumping. El techo lo constituye un nivel de conglomerados con base erosiva. Al N de la capital (4 en Fig. 1B), esta unidad comprende a la base facies detríticas de gravas y arenas con abundante fauna de moluscos, sobre las que se suceden limos arenosos grises y pardos, limos margosos laminados de tonalidad verdosa y termina con margas blancas ligeras. En otro afloramiento al N de la Estación de Cártama se observan también facies conglomeráticas a la base, sobre las que se disponen margas blancas.

Unidad Plioceno 2

Esta unidad está ampliamente representada por toda la cuenca y es la que ha sido reconocida por los autores mencionados anteriormente. Hacia la base y los bordes está representada por dos conjuntos litológicos. Uno consiste en gravas más o menos redondeadas y arenas medias-gruesas, en las que con frecuencia se encuentran restos de moluscos. Su depósito tuvo lugar en un medio litoral. En algunos ano-

ramientos, como sucede al N de la capital (4 en Fig. 1B), este conjunto litológico está caracterizado tan solo por un nivel basal que representa un "lag" transgresivo. El otro conjunto comprende facies detríticas gruesas de brechas y conglomerados, entre los que suelen predominar depósitos de "debris flow". En general se reconoce una megasecuencia positiva con intercalaciones de arenas y margas hacia su parte alta (1 en Fig. 1B). Sus afloramientos coinciden con la posición de los principales valles fluviales que drenan los relieves que delimitan la cuenca y corresponden al depósito de abanicos deltaicos.

Las facies detríticas anteriores cambian distal y verticalmente a margas y arcillas azules o grisáceas, que en superficie al alterarse suelen presentar un color amarillento. Estas facies ocupan la mayor parte de la cuenca y con frecuencia se disponen directamente sobre el substrato. Datos de sondeos indican que pueden alcanzar espesores próximos a los 500 m en puntos centrales de la cuenca. Hacia la parte alta, las margas se van haciendo más arenosas e intercalan niveles limosos y arenosos. El techo de la misma está constituido por varias decenas de metros de facies detríticas de arenas masivas o con laminación cruzada, las cuales suelen contener fauna de moluscos (1 en Fig. 1B).

Ocasionalmente también son frecuentes las intercalaciones decimétricas a métricas de niveles de gravas redondeadas. Estas facies representan hacia los bordes depósitos litorales y hacia el centro de la cuenca una plataforma siliciclástica somera.

Unidad Plioceno 3

Esta unidad aflora en el sector oriental de la cuenca (W de Málaga, SW de Campanillas y proximidades de Alhaurín de la Torre), se dispone discordante sobre las facies de cuenca de la Unidad Plioceno 2 y es cubierta en discordancia por conglomerados rojizos del Cuaternario.

Al SW de Campanillas (2 en Fig. 1B), esta unidad comprende un ciclo transgresivo-regresivo. En su parte baja predominan conglomerados redondeados con matriz arenosa entre los que se intercalan niveles decimétricos de arenas masivas, con laminación cruzada de bajo ángulo o ripples de oscilación. Estas facies corresponden al depósito en un medio litoral. Por encima se depositaron margas arenosas con intercalaciones de arenas, que representan el paso a una sedimentación de plataforma somera. Esta unidad termina nuevamente con facies conglomeráticas de origen litoral. Lateralmente, en relación con las facies conglomeráticas se observan cambios de facies pasando a predominar conglomerados heterométricos originados por "debris flow" o conglomerados subredondeados con estratificación cruzada, los cuales representan el desarrollo de pequeños abanicos deltaicos, alimentados desde el borde N y S.

Al W de Málaga (3 en Fig. 1B), esta unidad representa una secuencia positiva constituida a la base por conglomerados con gradación normal e imbricaciones de cantos, entre los que se intercalan niveles de arenas. Hacia arriba

pasan a facies finas lutítico-margasos con alguna intercalación de arenas masivas o con laminación paralela.

La microfauna bentónica y planctónica existente en las facies finas indican un medio marino somero. El techo de esta unidad está erosionado y sobre ella se disponen en discordancia conglomerados aluviales del Cuaternario.

En el área de Torremolinos, la Unidad Plioceno 3 se muestra expansiva con respecto a la anterior, que ha sido detectada en el sondeo realizado en las proximidades del Palacio de Congresos. Hacia la base predominan facies conglomeráticas que representan el depósito de abanicos deltaicos, las cuales distal y verticalmente pasan a arenas con abundante fauna de moluscos y margas que representan las facies de cuenca, las cuales llegan a colocarse directamente sobre el substrato. Hacia la parte alta pasan a predominar nuevamente facies arenosas y conglomeráticas que evidencian una etapa de somerización. Localmente, discordante sobre esta unidad se disponen 5-8 m de arenas y gravas redondeadas con frecuentes cantos blandos de la unidad anterior y fragmentos de moluscos. Estos materiales se interpretan depositados en un medio litoral y podrían constituir una cuarta unidad, aunque hasta la fecha no se conoce su edad.

BIOESTRATIGRAFÍA

Los niveles margosos de la Unidad Plioceno 1, cuando no están dolomitizados, son ricos en foraminíferos planctónicos, entre los que suelen ser predominantes los representantes del grupo de *Globigerinoides obliquus-ruber*, especialmente las formas de cuatro cámaras en la última vuelta de espira *G. extremus* Bolli y Bermúdez y *G. obliquus* Bolli, aunque también se encuentran muy escasos *G. elongatus* (d'Orbigny). Otras especies bien representadas son: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *G. decoraperta* (Takayanagi y Saito), *G. apertura* Cushman,

Globigerinoides trilobus (Reuss), *Orbulina universa* d'Orbigny y las neogloboquadrinas con crecimiento predominantemente dextrorso *N. acostaensis* (Blow), *N. humerosa* (Takayanagi y Saito) y *N. pachyderma* (Ehremberg). Entre los componentes minoritarios, pero con interés bioestratigráfico, es destacable la presencia en algunas muestras de muy escasos ejemplares de *Globorotalia margaritae* Bolli y Bermúdez. La presencia de esta última especie permite datar la unidad como Plioceno inferior; incluso su escasez o ausencia en la mayoría de las muestras, junto con la relativa poca diversidad de las asociaciones planctónicas podría ser indicativo de que se trata de un Plioceno basal, zona MPL-1 de acme de *Sphaeroidinellopsis* (Cita, 1975). La falta del indicador zonal, en este caso, no es rara, pues tal como indica Iaccarino (1985), *Sphaeroidinellopsis* no siempre es común y suele estar ausente en la extrema base de la zona.

La Unidad Plioceno 2 presenta asociaciones de foraminíferos planctónicos similares a las de la unidad anterior, aunque no suelen predominar de manera tan clara los glo-

bigerinoides. En esta unidad la presencia de *G. margaritae* suele ser algo más frecuente cuando los foraminíferos planctónicos son abundantes. A pesar del gran espesor que alcanza en el depocentro de la cuenca, toda la unidad pertenece a la zona MPL-1 de *G. margaritae*, correspondiente a la parte baja del Plioceno inferior. Cabe destacar la abundante microfauna resedimentada que contienen los materiales de esta unidad, particularmente de *Acarinina* y *Morozovella*.

Las muestras de la Unidad Plioceno 3 procedentes del sector oriental de la cuenca y las más bajas de esta unidad en el Lea de Torremolinos contienen también asociaciones planctónicas similares a las de las unidades inferiores, por lo que debe deducirse que los primeros sedimentos de esta nueva unidad siguen perteneciendo a la parte baja del Plioceno inferior. Sin embargo, en el área de Torremolinos, niveles situados pocos metros por encima de la base muestran la presencia conjunta de *G. margaritae* y *Globorotalia punctulata* (Deshayes). Esta asociación caracteriza la zona MPL-3 de *G. punctulata*-*G. margaritae*, correspondiente a la parte alta del Plioceno inferior.

Además, las poblaciones del grupo de *G. obliquus-ruber* siguen estando claramente dominadas por los representantes de *G. extremus*, con la ausencia casi total de *G. ruber* (d'Orbigny) y *G. elongatus* (d'Orbigny), lo que ocurre solamente en la parte baja de la zona (Serrano *et al.*, 1999). Los niveles más altos de esta unidad siguen conteniendo la asociación *G. margaritae*-*G. punctulata*, pero ya empiezan a ser relativamente frecuentes los globigerinoides tricamerados *G. ruber* y *G. elongatus* junto con algunos *G. conglobatus* (Brady), lo que indica que corresponden a niveles relativamente altos de la zona.

Los niveles margosos intercalados en las facies litorales discordantes sobre la Unidad Plioceno 3 en el área de Torremolinos no contienen foraminíferos planctónicos, por lo que no se puede precisar su edad. Cabe la posibilidad de que sea correlacionable con los niveles de la parte baja del Plioceno superior que anoran próximos a la costa entre San Pedro de Alcántara y Estepona, pero no se puede descartar, incluso, de que se trate de depósitos litorales del Pleistoceno inferior.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A lo largo del Mioceno superior, tras la formación de la cuenca de Málaga, ésta estuvo invadida por el mar durante el Tortoniense, mientras que a lo largo del Messiniense quedó emergida viéndose afectada por una importante etapa de reestructuración y erosión. Pasada la crisis de salinidad, el depósito de la Unidad Plioceno 1 implica que, al menos parte de la cuenca de Málaga, fue de nuevo invadida por el mar durante la parte más baja del Plioceno inferior (zona MPL-1), lo que se podría correlacionar con la parte baja del ciclo de tercer orden TB3.4 de la curva eustática de Haq *et al.*, (1988).

La discordancia angular entre la Unidad Plioceno 1 y la Unidad Plioceno 2 evidencia el inicio de una actividad tectónica que condicionó dos aspectos: por una parte, el rejuvenecimiento de los relieves y la consiguiente formación de los abanicos deltaicos en los bordes, y por otra parte, una continuada subsidencia tectónica del fondo de la cuenca para que la Unidad Plioceno 2 alcanzara grandes espesores. El depósito de esta unidad representa un ciclo transgresivo-regresivo de edad Plioceno inferior parte baja (zona MPL-2), el cual puede estar relacionado con la parte media-alta del ciclo TB3.4.

La Unidad Plioceno 3 se dispone discordante sobre la anterior, que se encuentra claramente deformada, por lo que entre ambas medió un evento tectónico. En relación con el mismo se acentuó el levantamiento de los relieves y se produjo en la cuenca de Málaga una importante retracción, pasando a ocupar menor extensión. La Unidad Plioceno 3 representa un nuevo ciclo transgresivo-regresivo de edad Plioceno inferior (parte más alta de la zona MPL-2 y zona MPL-3), el cual podría relacionarse con el ciclo de tercer orden TB3.5. Con posterioridad, en la cuenca de Málaga se reconocen depósitos más recientes de origen aluvial y travertinos de edad Pleistoceno. En cambio, en el área de Torremolinos, ligado a una mayor subsidencia tectónica en relación con la falla del borde E de la Sierra de Mijas, la Unidad Plioceno 3 es expansiva sobre la anterior y además, se reconoce una cuarta unidad de origen litoral, no datada hasta el momento, que pudiera corresponder a al Plioceno superior o incluso al Pleistoceno inferior.

De esta forma, las unidades diferenciadas implican que la cuenca de Málaga experimentó durante el Plioceno inferior una evolución primero expansiva y después retractiva, con el desarrollo de dos ciclos transgresivo-regresivo entre los que aconteció un evento tectónico intra- Plioceno inferior.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo subvencionado por el proyecto PB97-1063 de la DGICYT de España y Grupo de Investigación RNM-202 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Azéma, J. (1961): Etude geologique des abords de Málaga (Espagne) Estudios Geológicos, 17: 131-160.
 Benkhelil, J. (1976): Etude Neotectonique de la Terminatison Occidentale du Cordilleres Bétiques Thèse 3éme. cycle. Université Nice, 180 pags.

Cita, M. B. (1975): Etude sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocen deep sea record. A revision, Riv. Ital. Paleontol., 81: 527-544.
 Chamón, C., Quinquer, R., Crespo, V., Aguilar, M., Reyes, J.L. (1978): Memoria y Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de Álora (1.052). IGME, 71 pags.
 Estévez González, C., Chamón, C. (1978): Memoria y Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de Málaga-Torremolinos (1.053). IGME, 32 pags.
 Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and Eustatic cycles En: 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 Wagoner, Eds.). Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., 42: 71-108.
 Iaccarino, S. (1985): Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera In: Plankton Stratigraphy (H.M. Bolli, J.B. Saunders, and K. Perch-Nielsen, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge: 283-314.
 Piles Mateo, E., Estévez González, C., Barba Martín, A. (1978): Memoria y Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de Coín (1.066). IGME, 71 pags.
 Sanz de Galdeano, C., López Garrido, A.C. (1991): Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera) Geodinamica Acta, 5: 173-186.
 Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., López Garrido, A.C., Martín Pérez, J.A. (1993): Paleogeography of the late Aquitanian-early Burdigalian Basin in the western Betic Internal Zone. Geobios, 26: 43-55.
 Serrano, F., González-Donoso, J. M., Linares, D. (1999): Biostratigraphy and paleoceanography of the Pliocene at sites 975 (Menorca Rise) and 976 (Alboran Sea) from a quantitative analysis of the planktonic foraminiferal assemblages En: Ocean Drilling Program Leg 161, Scientific Results (M.C. Comas, R. Zahn, A. Klaus, et al., Eds), Texas A&M University, Texas: 185-195.
 Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., López Garrido, A.C., 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.

An example of secondary motility by triple symbiosis in stony corals in the Early Ilerdian of the Tremp Basin, Spanish Pyrenees

Lukas Hottinger

Museum Natural History, CH 4001, Basel, Switzerland

ABSTRACT

The Pseudomiltha beds at the base of the Ilerdian sedimentary cycle in the Early Eocene of the Tremp Basin yield cerithiid gastropod shells colonized by ahermatypic stony corals. These fossils document a triple symbiosis between the gastropod having produced the shell, its non-gastropod, secondary inhabitant, probably a sipunculid worm, and the coral, in order to survive permanent sedimentation rates exceeding the self-cleaning capacity of anthozoans.

Keywords: *Pseudomiltha*-, gastropod-coral symbiosis, Eocene, Pyrenees

Stony corals are predominantly sessile animals which may cover hard substrate in oligotrophic tropical seas up to almost 100%. They form carpets on the sea bottom where the water energy is low, in most cases below wave base, and reefs where food resources are abundant enough to provide rapid growth for the filter feeders and where the water energy is high enough to carry away the products of biocalcification of animal shells and algal skeletons. In the depressions produced by spurs-and-groves topography of the reefs and on restricted surfaces in coral carpets, biogenous carbonate sediments may accumulate at rates hampering the recruitment and installation of permanently sessile organisms. These spaces thus remain open for temporary settlement of pioneering organisms.

The prerequisite to live as filter feeder in the reef habitat is to produce mechanically stable hard parts anchored to firm ground in order to withstand the forces of waves and currents. In oligotrophic, tropical environments, nutrients are the main factor limiting growth whereas energy in the form of sunlight is available in large quantities. Nature reacts to these conditions by K-strategies of life, reducing the length of food chains, developing endosymbiosis with algal cells for the recycling of nutrients and enhancing mutualistic modes of reproduction favouring cloning. The latter permit to produce colonies of small and comparatively simple organisms by various modes of budding. A particular mode of budding (strobilation) consists in tying off single polyps from a stack and releasing them into the ambient environment as autonomous, cloned organisms. The colonies may reach huge sizes and may live for decades or even centuries. Prerequisite for such a way of life is the capacity, at least on colony level, to reproduce in an iteroparous mode, i.e. more than once in a lifetime.

In a reef, there is competition for space carried out by outcompeting growth, chemical warfare or by secondary motility after strobilation, as in numerous faviids. The latter move by lifting their discoidal or hollow-cupolar skeleton with several rows of marginal tentacles, a slow process (some cm per hour) permitting nevertheless a displacement from one habitat to another. Monospecific covers of faviid individuals over dozens of square meters have been observed in Mauritius (Trou d'Eau Douce) on nearshore bottoms below sheats of freshwater running through the reef barrier into the open sea without mixing with seawater. Obviously, during the rainy season, the freshwater sheat is thick enough to kill the corals covering the bottom while in the dry season, the freshwater sheat is thin and admits seawater covering the bottom. The immigration of faviid clones issued from strobilation somewhere nearby in the reefs permits an immediate recolonisation of the empty surface during the dry season circumventing costly processes of larval fixation in an extremely hostile environment.

Where sediment input in the system exceeds the capacity of self-cleaning of the anthozoans, permanently sessile and very slowly moving organisms usually will not survive. This is the case in many protected coastal areas with sediment input derived from land in addition to the carbonates produced by biomineralizing organisms on site. In these environments, an other way of secondary motility is more effective to avoid burial in the sediment: Smaller, ahermatypic corals fix themselves on moving shells driven by a secondary inhabitant. A similar situation is found in the *Pseudomiltha* beds in the lowermost part of the Ilerdian sedimentary cycle characterising the Tremp "basin". In this environment, stony corals are found colonizing cerithiid shells. They have lived in a symbiosis similar to the classic

one between sea anemones and hermit crabs, as known from cooler climates: the anthozoan protects the inhabitant of the shell from attack with its tentacles bearing stinging cells (nematocysts), while the inhabitant of the shell prevents the sessile rider from being buried by the accumulating sediment. The third partner in this symbiosis is the gastropod having constructed the shell serving as vehicle for inhabitant and epizoan rider.

During the lifetime of the gastropod its shell aperture is permanently turned towards the substrate in order to keep the gastropods' foot, mouth and siphos in functional position. During growth of the organism, its spiral shell will rotate around its spiral axis in respect to the substrate. Fixed riders on the shell would therefore be buried in the sedimentary substrate after a period of time corresponding to the growth of half a revolution of the shell. Maybe the numerous revolutions of high-spired gastropods are contributing even to keep the shells clean during the lifetime of the gastropod. Therefore, the symbiosis sketched out here is viable only, if the gastropod shell is inhabited by a stranger using the gastropod's dead shell as vehicle. The gastropod himself can not be the shell's inhabitant. The fossil remains do not give indications as to the identity of the shell's secondary inhabitant: neither hermit crabs nor sipunculid worms leave traces of their activity in the shells

they inhabit. Extant tropical systems of life of this kind have been observed in the Gulf of Elat, Red Sea and in the inner part of the lagoons in Numea, New Caledonia, where the sedimentation rate is high enough to support seagrass vegetation covers but where sudden sedimentary events such as storm layers or tidal erosion and accumulation are exceptional or absent. The environment documented by the sediments and the fauna of the *Pseudomiltha* beds in Tresp are matching these ecologic conditions suggesting a comparatively loose vegetation cover giving the worm-driven vehicle of the stony corals much space to move over the surface. It is noteworthy, that only a single species of cerithiid shells are colonized by always the same stony coral producing a loose aggregate of single polyps. Thus, this particular triple symbiosis seems to be very specific.

ACKNOWLEDGEMENT

The material described here was discovered during a sampling excursion of the Basel Volkshochschule to Tresp, organized by the late Rudolf Riggenschach and the author in 1978. The enthusiasm of Riggenschach, who made also some of the photographs presented here, and of the other participants contributed much to the success of this excursion.

Aportación al estudio de arcillas expansivas asociadas a las facies garumnienses de la Conca de Tremp (Prepirineo de Lleida)

R. Linares, L. Pallí y C. Roqué

Área de Geodinámica. Departamento de Ciencias Ambientales. Universidad de Girona. Campus de Montilivi, s/n. 17071 Girona. Cageo@fc.udg.es.

ABSTRACT

Some clay levels of the garumnian facies, which surface in the southern sector of the Tremp Basin present a principal mineralogy of expansive type. The oedometer essays show that such materials present a very high grade of potencial expansivity. The swelling pressure presents values higher than 390 KN/m². In the majority of the areas wherw this kind of clays surface the hydric erosion phenomena and the mass movements often appear to be very common and intense. The geomorphological role of the expansive clays is discussed as the triggering factor, associated to the development of these denudative processes.

Keywords: *expansive clays, engineering properties, piping, garumnian facies, Tremp Basin.*

INTRODUCCIÓN

Del conjunto de procesos dinámicos que pueden motivar situaciones de riesgo geológico, probablemente el derivado de las inestabilidades volumétricas de los materiales arcillosos sea el menos evidente. Su carácter no catastrófico y el largo periodo de tiempo que en ocasiones tarda en desarrollarse, incluso decenios, son factores que han contribuido a ello (Salinas, 1988). El título del ya clásico trabajo Arcillas expansivas: el desastre oculto, de Jones & Holtz (1973), sintetiza esta situación.

Las presiones que pueden desarrollar los terrenos expansivos llegan a superar los 10 kg/cm² (Ayala *et al.*, 1985), aunque en general son mucho más reducidas. Los incrementos de volumen alcanzan valores de hasta el 10% y en condiciones experimentales se superan ampliamente. A pesar de que se pueden producir movimientos diferenciales superiores a 10 cm, basta con inestabilidades mucho más moderadas para causar daños substanciales si no se toman las medidas preventivas y/o correctoras oportunas.

En este contexto, los problemas constructivos derivados de la expansividad de los suelos pueden ser importantes y afectan un gran número de países (Gromko, 1974). En el caso, por ejemplo, de determinadas zonas de Jordania, más del 40% de los edificios están fuertemente dañados por el hinchamiento de los suelos expansivos; en los Estados Unidos, y por este motivo, se prevén pérdidas económicas para el año 2000 del orden de 1000 millones de dólares (Wiggins *et al.*, 1978; Jones, 1981). Si bien en España no existen estadísticas detalladas sobre el alcance de los daños por expansividad, después de un análisis de casos aislados y considerando las pérdidas económicas en otros países, no

es aventurado cuantificar los daños en nuestro país en más de 5000 millones de pesetas al año (Salinas, 1988; González de Vallejo, 1988).

En Cataluña tampoco se dispone de ninguna valoración precisa de daños. En el caso, por ejemplo, de la comarca del Vallès Occidental, los antecedentes nos llevan a opinar que las pérdidas ocasionadas por la acción de las arcillas expansivas referidas a daños en edificaciones y en la estabilidad de taludes son del orden de centenares de millones de pesetas (Linares, 1990; Zarroca, 1994).

Es objeto de este trabajo profundizar en el conocimiento de este tipo de proceso dinámico en los sedimentos del tránsito secundario -terciario de la Conca de Tremp.

ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Contexto geomorfológico

La Conca de Tremp es una depresión que se localiza en el sector meridional de la comarca del Pallars Jussà. Esta región del prepirineo leridano se extiende de este a oeste y está drenada por un tramo de unos 12 km de longitud del río Noguera Pallaresa, regulado entre dos embalses: el de Sant Antoni de Tàrragona (o de Tremp) y el de Cellers (o de Terradets). Este territorio, coincidente en gran medida con la cuenca hidrográfrica del embalse de Cellers, presenta cotas, en sus partes más bajas, de poco menos de 400 m de altitud, que contrastan con las que alcanzan las cimas de los relieves que la delimitan, las cuales sobrepasan los 1.500 m (Fig.1).

Condicionado principalmente por los factores orográficos, el régimen climático muestra importantes variaciones. Oscila entre condiciones de semiaridez y moderadamente

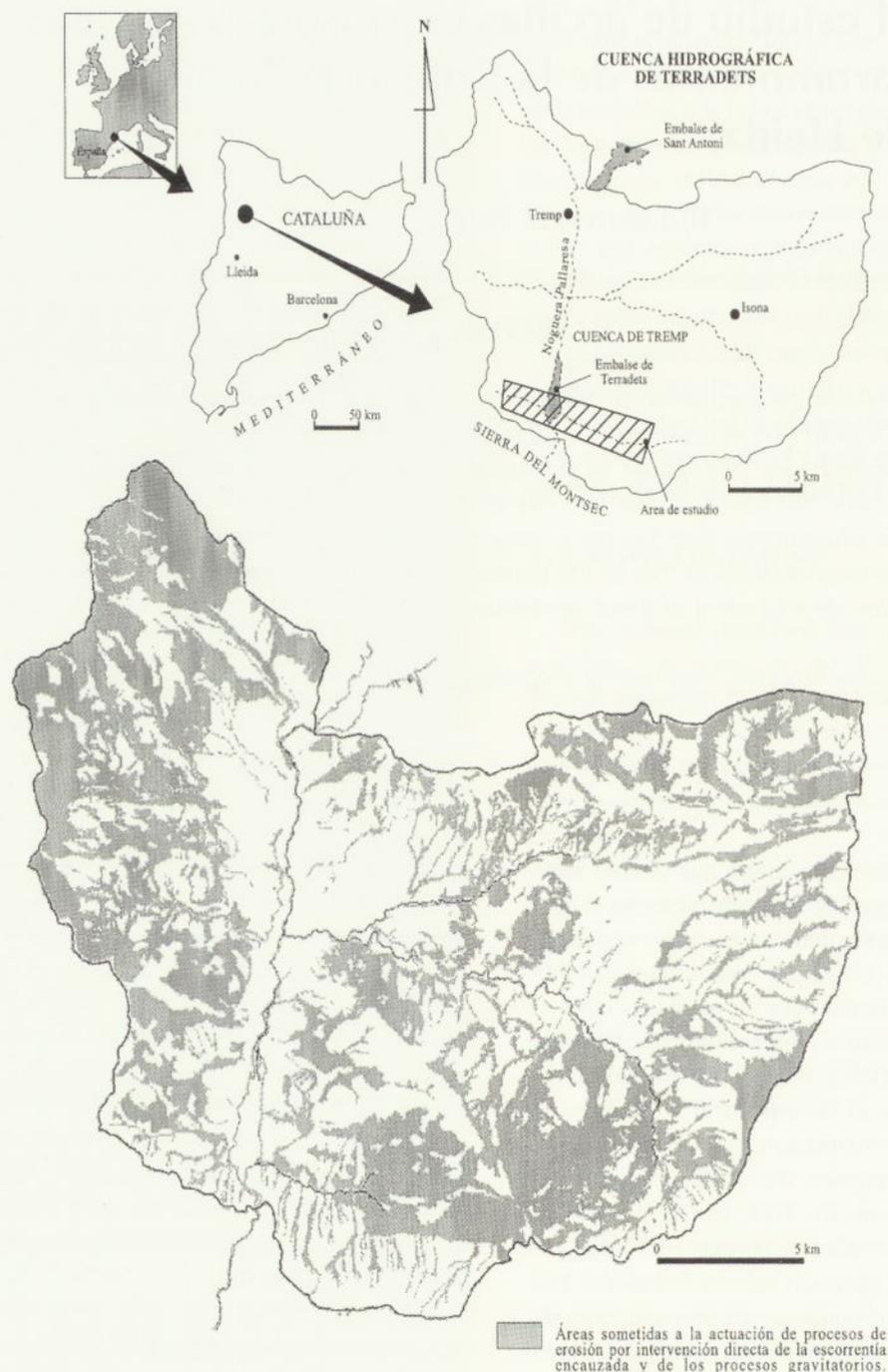


FIGURA 1.- Situación de la zona estudio y contexto morfodinámico.

húmedas. Las precipitaciones son del orden de 600-700 mm anuales, siendo la mayor parte de las mismas en forma de temporales o de aguaceros de alta intensidad pluviométrica (Novoa, 1984). La evapotranspiración alcanza valores comprendidos entre un 50%-70%.

En conjunto, la Conca de Tremp se modela en forma de una extensa depresión erosiva, en la cual, y a excepción de las Sierras de Llimiana y Campanetes, han desaparecido

los materiales eocenos que la recubrían, aflorando los materiales predominantemente arcillosos conocidos clásicamente como facies garumnienses o Formación Tremp (Mey and others, 1968) de edad Maastrichtiense - Thanetiense.

Emplazada dentro de la lámina cabalgante del Montsec, la estructura general del substrato precuaternario corresponde a la de un laxo sinclinal. Los relieves morfoestruc-

turales impuestos por el frente de cabalgamiento de la lámina de Bòixols-Sant Corneli y por el flanco norte de este pliegue, constituyen el límite septentrional de la depresión. Por el sur, el flanco meridional del pliegue que conforma el reverso de la Sierra del Montsec, sirve de límite respecto a la Sierras Exteriores.

En conjunto, las litologías carbonatadas, areniscosas y conglomeráticas soportan las unidades de relieve que delimitan esta depresión. En cambio, los materiales pelíticos afloran en las zonas más llanas y en las vertientes, y son, comparativamente, dominantes en extensión.

Los factores climáticos y geomorfológicos apuntados, unido a la escasa cubierta vegetal existente, favorecen el desarrollo de intensos y generalizados procesos erosivos. Las áreas sometidas a la actuación de modalidades denudativas por intervención directa de la escorrentía encauzada y procesos gravitatorios ocupan un 38% de la cuenca hidrográfica del embalse de Cellers (Linares y Trilla, 1996).

2.2. Zonas investigadas

Dentro de este contexto geológico y morfodinámico que acabamos de describir, hemos centrado nuestro trabajo en el sector meridional de la Conca de Tremp. Concretamente, en los surcos subsecuentes que conforman los barrancos de Cellers y de Barcedana, situados en el reverso de la Sierra del Montsec.

En estos barrancos, los materiales predominantemente arcillosos de las facies garumnienses soportan la actuación de intensos procesos erosivos. En sus tramos basales, estos materiales presentan morfologías indicativas de la actuación de fenómenos de hinchamiento del terreno, tales como microrelieves del tipo bujeo, a la vez que están generalizadas las formas derivadas de procesos de sufusión o piping.

En estas zonas, en las cuales coexisten indicios morfológicos de la presencia de arcillas expansivas con fenómenos intensos de erosión hídrica, se ha desarrollado este trabajo.

METODOLOGÍA

Al objeto de profundizar en el conocimiento de estas fenomenologías, puestas de manifiesto en el campo por un conjunto de morfologías características, hemos realizado una serie de pruebas, de tipo geotécnico y mineralógico, tendentes a su enjuiciamiento cuantitativo.

Los ensayos geotécnicos han consistido en determinaciones de las propiedades índice y de deformabilidad (pruebas de hinchamiento). Para ello, en general, se han seguido los procedimientos metodológicos recogidos en las normas de ensayo correspondientes (CEDEX 1992). Siguiendo las recomendaciones metodológicas propuestas por Pousada (1984), para valorar la expansividad, se ha optado por la realización de ensayos de hinchamiento libre mediante el equipo de consolidación edométrico. Tras una fase previa de inundación de la muestra bajo una carga con-

finante de 0,1 Kg/cm² y en la cual se obtiene el valor máximo de hinchamiento libre, expresado como la relación existente entre el incremento de altura de la muestra respecto a su valor inicial, se procede a aplicar sucesivos escalones de carga hasta conseguir de nuevo el valor inicial de deformación vertical unitaria. De esta forma se obtiene el valor de la presión de hinchamiento.

Las propiedades mineralógicas se han investigado mediante difracción de rayos X (XRD).

Para la obtención de muestras inalteradas de las arcillas se ha seguido el método propuesto por Culshaw and others (1992), ya que el considerable grado de tectonización que presentan la mayoría de los materiales imposibilita la obtención de bloques de muestra de tamaños ensayables.

RESULTADOS

Los ensayos granulométricos indican que se trata de materiales con alto contenido de fracción fina (<0,075 mm - tamiz N°200 de la serie ASTM-) del orden de un 80%, correspondiendo al tamaño arcilla (< 2 μ) un 30-50% del total de la muestra. Acorde con estas características los estados de consistencia oscilan entre 38.2%-57.3% para el límite líquido y entre 18.3%-27.2% para el límite plástico; clasificándose como tipos CH y CL según el SUCS (Fig.2).

La humedad natural presenta valores por lo común próximos a un 9%, inferiores al límite líquido, lo que indica un carácter sobreconsolidado para estas arcillas. En la zona más superficial la humedad suele ser mayor a la indicada, debido tanto a la acción de la alteración superficial como a la existencia de procesos activos de inestabilidad de carácter poco profundo.

Dependiendo del grado de tectonización-fisuración de las muestras, los índices de poros varían entre 0.21 y 0.43. Los valores más altos se obtienen para las muestras obtenidas en las zonas más dislocadas internamente.

Mediante difracción de rayos X se obtiene un porcentaje de filosilicatos, en la fracción arcillosa, del orden de un 60%-70%. Se han detectado dos asociaciones de filosilicatos: esmectita \pm caolinita e illita, e illita \pm caolinita, acompañada en ambos casos por calcita y cuarzo. La mineralogía expansiva es la dominante.

En cuanto a las pruebas de hinchamiento realizadas mediante equipo edométrico convencional, los resultados obtenidos ponen de manifiesto valores considerablemente elevados (Fig.3). La expansividad potencial alcanza valores comprendidos entre 4 kg/cm² y unos 12 kg/cm², expresados en términos de presión de hinchamiento. Debemos precisar que las muestras ensayadas presentaban un grado de fisuración considerable, siendo mayor en el caso de aquellas muestras que experimentalmente se caracterizan por desarrollar presiones de hinchamiento más elevadas. Este hecho parece indicar que el hinchamiento real que manifiestan estos materiales dependerá en gran medida del estado tensional del mismo.

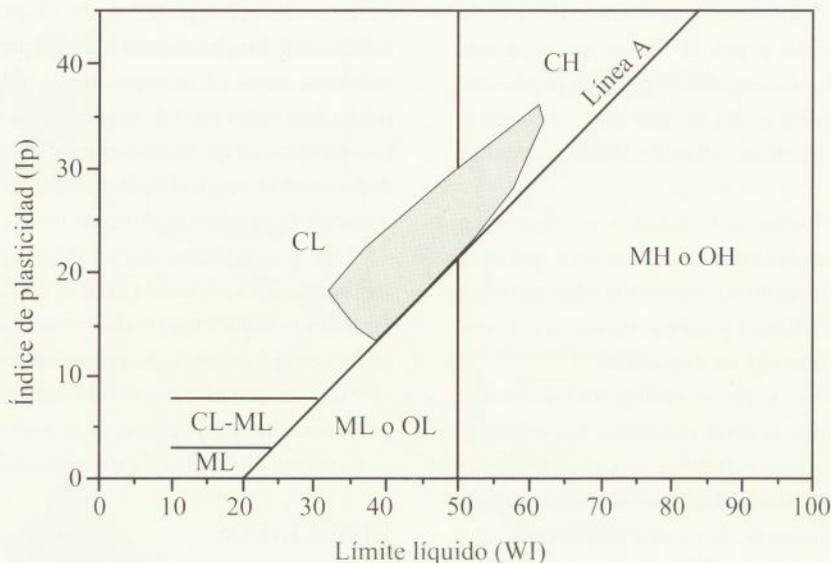


FIGURA 2.- Situación de las arcillas expansivas en el diagrama de plasticidad de Casagrande.

CONSIDERACIONES FINALES

Más allá del fenómeno acotado experimentalmente relativo a la expansividad de arcillas de determinados niveles de las facies garumnienses y del riesgo potencial que esto supone, especialmente en usos constructivos del territorio, destacamos la relación observada entre desarrollo intenso de procesos de piping y carácter expansivo de los materiales afectados.

En este sentido, los cambios volumétricos del terreno provocados por la expansividad de las arcillas generan un intenso agritamiento de la superficie del suelo. Estas discontinuidades juegan un importante papel geomorfológico ya que constituyen las vías de penetración de agua en el subsuelo y, por ello, inducen el desarrollo de los procesos de erosión subsuperficial por piping.

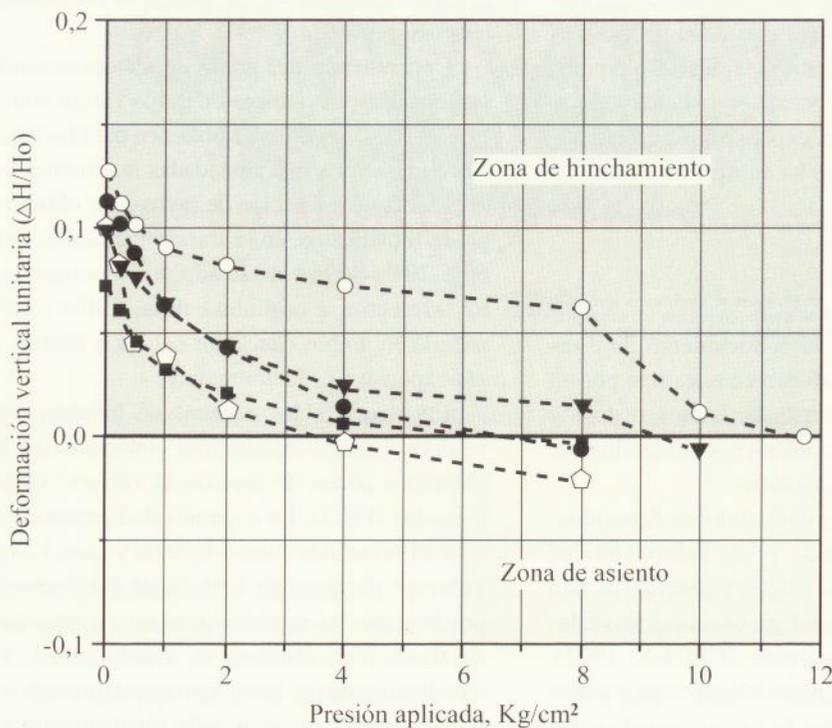


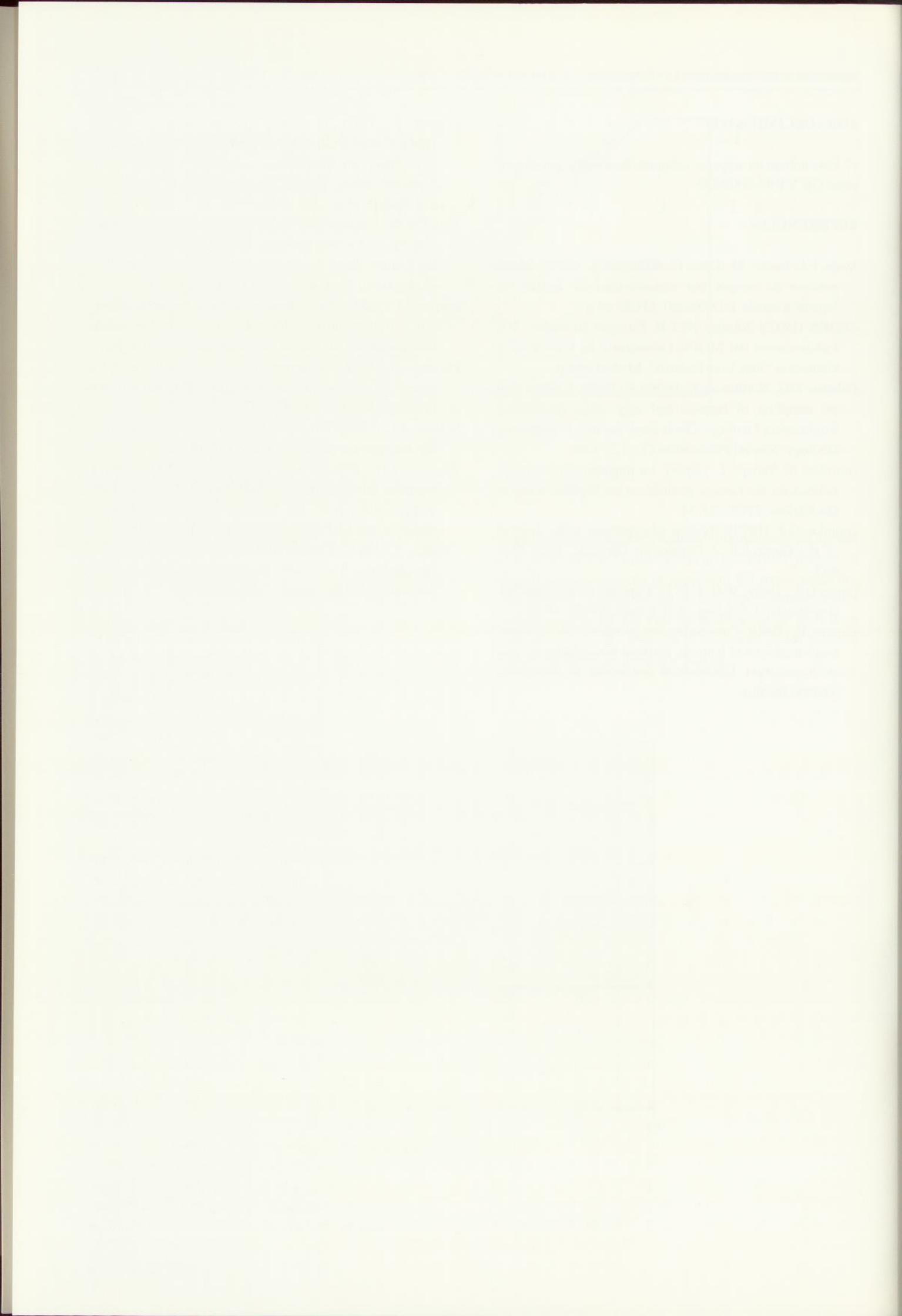
FIGURA 3.- Resultados obtenidos en los ensayos de hinchamiento mediante equipo edométrico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto CICYT 95-0092-OP

REFERENCIAS

- Ayala, F.J., Ferrer, M., Oteo, C., Salinas, J.L. (1985): Mapa previsor de riesgos por expansividad de arcillas en España a escala 1:1.000.000. ITGE. 64 p.
- CEDEX (1992): Normas NLT-II. Ensayos en suelos. N3. Publicaciones del MOPU-Laboratorio de Carreteras y Geotecnia "José Luis Escario". Madrid. 365 p.
- Culshaw MG, Northmore K, Hobbs P (1992): Undisturbed pit sampling of tropical red clay soils. *Quaternary Engineering Geology, Geological Society Engineering Geology. Special Publication (7):* 123-130.
- González de Vallejo, L. (1988): La importancia socioeconómica de los riesgos geológicos en España. *Riesgos Geológicos. ITGE:* 21-34.
- Gromko, G.J. (1974): Review of expansive soils. *Journal of the Geotechnical Engineering Division, June:* 667-687.
- Jones, D.E., Holtz, W.G. (1973): Expansive soils -the hidden disaster. *Civil Eng., ASCE núm. 43 (8):* 49-51.
- Linares, R. (1990): Caracterización geotécnica de los terrenos situados en el llano de Terrassa y alrededores. Tesis de licenciatura. Universidad Autónoma de Barcelona. Trabajo inédito.
- Linares, R., Trilla, J. (1996): Erosion processes in the Tremp-Conca Della Basin (Prepirinean region. Spain). First European Conference and Trace Exposition on Erosion Control. Abstract Book. Session 6. Measuring and modelling erosion. IECA.
- Mey P.H.W., Nagtegall P.J.C., Roberti K.J., Hartevelt J.J.A. (1968): Lithostratigraphic subdivisions of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees. *Leidse Geol. Mededelingen,* 41: 221-228.
- Novoa, M. (1984): Precipitaciones y avenidas extraordinarias en Catalunya. *Jornadas de Trabajo sobre Inestabilidades de Laderas en el Pirineo: I.1.1-I.1.15.*
- Pousada, E. (1984): Deformabilidad de las arcillas expansivas bajo succión controlada. *Cuadernos de Investigación. C8. CEDEX:* 274 p.
- Salinas, J.L. (1988): Riesgos ligados a arcillas expansivas. En: *Riesgos Geológicos. ITGE:* 295-304.
- Wiggins, J.H.; Slossan, J.E., Krohn, J.P. (1978): Natural hazards: Earthquake, landslide, expansive soils. J.H. Wiggins Co. report for National Science Foundation under Grants ERP-75-09998 (Oct.) i AEN-74-23993.
- Zarroca, S. (1994): Expansividad de las arcillas del Vallés Occidental. Tesis de licenciatura. Universidad Autónoma de Barcelona. Trabajo inédito.



Investigación de rocas volcánicas canterables a través de la prospección electromagnética. Un ejemplo en los basaltos terciarios de la depresión de la Selva (Girona)

R. Linares, L. Pallí y C. Roqué

Área de Geodinámica. Departamento de Ciencias Ambientales. Universidad de Girona. Campus de Montilivi, s/n. 17071 Girona. Cageo@fc.udg.es.

ABSTRACT

El grado de homogeneidad y la geometría de rocas potencialmente canterables constituyen factores intrínsecos que pueden llegar a determinar la explotabilidad de un yacimiento. Estos condicionantes han sido estudiados en el caso de las coladas basálticas que se localizan en el sector meridional de la depresión de la Selva (Girona) y que se explotan para la obtención de áridos de trituración, mediante técnicas electromagnéticas de prospección geofísica (conductímetro EM-34 GEONICS). Estas técnicas geofísicas, en el contexto geoeléctrico investigado, han proporcionado buenos resultados. A la vez su empleo ha representado una notoria reducción de los costes económicos respecto a la utilización de otros métodos de reconocimiento.

Keywords: *industrial rocks, basalt, geophysical prospecting, electromagnetic methods, La Selva - Girona.*

INTRODUCCIÓN

La depresión de la Selva es una llanura deprimida, de unos 225 km², situada entre 100 y 150 m por encima del nivel del mar, la cual queda rodeada por un conjunto de unidades montañosas: al oeste por el macizo de las Guilleries, al norte por la sierra Transversal, al este por el macizo de las Gavarres y al sudeste y al sur por la sierra de la Selva Marítima (Fig.1). Al sudoeste limita con el umbral de Maçanet, que la separa de la fosa del Vallès. Forma parte del sistema de valles tectónicos que se hundieron como consecuencia de la tectónica distensiva que afectó el margen occidental del Mediterráneo durante el Neógeno. Su estructura queda determinada por el movimiento de un conjunto de fallas orientadas ENE-OSO, las cuales actúan de forma conjugada con otro sistema de dirección NO-SE, responsable de la fragmentación interna de la fosa. El zócalo está constituido por materiales del Paleozoico, básicamente rocas plutónicas ácidas y, en menor proporción, rocas de metamorfismo de contacto. Desde el inicio de su hundimiento, en el Mioceno superior, hasta la actualidad, se ha ido rellenando con los sedimentos detríticos acarreados por los torrentes procedentes de los macizos de las Gavarres y de las Guilleries. La naturaleza granítica de ambas unidades montañosas ha comportado que los depósitos sedimentarios tengan un marcado carácter arcósico. En conjunto, el espesor de materiales acumulados llega a superar los 300 m en algunos lugares. Por otra parte, en los bordes de la fosa se produjeron importantes manifestaciones volcánicas durante el Neógeno, de las que se conservan

algunos edificios muy desmantelados y hasta tres coladas basálticas superpuestas, limitadas por depósitos de piroclastos y por sedimentos detríticos (Pallí *et al.*, 1983; Busquets, 1994). Las dataciones de estas rocas indican que el vulcanismo comenzó en el Mioceno superior y que se prolongó hasta el Plioceno terminal (Guardia, 1964; Donville, 1973a y b). Localmente la actividad volcánica persistió durante el Cuaternario, época en la que se formaron los edificios freatomagmáticos de la Crosa de Sant Dalmai y del Camp dels Ninots (Pallí *et al.*, 1998, 1998; Vehí *et al.*, 1999).

Los basaltos terciarios de la depresión de la Selva constituyen un recurso geológico muy apreciado en el contexto regional en el que se hallan. La gran cantidad de canteras a cielo abierto, activas y abandonadas, que aparecen repartidas por casi todos los afloramientos efusivos de la zona, atestiguan la importancia comercial de estos materiales. Fundamentalmente, son triturados y utilizados como árido, ya sea aplicados directamente como balasto para ferrocarril; o bien mezclados con ligantes bituminosos para la construcción de carreteras.

La explotación de estas rocas presenta diversos problemas de carácter geológico. Por un lado, resulta difícil acotar con precisión el espesor total de las coladas de lava, ya que estas están muy erosionadas y, además, yacen sobre un paleorelieve irregular. Por otro lado, la presencia de intercalaciones de niveles de basaltos alterados y, especialmente, de capas volcanodetríticas determina que los materiales explotados tengan una acusada heterogeneidad litológica, que suele traducirse en una alternancia de capas de roca de

buena calidad separadas por otras de baja calidad. La potencia de los niveles aprovechables y de los estériles es, como el espesor del conjunto, muy difícil de determinar. Asimismo, cabe señalar la heterogeneidad estructural derivada de los distintos hábitos de retracción de los basaltos, los cuales pueden variar vertical y lateralmente en pocos metros.

En este sentido, la cartografía de conductividades mediante métodos electromagnéticos se ha convertido en la última década en una técnica de exploración que proporciona buenos resultados y a la vez reduce notoriamente los costes económicos respecto de los ocasionados con los

métodos convencionales de reconocimiento directo (sondeos mecánicos) o indirecto (geofísicos) del subsuelo (Zalasiewicz *et al.*, 1985).

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del estudio de zonas en las cuales las heterogeneidades litológicas son debidas a la existencia de niveles de basaltos alterados.

TÉCNICAS ELECTROMAGNÉTICAS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

Se encuentran bien documentadas en los trabajos de McNeill (1980a y b) y de Stewart (1982).

A grandes rasgos, el método se basa en la generación eléctrica de un campo magnético primario mediante una antena emisora situada en las proximidades de la superficie del terreno. Este campo magnético primario induce un campo magnético secundario en el subsuelo. La medida de la relación entre ambos, valorada en una antena receptora situada a cierta distancia, permite determinar la conductividad apartante de los diversos niveles o capas geoeléctricas del subsuelo.

El conductímetro utilizado en este trabajo ha sido el EM-34 GEONICS. Este equipo, que se puede utilizar mediante dos operadores, presenta dos antenas conectadas de manera flexible a través de un cable. El espaciado entre antenas se mide electrónicamente, utilizando el componente en fase, y es preseleccionado para separaciones de 10, 20 y 40 m (correspondiendo a frecuencias de 6400 Hz, 1600 Hz y 400 Hz, respectivamente). Se consiguen diferentes profundidades de exploración dominantes, dependiendo de la separación entre antenas y su orientación (tipo de dipolos).

Las mediciones geofísicas efectuadas han consistido en la realización de sondeos, siguiendo los procedimientos metodológicos convencionales.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La existencia de niveles alterados dentro de la masa de roca basáltica, objeto de explotación, se ha podido reconocer por el incremento de conductividad que estos niveles provocan. Mientras los constituidos por basalto masivo suelen presentar conductividades del orden de 1 mS/m, en las zonas o niveles formados por basalto vesiculado y alterado se detectan valores notoriamente superiores, comprendidos entre los 50 mS/m y los 150 mS/m.

Se ha podido constatar que el modelo geoeléctrico descrito, constituido por tres capas de espesores mínimos de 2,5 m y con buenos contrastes eléctricos entre ellos, permite una buena resolución mediante el método de los sondeos electromagnéticos (Fig.2).

Las principales limitaciones detectadas en la aplicación del método geofísico son debidas, por un lado, al similar comportamiento eléctrico que presentan los niveles de basaltos masivos y los materiales graníticos que constitu-

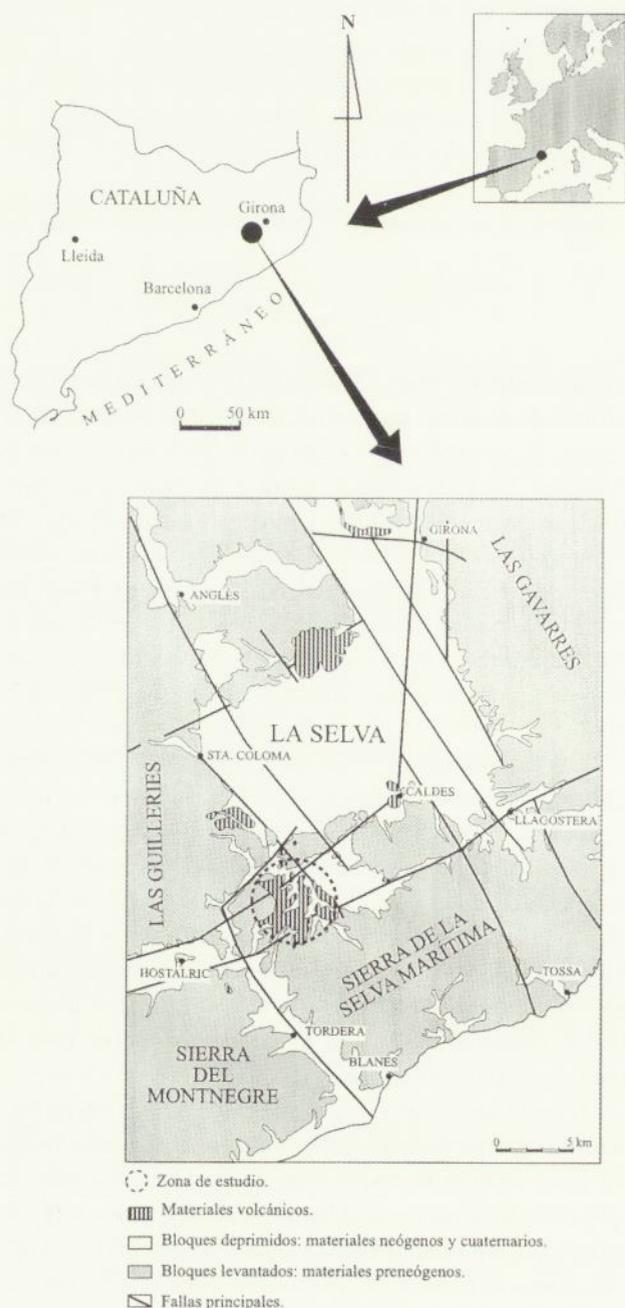
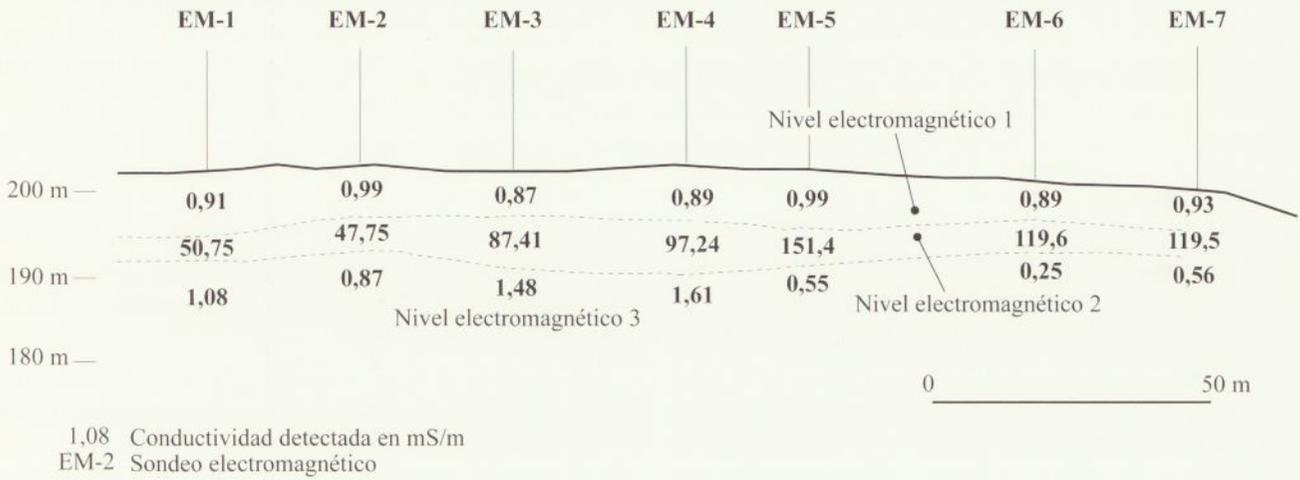


FIGURA 1.- Situación de la zona estudiada

a. Sección geofísica



b. Interpretación litológica

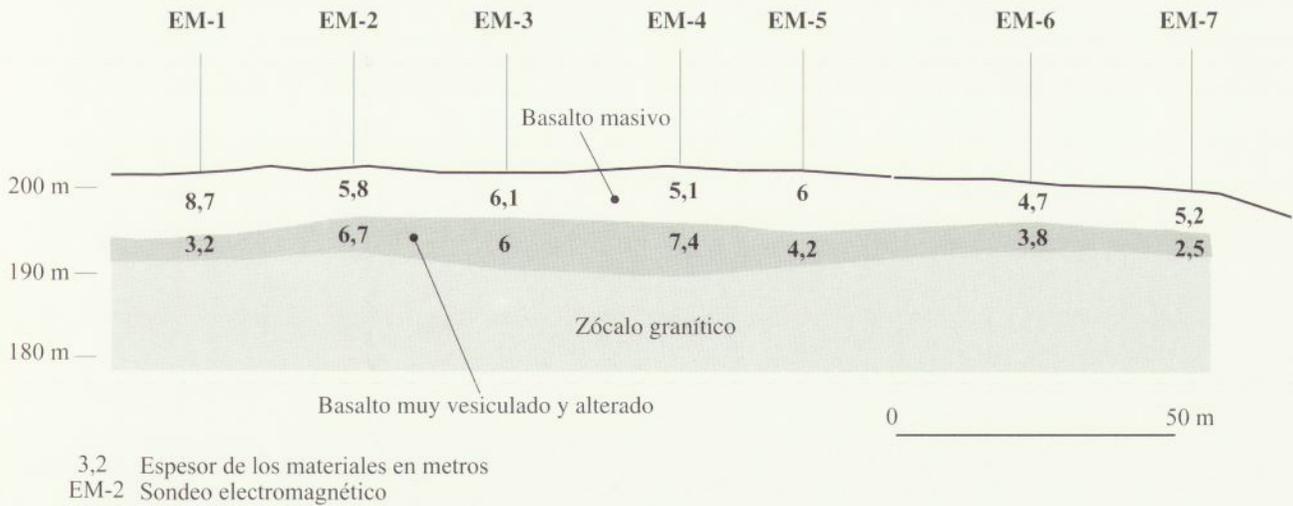


FIGURA 2.- Ejemplo de una sección electromagnética y de su interpretación geológica.

yen el substrato de la zona; y por otro, a la falta de definición del método cuando se superpone en un misma vertical más de una capa con valores de conductividad superior a 100 mS/m (Hazell *et al.*, 1988).

En general, la información que proporciona este conductímetro de superficie, complementada en puntos con-

cretos con los datos que proporcionan otras técnicas geofísicas (eléctrica -SEV- o sísmica por refracción, por ejemplo) y/o los sondeos mecánicos de reconocimiento, permite acotar con un alto grado de definición la geometría de los materiales canterables.

REFERENCIAS

- Busquests, O. (1994): Estudi dels afloraments volcano-sedimentaris de l'àrea de Maçanet de la Selva (Girona). Tesina, Universitat de Girona, 45 p. Inédita.
- Donville, B. (1973a): Géologie Néogène et Âges des éruptions volcaniques de la Catalogne orientale. These Université Paul Sabatier- Toulouse. Inédita.
- Donville, B. (1973b): Âges potassium-argon des roches volcaniques de la dépression de La Selva (Nord-Est de l'Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, 2777: 1-4.
- Guardia, P. (1964): Contribution à l'étude des volcans de la Province de Gerone et du paléomagnétisme de leurs coulées. Mem. du Diplôme d'Etudes Supérieures. Faculté de Sciences, Université de Paris, 56 p. Inédita.
- Hazell, J.R.T., Cratchley, C.R., Preston, A.M. (1988): The location of aquifers in crystalline rocks and alluvium in Northern Nigeria using combined electromagnetic and resistivity techniques. Quarterly Journal of Engineering Geology, Londres, 21:159-175.
- McNeill, J.D. (1980a): Electrical Conductivity of Soils and Rocks. Technical note TN-5, Geonics Limited, Canada. 21 p.
- McNeill, J.D. (1980b): Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers. Technical note TN-6, Geonics Limited, Canada. 15 p.
- Pallí, L., Roqué, C., Pujadas, A. (1998): La Crosa de Sant Dalmai: un ejemplo del Patrimonio Geológico de Girona. En: J.J. Durán y M. Vallejo (ed.): Comunicaciones de la IV Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico, Oviedo, 103-105.
- Pallí, L., Trilla, J., Estalrich, J. (1983): Mapa geològic de Maçanet de la Selva. Ed. Universitat Autònoma de Barcelona - Col·legi Universitari de Girona. Escala 1:10.000.
- Stewart, M.T. (1982): Evaluation of electromagnetic methods for rapid mapping of salt water interfaces in coastal aquifers. Groundwater, 20 (5): 538-545.
- Vehí, M., Pujadas, A., Roqué, C., Pallí, L. (1999): Un edifici volcànic inèdit a Caldes de Malavella: el volcà del camp dels Ninots. Quaderns de la Selva, 11: 45-72.
- Zalasiewicz, J.A., Mathers, S.L., Cornwell, J.D. (1985): The application of ground conductivity measurements to geological mapping. Quarterly Journal of Engineering Geology, 18: 139-148.

Los Mamíferos del Paleoceno superior de la Formación Tremp: implicaciones en la correlación marino-continental

N. López-Martínez¹ y P. Peláez-Campomanes²

¹ Depto. Paleontología, Fac. C. Geológicas -IGE, Universidad Complutense-CSIC, 28040 Madrid opezmar@geo.ucm.es

² Museo Nac. C.Naturales-CSIC, C/ José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid mcnp177@mncn.csic.es

ABSTRACT

Four micromammal localities from the upper Tremp Formation (Upper Paleocene, Lleida, Spain), closely below the Ilerdian stratotype, have delivered near 250 teeth from ten condylartha, insectivora, proteutheria and multituberculate species. The low diversity of these assemblages, together with the neighbour Campo (Huesca), and their intermediate biochronological situation between Cernaysian and Neustrian European mammal ages allow to define a new MP6b unit, situated in the Cernaysian age and correlated with lower Clarkforkian (Cf 1-2) north-American mammal unit, thus filling a gap in the European continental biochronology. They can be calibrated within NP9 nannoplancton biozone and between SBZ 3 (*Glomalveolina primaeva*) - SBZ 5 (*Alveolina vredenburgi*) shallow benthic zones and chrons C25n-C24r. The diversity curves fit in both continents: the MP6b-Cf 1-2 epochs represent a period of very low mammalian diversity, followed by increasingly diversified Neustrian European mammalian assemblages, here divided into MP7a and MP7b units. This epoch correlates well with the Clarkforkian-Wasatchian transition in North America (Cf 3-W 0-4), which correspond with the Late Paleocene Therma Maximum. According to the mammalian biochronology, the dC13 anomalies detected in relation with European mammal sites must correspond to two successive episodes, one below the Palette MP7a site, and another above the Dormaal MP7b site. In any case, the mammalian migratory wave in both continents is not rapid and synchronous but gradual and diachronous.

Keywords: Mammals, Late Paleocene, Europe, North-America, correlations.

INTRODUCCIÓN

La búsqueda de microvertebrados en la Formación Tremp (Pirineos Meridionales) presenta un doble interés: por un lado documentar las grandes crisis evolutivas que sufren los organismos durante la transición Cretácico-Terciario, y por otro lado paliar la escasez de referencias cronológicas de la que adolecen estos depósitos. Presentamos en este trabajo los resultados obtenidos en cuatro localidades del Paleoceno superior, Claret-0, Claret-4, Palau y Tendrúy, situadas a techo de la Formación Tremp próximas a su localidad-tipo, cerca del contacto con el Ilerdiense estratotípico. El lavado-tamizado de 21 toneladas de sedimento ha proporcionado restos de vertebrados (dientes de micromamíferos, cocodrilos, cáscaras de huevos de aves gigantes) y carofitas de edad Paleoceno superior (López-Martínez y Peláez-Campomanes, 1999). Los micromamíferos estudiados (ver tabla I), permiten extraer conclusiones sobre la posición de estas asociaciones en la escala bioestratigráfica y sobre su significado paleoecológico y paleoclimático con respecto al Máximo Térmico del

Paleoceno Superior (LPTM), lo que conlleva implicaciones en las correlaciones marino-continentales del tránsito Paleoceno-Eoceno.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

Todas las muestras proceden de lentejones de margas grises intercaladas en sucesiones de arcillas y areniscas rojas en la parte superior de la Formación Tremp, que presenta en su área tipo la máxima potencia, superior a los 900 m. La localidad Claret-0 se encuentra bajo un nivel conglomerático a unos 80 m por debajo del límite inferior del Ilerdiense estratotípico. Las otras tres localidades están situadas en los últimos 40 metros de la formación, por encima de un nivel bastante continuo de yesos (Miembro Las Guixeras), sobre el que se apoya una secuencia progradante de limos, areniscas y conglomerados retocados por el oleaje, que incluye en su techo las primeras calizas de *Alveolinas* del Ilerdiense. (Secuencia IV-Unidad deposicional 2 de Krauss, 1990).

DESCRIPCION

Las asociaciones de mamíferos del Paleoceno de Tremp muestran una composición peculiar con pocas especies, dominando una de ellas (*Paschatherium cf. dolloi*) que representa el 72%. Este taxón es dominante también en una pequeña muestra de micromamíferos hallada en el Paleoceno superior de Campo (Huesca, Gheerbrant *et al.*, 1997), que presenta asimismo muy baja diversidad.

Los micromamíferos más abundantes en el Paleoceno de Tremp son los condilartros, que poseen al menos tres géneros y cuatro especies, todas ellas muy similares a taxones homónimos hallados en Dormaal (Neustriense de Bélgica, tránsito Paleoceno-Eoceno). El género *Paschatherium* es el más abundante en Tremp y en Dormaal, y es también frecuente en yacimientos del Eoceno inferior de Europa del Sur (Silveirinha, Portugal; Fordones, Ilerdiense Nord-Pirenaico). Sin embargo, en todas estas localidades del Neustriense abundan otros grupos de mamíferos inmigrantes en Europa, como roedores, euprimates y ungulados, que están ausentes en localidades europeas del Paleoceno Superior (Cernaysiense), así como en Tremp y Campo.

El segundo grupo mejor representado es el de los Insectívoros, con tres géneros y tres especies. El género *Afrodon* se ha descrito en el Cernaysiense de Marruecos y Alemania (Walbeck), pero está ausente en localidades más recientes. *Adapisorex* es también un género registrado únicamente en el Paleoceno Superior (Cernay). En Claret-0 aparecen restos fragmentarios de un insectívoro distinto del que no hay equivalentes en Occidente, que hemos denominado *aff. Seia* sp. por su remoto parecido a un taxón del Eoceno inferior asiático.

Un tercer grupo está representado por un taxón nuevo (*Nosella europaea*, PELÁEZ-CAMPOMANES) asignado con dudas a los proteuterios, que se reconoce asimismo en el Cernaysiense de Francia (Cernay y Berru).

El grupo menos representado es el de los multituberculados, de los que han aparecido dos ejemplares asimilables al género *Hainina* registrado en el Paleoceno de Bélgica, Francia y España (López-Martínez y Peláez-Campomanes, 1999 ; Tabla 1).

BIOCROLOGÍA

Las asociaciones de mamíferos de Tremp presentan características intermedias entre las de edad Cernaysiense, incluidas en la unidad MP6 del Paleoceno (Cernay, Walbeck, Marruecos), y las de edad Neustriense, incluidas en la unidad MP7 del Eoceno inferior (ver Figura 1). Con las localidades de MP6, comparten la presencia de *Hainina*, *Adapisorex*, *Afrodon* y *Nosella*, la dominancia de condilartros y la ausencia de inmigrantes. Con la localidad de Dormaal, incluida en la unidad MP7, comparten la presencia de *Paschatherium cf. dolloi*, *Microhyus cf. musculus* y *cf. Pleuraspidothierium*. Los dos primeros géneros también se encuentran en la localidad de Silveirinha (Eoceno inferior de Portugal), pero representados por especies distintas.

Esta posición intermedia obliga a definir una unidad de mamíferos nueva (MP6b) para las asociaciones de Tremp. Por su mayor semejanza con las faunas del Paleoceno se ha incluido en la edad de mamíferos Cernaysiense, pasando a denominarse MP6a la unidad que contiene las localidades anteriormente incluidas en la antigua unidad MP6 (Figura 1).

Las localidades de la unidad MP7 muestran una fuerte heterogeneidad, debida en parte a diferencias paleoecológi-

		Claret 0	Claret 4	Tendruy	Palau	Total
Allotheria	Multituberculata cf.			1	1	2
	<i>Hainina</i> sp.					
?	<i>Nosella europaea</i>			12		12
Proteuteria	<i>n.gen.n.sp.</i>					
? Insectívora	<i>Afrodon ivani n. sp.</i>		1	4		5
"	<i>aff. Seia</i> sp.	3				3
Insectívora	<i>Adapisorex</i> sp.		1			1
Condylarthra	<i>Paschatherium cf. dolloi</i>	3	160	4	2	169
"	<i>Paschatherium</i> sp.		20			20
"	<i>Microhyus cf. musculus</i>		7	2		9
"	<i>cf. Pleuraspidothierium</i> sp.				1	1
"	Condylarthra indet.	2	9	1		12
Total		8	211	11	4	234

TABLA 1. Mamíferos y número de ejemplares identificados en las cuatro localidades de la parte superior de la Formación Tremp, Paleoceno superior (Lleida). (Según López-Martínez y Peláez-Campomanes, 1999).

cas, pero también probablemente a diferencias cronológicas. En base a los rasgos arcaicos que presentan las especies de insectívoros, roedores y ungulados puede distinguirse una unidad MP7a, con las localidades de Silveirinha, Palette y Fordones que poseen especies más primitivas de *Leptacodon*, *Microparamys* y *Diacodexis* en relación a las de las localidades de Dormaal, Rians, Meudon y Pourcy. Éstas últimas quedan así diferenciadas en una unidad MP7b más reciente, que además muestra la aparición de nuevos taxones inmigrantes como *Teilhardina*, *Coryphodon* y *Phenacodus*, ausentes en la unidad anterior (ver Figura 1).

Esta ordenación biocronológica Europea presenta una correlación precisa con la sucesión bioestratigráfica del Paleoceno superior-Eoceno inferior de Wyoming (USA, ver Clyde y Gingerich, 1998 ; Gingerich, 2000), en base a algunos taxones en común y a los sucesivos cambios en la diversidad. A la derecha de la Figura 1 se muestra la sucesión de biozonas de mamíferos del Tiffaniense, Clarkforkiense y Wasatchiense de Wyoming, correlacionada con las unidades europeas de mamíferos. En el extremo derecho se representan las curvas de diversidad de ambas sucesiones en los dos continentes, calculadas en base al índice de Simpson. Se observa que ambas curvas ajustan de forma muy precisa. La correlación base se realiza entre el Tiffaniense 5 (Ti 5) norteamericano y el Cernaysiense antiguo europeo (MP6a), con la última aparición de los géneros *Neoplagiaulax*, *Propalaeosinopa* y *Mckennatherium*, con una diversidad media. En el Clarkforkiense inferior (Cf 1-2) se aprecia en Norteamérica lo mismo que en Tremp

(Cernaysiense reciente, MP6b) una importante caída de la diversidad de mamíferos. Las localidades del Clarkforkiense superior (Cf3) y del Neustriense antiguo (MP7a) comparten el género *Wyonycteris* y un crecimiento de la diversidad. Por último, el Wasatchiense (W0/4) y el Neustriense reciente (MP7b) presentan en común *Ectypodus*, *Paramys*, *Teilhardina*, *Arfia junnei*, *Coryphodon*, *Phenacodus* y un *Diacodexis* avanzado, junto con un notable incremento de la diversidad (Fig. 1).

Las asociaciones del Paleoceno de Tremp vienen pues a llenar un vacío de registro en Europa que se correlaciona con el Clarkforkiense inferior norteamericano. La correlación propuesta muestra una gradación en la entrada de inmigrantes del Neustriense y Wasatchiense, que no es brusca ni sincrónica en Europa y Norteamérica como se había propuesto. Entre los órdenes nuevos, los roedores aparecen primero en Norteamérica mientras que los ungulados y euprimates serían anteriores en Europa (Fig. 1).

RELACIÓN CON EL LPTM

La sucesión bioestratigráfica norteamericana ha sido calibrada con magnetoestratigrafía (figura 1). La anomalía de δC^{13} relacionada con el LPTM ha sido señalada en el Wasatchiense basal (W0) y considerada como límite Paleoceno/Eoceno (Gingerich, 2000). En Europa, una anomalía similar se ha detectado en la unidad MP7b por encima de Dormaal (Steurbaut *et al.*, 1999). También se han señalado dos anomalías de intensidad semejante en la unidad MP7a por debajo del yacimiento de Palette (Cojan *et al.*, 1998).

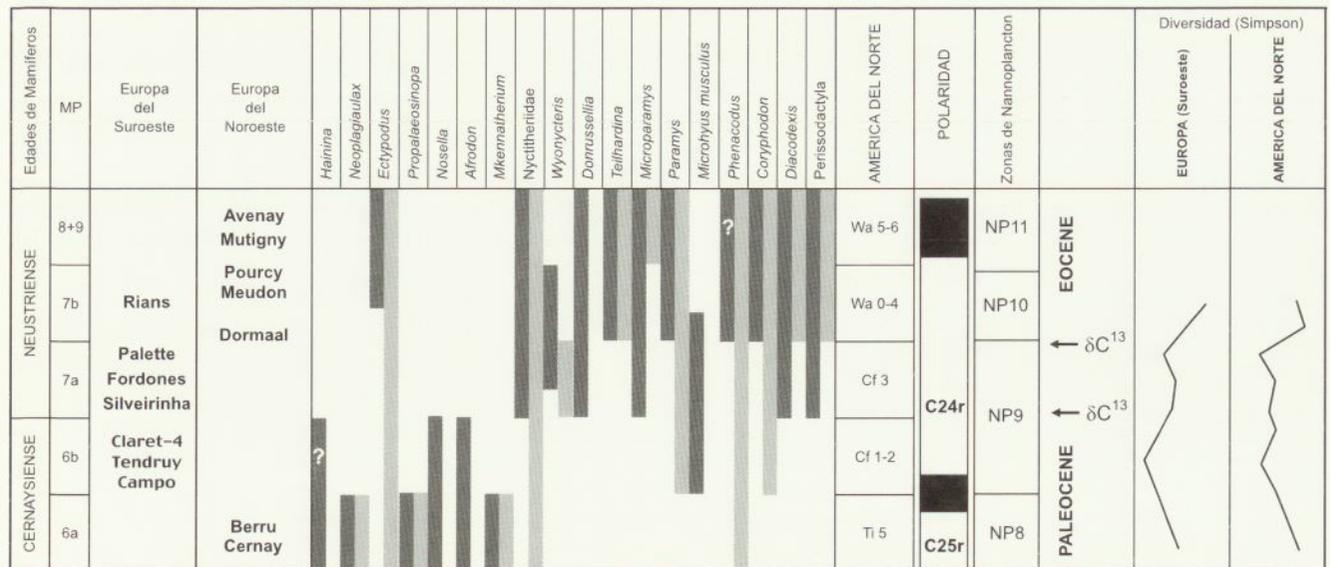


FIGURA 1.- Sucesión de mamíferos y correlación en Europa (en negro) y Norteamérica (en gris) en el tránsito Paleoceno –Eoceno. Se indican las divisiones biocronológicas, las curvas de variación de la diversidad de ambas sucesiones, y la calibración con la escala magnetoestratigráfica y las biozonas de nannoplanton. Se han situado las posiciones de las dos anomalías de δC^{13} detectadas en secciones con yacimientos de mamíferos: la inferior debajo de Palette, la superior encima de Dormaal y en Wo.

Los análisis bio- y magnetoestratigráficos realizados en las secciones de Tremp-Claret y Campo sitúan las faunas de mamíferos en un intervalo de polaridad inversa, por encima de las biozonas SBZ-3 de *Glomalveolina primaeva* y NP8 de nannoplancton (Tambareau *et al.*, 1992; Serra-Kiel *et al.*, 1994). La interpretación del paleomagnetismo considera a Campo en el cron C25r. No obstante, según la correlación MP6b-Cf1-2 propuesta en base a los mamíferos, los yacimientos españoles se situarían entre el final del cron C25n y principio de C24r, que corresponde a la biozona NP9 de nannoplancton. El C25r según las correlaciones aceptadas corresponde con el Tiffaniense 5, que presenta asociaciones con una alta diversidad y con mamíferos más primitivos que los de Tremp.

La correlación de la figura 1 muestra que la anomalía de δC^{13} detectada en Norteamérica en el W0 corresponde con la detectada en Europa en la zona MP7b. Sin embargo, las dos anomalías de δC^{13} detectadas en la cuenca de Aix-en-Provence por debajo del yacimiento de Palette indican que otros episodios previos al LPTM existieron en MP7a. Es posible que el evento conocido como LPTM corresponda en realidad a más de un único episodio anómalo de δC^{13} como se ha sugerido (Thomas y Zachos, 2000).

AGRADECIMIENTOS

A nuestro gran amigo y compañero Dr. Remmert Daams, fallecido prematuramente, que trabajó en las primeras fases de este estudio. A M.A. Alvarez Sierra, M. Godinot, C. Estravis, J. Hooker, B. Marandat, B. Sigé y T. Smith y a muchos que ayudaron en el campo. Financiación, proyectos PB91-0353, PB95-0398 y PB98-0813 del MEC.

REFERENCIAS

- Clyde, W.C., Gingerich, P.D., (1998): Mammalian community response to the latest Paleocene thermal maximum: An isotaphonomic study in the northern Bighorn Basin, Wyoming. *Geology*, 26 (11): 1011-1014.
- Cojan, I. Moreau, M.G., Stott, L. (1998): Carbon isotope- and magneto- stratigraphy of the Lower Paleogene continental series of Provence (France). *Strata*, 9: 37-40.
- Gheerbrant, E., Abrial C., Cuenca, G. (1997): Nouveau mammifère condylarthre du Paléocène supérieur de Campo (Pyrénées aragonaises, Espagne). - *C.R. Acad. Sci. Paris, ser. II*, 324: 599-606.
- Gingerich, P.D., (2000): Paleocene/Eocene boundary and continental vertebrate faunas of Europe and North America. *GFF*, 122: 57-59.
- Krauss, S. (1990): Stratigraphy and facies of the "Garumnian" - Late Cretaceous to Early Paleogene - in the Tremp region, Central Southern Pyrenees. - *Tübinger Geowiss. Arb.*, 11: 1-152.
- López-Martínez, N., Peláez-Campomanes, P. (1999): New mammals from south-central Pyrenees (Tremp Formation, Spain) and their bearing on late Paleocene marine-continental correlations. *Bull. Soc. géol. France*, 170 (5): 681-696.
- Serra-Kiel, J., Canudo, J.I., Dinarès, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M., Tosquella, J. (1994): Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Revista Sociedad Geológica España*, 7 (3-4): 273-297.
- Sturbaut, E., de Coninck, J., Roche, E., Smith, T. (1999): The Dormaal Sands and the Paleocene/Eocene boundary in Belgium. *Bull. Soc. géol. France*, 170: 217-227.
- Tambareau, Y., Russell, D.E., Sigogneau-Russell, D., Villatte, J. (1992): Découverte de Vertébrés dans le Paléocène de Campo (Pyrénées aragonaises). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 128: 73-76.
- Thomas, E., Zachos, J.C., (2000): Was the Late Paleocene thermal maximum a unique event?. *GFF*, 122: 169-170.

Evolución del sistema lacustre de Artesa de Segre (Eoceno superior de NE de la Cuenca del Ebro)

E. Maestro

Dpt. Geologia. Univ. Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra Eudald.Maestro@uab.es

ABSTRACT

The Artesa de Segre lacustrine system is aged uppermost Priabonian. This lacustrine basin is located in the backthrust of the southernmost thrust of the Sierras Marginales Imbricate Fan. It is filled by alluvial deposits, during the uplifting of the thrust, and by lacustrine deposits during the quiet periods in the thrust movement. The complete infilling of the basin conforms a depositional sequence related to tectonism of the Sierras Marginales Imbricate Fan. The depositional sequence can be subdivided in five minor order cycles, and these cycles could also be divided in other high frequency cycles. The last units consist of a lower stretch with red shales and sandstones, deposited during arid and colder periods, with a low water column in the lake or in subaerial environments, and an upper lacustrine stretch with grey to white shales and sandstones, sedimented during humid and warmer periods, with a high global base level and the consequent expansion of the lake. These high frequency cycles would be Milankovitch or climatic cycles

Keywords: climatic cycles, lacustrine, Uppermost Eocene, Ebro Basin

INTRODUCCIÓN

A finales del Eoceno, con el emplazamiento de los cabalgamientos de las Sierras Marginales en la zona de rampa oblicua oriental de la Unidad Surpirenaica Central, donde se mezclan los componentes Sur y Este de los movimientos de los cabalgamientos, se formaron una serie de pequeñas cuencas subsidentes a espaldas de las unidades cabalgantes más meridionales de estas Sierras Marginales. Estas depresiones se convirtieron en cubetas deposicionales en donde se acumularon gran cantidad de sedimentos lacustres y asociados. En las zonas donde la subsidencia fue más importante, durante el Priaboniense superior, solía haber una columna de agua más o menos estable, dando lugar a la formación de lagos. En un principio se depositaban facies evaporíticas, pero posteriormente predominó la sedimentación detrítica. Los materiales siliciclásticos provenían de sistemas aluviales y fluviales que transportaban sedimentos erosionados de las unidades tectónicas de las Sierras Marginales y del Montsec.

Una de estas pequeñas cuencas es la que se estudia en el presente trabajo y está localizada en los alrededores de la población de Artesa de Segre, al W del río Segre. El estudio comprende una visión exhaustiva de las facies lacustres que rellenan esta cubeta deposicional.

MARCO TECTÓNICO

El área estudiada está delimitada por el N con el cabalgamiento del Montsec, por el W con el sistema de cabalgamientos imbricados de las Sierras Marginales (Martínez-Peña y Pocoví, 1988, Vergés y Muñoz, 1990); y por el S por el cabalgamiento de Artesa y la falla de Seró (fig. 1). Esta falla está relacionada con el flanco norte del anticlinal de Barbastro-Balaguer. Todos estos cabalgamientos convergen en el cabalgamiento del Segre (Vergés y Muñoz, 1990). Estos cabalgamientos habían funcionado como rampas oblicuas con una verónica este en el área del Segre (Camara y Klimowitz, 1985).

La unidad más septentrional de las Sierras Marginales es la de Sant Mamet (Fig. 1). Tiene una morfología de domo y está recubierta en su flanco oriental por conglomerados del Eoceno superior y del Oligoceno inferior. Esta estructura orientada de SW a NE continua hasta la Sierra de Peramola. Aflora como un cabalgamiento transpresivo en Montmagastre y Bellfort (Pocoví, 1978). El emplazamiento de esta unidad empezó en las áreas más occidentales, donde los conglomerados del Eoceno superior cubrían la unidad de Sant Mamet. Estos conglomerados fueron plegados en posterioridad por el emplazamiento hacia el S de la unidad de Sant Mamet. Finalmente el emplazamiento afectó

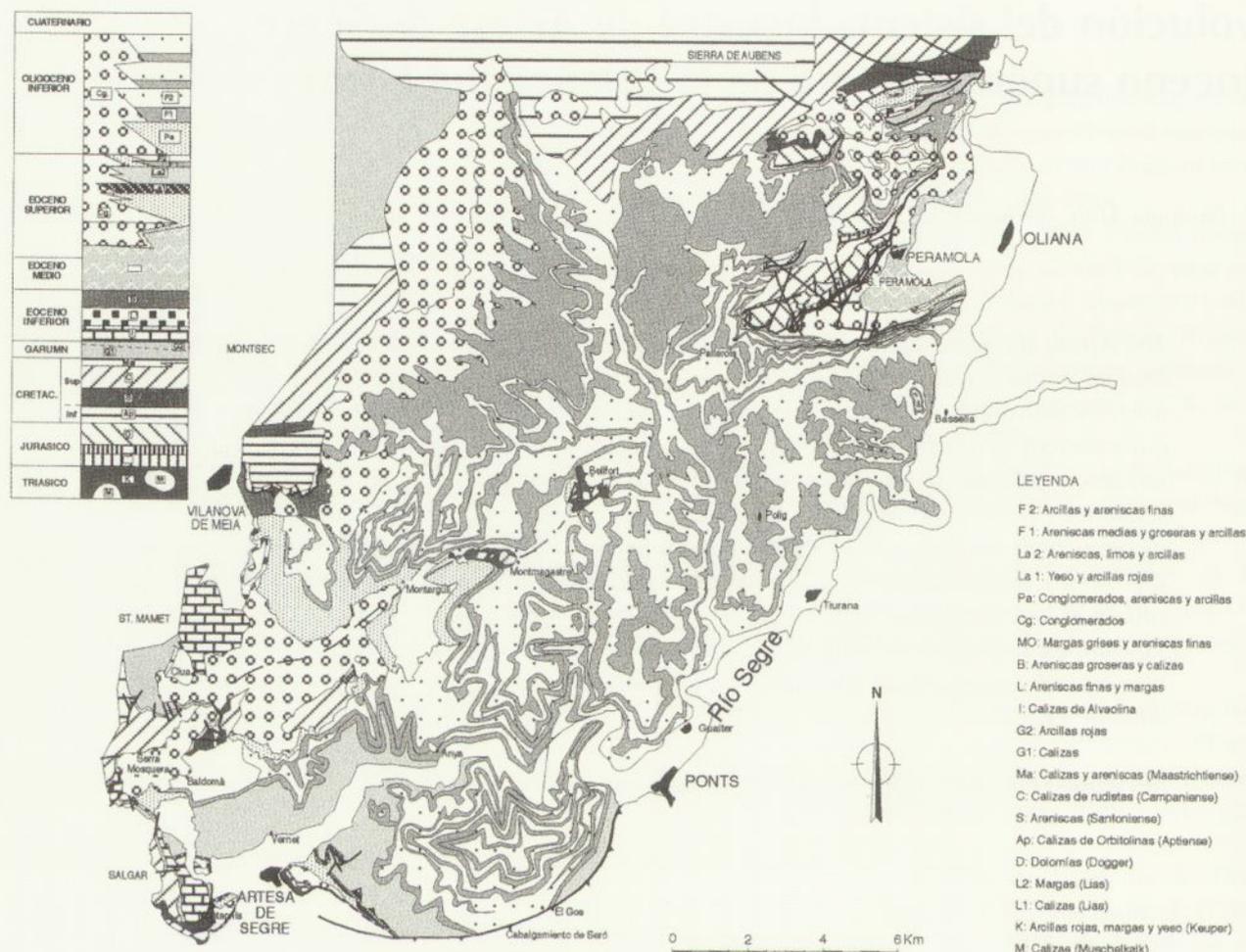


FIGURA 1.- Mapa geológico del sector Noroccidental de la Cuenca Catalana (Cuenca del Ebro).

tó las áreas más orientales donde los conglomerados del Eoceno superior son cabalgados por la Unidad de Peramola, con movimiento hacia el E (Maestro y Serra, 1997). El anticlinal de Oliana, orientado de NE a SW, se desarrolla delante de la Unidad de Peramola. Este anticlinal sería paralelo al Cabalgamiento del Segre.

Al S del domo de Sant Mamet aflora un conjunto de cabalgamientos imbricados con potencia reducida. Los frentes de estos cabalgamientos tienen una vergencia predominante S, orientados E-W, pero en su extremo oriental, la orientación cambia a NE-SW, y en su extremo occidental la orientación es NW-SE. Los extremos oriental y occidental tienen características de rampas oblicuas. El cabalgamiento de Salgar aparece elevado por el NW, donde los conglomerados del Eoceno superior solapan expansivamente los materiales del Terciario Inferior que forman esta Unidad. Por el SE, la Unidad de Salgar cabalga los conglomerados y evaporitas del Eoceno superior. La Unidad de Artesa comprende un pequeño afloramiento. El cabalgamiento de Seró, con vergencia N, es el resultado del movimiento del Cabalgamiento de Artesa en contacto con las evaporitas del núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer.

El complejo lacustre que se expone en este trabajo se deposita sobre las Unidades de Salgar y de Artesa.

MARCO ESTRATIGRÁFICO

En los sedimentos aflorantes en el área de estudio (Fig.1) pueden distinguirse dos etapas muy diferenciadas

Durante la primera etapa (Bartoniense a Priaboniense medio), al N del área estudiada (sector de Peramola-Oliana, Fig.2) se da sedimentación marina. Los materiales depositados son de origen deltaico o fandeltaico. Los aportes provenían del SE, durante el Bartoniense, para pasar a provenir de S-SW, durante el Priaboniense inferior, y finalmente a provenir del W, a medida que se emplazaban los cabalgamientos de las Sierras Marginales (Sierra de Peramola) y del Montsec. Por mientras, en el sector S del área de estudio la sedimentación que predomina es de tipo evaporítico (Fm. Cardona y Barbastro), durante el Priaboniense.

Durante el Priaboniense superior, las unidades de las Sierras Marginales terminan su emplazamiento, aunque seguirán moviéndose hasta el Oligoceno inferior, como lo indican la sedimentación de abanicos aluviales relacionados

con estas unidades. Solamente existe sedimentación en frente de la unidad de Sant Mamet-Peramola, donde se forman pequeñas cuencas muy subsidentes. En estas cuencas se desarrollan unos sistemas lacustres, primeramente con un marcado matiz evaporítico, para pasar a predominar la sedimentación siliciclástica, con aportes provenientes del N y del W, por medio de abanicos aluviales y sistemas fluviales.

Durante el Oligoceno la sedimentación en esta área se vuelve casi por completo de tipo aluvial y fluvial, debido al emplazamiento progresivo de los cabalgamientos, que comportan un mayor aporte sedimentario, y a que las pequeñas cuencas que se desarrollan durante el Priaboniense superior ya están llenas. Las facies lacustres se desplazan progresivamente hacia el S del área estudiada, o sea hacia el centro de la Cuenca del Ebro. (Anadón *et al.*, 1989).

CICLO DEL PRIABONIENSE SUPERIOR

La serie de Artesa de Segre (Fig. 2) tiene representados los depósitos del Priaboniense, formando un gran ciclo sedimentario, asimilable a una secuencia de tercer orden causada por la tectónica. Esta secuencia sería de tipo "forestepping-backstepping". La base del ciclo lo constituyen sedimentos aluviales, formando una discordancia progresiva sobre los sedimentos del Mesozoico y del terciario inferior de las Sierras Marginales, con ángulos de inclinación entre 90° y 45°. Estos depósitos están relacionados con el emplazamiento de las unidades tectónicas de las Sierras Marginales (momento de forestepping). La parte superior está constituida por depósitos lacustres, subhorizontales (unos 10°) y por tanto, fuertemente discordantes sobre los depósitos conglomeráticos basales. Estos depósitos lacustres evolucionan desde sedimentos evaporíticos y arcillosos en la base, a sedimentos siliciclásticos relacionados con sistemas deltaicos progradantes, a techo, indicando una progresiva actividad de las unidades tectónicas más septentrionales (Montsec).

Unidad Aluvial Basal

Formada por brechas y conglomerados que forman barras sigmoidales. Los cantos son carbonáticos, procedentes del Mesozoico y del Terciario Inferior de las unidades de Artesa y Salgar. En la parte superior, las barras conglomeráticas sigmoidales están recubiertas por areniscas con estratificación hummocky. También afloran cuerpos conglomeráticos, intercalados con lutitas, con estratificación festoon. Estos depósitos representan facies de abanicos aluviales, de tipo "flood-dominated", primero proximales y posteriormente más distales, ya relacionados con una llanura fluvio-aluvial.

Unidad Aluvial Superior

La base está formada por cuerpos conglomeráticos formando barras sigmoidales recubiertas con niveles arenosos con estratificación hummocky, alternando con lutitas. Los

cantos son de carbonatos y de cuarzo, y proceden de la erosión del Mesozoico y del Terciario de las unidades de Sant Mamet, Salgar y Artesa. Representan depósitos de abanicos aluviales distales, de tipo "flood-dominated" y de llanura fluvio-aluvial. La parte superior de la unidad está formada con barras de areniscas con estratificación hummocky y festoon, alternando con arcillas. Son facies de llanura fluvio-aluvial y palustre.

Primer Ciclo Lacustre

En él se pueden distinguir dos ciclos de orden inferior. El primer ciclo está formado por un tramo potente de arcillas rojas, con barras arenosas con estratificación hummocky, fuertemente pedogenizadas y que presentan huellas de desecación, que culmina con un tramo arcillosos gris, con anhidrita nodular, yesos laminares y cristales de halita. Representa el paso de una llanura fluvio-aluvial y palustre a una llanura lacustre salina efímera. El segundo ciclo está formado por arcillas rojas en la base, con algunas capas de arenisca y nódulos de anhidrita, pasando por unas arcillas grises con anhidrita nodular y niveles seleníticos, para terminar con un tramo con areniscas grises con estratificación hummocky, formando un ciclo deltaico grano- y estrato-creciente. Representa el paso de una llanura fluvio-aluvial y palustre a una llanura lacustre salina y finalmente a un delta lacustre.

Segundo Ciclo Lacustre

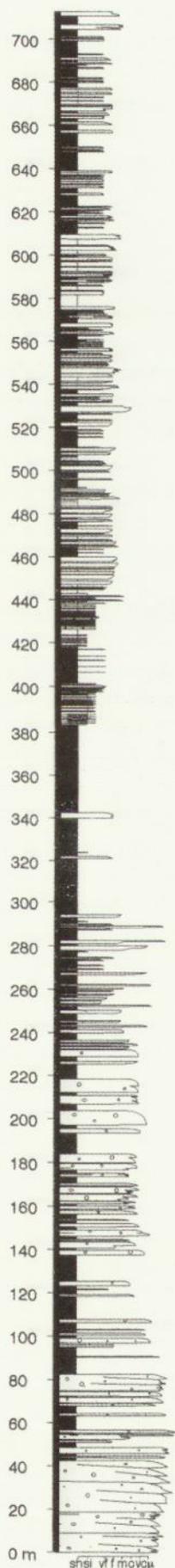
Está formado por seis ciclos de orden inferior, constituidos por un tramo inferior rojo, con areniscas con estratificación hummocky y con climbing ripples, alternando con arcillas, y un tramo superior, con coloraciones grises y blancas, con areniscas con estratificación hummocky y con climbing ripples, alternando con arcillas. Serían depósitos de llanura fluvio-aluvial y de deltas lacustres. Este segundo ciclo está descrito en mayor detalle en el apartado siguiente.

Tercer Ciclo Lacustre

Está formado por tres ciclos de orden inferior, iguales que los descritos para el Segundo Ciclo Lacustre.

CONCLUSIONES

El segundo ciclo lacustre corresponde a una gran unidad estrato- y grano-creciente, en donde se pueden distinguir un total de ciclos de orden inferior, claramente diferenciables por la coloración que presentan (Fig. 2). A gran escala, este ciclo representa la práctica colmatación del sistema lacustre debido a la progradación de los sistemas deltaicos y fandeltaicos hacia el centro del lago. Esta progradación iría relacionada con el emplazamiento progresivo de las unidades tectónicas más septentrionales., hecho que permite tener una mayor disponibilidad de materiales factibles a ser erosionados y transportados por los corrientes



Tercer Ciclo Lacustre	3	Ciclos formados por un tramo inferior con areniscas con estratificación hummocky y climbing ripples y arcillas, de color rojo y un tramo superior con areniscas con estratificación hummocky y climbing ripples y arcillas, de color gris a blanco.	Alternancia Llanura fluvio-aluvial y Deltas lacustres
	2		
	1		
Segundo Ciclo Lacustre	6	Ciclos formados por un tramo inferior con areniscas con estratificación hummocky y climbing ripples y arcillas, de color rojo y un tramo superior con areniscas con estratificación hummocky y climbing ripples y arcillas, de color gris a blanco.	Alternancia Llanura fluvio-aluvial y Deltas lacustres
	5		
	4		
	3		
	2		
	1		
Primer Ciclo Lacustre	2	Areniscas grises con estratificación hummocky. Ciclo grano y estrato-creciente Arcilla gris, anhidrita nodular, niveles seleníticos. Arcillas y barras arenosas con estratificación hummocky. Nódulos anhidrita. Arcilla gris, anhidrita nodular, yesos laminares y cristales de halita ocasionales.	Llanura lacustre salina y Delta lacustre Llanura fluvio-aluvial y palustre Llanura lacustre salina efímera
	1	Arcillas y barras arenosas con estratificación hummocky homogeneizadas por pedogénesis. Marmorizaciones. Huellas desecación.	Llanura fluvio-aluvial y palustre
Unidad Aluvial Superior	2	Barras arenosas con estratificación hummocky. Barras con estratificación festoon.	Llanura fluvio-aluvial y palustre
	1	Barras conglomeráticas sigmoidales recubiertas con niveles arenosos con estratificación hummocky. Acreción de oeste a este. Cantos carbonatados y de cuarzo procedentes del Mesozoico de la Unidad de St. Mamet (base) y Mesozoico y Terciario de las Unidades de Artesa y Salgar.	Abanicos aluviales distales "flood-dominated" y Llanura fluvio-aluvial
Unidad Aluvial Basal	2	Barras conglomeráticas sigmoidales recubiertas con niveles arenosos con estratificación hummocky. Barras con estratificación festoon. Cantos carbonatados.	Abanicos aluviales distales "flood-dominated" y Llanura fluvio-aluvial
	1	Barras conglomeráticas sigmoidales. Acreción de oeste a este. Cantos carbonatados procedentes del Mesozoico y Terciario inferior de las Unidades de Artesa y Salgar.	Abanicos aluviales proximales "flood-dominated"

PRIABONIENSE SUPERIOR

FIGURA 2.- Serie estratigráfica de Artesa de Segre, mostrando los diferentes órdenes de unidades descritas en el texto.

torrenciales hacia la cuenca lacustre, en momentos de fuertes avenidas.

La zona escogida para estudiar esta ciclicidad es la de Vernet (Fig.3). Se observan un total de 5 subciclos en este Segundo Ciclo Lacustre, constituidos por un tramo inferior lutítico-arenoso rojo y un tramo superior lutítico-arenoso, más carbonatado, gris-blanquecino. Estos ciclos representarían una alternancia de depósitos que se sedimentarían alternativamente en periodos más secos y otros más húmedos.

Los periodos secos representarían momentos de aridez general, durante los cuales el nivel de base de la cuenca, y consecuentemente el nivel del lago, estarían en su mínimo. Los sistemas fluvio-aluviales progradarían hacia zonas más centrales del lago, siendo la deposición únicamente en momentos de avenidas fuertes relacionadas con lluvias

torrenciales. El lago reduciría fuertemente su extensión, quedando representado por pequeñas charcas. Estos periodos de mayor aridez general representarían momentos climáticos generales más templados, en latitudes tropicales. Un ejemplo de este tramo rojo se puede observar en la Fig.4. Durante estos periodos a granulometría general de los cuerpos arenosos es mayor que en los tramos blancos. Los depósitos fluviales, que muestran "climbing dunes" y estratificación cruzada planar, son de tipo "flood-dominated". Éstos, cuando llegan a la desembocadura del canal fluvial, dan lugar a cuerpos arenosos con estratificación cruzada hummocky, en sitios donde el régimen de flujo es mayor (desembocadura), y dunas con climbing ripples, en lugares con régimen de flujo menor (zonas laterales o áreas distales de la desembocadura).

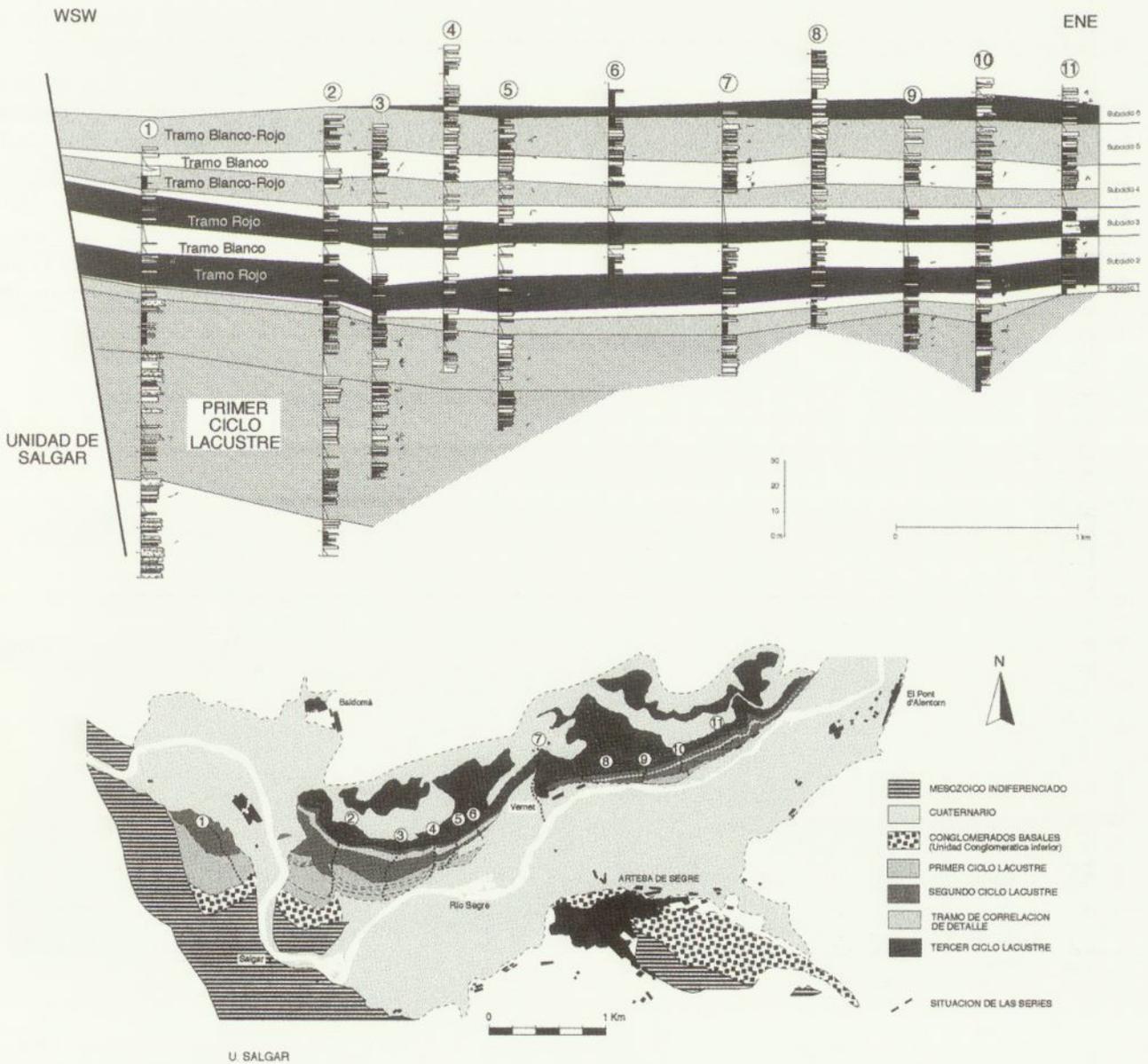


FIGURA 3.- Panel de correlación del Segundo Ciclo Lacustre, mostrando los ciclos de alta frecuencia descritos y mapa de situación de las series.

Los periodos más húmedos representarían momentos climáticos más cálidos, durante los cuales el nivel de base general de la cuenca, y también del sistema lacustre, estaría más alto. Durante este periodo el lago se expandiría, dejando un área mayor inundada. En estos momentos, los sistemas fluvio-aluviales, que continuarían funcionando esporádicamente durante épocas de lluvias fuertes y de avenidas torrenciales, se retraerían, aunque la cantidad de aportes que llegarían no disminuiría. Esto iría relacionado con que debido al rejuvenecimiento progresivo del relieve circundante, en todo momento habría disponibilidad de material para ser transportado por ríos y torrentes. Durante estos momentos más cálidos y húmedos, la cantidad de vegetación aumentaría, como puede observarse con la presencia de abundante bioturbación por raíces, y por la carbonatización de las areniscas deltaicas.

Estos ciclos climáticos, seguramente relacionados con los ciclos orbitales descritos por Milankovitch, se pueden reconocer a lo largo de una gran parte de la Cuenca del Ebro, y sobretodo, en los lugares donde la subsidencia fue lo suficientemente importante para dejar una gran potencia de sedimentos. Las dataciones que se tienen de estos materiales estudiados los datan como pertenecientes al Priaboniense superior (Anadón, 1987). Con la correlación efectuada con zonas próximas de la misma edad (Maestro y Serra, 1997 y Burbank *et al.*, 1994?), donde existen dataciones paleomagnéticas, puede verse que toda la serie del Priaboniense superior se ha sedimentado en un intervalo entre 900.000 y 1 millón de años. Haciendo cálculos a "grosso modo", este segundo ciclo lacustre presentaría diferenciados ciclos de unos 35.000-40.000 aproximadamente, y podrían equivaler a los ciclos de oblicuidad de Milankovitch.

REFERENCIAS

- Anadón, P., Cabrera, Ll., Colldeforns, B., Sáez, A. (1989): Los sistemas lacustres del Eoceno y Oligoceno del sector oriental de la cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hispánica*, 24 (3-4): 205-230
- Burbank, D. W.; Vergés, J.; Muñoz, J.A., Bentham, P. (1992): Coeval hidward and forward imbricating thrusting in the South-Central Pyrenees, Spain. Timing and rates of shortening and deposition. *Geol. Soc. Amer. Bull.* Vol. 104 January (1992), pp 3-17.
- Cámara, P., Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios geol.*, 41: 391-404
- Maestro, E., Serra, J. (1997): The upper Eocene- lower Oligocene deposits of the NE Ebro Basin, W of the Segre river. (En: P. Friend and C.F. Dabrio (Eds): "Tertiary basins of Spain". Blackwell Scientific press. pp. 76-93
- Martínez Peña, M.B., Pocoví, A. (1988): El amortiguamiento frontal de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geol. Hispánica*, 23: 81-94
- Pocoví, A. (1978): Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona.
- Vergés, J., Muñoz, J.A. (1990): Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. France*, (8) VI-2: 265-271.

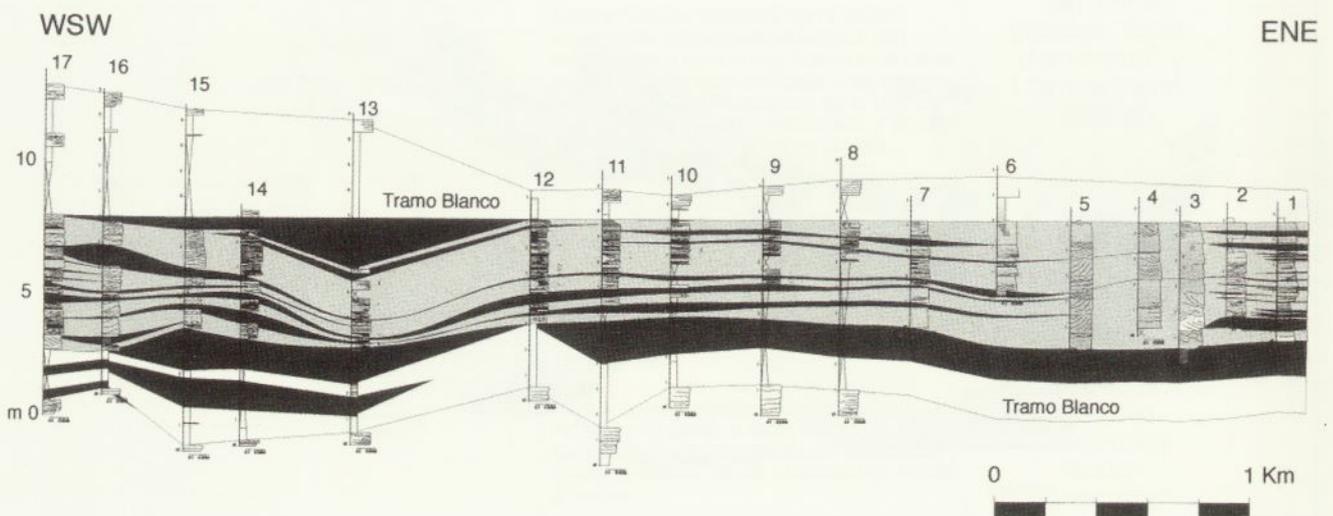


FIGURA 4.- Panel de correlación de detalle de el segundo tramo rojo del ciclo mostrado en la Fig. 3.

Arquitectura deposicional de la Unidad Omells (Sistema Lacustre de les Garrigues, Oligoceno inferior del E de la Cuenca del Ebro)

E. Maestro, A. Bosch, N. Chamorro, Ll. Gibert, S. Figueras, J.A. Nuñez, G. Rivas y J. Sancho

Dpt. Geologia, Univ. Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra.

ABSTRACT

During the middle Priabonian, the eastern Ebro foreland basin became an endhorreic basin containing a lacustrine system in the central areas, which were bordered by alluvials coming from the surrounding chains: the Pyrenees and the Catalan Coastal Ranges in the study area context.

The studied area belongs to "les Garrigues" lacustrine system (lower Oligocene), in the southeastern Ebro basin. The Omells unit, the study subject in this work, constitutes the base of this system. Within the Omells unit different orders of climatic changes are recorded by means of a distinctive cyclic stacking pattern, which consist in three elements. The lower part is formed by a south-derived (Catalan Coastal Range) fluvio-alluvial reddish stretch; the intermediate stretch is made by deltaic lacustrine deposits (with the same source area); finally, lacustrine limestones characteristically form the uppermost stretch. The stacking pattern is recording the cyclic variations of climate and thus, the base-level variations of the lake. The base of the cycle may point to a dry and cool climate merging upwards into humid and warm conditions. In the latter the lake was gently expanded with very high basin coverage.

La zona que abarca este estudio se encuentra situada en el sector suroriental de la Cuenca Terciaria del Ebro. Comprende parte de las provincias de Lleida y Tarragona y engloba parte de las comarcas de l'Urgell, Les Garrigues y la Conca de Barberà (Fig. 1).

La cuenca del Ebro se configura como una cuenca de antepaís, relacionada con la evolución del orógeno pirenaico (Puigdefàbregas et al., 1986), actuando como centro de deposición de materiales continentales procedentes del desmantelamiento de las cordilleras circundantes.

Hasta el Priaboniense medio la cuenca del Ebro conecta con el Atlántico por poniente. Durante el Priaboniense medio el mar se retira definitivamente de la cuenca cerrándose la conexión con el mar abierto. A partir de ese momento la cuenca se convierte en una cuenca de sedimentación estrictamente continental y endorreica (Sáez, 1987). Durante ese periodo se sedimentan cantidades importantes de evaporitas en la zona central del sistema y facies detríticas en las zonas periféricas.

En el sector oriental de la cuenca del Ebro, el emplazamiento de los diferentes mantos pirenaicos dio lugar a la formación de anticlinales y sinclinales con ejes orientados NE-SW. En las zonas deprimidas (sinclinales) y en las áreas centrales de la cuenca se desarrolla un sistema lacustre que evoluciona en el tiempo y en el espacio. Los aportes que reciben estas zonas lacustres proceden de los

Pirineos y de los Catalánides. Producto de la desmantelación de estas cadenas se depositan materiales detríticos fluvio-aluviales y deltaicos en los márgenes del sistema lacustre mientras que en las zonas centrales la sedimentación tiene un carácter totalmente lacustre, ya sea arcillosa, carbonática o evaporítica.

Durante este periodo actúan una serie de fracturas de origen hercínico, reactivadas durante la orogenia alpina, que influyen de forma importante en la sedimentación.

La zona de estudio pertenece al sistema lacustre de Les Garrigues o Fm. Urgell (Riba, 1967) perteneciente al Oligoceno Inferior (Estampiense-Chatiense). Dentro de este sistema lacustre el estudio se ha centrado en la unidad Omells y Vallbona (Costa et al., 1991) (Fig. 2). Estas unidades se sedimentan durante el Oligoceno Inferior y están constituidas por depósitos continentales, tanto fluvio-aluviales como lacustres. Se repite una ciclicidad fluvio-aluvial y lacustre a largo de la serie oligocena en el sector suroriental de la Depresión del Ebro próximo a los Catalánides.

Existen momentos de retracción del sistema lacustre, con aumento de los aportes fluvio-aluviales procedentes de los Catalánides, y momentos de expansión del sistema lacustre.

Los ciclos lacustres que aparecen en esta unidad están ligados a cambios climáticos. Estos ciclos están formados

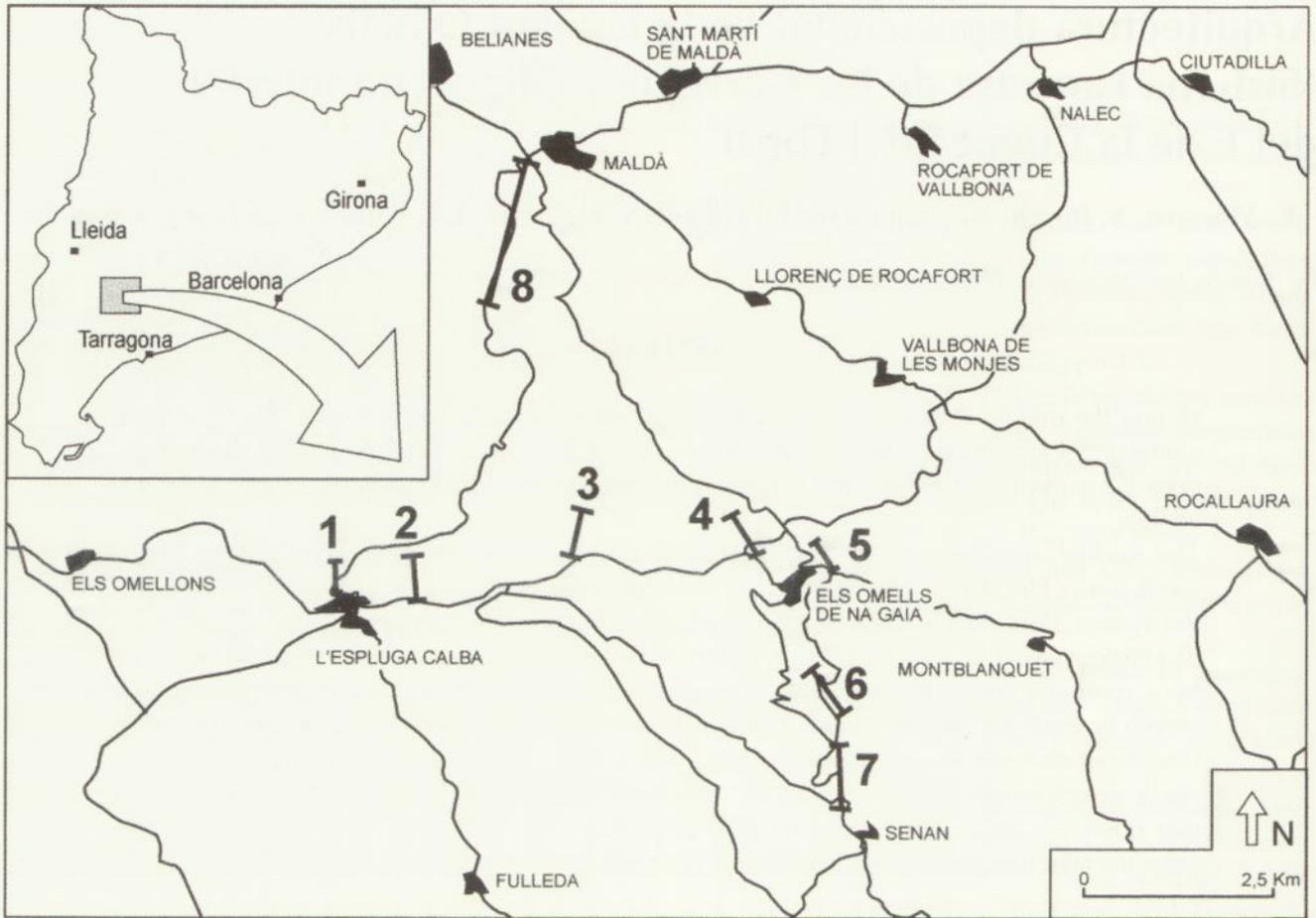


FIGURA 1

por un tramo basal rojizo fluvio-aluvial con alguna pequeña intercalación lacustre de carbonatos, un tramo medio con materiales terrígenos lacustres con alguna intercalación arenosa y carbonática. El tramo final está formado por materiales lacustres y aparecen micrítas y arcillas carbonáticas grises.

En la parte septentrional de la zona afloran las facies de abanico aluvial distal y en la parte meridional afloran las facies fluviales, las facies lacustres detríticas y las facies carbonáticas lacustres y palustres.

ESTRATIGRAFÍA

Las figuras 3 y 4 representan la evolución de la unidad Omells. Esta unidad puede dividirse en dos subunidades:

Unidad 1: Se trata de una subunidad predominantemente lutítica que a su vez se puede dividir en diferentes unidades de orden inferior:

Subunidad 1.1: Tramo arcilloso con intercalaciones anecdóticas arenosas. El tramo inferior presenta una coloración rojiza. En el techo de esta subunidad aparece un tramo carbonático de orden métrico. El tramo arcilloso rojo se depositaría en un ambiente deposicional de llanura alu-

vial. La presencia de niveles de carbonato indicaría una expansión del sistema lacustre sobre la llanura aluvial.

Subunidad 1.2: Se observa una repetición del ciclo anterior, con arcillas rojas en la mitad inferior y arcillas carbonáticas en la mitad superior. Las arcillas carbonáticas contienen ostrácodos, gasterópodos e intraclastos hacia el norte de la zona estudiada y presentan rizocreaciones importantes hacia el sur.

Las facies más proximales se encuentran en el SSE mientras que el depocentro lacustre se sitúa en el NNW de la zona.

Las dos subunidades que forman la unidad 1 muestran dos ciclos completos de variación del nivel de base del sistema. La parte inferior de los ciclos indica momentos de aridez relacionados con una retracción del sistema lacustre mientras la parte superior carbonática representa una expansión del sistema lacustre.

Unidad 2: A grandes rasgos, se puede diferenciar un tramo inferior arenoso de coloración rojiza y con carácter fluvial, un tramo intermedio arenoso con facies deltaicas lacustres y un tramo superior lacustre predominantemente carbonática. En esta subunidad se pueden diferenciar tres ciclos completos de orden inferior:

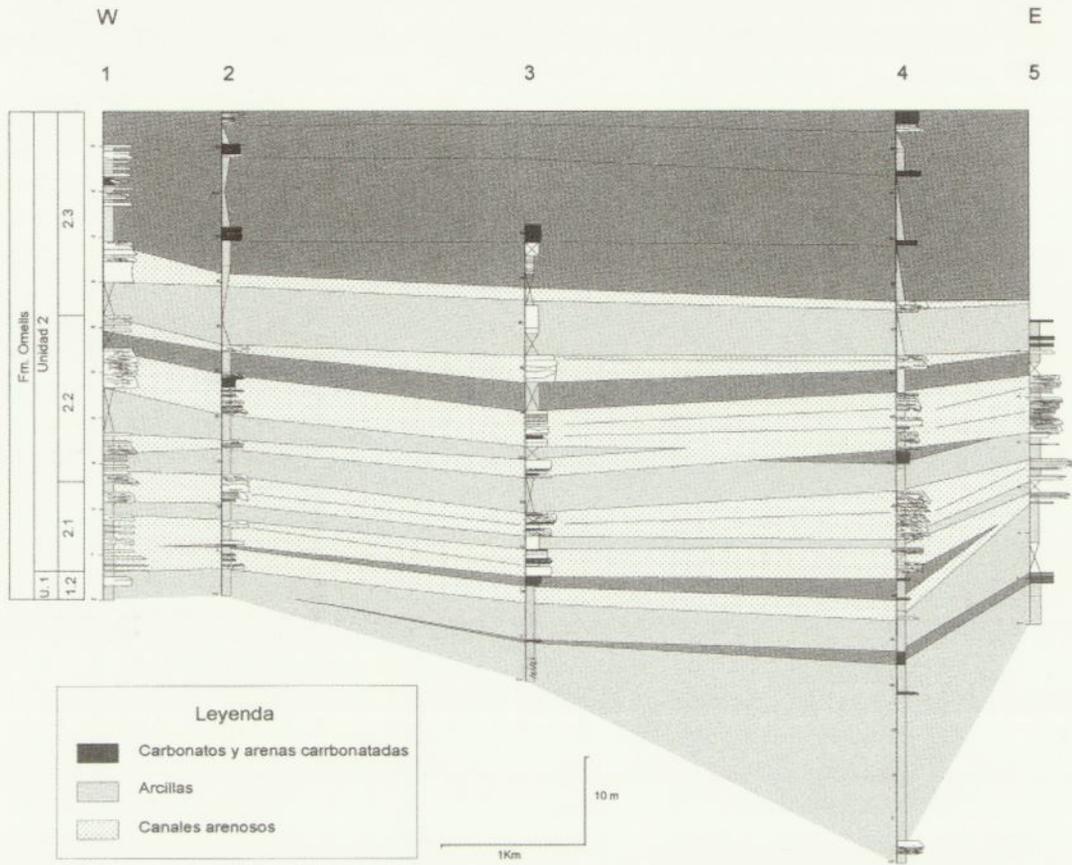


FIGURA 2

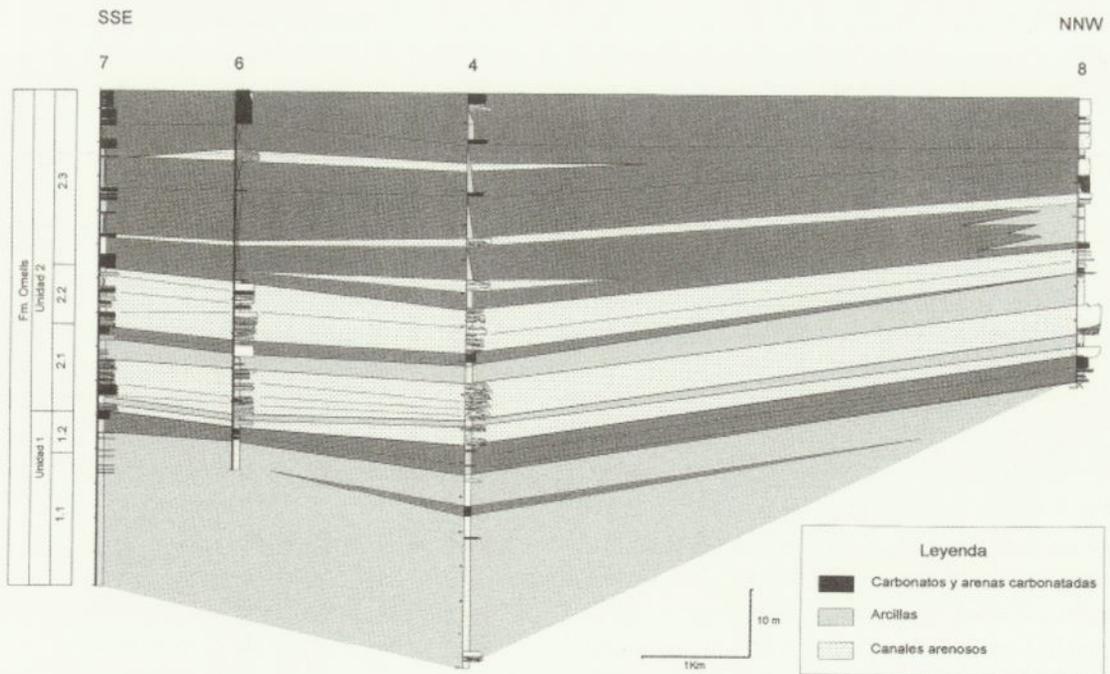


FIGURA 3

Subunidad 2.1: El ciclo empieza con un paquete arenoso potente de coloración amarillenta y con estructuras tipo "climbing ripples" y "climbing" dunas. La geometría de las capas es, a escala de afloramiento, mayoritariamente tabular, pero se observan, también, capas erosivas de morfología irregular. Estas arenas se depositarían en un ambiente de llanura fluvio-aluvial. Estos depósitos arenosos representan depósitos fluviales. El ciclo continua con un nivel arcilloso de color rojizo con rizocrecciones. La presencia de estos paleosuelos indicaría un ambiente subaéreo de llanura aluvial. Por encima de estas arcillas hay un tramo con carbonatos y arcillas carbonáticas que marcan una expansión de la superficie del sistema lacustre. Este tramo carbonático pierde importancia hacia el NNW llegando en algunos puntos a desaparecer.

Dentro del tramo arenoso encontramos una capa centimétrica de arcillas rojas bioturbadas. Esta capa de arcillas separa dos ciclos de orden inferior dentro de esta misma subunidad.

Subunidad 2.2: Este ciclo está formado por un tramo arenoso basal y un tramo carbonático superior. Las capas arenosas presentan una morfología ondulada con bases erosivas, laminación paralela, laminación cruzada, "climbing ripples" y alguna rizocrección. Hacia el techo, las arenas presentan una composición más carbonática. Este tramo arenoso disminuye de potencia hacia el norte y se convierte en un tramo limoso con alguna pequeña intercalación arenosa. Estas arenas representan depósitos deltaicos lacustres. A techo de este tramo afloran arcillas grises y arenas carbonáticas que se sedimentarían durante la expansión del sistema lacustre.

Subunidad 2.3: Esta subunidad tiene un carácter predominantemente lacustre con arcillas blancas y grises, carbonatos y arenas carbonáticas. Este tramo, a diferencia de los anteriores tramos carbonáticos, tiene una potencia considerable. Esta subunidad representa la expansión más importante del sistema lacustre dentro de la unidad Omells. Aparecen algunas intercalaciones de arenas con muy poca continuidad lateral, producto de pequeñas avenidas esporádicas. Hacia la parte norte del sistema aparecen unas arcillas rojas.

CONCLUSIONES

La unidad Omells representa una expansión generalizada del sistema lacustre condicionada por una variación climática a gran escala. El tramo inferior de la unidad está representado por materiales continentales depositados en un ambiente de llanura aluvial y por facies arenosas de carácter fluvial. Este tramo indica el momento de máxima retracción del sistema lacustre. El tramo medio está representado por depósitos deltaicos lacustres y el tramo superior está formado por depósitos lacustres predominante-

mente carbonáticos. La culminación carbonática de la unidad Omells representa el momento de máxima expansión del sistema lacustre.

Dentro de la unidad Omells (sistema lacustre Les Garrigues) se pueden diferenciar varias unidades y subunidades. Estas unidades y subunidades corresponden a ciclos de distinto orden que están constituidos por un tramo inferior de arenas y arcillas rojas y un tramo superior de arcillas grises y carbonatos.

Cada una de las diferentes unidades y subunidades representan pequeñas pulsaciones climáticas. En los períodos más húmedos, representados por tramos carbonáticos, el sistema lacustre se expande mientras que en los períodos más secos y áridos, representados por arenas y arcillas rojas, este se retrae.

REFERENCIAS

- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B., Sáez, A. (1989): *Acta Geológica Hispánica*. 24, 3-4, 205-230.
- Costa, J.M., Solà, J., Ramirez, J. J. (1991): *Mapa Geológico de España E: 1:50.000 Hoja 389 (Tàrrrega) I.G.M.E.*
- Sàez, A. (1987): Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. *Publicacions de la Universitat de Barcelona*, de. Microficha, 353 p.

Caracterización de las unidades tectosedimentarias paleógenas de la Cuenca de Almazán

A. Maestro-González, A. Casas-Sainz y A.L. Cortés-Gracia

Área de Geodinámica. Departamento de Geología. Plaza San Francisco s/n. 50009 Zaragoza. amaestro@posta.unizar.es

ABSTRACT

The Almazán Basin, showing an overall synclinal geometry, is one of the most subsiding areas during the Tertiary in the inner part of the Iberian plate, with more than 3500 m of preserved Tertiary non-marine sediments. They are arranged in four Paleogene tectosedimentary units (A1 to A4), bounded by unconformities at the basin borders. The deposits are conglomerates, sandstones, shales and lacustrine limestones, associated to alluvial fans, most of them sourced at the northern basin border. The maximum thickness of units A1 to A4 are 500 m, 2000 m, 1100 m, and 400 m, respectively. The age of the first three units (A1 to A3) ranges from the Late Eocene (Headonian, near the top of A1) to the Early Miocene (Agenian, base of A4).

Keywords: tectosedimentary units, paleogene, Almazan basin

La Cuenca de Almazán se sitúa en el extremo NW de la Cordillera Ibérica (Fig. 1A). Se trata de una depresión sedimentaria sinclinal generada en régimen compresivo que ocupa una extensión de algo más de 4000 km². El relleno de la cuenca muestra una geometría sintectónica, con espesores de 3500 m en el centro, decreciendo muy rápidamente hacia el S. Hacia el N, el conjunto de espesores de las series del Terciario decrecen más gradualmente.

La escasez de fósiles en estos materiales hace que no sea fácil establecer una división cronoestratigráfica de los mismos, para lo cual es preciso acudir al estudio de sus relaciones estratigráficas. Los estudios realizados sobre la aplicación del análisis tecto-sedimentario en el sentido de Garrido Megías (1973) y González *et al.* (1988), utilizan como criterios básicos la presencia de rupturas sedimentarias que tengan validez regional y la evolución de los sistemas de depósito integrantes.

METODOLOGÍA UTILIZADA PARA LA DEFINICIÓN DE LAS UTS

Pueden distinguirse desde el Eoceno inferior hasta el Mioceno inferior cuatro UTS, definidas a partir de discordancias en los bordes de cuenca y sus conformidades correlativas. Dado que el límite N de la cuenca es erosivo, en él sólo se conservan las discordancias asociadas a las unidades superiores. En las unidades basales las UTS se definen a partir de relaciones geométricas establecidas a partir del estudio de perfiles sísmicos (*offlap-onlap*, Riba, 1976) (Fig. 1B).

UTS A1

Aflora en el borde septentrional y oriental de la cuenca (Fig. 1B). La litología dominante son lutitas y calizas lacustres, con depósitos de grano grueso asociados con abanicos aluviales cortos provenientes de la Rama Aragonesa. Posee más de 700 m de espesor en el borde N de la cuenca y se acuña cerca del centro, disponiéndose en *onlap* al S, sobre los materiales del Cretácico superior (Fig. 1C). En su techo se encuentran los yacimientos de vertebrados de Mazaterón y Deza que Jiménez *et al.* (1989) y Peláez-Campomanes *et al.* (1989) datan como Headoniense (MP17) (Fig. 2). Su base se sitúa en discordancia o paraconformidad sobre diversos términos de la serie cretácica, cuyo techo conserva restos del desarrollo de una incipiente karstificación, donde se observa la alteración del sustrato carbonático y la formación de complejos niveles de caliches edáficos, que Armenteros (1989) sitúa entre el Cretácico terminal-Eoceno medio.

UTS A2

Aflora a lo largo de todo el borde E y N de la cuenca, desde Soria hasta Alhama de Aragón (Fig. 1B). Se le ha asignado una edad Suevisiense al correlacionarla con el techo de la UTS II de Carballeira y Pol (1989). Esta constituida por conglomerados y arenas asociadas a depósitos de canal (Fig. 2). Disminuye su espesor hacia el S, situándose en *onlap* sobre el Cretácico superior. En el sector central de la cuenca y en su borde N el espesor varía entre los 1000 y 1500 m, con un engrosamiento gradual desde el S hasta el N, alcanzando su máximo en borde N de la cuenca (Fig. 1C).

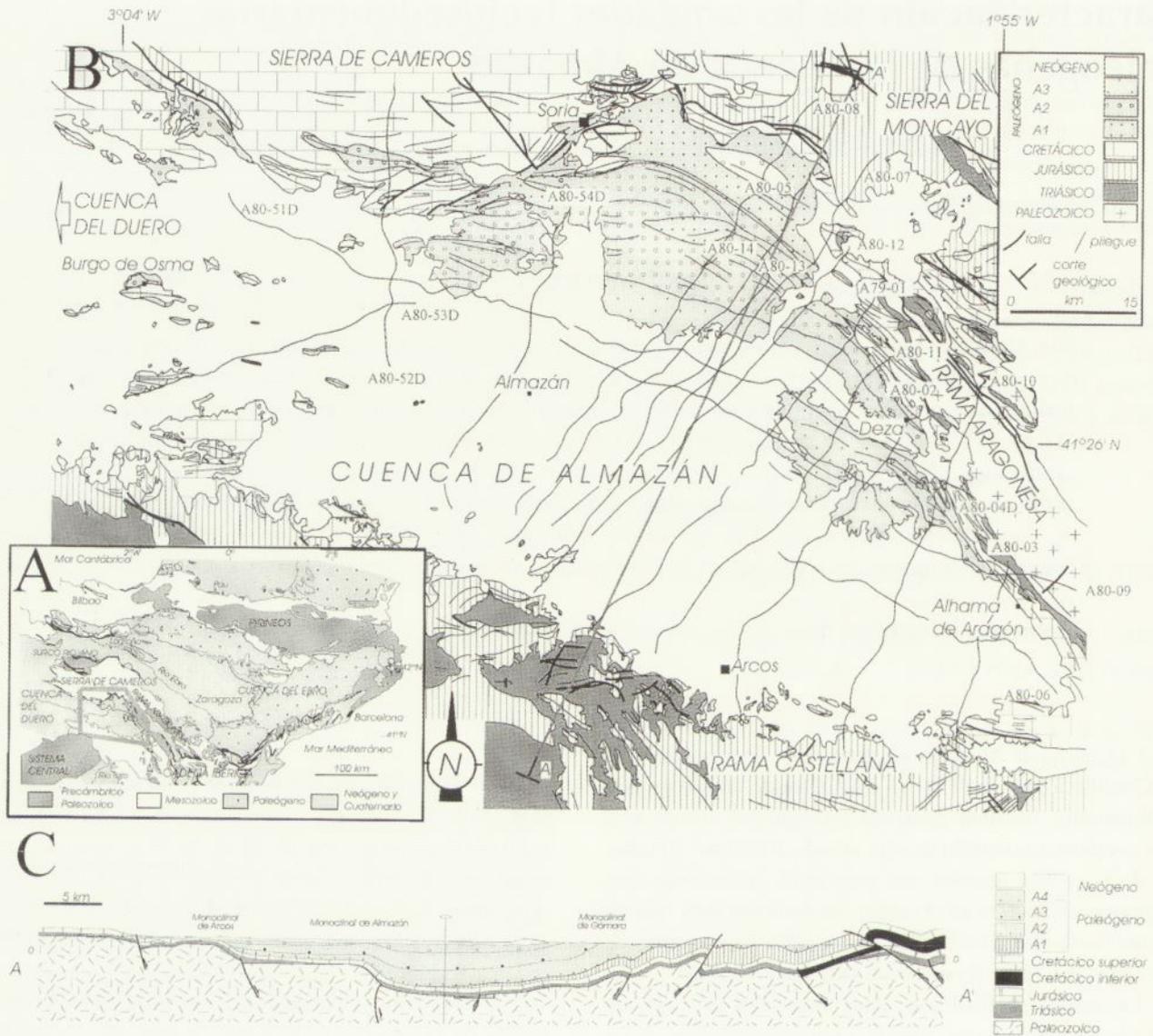


FIGURA 1.- A) Situación geológica del área estudiada. B) Cartografía de las UTS de la Cuenca de Almazán establecidas para el Pleógeno e indicación de la localización de los perfiles sísmicos utilizados en su definición. C) Corte geológico del sector central de la cuenca donde se muestra la geometría de las UTS diferenciadas.

UTS A3

Aflora a lo largo de todo el borde N y E, a partir del paralelo de Deza, aunque también se localiza hacia el O en afloramientos aislados (Fig 1B). Esta constituida fundamentalmente por conglomerados y arenas (Fig. 2). Presenta un espesor máximo de 1500 m en el centro de la cuenca y decrece gradualmente hacia los márgenes. En el borde S se dispone en *onlap* sobre A2. Al N muestra una discordancia progresiva, decreciendo el buzamiento de los estratos hacia techo (Fig. 1C). A esta unidad tectosedimentaria se la ha asignado una edad Arveniense por correlacionarla con la UTS III de Carballeira y Pol (1989). Esta representada por sistema aluviales con distintas características en función del área de procedencia.

UTS A4

Se localiza en casi todo el borde N y E de la cuenca a partir del sector Deza (Fig. 1B). Esta constituida por conglomerados y arenas, siendo característica común a todos los sistemas que la integran la naturaleza exclusivamente carbonatada de sus clastos. Se dispone en *onlap* sobre la unidad A3 al S y muestra una discordancia progresiva en el margen N de la cuenca (Fig. 1C). Su espesor máximo es superior a 500 m. A su techo se localizan los yacimientos de Cetina (Daams, 1976) y Ariza (Cuenca, 1991) que atribuyen a estos materiales una edad Ageniense (biozona MN2) (Fig. 2).

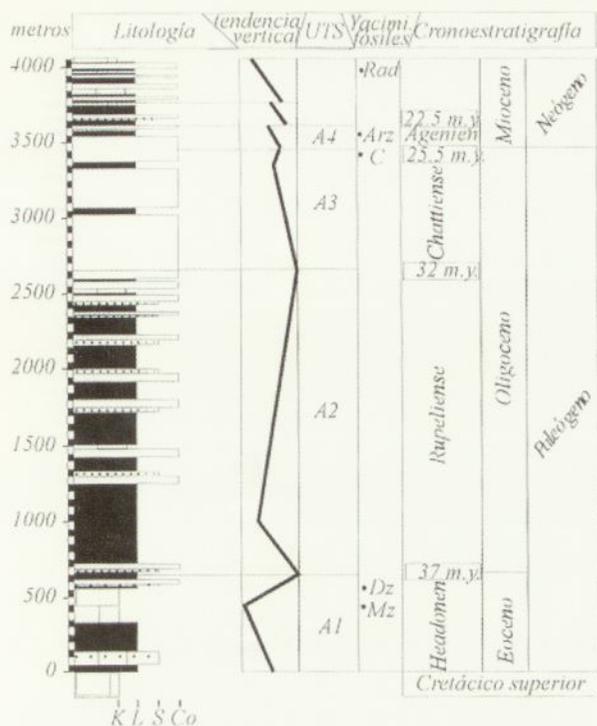


FIGURA 2.- Perfil estratigráfico sintético del Paleógeno de borde septentrional de la Cuenca de Almazán, mostrando la evolución vertical de las unidades tectosedimentarias. Litología: C: calizas lacustres; L: lutitas; A: arenas; Co: conglomerados. Yacimientos de micromamíferos: A11: Mazaterón; A12: Deza; A13: Cetina; A14: Ariza y A15: Radona.

EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

La principal fuente de sedimentos durante el depósito de A2 y A3 fueron dos sistemas aluviales (con una longitud de sus radios que varía entre 35 y 40 km, Bond, 1996) provenientes del Macizo del Moncayo, donde el espesor de las series erosionadas es máximo (superior a 5 km), y decrece hacia el O y la Rama Aragonesa, donde los abanicos aluviales presentan radios entre 0,5 y 8 km, (Bond, 1996). El margen S de la cuenca (Rama Castellana) era una fuente menor de aportes de sedimentos.

El máximo estadio de deformación está situado en ese intervalo de tiempo. La relación de la media máxima de sedimentación durante este período es de 10-30 cm cada 1000 años (sin considerar el efecto de la compactación), comparable con el obtenido en el Surco Riojano, localizado al N, en el bloque inferior del cabalgamiento de Cameros (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido elaborado en el marco del proyecto de investigación PB97-0997 financiado por la DGES.

REFERENCIAS

Armenteros, I (1989): Alteración del sustrato y encostramientos carbonáticos ligados a la discontinuidad cretácico-terciaria en el borde este del Sistema Ibérico Central. Stud. Geol. Salmanti. Univ. Salamanca. Vol. Esp. 5, 13-54.

Bond, J. (1996): Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain. En: Friend, F. and Dabrio, C.J. (eds.). Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press, 203-213.

Carballeira, J., Pol, C. (1989): Informe complementario sobre el Paleógeno de la Cuenca de Almazán. Mapa Geológico de España Escala 1:50.000. ITGE, 49 p. (inédito).

Cuenca, G. (1991): Los primeros mamíferos ramblense (Mioceno inferior) de la Cuenca de Almazán (Zaragoza). Geogaceta, 10, 42-44.

Daams, R. (1976): Miocene Rodents (Mammalia) from Cetina de Aragón (prov. de Zaragoza) and Buñol (prov. de Valencia), Spain. Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Series B, 79 (3), 152-182.

Garrido-Megías, A. (1973). Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida). Doctoral Thesis. University of Granada. 395 p.

González, A., Pardo, G., Villena, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. II Congreso Geológico de España, Granada: 175-184.

Jiménez, E., Cuesta, M.A., Martín de Jesús, S., Mulas, E., Pérez ramos, E., Jiménez García, S. (1989): Primera nota sobre los vertebrados del Eoceno superior de Mazateron y Deza (Soria). Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca, Vol. Esp. 5: 29-133.

Muñoz-Jiménez, A., Casas-Sainz, A.M. (1997): The Rioja Trough (N Spain): tecto-sedimentary evolution of a symmetric foreland basin. Basin Research, 9, 65-85.

Peláez-Campomanes, P., De la Peña, A., López Martínez, N. (1989): Primeras faunas de micromamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca., Vol. Esp. 5, 135-157.

Riba, O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation: Sedimentary Geology, 15, 213-233.



MEMORANDUM

TO : [Illegible]

FROM : [Illegible]

SUBJECT : [Illegible]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]



[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]



Correlación entre el Terciario de la unidad de Stilo (zonas internas Calabro-Peloritano, S Italia) y el Terciario de la unidad de Morrón de Totana (Málaga: zonas internas béticas, S España). Elementos próximos de un mismo dominio paleogeográfico

M. Martín Martín¹, V. Perrone², G. Bonardi³, P. De Capoa³, I. Martín-Rojas¹, J.E. Tent-Manclús¹

1 Departamento de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, Universidad de Alicante AP 99 E- España. Manuel.Martin@ua.es

2 Istituto di Geologia, Università di Urbino, Loc. Crocicchia, I-61029, Urbino, Italy. perrone@uniurb.it

3 Istituto di Geologia, Università di Napoli, Largo S. Marcellino, 10, 80138 Napoli, Italy.

ABSTRACT

The Tertiary of the Stilo Unit (Internal Calabro-Peloritani Zone) is studied. Two sedimentary cycles are distinguished (pre-tectonic and syntectonic, respectively). The pre-tectonic cycle is divided into two depositional sequences (Early Oligocene and Late Oligocene-Aquitainian in age). The syntectonic cycle is restricted to an Early-Middle Burdigalian age. This framework is correlated with the Tertiary of the Morrón de Totana Unit (Malaguide from the Internal Betic Zone) and similarities in stratigraphy, age and geodynamic evolution have allowed us to propose a close paleogeographic origin and a parallel tectonic history, for both units.

Keywords: Tertiary, Internal Betic Zone, Internal Calabro-Peloritani Zone, tectonics, paleogeographic evolution.

INTRODUCCIÓN

Las zonas internas de las cadenas alpinas perimediterráneas (Béticas, Rif, Tell, Kabyrides, Calabro-Peloritánides) antes de su encajamiento con las zonas externas de las diferentes cordilleras, formaron parte de un mismo dominio paleogeográfico ("Mesomediterranean Terrane") que fue segmentado, dividido y cuyas porciones se desplazaron de forma radial hacia la periferia (Guerrera *et al.*, 1993). Esto dio lugar a que cada porción se estructurara en diferentes unidades y se dispusiera en la posición que actualmente se puede reconocer.

En las Zonas Internas del Arco Calabro-Peloritano (S Italia) se pueden distinguir cinco unidades tectónicas que de arriba abajo, según su posición en la pila de manos, son: Stilo, Aspromonte, Mandanici, Fondachelli y Longi-Taormina (Gerrera *et al.*, 1993). De todas ellas, se ha estudiado la superior (Stilo) situada en la Calabria meridional, que presenta una cobertera mesozoica-terciaria bastante desarrollada (Bonardi *et al.*, 1971). Será este último periodo al que se preste atención en la presente comunicación. Se ha realizado un estudio en el Terciario de dicha unidad que ha permitido el reconocimiento de tres diferentes secuencias deposicionales limitadas por discontinuidades

estratigráficas que pueden organizarse en dos grandes ciclos sedimentarios (inferior y superior, respectivamente). El Terciario de la Unidad de Stilo será comparado con el Terciario de la Unidad de Morrón de Totana del Maláguide de las Zonas Internas Béticas estudiado con anterioridad por uno de nosotros (Martín -Martín *et al.*, 1997a).

EL TERCIARIO DE LA UNIDAD DE STILO

El ciclo sedimentario inferior de la Unidad de Stilo es de carácter pre-tectónico y está constituido por dos secuencias deposicionales. El ciclo sedimentario superior es de carácter sintectónico ya que aunque aparece discordante sellando el apilamiento de las diferentes unidades de las Zonas Internas Calabro-Peloritanas es cabalgado por el Flysch Antisicilide (Bonardi *et al.*, 1971; 1980).

La primera secuencia deposicional del ciclo pre-tectónico está representada por la formación Palizzi definida por Bouillin *et al.* (1985) que está constituida por calizas con cantos de cuarzo y lidita redondeados con fauna nerítica, que presentan intercalaciones de niveles margosos negros. A esta formación se le asigna una edad Oligoceno Inferior.

La segunda secuencia deposicional del ciclo pre-tectónico, ha sido objeto de discusión ya que hasta la fecha había

sido considerada, por la mayoría de los autores, la base de los sedimentos sintectónicos. Se trata de calizas organógenas con abundantes lepidocyclinas que hacia arriba pasan a margas con intercalaciones carbonatadas atribuidas al Oligoceno Superior (Bonardi *et al.*, 1971). Nuestra revisión de los afloramientos de dichas calizas revela que estos materiales no constituyen la base de la formación suprayacente, ya que una discontinuidad mayor con un paleokarst asociado las separa. Se trata, por tanto, de la secuencia deposicional superior del ciclo sedimentario inferior, de naturaleza pre-tectónica. Estudios relativos a su fauna tanto de nanoflora calcárea como de macroforaminíferos bentónicos permiten atribuirle por primera vez una edad Oligoceno Superior-Aquitaniense.

Estos materiales aparecen implicados en el apilamiento de las Zonas Internas Cálabro-Peloritanas, sobre los que aparece un ciclo sedimentario de naturaleza sintectónica que está representado por la Formación de Stilo-Capo D'Orlando (sensu Bonardi *et al.*, 1980) cuya edad debe restringirse al Burdigaliense inferior-medio.

EL TERCIARIO DE LA UNIDAD DE MORRÓN DE TOTANA

En la parte Bética ocurre algo parecido, esta vez con la unidad superior de las que constituyen las Zonas Internas Béticas: la Unidad de Morrón de Totana del Maláguide (Martín-Martín *et al.*, 1997a). Estos autores definieron ciclos sedimentarios mayores comparables en edad y facies con los citados anteriormente para las Zonas Internas Cálabro-Peloritanas. Según estos autores existiría un ciclo sintectónico de edad Burdigaliense inferior y medio asignado al Grupo Viñuela, que sería discordante sobre las unidades de las Zonas Internas apiladas pero anterior al cabalgamiento de los Flyschs Béticos (Martín-Algarra, 1987).

Por lo que respecta a los Terciarios pertenecientes a la Unidad de Morrón de Totana (Maláguide: Zonas Internas Béticas) fueron reconocidos por Martín-Martín *et al.* (1997a) un gran número de secuencias deposicionales: Paleoceno, Cuisiense-Luteciense inferior, Luteciense medio-Priaboniense, Oligoceno Inferior (Formación As: Martín-Martín *et al.*, 1997b) y Oligoceno Superior-Aquitaniense (Formaciones Bosque y Río Pliego: Martín-Martín *et al.*, 1997a), existiendo entre las dos últimas secuencias una fase tectónica (Martín-Martín *et al.*, 1997c) no reconocida en la Calabria. Aunque la serie estratigráfica en el Maláguide es mucho más completa que la de la Unidad de Stilo, existe un gran paralelismo por facies y edad entre las secuencias Oligoceno Inferior y Oligoceno Superior Aquitaniense.

La primera de estas secuencias béticas está constituida por calizas con cantos de cuarzo y lidita redondeados y fauna nerítica perfectamente correlacionable en edad y facies con la Formación Palizzi. Por su parte, dentro de la secuencia deposicional del Oligoceno Superior-

Aquitaniense fueron descritas dos formaciones. En posición infrayacente y edad Oligoceno Superior-Aquitaniense inferior, la Formación Bosque, constituida por calizas organógenas con lepidocyclinas y conglomerados que pasan hacia arriba a margas con intercalaciones carbonatadas. En posición suprayacente la Formación Río Pliego, de naturaleza flyschoides y no identificada de momento en la Calabria. Existe por tanto, una correlación perfecta por facies y edad entre la Formación Bosque y los materiales de la segunda secuencia deposicional del ciclo inferior de la Calabria.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

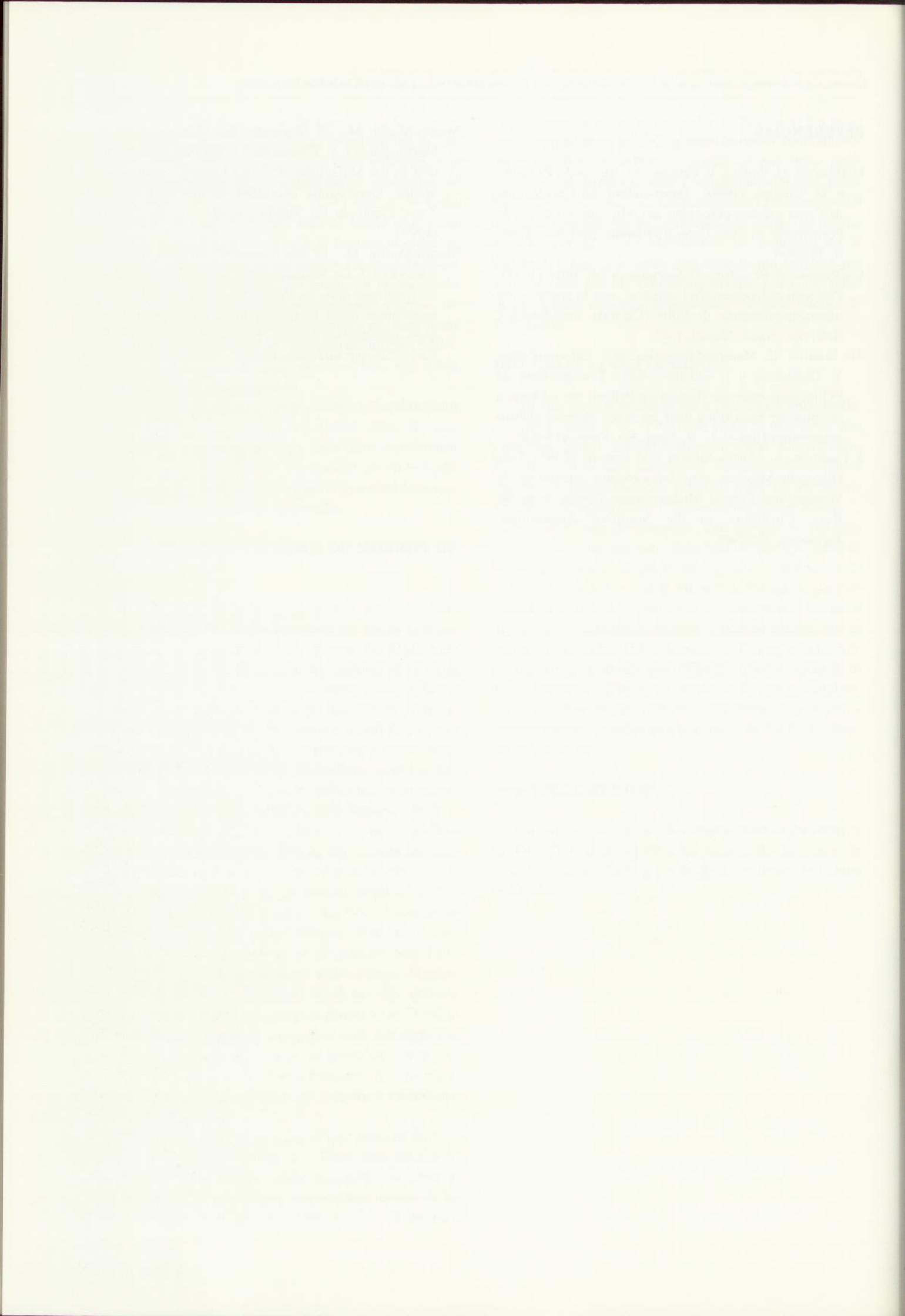
Aunque ya se hizo una primera correlación entre unidades por Gerrera *et al.* (1993) que puso de manifiesto que tanto las Zonas Internas Béticas como las Cálabro-Peloritanas formaron, antes de su estructuración definitiva durante el Oligo-Mioceno Inferior, parte de un mismo dominio paleogeográfico ("Mesomediterranean Terrane"), este estudio pone de manifiesto que durante el Terciario aún existía dicha conexión, debiendo ocupar la Unidad de Stilo una posición más proximal, según los ambientes sedimentarios, que la Unidad de Morrón de Totana. Según este modelo, de todas las formaciones sedimentarias terciarias agrupadas en diferentes secuencias deposicionales, que se reconocen en la Unidad de Morrón de Totana, sólo las más transgresivas aparecen discordantes sobre la Unidad de Stilo (Formación Palizzi y Formación Bosque), cumpliéndose en ambas unidades los mismos patrones de comportamiento por lo que respecta a la sedimentación y a las fases de deformación.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido soportada por el proyecto de la DGICYT (PB96-1430), el Grupo de la Junta de Andalucía (RNM-208) y por las Universidades de Urbino y Nápoles.

REFERENCIAS

- G. Bonardi, G. Giunta, V. Perrone, M. Russo, A. Zuppeta y G. Ciampo (1980): Osservazioni sul-l'evolucione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. *Boll. Soc. Geol. It.*, 365-393.
- G. Bonardi, T. Pescatore, P. Scandone y M. Torre (1971): Problemi paleogeografici connessi con la successione mesozoico-terziaria di Stilo (Calabria meridionale). *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 1-13.
- J.P. Bouillin, C. Majesté-Menjoulas, M.F. Ollivier-Pierre, Y. Tambareau y J. Villatte (1985): Transgression de l'Oligocene inferieur (formation Palizzi) sur un karst a remplissage bauxitique dans les zones internes calbro-peloritaines (Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 415-420.
- F. Guerrero, A. Martín-Algarra y V. Perrone (1993): Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. *Terranova*, 525-544.
- Martín-Martín M., El Mamoune B., Martín-Algarra A., Martín-Pérez J.A. Y Serra-Kiel J. Timming of deformation in the Malaguide of Sierra Espuña (Southeastern Spain). *Geodynamic evolution of the Betic Internal Zone. Geologie En Mijnbouw*, Vol: 75, pp 309-316 (1997)
- Martín-Martín M., El Mamoune B., Martín-Algarra Y Serra-Kiel J. La formation As, datée de l'Oligocene, est impliquée dans les charriages des unités malaguides supérieures de la Sierra Espuña (zones internes betiques, province de Murcie, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*. 325, pp: 861-868 (1997).



Estructura del sistema hidrogeológico en los materiales paleógenos del borde NE de las Gavarres (Baix Empordà, Girona)

J. Mas-Pla y E. Vilanova

Gabinet d'Anàlisi Territorial i Ambiental. Unitat d'Hidrogeologia, Dept de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra. josep.mas.pla@uab.es

ABSTRACT

We study the stratigraphic and structural characteristics of the Paleogene materials along the northeastern border of les Gavarres mountains. A detailed geological map, as well as cross-sections and correlation panels, are presented based on outcrop data and well-logs. Our results show that those lithological formations are intensively fractured, and therefore aquifer levels are heavily broken apart in fragments. Nevertheless, potentiometric data indicate good hydraulic connection between them.

Keywords: hydrogeology, Paleogen, aquifers, Empordà.

INTRODUCCIÓN

Los estudios hidrogeológicos en terrenos formados por rocas sedimentarias se basan en la correlación de las diferentes formaciones litológicas, considerando la influencia de la tectónica. En este sentido, la geometría espacial de los distintos acuíferos es indispensable para su descripción: la ubicación de captaciones, la cartografía de las zonas de recarga y de zonas de vulnerabilidad, entre otras.

No obstante, el conocimiento de la estratigrafía y de la estructura de un conjunto de formaciones sedimentarias en el subsuelo, sólo es reconocible, en la mayoría de casos, a partir de los testigos de sondeos y de las descripciones de sus propietarios, generalmente poco detalladas e imprecisas. A pesar de todo, ambas constituyen una información valiosa en aquellos casos donde no existen sondeos de reconocimiento ni se han realizado campañas de exploración geofísica intensivas. De la misma forma, el estudio de estos datos del subsuelo complementa el conocimiento de que disponemos de la estratigrafía y estructura regional a partir de los afloramientos en superficie.

Este trabajo presenta la correlación entre los distintos registros de sondeos y captaciones ubicados en las formaciones paleógenas del Baix Empordà, situadas entre la vertiente norte del macizo de las Gavarres y la llanura del río Ter, en la depresión del Baix Empordà, al este de la Bisbal (Girona, Fig. 1).

Los objetivos son los siguientes:

- descripción de la estratigrafía, geometría y estructura de estas formaciones y su correlación espacial, y
- ubicación y distribución espacial de los niveles acuífe-

ros más productivos, con la finalidad de explicar los distintos rendimientos observados entre áreas limítrofes.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona estudiada se sitúa en la transición morfológica entre el macizo de las Gavarres, constituido por materiales ígneos y metamórficos paleozoicos y la llanura aluvial cuaternaria del río Ter. Los materiales paleógenos afloran en una franja intermitente de unos 3 km de ancho adosada a las Gavarres y en los montes situados en el interior del relleno aluvial de los ríos Ter y Daró.

Estos materiales terciarios corresponden a la sedimentación del surco oriental de la cuenca eocena del Ebro *æfosa* de l'Empordàe y presentan una alternancia de formaciones detríticas y carbonatadas. La sucesión de materiales local en base al concepto de "formación litoestratigráfica" fue definida por Pallí (1972) y se ha mantenido en este trabajo. La columna estratigráfica sintética del paleógeno en la zona estudiada se presenta en la figura 2. Para su elaboración se han considerado las observaciones litológicas de campo y las medidas de campo y datos de sondeos para las potencias aproximadas.

Estructuralmente, el contacto entre las Gavarres y la llanura del Ter se realiza por un sistema de fracturas de carácter regional orientado NO-SE, y por otro sistema local orientado N-S, que afectan tanto al zócalo herciniano como a la cobertera mesozoica y cenozoica. Ambos sistemas están relacionados con el hundimiento de la fosa del Empordà (Saula *et al.*, 1994). La intersección de ambos dio lugar a una intensa fracturación de los materiales paleóge-

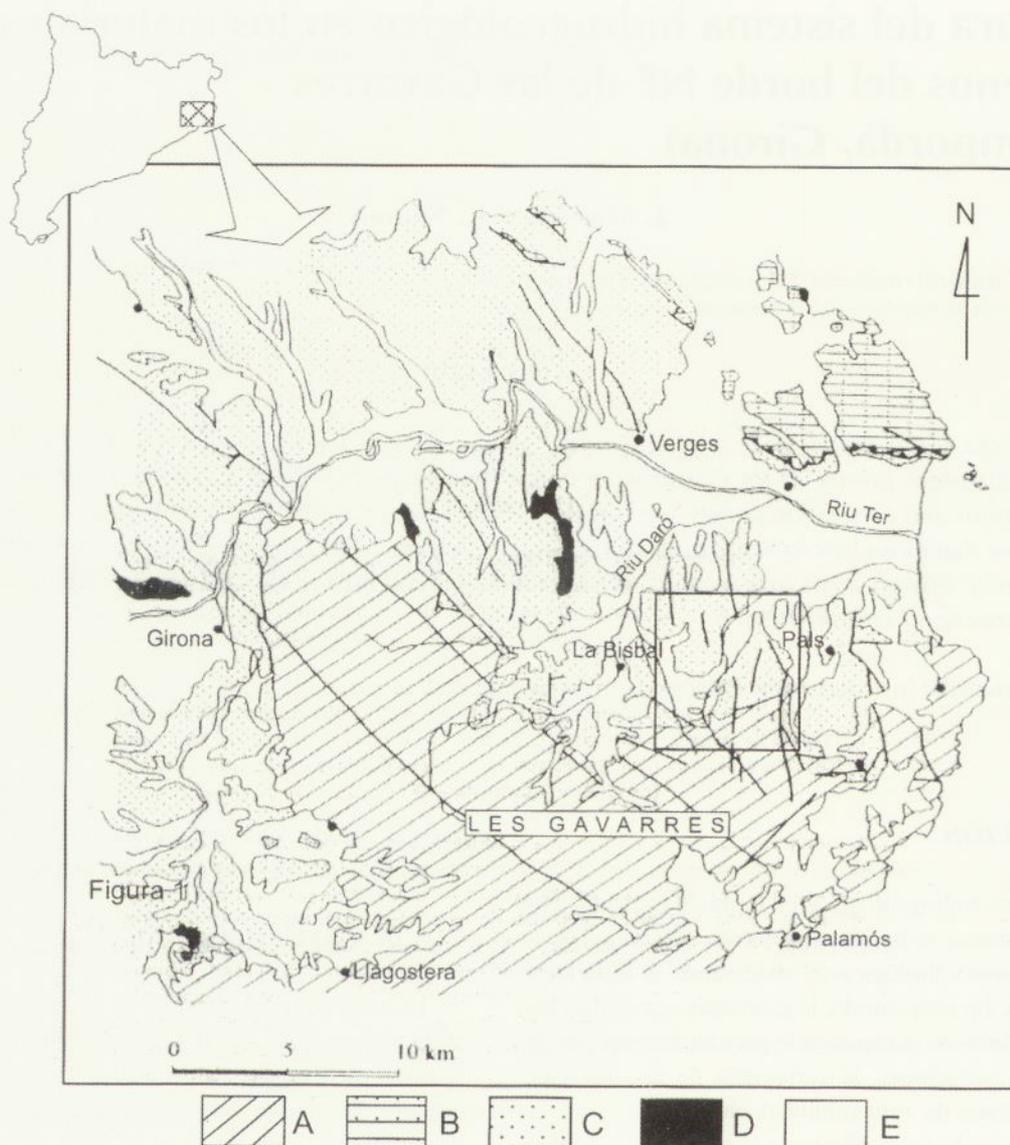


FIGURA 1.- Situación geográfica y geológica de la zona estudiada. A: Paleozoico, B: Mesozoico, C: Terciario, D: Vulcanismo, E: Cuaternario.

nos, aislando los distintos bloques resultantes mediante saltos de falla considerables. En esta zona, el contacto mecánico entre los materiales paleozoicos y paleógenos, ambos constituyentes del sustrato de la depresión del Empordà, presenta una dirección aproximada E-O.

Desde la perspectiva hidrogeológica, el comportamiento de los materiales terciarios del Baix Empordà fue descrito por Martínez Gil (1972). Albergan notables acuíferos en las formaciones carbonatadas, concretamente, la formación Girona y el tramo calcáreo existente en la base de la Fm. Rocacorba; y en algunos niveles detríticos de esta última formación. La zona de recarga de los mismos se sitúa en las Gavarres (950 m s.n.m.) y su descarga favorece el aluvial profundo del valle del río Ter (Mas-Pla *et al.*, 1999).

CORRELACIONES

La cartografía de las distintas formaciones litoestratigráficas aflorantes en el área de estudio se presenta en la Fig. 3. La característica principal es la fuerte dislocación de estas formaciones debido a la tectónica local, siendo las fracturas orientadas N-S las principales causantes de estos desplazamientos. Ello conlleva una notable fragmentación de las niveles hidrogeológicos más productivos, el seguimiento de los cuales en profundidad es complejo a partir de los afloramientos en superficie.

La figura 4 muestra dos cortes geológicos perpendiculares próximos al población de Palau-Sator, basados en la cartografía anterior y en los datos procedentes de dos son-

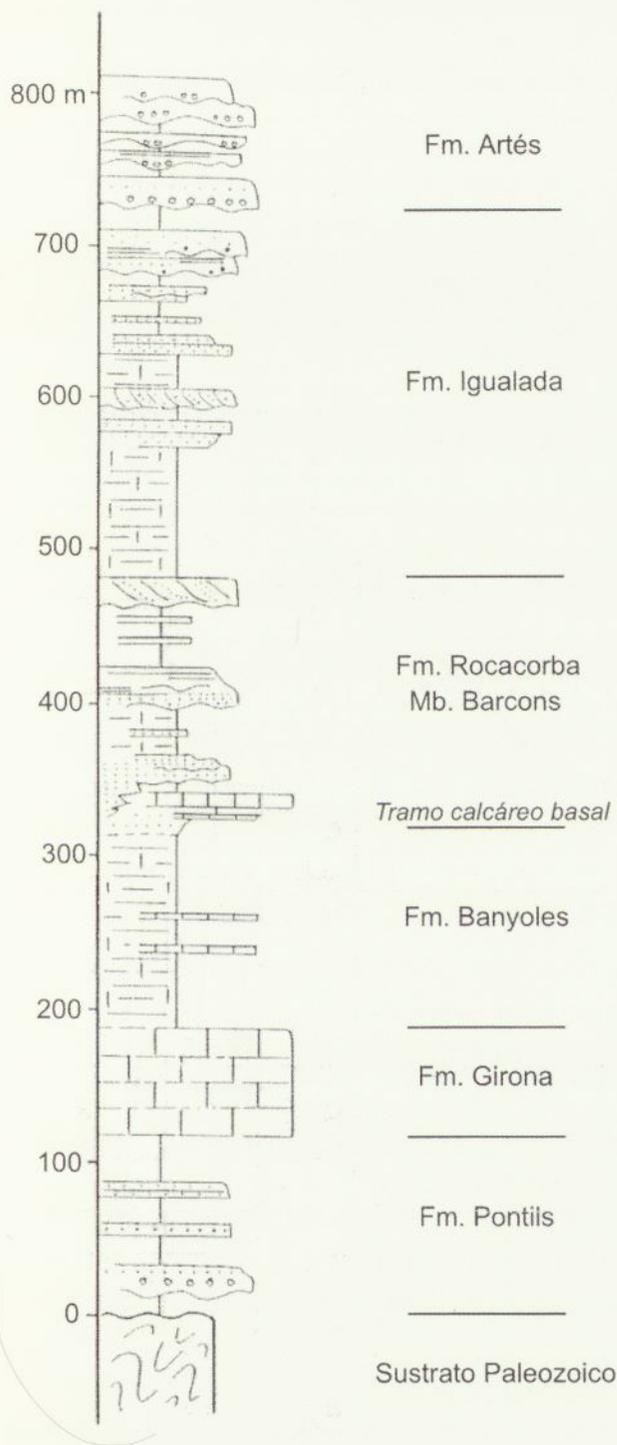


FIGURA 2.- Columna estratigráfica sintética del Paleógeno en la zona del Empordà.

deos existentes. El corte A-A' muestra la dislocación que sufren los niveles carbonatados, principales acuíferos locales. En esta sección se desconoce su profundidad en aque-

llos bloques donde no existen captaciones, si bien el movimiento relativo de las fallas ha podido deducirse de la cartografía. Complementariamente, el corte B-B' intenta relacionar los materiales aflorantes con la columna del pozo situado al SO de Palau-Sator (PS 40). Siendo el cabuzamiento de estas formaciones en la zona de Pantaleu de 320/15, el tramo calcáreo basal de la Fm. Rocacorba debería aparecer a mayor profundidad en la zona de la captación PS-40, lo cual permite suponer la existencia de una fractura orientada aproximadamente ENE-OSO, paralela a la observada entre Pantaleu i el Falguer, bajo la cobertera de materiales cuaternarios.

La reconstrucción de la estructura subterránea mediante la correlación de los datos de captaciones se presenta en la Fig. 5. En ella se perciben los distintos saltos de falla a lo largo del tramo estudiado y las discontinuidades que afectan a las formaciones litoestratigráficas. En concreto, es de especial interés la falla ubicada entre las captaciones FR-40 i FR-42, que representa un hundimiento considerable de los materiales carbonatados. Ello justifica, consecuentemente, la menor eficiencia de las captaciones situadas al oeste de la misma en comparación a las emplazadas al este. Las primeras explotan básicamente los materiales detríticos de la Fm. Rocacorba, contrariamente, al encontrarse en las últimas los niveles carbonatados a profundidades inferiores a los 20 m, permite su explotación. Asimismo, la columna perteneciente a la captación FR-42 muestra en detalle la estratigrafía del tramo calcáreo basal, siendo ésta coherente con la observable en el afloramiento de la zona del Mas Ventos, en Pantaleu.

Finalmente, los niveles piezométricos en estas captaciones son coherentes entre ellos y sugieren una dinámica hidrogeológica común a pesar de la intensa fracturación que afecta a los distintos niveles explotados. Ello evidencia que las fallas actúan como zonas de flujo preferencial comunicando hidráulicamente los distintos bloques acuíferos desplazados entre ellos.

CONCLUSIONES

El conocimiento de la estructura del subsuelo correspondiente a los materiales paleógenos situados en el límite noreste de las Gavarres ha permitido identificar la disposición y geometría de los principales acuíferos, destacando su intensa fragmentación causada por la tectónica local relacionada con el hundimiento de la fosa de l'Empordà. Basándonos en las captaciones existentes, estos acuíferos se ubican en los niveles carbonatados de la Fm. Girona y el tramo calcáreo basal de la Fm. Rocacorba, los cuales se hallan relativamente próximos a la superficie en la mitad oriental de la zona estudiada. En el sector occidental, las captaciones existentes se emplazan en los niveles detríticos de la Fm. Rocacorba. Los datos piezométricos indican que la intensa fracturación existente permite una excelente comunicación hidráulica entre ellos a través de las fallas.

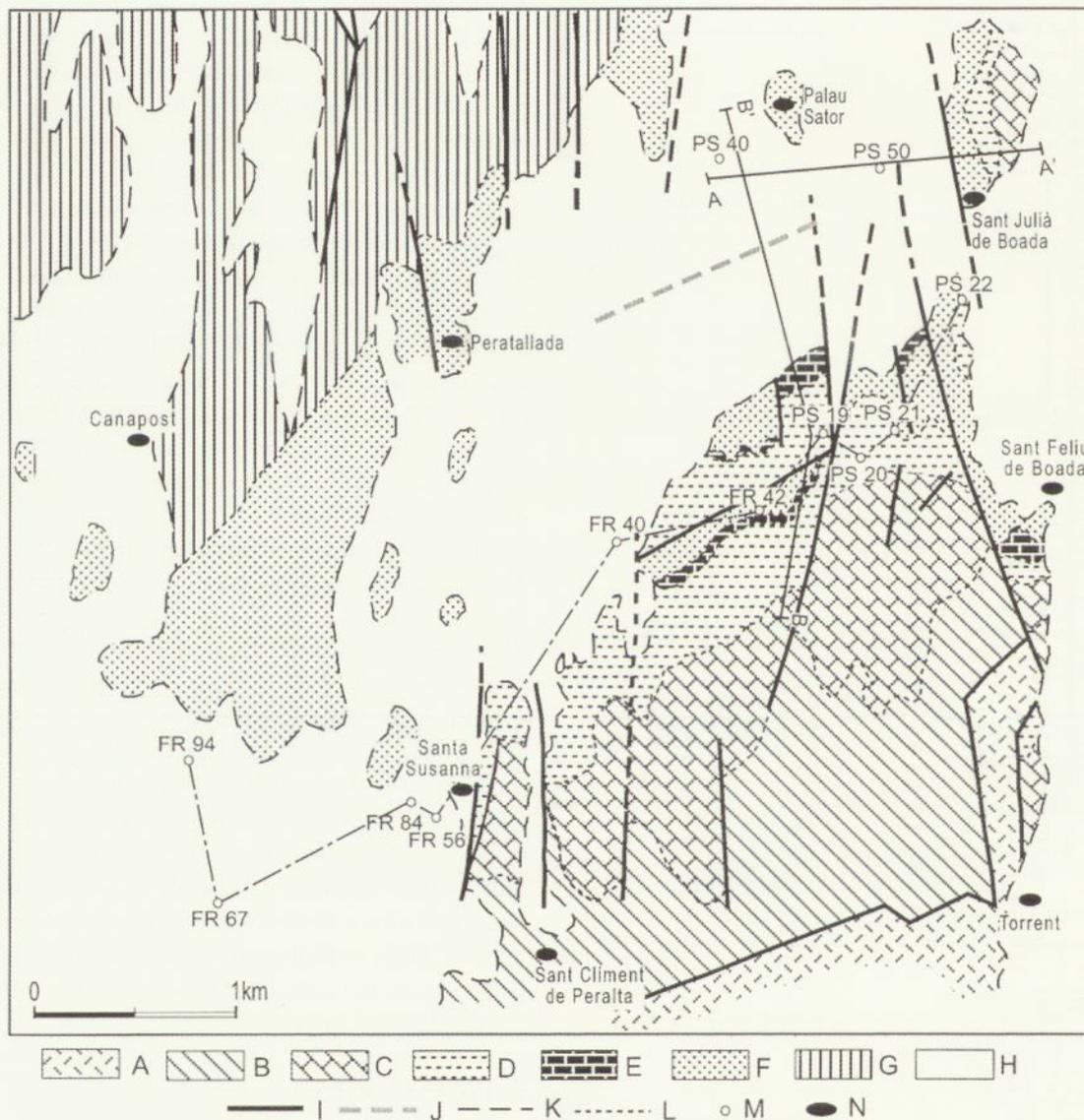


FIGURA 3.- Mapa geológico detallado del área de estudio. El corte A-A' se muestra en la Fig. 4, y la correlación de los testigos de pozos se halla representada por una línea de trazos (Fig. 5). A: Paleozoico indiferenciado, B: Fm. Pontils, C: Fm. Girona, D: Fm. Banyoles, E: Tramo calcáreo basal, F: Fm. Rocacorba, G: Fm. Igualada, H: Cuaternario indiferenciado, I: Falla, J: Falla deducida, K: Límite de los materiales paleogénos, L: Contacto entre formaciones paleogénas, M: Pozo usado en la correlación, N: Población.

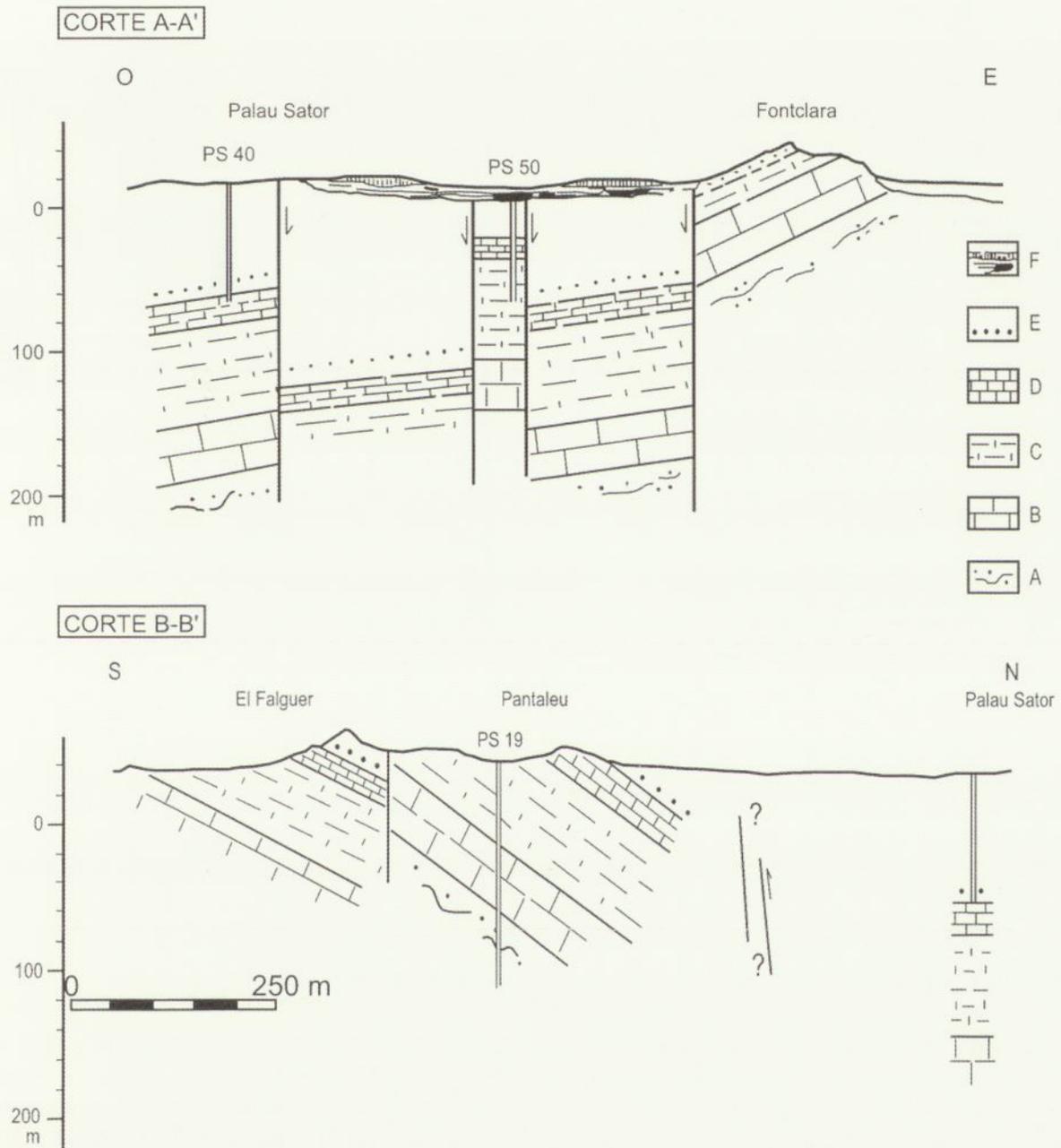


FIGURA 4.- Corte geológico A-A' entre Palau-Sator y Sant Julià de Boada y B-B' entre Palau-Sator y El Falguer. A: Fm. Pontils, B: Fm. Girona, C: Fm. Banyoles, D: Tramo Calcáreo Basal, E: Fm. Rocacorba, F: Cuaternario.

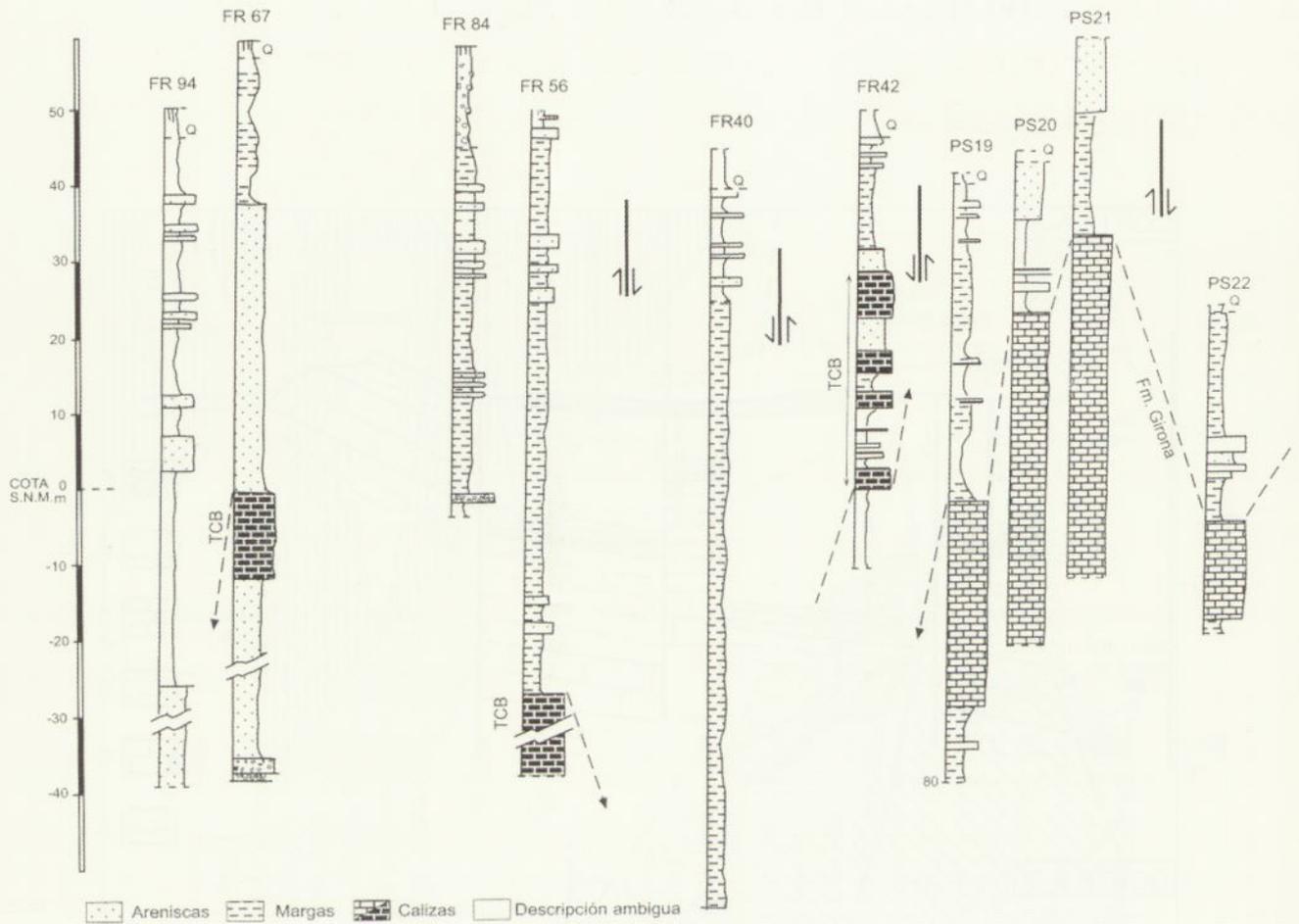


FIGURA 5.- Correlación entre las distintas formaciones paleógenas identificadas en los testigos de captaciones en el borde norte del macizo de las Gavarres. TCB: Tramo Calcáreo Basal, Q: Cuaternario.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a S. Oliveras la recopilación de datos de sondeos, a E. Viñals (GESMIN, Girona) la colaboración y discusión en la cartografía y a la Delegación de Minas de la Generalitat de Catalunya a Girona su colaboración. Este trabajo forma parte del proyecto CICYT HID98-0366.

REFERENCIAS

- Martínez Gil, F.J. (1972): Mem. del I.G.M.E., 82, 2 vol.
 Mas-Pla, J., Montaner, J., Bach, J. (1999): In: Samper et al., ed. "La contaminación de las aguas: un problema pendiente", ITGE-AIH-GE, 139-145. Valencia, 1998.
 Pallí, L. (1972): Pub. de Geología de la Univ. Autònoma. Barcelona, n.1, 338 pp., 2 mapas.
 Saula, E., Picart, J., Mató, E., Llenas, M., Losantos, M., Berástegui, X., Agustí, J. (1994): Acta. Geol. Hisp., 29, 55-75.

Las Facies fluviales de las unidades Superior Terciaria y Pliocuaternaria de la Cuenca del Guadiana entre Mérida y Badajoz (España)

M.E. Moya-Palomares¹, T.M. Azevêdo² y M. Rodríguez- Plaza³

1 Departamento de Geodinámica, Fcc. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid (España.). memoya@eucmos.sim.ucm.es

2 Departamento de Geología. Faculdade de Ciências. Universidade de Lisboa. Lisboa (Portugal).

3 School of Geography and Geosciences. University of St- Andrews (Scotland).

ABSTRACT

This paper describe two units of the Guadiana Basin (Cenozoic) between Mérida and Badajoz, Spain. The first unit (upper tertiary unit) represent fluvial sandstone deposits that was migrating from the E towards the W. The miocene fluvial system is characterised for channels and bars deposits associated with edafic levels and erratic development of the flood plain deposits. The second fluvial unit (plioquaternary unit) represent a new superimposed fluvial system. The Plioquaternary system is characterised for sandstone and conglomeratic deposits that represent channel and bars with high lateral displacements as consequence of the migration and fill of the fluvial system. Both types of fluvial systems represent part of the evolution of the Guadiana basin from the Miocene until the Plioquaternary.

Keywords: basin, Guadiana, fluvial facies

INTRODUCCIÓN

La cuenca del Guadiana es una pequeña depresión terciaria al SW de la península Ibérica (fig.1), representada por cuatro unidades principales entre las localidades de Mérida y Badajoz: -Unidad Inferior, UI, de origen palustre y edad oligocena, Hernández - Pacheco (1932,1955) o miocena (Hernández -Pacheco y Crusafont, 1960, Hernández-Pacheco, 1960) - Unidad Superior miocena (UST) - Unidad fluvial pliocuaternaria, (UPQ) y -depósitos pliocuaternarios en facies de Raña, (DP).

En esta comunicación se realiza la descripción y análisis sedimentológico de las unidades superior miocena (UST) y pliocuaternaria (UPQ).

La metodología empleada consistió en el reconocimiento de campo de una extensa zona desde Mérida (España) hasta Redondo (Portugal), se elaboraron fotomontajes y se realizó la correlación litoestratigráfica del área . Los diferentes estilos fluviales que representan la unidad Superior (UST) y la unidad Pliocuaternaria (UPQ) y su dispersión geográfica se discuten en términos paleogeomorfológicos y de control estructural.

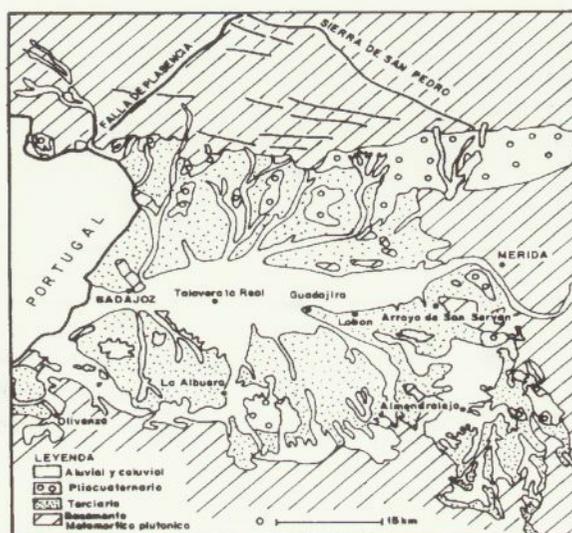
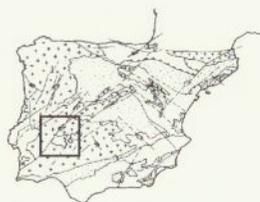


FIGURA 1.- (a) Localización de la cuenca del Guadiana Extremeño. (b) Mapa Geológico de la cuenca del Guadiana entre Mérida y Badajoz. Adaptado de Quesada et al. 1987.

FACIES FLUVIALES DE LA UNIDAD SUPERIOR TERCIARIA (UST)

Los depósitos fluviales, anteriores a la instalación de la red pliocena de drenaje, son representados por las arenas y conglomerados que constituyen la Unidad Superior (UST). La unidad Superior ha sido dividida por Apalategui *et al.* (1988) en tres tramos. El primero de ellos (tramo Basal) es interpretado como un depósito de mantos de arroyada. El segundo de los tramos (tramo intermedio) está formado por los depósitos aluviales que constituyen la facies Almendralejo y Badajoz. Y el tercero de los tramos está constituido por carbonatos laminados (caleño). Las medidas de paleocorrientes efectuadas a lo largo de la unidad apuntan una dirección comprendida entre 230 y los 270 desde los afloramientos de Mérida hasta los de Badajoz y las facies en las áreas donde la unidad Superior (UST) aflora son las siguientes (fig.2):

1. Conglomerados masivos: Consiste en un conglomerado Gm (Miall, 1978) matriz sostenido con clastos principalmente de cuarcita de un tamaño no superior a los 6 cm y con una redondez media-baja e inmersos en una matriz lutítica. El depósito se encuentra parcialmente carbonatado. La carbonatación afecta al sustrato y se hace más intensa a techo del conglomerado. Se identifican estos depósitos como pertenecientes a abanicos aluviales en su facies proximal (Apalategui *et al.* 1988).

2. Conglomerados con geometría tabular: Se distingue este tipo de depósito en la parte más suroriental de la zona de estudio. Se trata de un microconglomerado, Gt (Miall, 1978) de cantos fundamentalmente de cuarzo, cuarcita y rocas metamórficas, de redondez media, inmersos en una matriz arenosa. La carbonatación es intensa en todo el

depósito destruyendo parcialmente la matriz. Interpretamos el depósito como cuerpos canalizados de alta energía de abanicos aluviales (zona proximal-media).

Tanto la primera como esta segunda facies se localizan en los márgenes de la cuenca, con una dirección N-S, perpendicular al resto de los depósitos fluviales miocenos

3. Cuerpos arenosos con geometría tabular Se distinguen dos tipos. El primero se presenta como un depósito residual de difícil observación. Se trata de una arena de grano grueso-muy grueso, con niveles de conglomerados centimétricos. Los conglomerados de cuarzo y cuarcita se encuentran imbricados dentro de las arenas. Los cuerpos arenosos presentan "set" con estratificación cruzada en surco St (Miall, 1978). Se ha interpretado el depósito por su escaso desarrollo vertical y longitudinal como el inicio de barras longitudinales de fondo de canal.

El segundo de los tipos corresponde a un depósito de arenas de grano medio - grueso que presenta litofacies St,Sp (Miall, 1978). En estas facies cada paquete arenoso no supera los 60 cm. Estos paquetes se repiten sucesivamente a lo largo de la unidad. Normalmente un "set" de arenas presenta una tendencia grano decreciente, finalizando con la acumulación de niveles de limo y arcilla con intensa bioturbación por raíces. Se interpreta el conjunto como el crecimiento y desarrollo de barras longitudinales y transversales dentro de un sistema de canales móviles. Los niveles bioturbados de raíces indican una exposición sub-aérea periódica de las barras.

4. Cuerpos arenosos canalizados. Con base erosiva y facies St, típicas de relleno de canal. Son abundantes los niveles limo arcillosos con bioturbación vegetal intercalados entre las arenas. Estas características sedimentarias abundan principalmente al Este de la zona de estudio. La

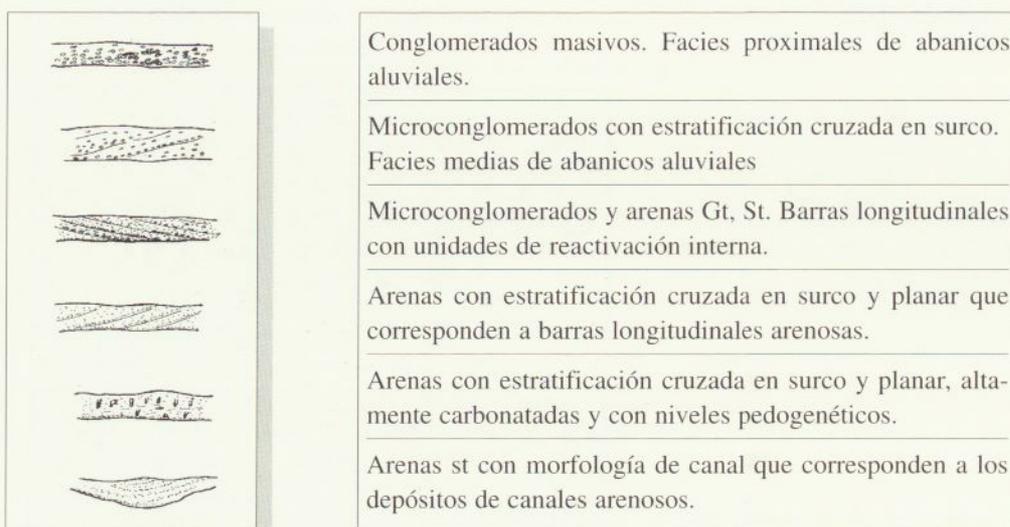


FIGURA 2.- Facies presentes en la unidad superior terciaria(UST).

organización de la secuencia permite interpretar una sucesión de canales móviles propia de ríos entrelazados (Villalobos *et al.*, 1988) con abandonos de corta duración.

Tanto los conglomerados con geometría tabular como los cuerpos arenoso presentan medidas de paleocorrientes de dirección E-W coincidiendo con el sistema colector principal actual de la cuenca.

FACIES FLUVIALES PLIOCUATERNARIAS DEL PRE- GUADIANA (UPQ)

En los cortes que hemos estudiado, entre Mérida y Badajoz, a una altura comprendida entre los 39 – 60 m (con respecto al nivel del río) se pueden identificar los depósitos de una antigua red fluvial muy similar a la que encontramos en la actualidad. Las medidas de paleocorrientes de los afloramientos (entre Mérida y Badajoz) indican una dirección de flujo entre 225-315 °. Mediante el levantamiento de columnas y estudio de fotomontajes se ha podido establecer el siguiente grupo de facies para esta unidad (fig.3):

1. Cuerpos de Gravas y arenas con Morfología Tabular: Se trata de cuerpos de conglomerados Gt (Miall, 1978) matriz sostenidos, con clastos de subredondeados a angulosos. El material esta compuesto fundamentalmente por cantos de cuarcita (60%), cuarzo(35%) y rocas variadas como los esquistos, granitos en una proporción de 5%. Los coset que forman los cuerpos de gravas no superan 1, 70 de altura. En todos los casos cada paquete de conglomerados es grano decreciente. La base de cada cuerpo de gravas comienza por una superficie erosiva “lag” fácilmente identificable. Se interpreta este depósito como barras longitudinales de gravas y arena con superficies de reactivación interna, donde es posible distinguir las unidades de crecimiento lateral resultado de la modificación de

la propia barra, similares a las descritas por (Ramos *et al.*, 1986) para los conglomerados del Buntsandstein del nordeste Ibérico. La presencia de capas de grava de espesor decimétrico lo interpretamos como material que se mueve como carga de fondo solo con los caudales mas altos (similar al modelo de Hein, 1974). La separación entre dos barras se produce por una hilera de clastos (ribs de gravas) dispuestos transversalmente al flujo. Este tipo de deposito aparece fundamentalmente en sistema de canales Braided y sobre todo a techo de las barras (Gustavson, 1974).

2. Cuerpos canalizados de Arena. Se caracterizan por estar formados por arenas con estratificación cruzada en surco. El depósito comienza con unos niveles centrimétricos de gravas y arenas (lag) que cortan al material anterior. Lateralmente las arenas pasan a formar parte de barras longitudinales. Se interpreta el depósito como el relleno de canales múltiples dentro de un amplio sistema Braided de gravas y arenas.

3. Cuerpos canalizados de gravas y arenas: Este conjunto presenta características muy similares a los cuerpos canalizados de arenas. Los conglomerados y arenas (Gt,St) se separan del material subyacente por superficies erosivas. Lateralmente forman parte de cuerpos canalizados de mayor envergadura..

4. Cuerpos de arenas y lutitas: Dentro de los materiales pliocuaternarios más comunes de gravas y arenas de canal, se encuentran niveles de arenas de grano muy fino y limos con abundante materia orgánica. Estos niveles se localizan a techo de las barras y como materiales finales que tapizan los canales. Se interpretan como depósitos de llanura de inundación de pequeña entidad dentro del sistema fluvial.



- Conglomerados sin estructura aparente con clastos imbricados resultado de flujos masivos.
- Conglomerados y arenas (Gt,St) resultantes de la migración de barras, longitudinales de gravas y en menor proporción arenas, con crecimiento lateral.
- Arenas con estratificación cruzada en surco, resultado del relleno de canales.
- Conglomerados (Gt), que corresponden a barras longitudinales con crecimiento lateral y vertical.
- Arenas y limos de llanura de inundación.
- Conglomerados Gt,St de relleno de canal.

FIGURA 3.- Facies Pliocuaternarias de la cuenca del Guadiana.

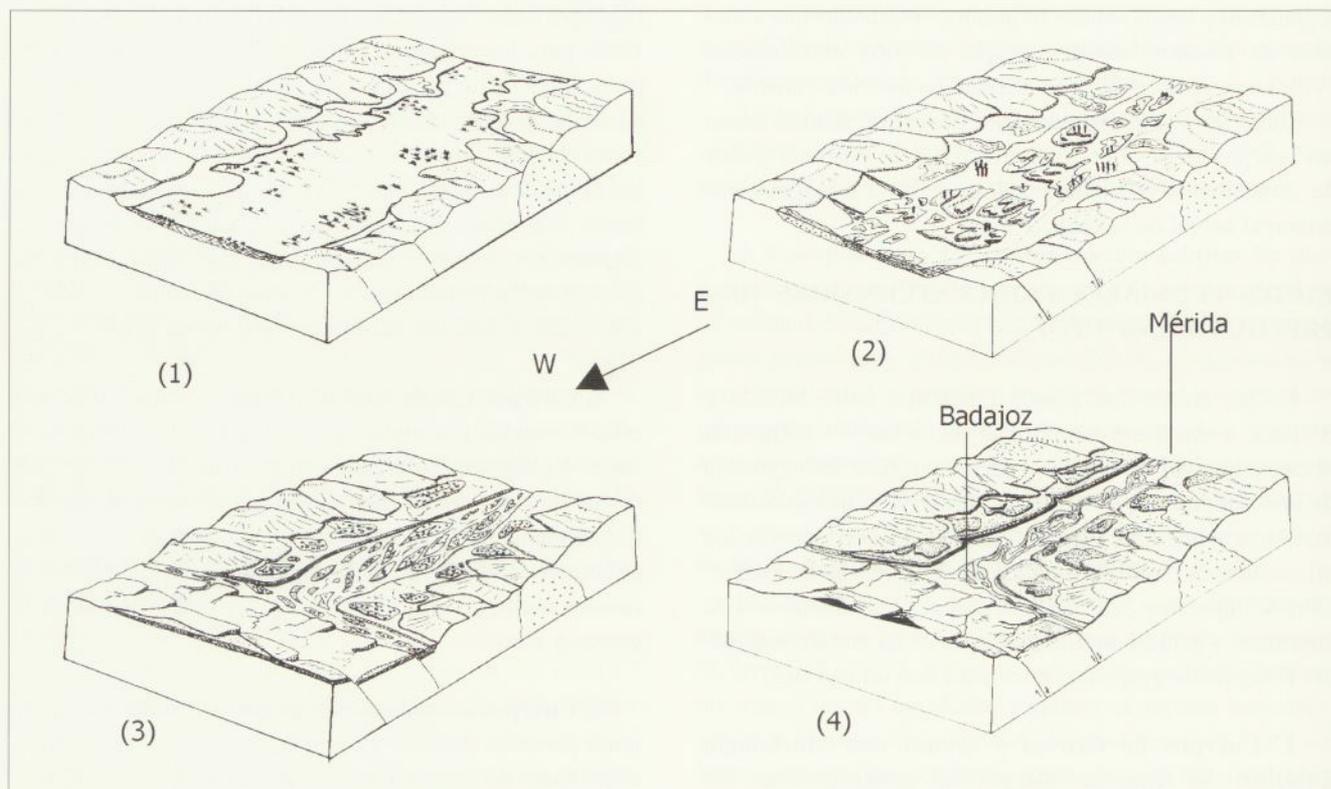


FIGURA 4.- Evolución Cenozoica de la cuenca del Guadiana entre Mérida y Badajoz. 1) Etapa inicial de relleno, unidad inferior Terciaria, sistema lagunar. 2) Etapa fluvial de relleno, Unidad Superior Terciaria, sistema Fluvial Braided de arenas. 3) Etapa fluvial de relleno, Unidad Pliocuaternaria, sistema Braided de gravas y arenas, sistema fluvial. 4) Situación actual.

CONCLUSIONES

Durante la sedimentación de la unidad superior Terciaria (UST) la zona de estudio se caracteriza por la existencia de un extenso sistema fluvial "Braided" de arena de dirección Este-Oeste. Un sistema con numerosos canales y barras que temporalmente eran inactivos. En los bordes de la cuenca, fundamentalmente en el borde sur, una red de abanicos aluviales aportaba sedimentos al sistema fluvial que eran eventualmente retrabajados incorporándolos al río (Fig. 3, 2).

El estudio de la Unidad Pliocuaternaria (UPQ) permiten clasificar al preguadiana como un río Braided con carga de fondo mixta de gravas y arenas. Las medidas de paleocorrientes indican una dirección de corriente muy parecida a la dirección actual del río y que se sitúa entre los 225 – 315 grados. Este hecho puede hacernos pensar en una dirección fluvial principal semejante a la dirección fluvial del Mioceno. Sin embargo, otros puntos de la cuenca situados al sur de Badajoz, nos permiten diferenciar dos direcciones fluviales diferentes, una E-W (tramo Mérida Badajoz) y otra N-S (al sur de Badajoz). El seguimiento de los niveles de terraza y las descripciones que de ellas hace Feio(1946) indican que la red principal pliocuaternaria presentaba una dirección muy semejante a la actual (Fig. 4, 3, 4).

REFERENCIAS

- Apategui, O., Jorquera A. Vallalobos, M., Dabrio, C., Gaspar. A., Armenteros, I. (1988): Hoja núm. 803 (Almendralejo), 1:50.000 segunda serie. IGME. España.
- Feio, M. (1946): Os terrazos do Guadiana a jusante do Ardilla. Com.S.G.P., 3-84. Lisboa.
- Gustavson, T.C. (1974): Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina Gálcier foreland, Alaska. J. Sediment.Petrol., 44, 374-389.
- Hein, F.J (1974): Gravel transport and stratification origins, Kicking Horse river, British Columbia. M.Sc. thesis, McMaster University, 135 pp.
- Hernández Pacheco, E.(1932): Síntesis fisiográfica y geológica de España. Trab, Mus. Nac. Cien. Nat, 38, 584.Madrid
- Hernández Pacheco, F.(1955): fisiografía del solar hispano, TomoI. Real Academia de Ciencias Naturales. Madrid
- Hernández Pacheco, F (1960): El terciario continental de Extremadura. Bol.R. Soc.Esp.Hist.Nat. 58, 241-274.
- Hernández Pacheco, F. y Crusafont, M. (1960): La primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura. Bol. R. Soc. Española, Hist. Nat. Tomo 58, 275-282.
- Mial, A.D (1978): Lithofacies types and vertical profile model in braided river deposits in Miall (de) Fluvial

- sedimentology. Can Soc.Pretol. Geol. Men 5.
- Quesada c. (1987): mapa geológico- minero de Extremadura (1:300.000). Consejería de Industria y energía. Junta de Extremadura. España.
- Ramos , A., Sopeña, A., Pérez-Arlucea, M (1986): Evolution of the Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwestern Iberian Ranges (Central Spain). J. Sediment Petrol. 56: 862-875.
- Villalobos , M., Jorquera, A., Apalategui, I(1988): Hoja núm. 802 (La Albuera) , 1:50.000 segunda serie.IGME.



Petrología del Eoceno Inferior - Medio del borde S de la cuenca Surpirenaica Oriental

J. A. Núñez, D. Gómez-Gras y E. Maestro

Dpto. Geología, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Barcelona

ABSTRACT

The Eastern South Pyrenean Eocene Foreland Basin, located in the eastern margin of the Ebro Basin, is formed by a tectonically active border in the N (that corresponds to the Pyrenees) and a passive wedge in the S (that corresponds to the Catalan Coastal Ranges). During the Lower Eocene, a continental sedimentation of alluvial fans (braid-delta type) took place in the passive margin close to the source area (probably the Montseny Massif). These deposits, up to 500 m in thickness, are made up of detrital sediments (mainly conglomerates and coarse-grained sandstones) and are arranged in alluvial red-bed sequences. Into a petrographical point of view, the sandstones are litharenites formed by plutonic and metamorphic rock fragments, quartz and feldspars. Plutonic fragments are more abundant than metamorphic in sandstones, whereas metamorphic fragments are more abundant than plutonic in conglomerates. On the other hand, compaction processes have been more intense than cementation in sandstone diagenesis.

Keywords: *pyrenean Eocene foreland basin, passive wedge, alluvial fans, litharenites, compaction processes*

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Antepaís Surpirenaica Oriental se encuentra al NE de la Península Ibérica, limitada por un borde de cuenca activo al N (Pirineos) y un margen pasivo al S (Cadenas Costero - Catalanas) (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). Esta disposición compartimenta la cuenca en dos sectores bien diferenciados (septentrional y meridional). Al W está limitada por la rampa lateral de las unidades cabalgantes pirenaicas, también denominada "falla del Segre" (Barnolas, 1992). La sedimentación del sector meridional, inicialmente continental, tuvo lugar en el Paleógeno inferior, entre el Thanetiense Superior y el Cuisiense. Posteriormente, ya en el Paleógeno medio y superior, el relleno de la cuenca fue preferentemente de carácter marino y deltaico. El área fuente de estos sedimentos se sitúa en la Cordillera Costero Catalana y, en concreto, en el macizo del Montseny, el cual está compuesto mayoritariamente por rocas paleozoicas (pizarras, esquistos y granitos) de edades que oscilan entre el Cambro-Ordovícico y el Carbonífero. También afloran rocas mesozoicas de edad triásica (facies Buntsandstein y Muschelkalk).

En el sector situado entre Seva y Vilanova de Sau se encuentra una buena representación de estas facies continentales del Eoceno Inferior (Fig. 1). Según Colombo (1980), en esta zona se individualizan tres formaciones litostratigráficas: Fm. Mediona, Fm. Vilanova de Sau y Fm. Romagats.

ESTRATIGRAFÍA

Estos depósitos comprenden un total de 540 m y abarcan las tres formaciones mencionadas por Colombo (1980). Sin embargo, se han considerado solamente las dos unidades superiores, incluyendo la

Fm. Mediona dentro de la Fm. Vilanova de Sau debido a que ambas presentan características sedimentológicas similares y no se pueden diferenciar cartográficamente. La serie descansa sobre un zócalo paleozoico compuesto por pizarras y filitas cambro-ordovícicas y varios tipos de granitoides tardihercínicos (básicamente granodioritas, pórfidos granodioríticos y leucogranitos). En las inmediaciones del contacto, el substrato paleozoico está afectado por un fuerte proceso de rubefacción que da lugar a un perfil de meteorización, muy similar al descrito en el tránsito Paleozoico - Mesozoico por Gómez-Gras y Ferrer (1999). Este perfil está tapizado por un paleosuelo carbonático de tipo calcreta con nódulos y rizocreciones.

La Fm. Vilanova de Sau (incluyendo la Fm. Mediona), depositada entre el Thanetiense y el Cuisiense, tiene una potencia aproximada de 340 m. La componen cinco unidades deposicionales estrato y granocrecientes compuestas por lutitas, areniscas y conglomerados de color rojo que se interpretan como la progradación de las facies medias - distales de los abanicos aluviales de tipo *braid-delta*, en el sentido de Nemeč y Steel (1988), procedentes del área del



FIGURA 1.- Mapa geológico de la Cordillera Costero Catalana y localización de la zona estudiada.

Montseny. La Fm. Romagats, de edad cuiense superior - luteciense y con 200 m de espesor, se dispone en continuidad con la anterior y está compuesta por una amalgamación de canales conglomeráticos entre areniscas muy gruesas de color rojo organizados en seis secuencias deposicionales grano y estratodecrecientes. Se interpreta como las facies proximales y medias de un abanico aluvial de tipo *braided-delta*.

PETROLOGÍA

Los conglomerados de estos depósitos están compuestos por clastos graníticos, porfídicos, metamórficos, de cuarzo y de lidita. Estas litologías también pueden aparecer rubefactadas y proceder, por tanto, de la erosión de un perfil de alteración. Los cantos de cuarzo y lidita aparecen en pequeñas proporciones en toda la serie sin experimentar ningún tipo de tendencia. En las unidades inferiores de la Fm. Vilanova de Sau son característicos los fragmentos graníticos, porfídicos y metamórficos, los cuales están en su mayoría rubefactados. En las unidades superiores se observa un descenso en la proporción de cantos rubefactados, los cuales casi llegan a desaparecer en el techo de la formación. En esta misma formación, en general, dominan los clastos pizarrosos y, hacia el techo, aparecen, aunque en

bajas proporciones, clastos conglomeráticos y cornubianíticos con andalucita procedentes de niveles rudíticos del Caradoc y de las pizarras ampelíticas del Silúrico, llegando a desaparecer las litologías graníticas. En la unidad inferior de la Fm. Romagats se mantiene esta misma tendencia y continúa el dominio de los cantos metamórficos. Pero a partir de la segunda unidad, y coincidiendo con la entrada de materiales de mayor granulometría, resurgen los fragmentos graníticos al mismo tiempo que se empiezan a encontrar cantos triásicos, tanto de arenisca (de las facies Buntsandstein) como de carbonatos (de las facies Muschelkalk), siendo estos últimos los dominantes en el techo de la serie, lo cual implica una ampliación de las áreas fuente.

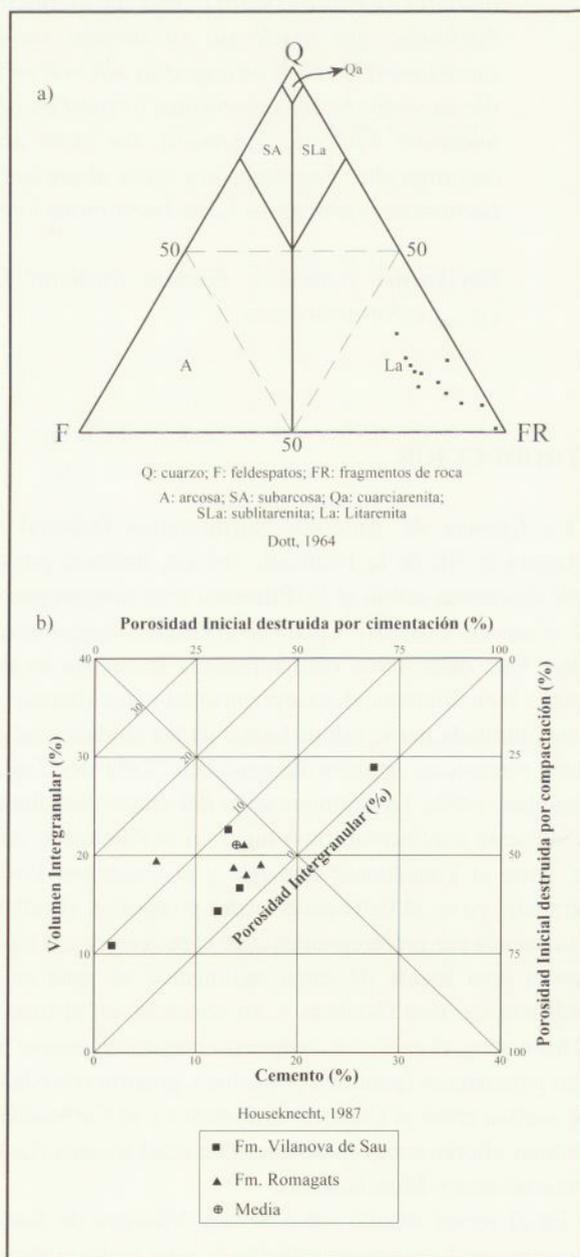


FIGURA 2.- Diagrama Qt - F - FR de Dott (1964) (a) y Houseknecht (1987) (b), que ilustran la composición y la compactación de la fracción arenítica del sedimento.

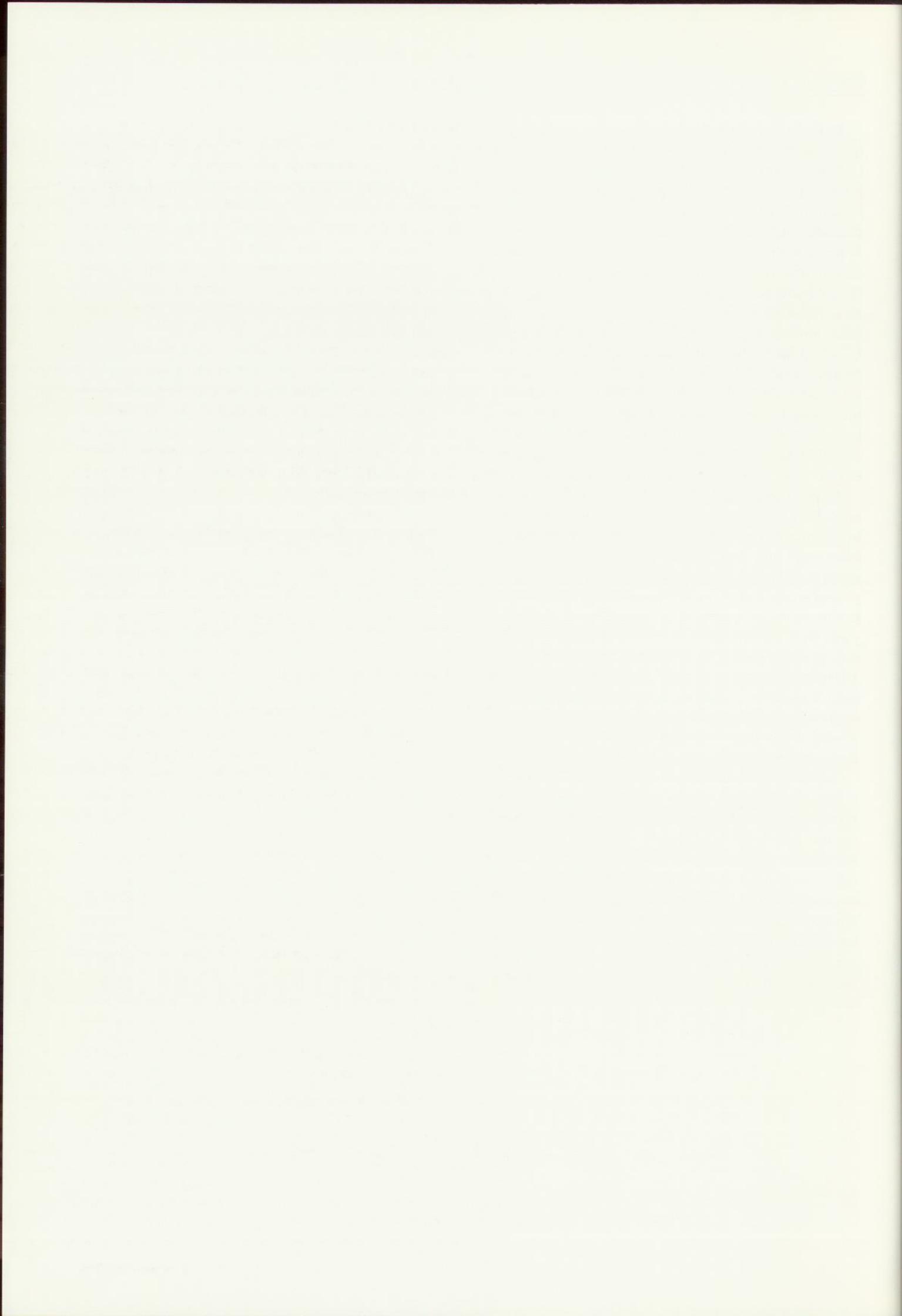
Del estudio petrográfico al microscopio se desprende que las areniscas de la serie son litarenitas (Dott, 1964) (fig. 2a). La Fm. Vilanova de Sau está compuesta principalmente por fragmentos de roca plutónicas (69,4%), cuarzo detrítico (10,9%), fragmentos metamórficos (5,7%), plagioclasa (1,2%), feldespato potásico (3,3%), fragmentos de roca porfídica (2,5%), fragmentos de roca sedimentaria siliciclástica (1,7%), matriz siliciclástica (2,1%) y epimatriz producida por la alteración de las plagioclasas (2,8%). En la Fm. Romagats se observan variaciones composicionales importantes: los fragmentos plutónicos disminuyen (57,3%) debido a que los fragmentos metamórficos (6,9%), el cuarzo detrítico (14,8%) y la matriz siliciclástica (8,5%) aumentan y a la aparición de fragmentos de roca carbonática (1,9%). La proporción de feldespato potásico aumenta ligeramente (5,0%) al igual que el porcentaje de plagioclasa (2,9%) ya que la proporción de epimatriz disminuye (1,1%).

La diferencia composicional existente entre las fracciones rudítica y arenítica es debida a que un sustrato pizarroso meteorizado y erosionado genera cantos centimétricos y arena fina a muy fina, mientras que un sustrato granítico aporta al sedimento clastos decimétricos (incluso métricos) y arena gruesa a muy gruesa. Por tanto, es fácil que en la fracción rudítica dominen los fragmentos de roca pizarrosa y que en la fracción arenítica, de granulometría gruesa a muy gruesa, dominen los fragmentos de roca plutónica. Además, la compactación del sedimento ha jugado un papel importante, ya que una cierta proporción de fragmentos de roca pizarrosa ha sido incorporada a la matriz siliciclástica en forma de pseudomatriz (4,3% del total de fragmentos metamórficos).

Según el diagrama volumen intergranular - cemento de la fig. 2b, el 90% de los datos se proyectan en la porción inferior izquierda del diagrama, indicando que estas muestras han sufrido una significativa reducción del volumen intergranular por procesos de compactación (Houseknecht, 1987) y una cementación relativamente pequeña de calcita, con texturas *drusy*, *bladed* y en mosaico *equant*, siendo el tamaño de los cristales inferior a 400 μm . Sólo el 10% de las muestras ha sufrido una cementación importante, ya que es la más próxima al contacto con la calcreta basal y pudo verse afectada por procesos pedogenéticos o por removilización del carbonato de la calcreta.

REFERENCIAS

- Barnolas, A. (1992): Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. *Acta Geol. Hisp.*, 27 (1-2): 15-31
- Colombo, F. (1980): Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides. Tesis doctoral, Univ. De Barcelona, 609 p. (inérita)
- Dott, R.H. Jr. (1964): Wacke Graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification?. *Jour. Sed. Petrol.*, 34: 625-632
- Gómez-Gras, D., Ferrer, C. (1999): Caracterización petrológica de perfiles de meteorización antiguos desarrollados en granitos tardihercánicos de la Cordillera Costero Catalana. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2): 281-299
- Houseknecht, D. W. (1987): Assessing the relative importance of compaction processes to reduction of porosity in sandstones. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 71: 633-642
- Nemec, W., Steel, R.J. (1988): What is a fan delta and how do we recognize it?. En: W. Nemec y R.J. Steel (eds.). *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie and Son.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Marzo, M. (1986): Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 8: 229-246



Control tectónico en la sedimentación del Alogrupo Castissent entre el coll de Montllobar y el río Isábena (Eoceno surpirenaico central)

O. Oms, E. Remacha y A. Bosch

Universitat Autònoma de Barcelona. Dpt. de Geologia (Fac. de Ciències). 08193 Bellaterra (España)

ABSTRACT

In the NE of the Eocene South-Central Pyrenean Basin the continental sediments of the Castissent Allogroup (in the sense of Mutti et al., 1988) display an important synsedimentary deformation stage at the base of the allogroup. Apart from the thrust propagation sequence known in the lateral ramps of the Cotiella Unit (west of the study area), the structures previously formed at the end of the Cretaceous, got reactivated (Bóixols and Turbón units), controlling mainly the sedimentation of the lower allogroup in the eastern sector of the South-Central Pyrenean Unit.

Keywords: Pyrenees, Eocene, Castissent allogroup, growth-strata

Formando parte del relleno de la cuenca de antepaís eocena surpirenaica central, el alogrupo de Castissent (ver Mutti *et al.*, 1985, 1988) se desarrolló durante el Cuisiense superior con una duración aproximada de 3 Ma. Registra una etapa que, en sentido amplio, puede considerarse como de las más activas de la historia eocena surpirenaica.

La parte inferior del alogrupo registra una reactivación intensa de estructuras de cobertera preexistentes, incluidas en el conjunto de la Unidad Surpirenaica Central (en el sentido de Seguret, 1972), ya bien diferenciada durante la sedimentación del alogrupo y enraizada en la Zona Axial. El conjunto delaminado había ya iniciado la formación de una cuenca "a cuestras" relativamente compleja durante los estadios precedentes (desde el alogrupo de Fígols de Mutti *et al.* 1988), ofreciendo las primeras etapas evolutivas de la cuenca de Tremp-Ager (Nijman, 1998). Durante el desarrollo sintectónico del alogrupo Castissent esta cuenca desarrolló cierta complejidad en lo concerniente al borde noroccidental, por lo demás restando similar a las etapas anteriores a excepción de la formación de relieves internos asociados a la reactivación de los cabalgamientos de Bóixols y Turbón (ver fig. 1) y Montsec.

La reactivación de las estructuras del sistema de Bóixols-Turbón se pone de manifiesto durante los primeros estadios de sedimentación del alogrupo Castissent, registrados principalmente hacia el oeste del flanco occidental del anticlinal del Turbón. Allí, en su paso por el valle del Isábena, el alogrupo alcanza su máximo espesor. En este flanco suroeste del anticlinal se pone de manifiesto una discordancia progresiva desarrollada sincrónicamente con el crecimiento producido por la reactivación del cabalgamiento del Turbón. Su anticlinal de rampa asociado pre-

senta una dirección aproximada NNW-SSE. Los sedimentos que rellenan el surco adyacente al flanco oeste se culmina con la entrada de las areniscas de Mas de Faro (cuerpos A y B de Marzo *et al.*, 1988, ver también Nijman y Nio, 1975). Los equivalentes orientales de los sedimentos anteriores son menos potentes y se pierden por solapamiento expansivo sobre el borde norte de la cuenca de Tremp, en los relieves sinsedimentarios del levantamiento estructural generado por el sistema de Bóixols-Turbón. Este último está superpuesto a la línea de entroncamiento frontal del sistema de basamento, hasta alcanzar el abanico aluvial de Cajigar (de origen norte), que suministrará sedimentos al conjunto de drenaje axial, principalmente por delante (W) del anticlinal del Turbón. Igualmente estos términos se pierden por solapamiento expansivo sobre el flanco E del anticlinal del Turbón. La sucesión por encima del nivel de Mas de Faro adquiere características transgresivas mediante un predominio de facies fluvio-lacustres que culminan con la entrada de una cuña marina (lutitas con *Ostrea* y *Potamides*) que desde el oeste invade la región occidental hasta la región de Castigaleu. Tras esta superficie de máxima inundación, tanto el sistema de drenaje axial como sus equivalentes del sistema de Cajigar adquieren características regresivas, manteniendo las características fluvio-lacustres en el sector oriental estudiado, hasta que se alcanzan condiciones de abanico aluvial proximal con la entrada de conglomerados sucedidos por un conjunto de calcretas muy desarrolladas en el sector oriental (ver fig. 1).

Tras estos paleosuelos anteriores, la sucesión adquiere características marinas (equivalentes de la Fm. Perarrúa en sentido estricto, no preservadas por erosión en el sector más oriental), hasta evolucionar de nuevo a medios predo-

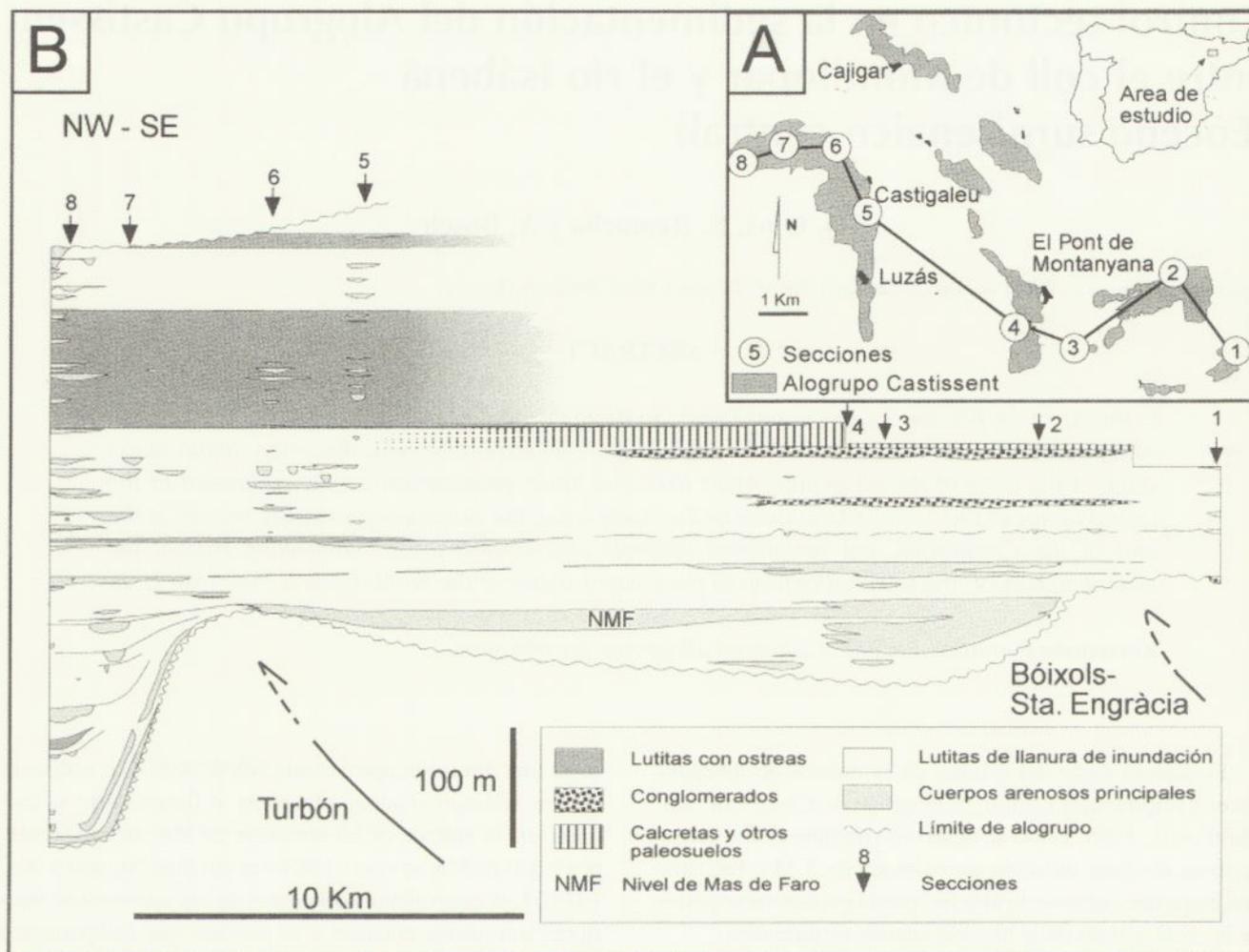


FIGURA 1.- A: Localización de la zona de estudio y extensión de los afloramientos del alogrupo Castissent en ella contenidos. B: Esquema de correlación sintético de la secciones más significativas (ver situación en A).

minantemente continentales. Estos últimos se encuentran ya erosionados en la zona occidental con un hiato muy significativo. Como puede observarse en la fig. 1, tras la sedimentación del nivel de Mas de Faro la sección adquiere un patrón de apilamiento isópaco hasta la discordancia superior. Este hecho puede ser indicativo de la etapa de relajación relativa de la actividad de cabalgamientos en la parte occidental del rellano del cabalgamiento del Montsec, etapa en la cual la deformación es intensa en las rampas laterales occidentales de la Unidad Surpirenaica Central (Babault *et al.*, este volumen y Remacha, *en prep*), donde se produce la formación de nuevas láminas de cobertera.

En conclusión, parece que la actividad de cabalgamientos de cobertera durante la sedimentación del alogrupo se reduce progresivamente de este a oeste. En su inicio se reactivan los cabalgamientos formados previamente hasta que el acortamiento es transferido hacia el oeste, donde se generan nuevas láminas de cobertera mientras que los reactivados pasan ya por un estadio de relajación.

AGRADECIMIENTOS

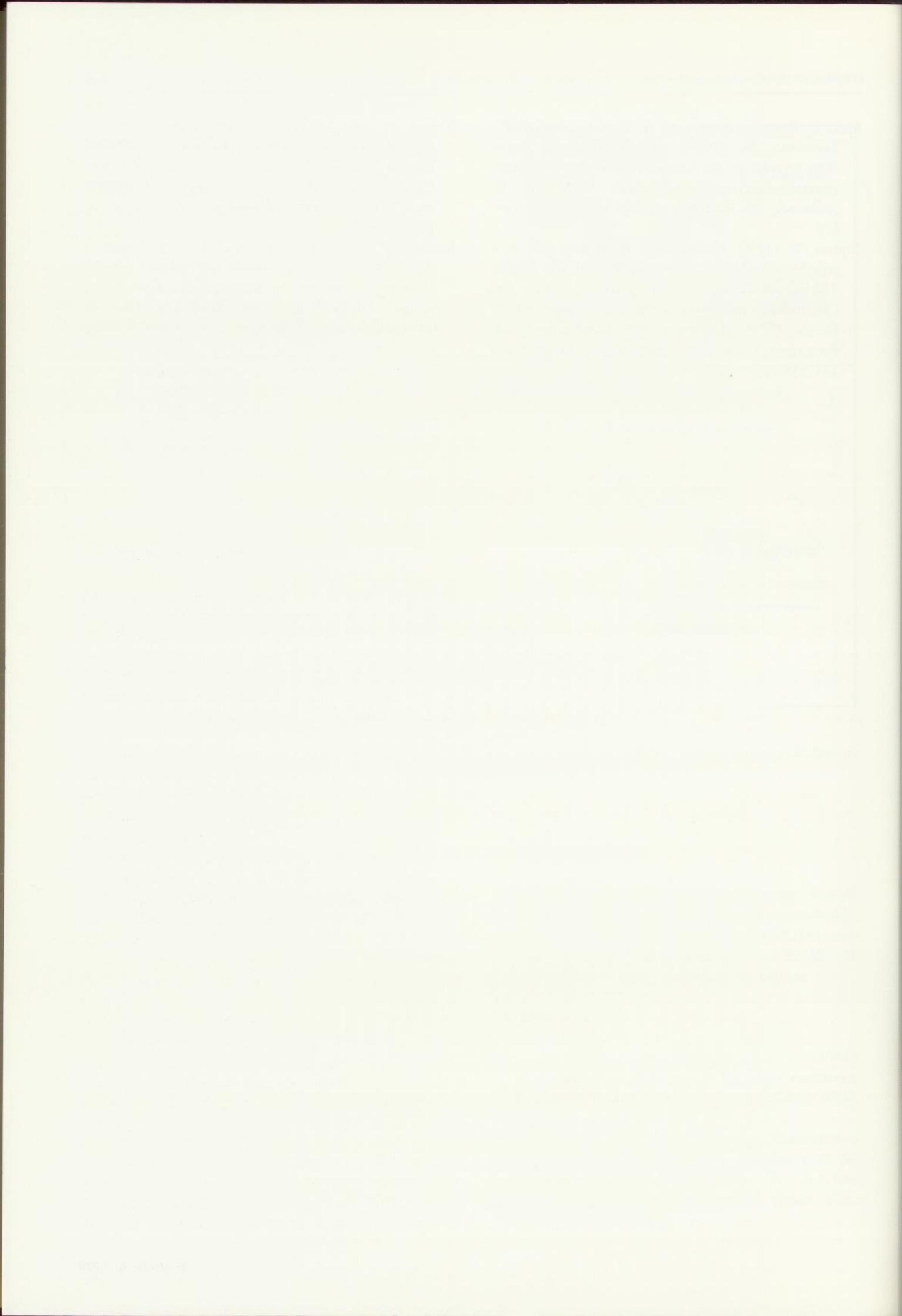
Este trabajo se ha financiado con los proyectos "Tectónica y evolución de medios sedimentarios en zonas de transición plataforma-talud" (Com. Pirineos) y TOTAL research agreement TEP/DEG-1504 (UAB C00289). H. Blanchart colaboró en parte del trabajo de campo.

REFERENCIAS

Marzo, M., Nijman, W., Puidefàbregas, C. (1988): Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 35(5): 719-728.

Mutti, E., Seguret, M., Sgavetti, M. (1988): Sedimentation and deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees. Field trip 7, A.A.P.G. Mediterranean Basins Conference, Spec. Pub.. University of Parma, Italy.

- Mutti, E., Remacha, E., Sgavetti, M., Rosell, J., Valloni, R., Zamorano, M. (1985): Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrenees. Field trip 12 guidebook, 6th. European regional Meeting, pp. 519-576.
- Nijman, W. (1998): Cyclicality and basin axis shift in a piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager basin, southern pyrenees, Spain. En: Cenozoic Foreland Basins of Western Europe (Ed. A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher y M. Fernàndez). Geological Society Special Publications, 134: 135-162.
- Nijman, W., Nio S.D. (1975): The Eocene Montañana sequence (Tremp-Graus Basin, provinces of Lérida and Huesca, Southern Pyrenees, N. Spain). Field trip B guidebook (The sedimentary evolution of the Paleogene south Pyrenean Basin), IX International IAS Congress, p. 1-20. Nice.
- Séguret, M. (1972): Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractere synsédimentaire, role de la compression et de la gravité. Tesis doct., Univ. de Montpellier, Publ .USTELA, Série geol. struct. 2, 155 p.



Secuencia deposicional de los boratos neógenos de Kirka (Turquía)

F. Ortí¹ y C. Helvacı²

1 Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica; Universitat de Barcelona; Zona Universitària de Pedralbes; 08071 Barcelona (Espanya). orti@natura.geo.ub.es

2 Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Mimirlik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü; 35100 Bornova-Izmir (Turquía) cahit.helvaci@deu.edu.tr

ABSTRACT

The Kirka borate deposit (upper Miocene, Turkey) is an evaporitic lacustrine formation composed mainly of borax with subordinate ulexite and colemanite. The depositional sequence, which is roughly symmetrical, can be subdivided in two parts, each one characterized by a shallowing upward trend. The mineral zonation of this formation is considered to be primary.

Keywords: borates, borax, evaporites, Miocene, Turkey

INTRODUCCIÓN

La secuencia volcano-sedimentaria de la cuenca de Kirka, en Turquía (Fig. 1A), de ambiente continental y edad Mioceno superior, descansa discordantemente sobre un sustrato variado de rocas paleozoicas, mesozoicas y eocenas. La secuencia se compone de las siguientes unidades (Fig. 1B): 1) tobas y rocas volcánicas intercaladas; 2) caliza inferior con margas y tobas; 3) formación boratífera; 4) arcilla superior; 5) caliza superior con tobas y margas con chert; y 6) basalto (Kistler y Helvacı, 1994).

La formación boratífera, de hasta 145 m de potencia, está compuesta por bórax ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) con cantidades menores de ulexita ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) y colemanita ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Esta formación da lugar al único yacimiento de borato sódico de Anatolia, con un contenido del 20-25 % en B_2O_3 . Inan et al. (1973) reconocen en esta formación una zonación simétrica, tanto en sentido vertical como lateral, integrada por boratos de Ca, boratos de Ca/Na, boratos de Na, boratos de Ca/Na, y boratos de Ca. Al techo de los boratos de Na se desarrolla un nivel discontinuo de boratos de Mg. Además de bórax, ulexita y colemanita, otros boratos presentes en la formación son: inyoita ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$), meyerhofferita ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), tincalconita ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), kernita ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), hidrobóracita ($\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), inderborita ($\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$), inderita ($\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$), kurnakovita ($\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$) y tunellita ($\text{SrB}_6\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$). También se presentan cantidades menores de rejalgá, oropimente, yeso, celestina, calcita y dolomita. Las arcillas están formadas por minerales del grupo de la esmectita y, en menor proporción, por illita y clorita. El origen de las soluciones boratíferas se relaciona con el volcanismo de la zona y el hidrotermalismo asociado (Inan et al., 1973).

LITOFACIES DE LOS BORATOS PRINCIPALES

La Fig. 2 presenta la zonación mineral del yacimiento y sitúa las dos series estudiadas en este trabajo: 1) una de posición central en la cuenca lacustre, y 2) otra marginal en la cual sólo se registran lutitas y carbonatos. La Fig. 3 resume las observaciones realizadas en la serie (1), donde se designa de A a F las capas de boratos aflorantes. Las capas basales de colemanita y ulexita sólo son conocidas por sondeo.

Las principales litofacies de bórax son las siguientes: (I) Litofacies laminada (capas A y D). Consiste en una alternancia rítmica entre láminas (1 mm a 1 dm de grosor) de bórax, y láminas más finas (<1 mm a 2 cm) de lutitas de composición arcilloso-dolomítica. En las láminas de bórax los cristales son de tono marrón, con tamaño entre <1 mm y 1-2 cm y hábito de euhedral a subhedral, y pueden estar zonados debido a la presencia de inclusiones de la matriz lutítica. Se distingue tres tipos de láminas en relación con la textura y fábrica del bórax: a) Lámina de cristales en empalizada (subverticales), de base plana y techo modelado por los ápices cristalinos. Los cristales, de hasta 1-2 cm, puede presentar truncamientos en dichos ápices; b) Lámina de cristales desorientados. En ella los cristales son de euhedrales a anhedrales, relativamente heterométricos y con cantidades variables de matriz lutítica. Es frecuente la granoclasificación directa, integrada tanto por cristales euhedrales como por cristales de aspecto más redondeado (es decir, de aspecto detrítico); y c) Lámina mixta, integrada en la base por fábrica en empalizada y al techo por textura desorientada, y en ocasiones gradada. Las láminas mixtas que presentan granoclasificación pueden desarrollar truncamientos en la parte superior de la empalizada basal. Algunas láminas de cristales desorientados presentan

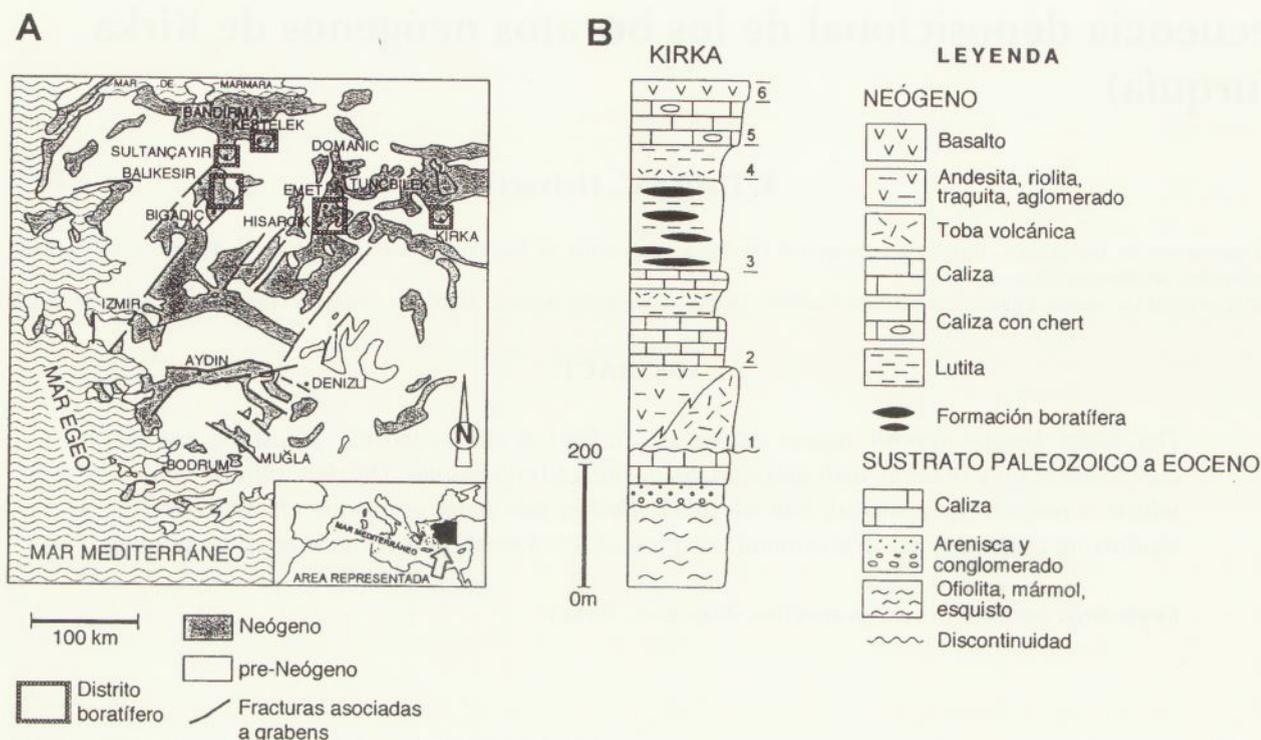


FIGURA 1.- (A) Localización del depósito de Kirka en el conjunto de los depósitos de boratos neógenos de Turquía (el más oriental de todos ellos). (B) Secuencia sedimentaria de la cuenca neógena de Kirka (adaptado de Kistler y Helvacı, 1994, fig. 8).

pequeños ripples. Al microscopio también se observan varios tipos de microláminas, compuestas algunas por cristales alargados y transparentes dispuestos oblicuamente a la estratificación, y otras por cristales tabulares en disposición subparalela. En las diversas texturas cristalinas de las láminas se presenta presión-disolución. (II) Litofacies intersticial macrocristalina (capa B). Consiste en cristales de bórax transparentes y gruesos (1-10 cm), que se presentan desorientados y rodeados de abundante matriz lutítica a la que desplazan. Esta litofacies da lugar a niveles de entre 20-50 cm de potencia. Estos mismos cristales también pueden formar niveles más compactos y con menos matriz. (III) Litofacies masiva cristalina (capa C). En ella el bórax muestra cristales transparentes, desde subhedrales a anhedrales y con tamaños de entre pocos mm y 1-2 cm. La fábrica es muy densa y, en general, está libre de matriz lutítica. Los cristales muestran una textura gruesa y no definen ninguna fábrica en particular. Aún así, en algunas zonas se observa un aspecto recrystalizado.

La ulexita presenta principalmente dos litofacies: (I) Litofacies masiva nodular (capa E). Corresponde a grandes masas nodulosas pobremente definidas, con cierta elongación subvertical y con textura interna fibrosa. (II) Litofacies nodular lenticular. Se presenta en la capa D asociadamente al bórax. Se caracteriza por nódulos pequeños (pocos cm) de morfología discoidal-planar (semilenticular)

y textura fibrosa vertical. Contra estos nódulos se adelgazan y terminan las láminas de bórax, sugiriendo ello una interacción entre el desarrollo de los nódulos y la sedimentación de dichas láminas. Al microscopio estos nódulos contienen abundantes pseudomorfos de ulexita según bórax.

La colemanita desarrolla dos litofacies en la capa F: (I) Litofacies nodular. Los nódulos alcanzan tamaños de hasta varios dm y presentan cristales alargados y fibrosos, localmente con fábrica radial, así como estructuras internas de septaria. (II) Litofacies brechoide y masiva. Corresponde a cristalizaciones de colemanita, ya sea como masas estratiformes con porosidad vug o como masas irregulares que cementan carbonato.

INTERPRETACIÓN DE LAS LITOFACIES

La litofacies laminada del bórax corresponde a depósitos subacuosos en los que la fábrica en empalizada representa crecimientos cristalinos competitivos sobre un fondo deposicional. Las láminas de cristales desorientados de hábito euhedral y con granoclasificación directa sugieren precipitación a partir de un aumento progresivo de la concentración de la salmuera. Además de la evaporación, otro factor de precipitación del bórax serían los cambios térmicos (por enfriamiento de la solución boratífera en el fondo

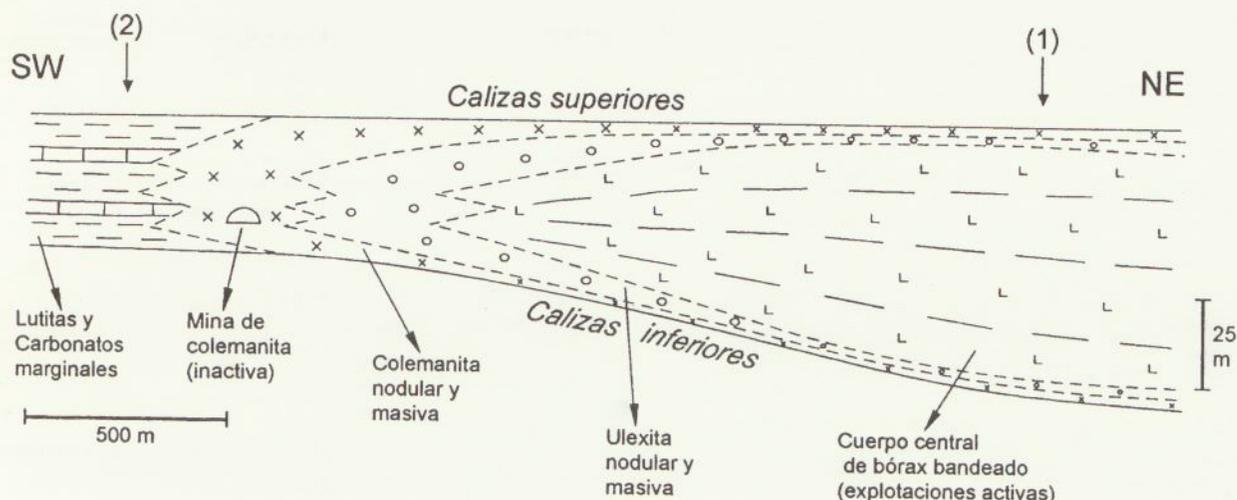


FIGURA 2.- Esquema interpretativo de la distribución de facies en la formación boratífera de Kirka (basado en Inan et al., 1973, fig. 11)

lacustre), dada la relación directa entre temperatura y solubilidad del bórax; algunas de las zonaciones cristalinas más finas podrían corresponder a cambios térmicos diarios (Bowser y Dickson, 1966). Las láminas de cristales con granoclasificación de aspecto detrítico, y ocasionalmente con ripples, deben corresponder a intercalaciones de cristales transportados desde el margen hacia el centro lacustre; estas intercalaciones producirían, en las láminas mixtas, los truncamientos de los ápices cristalinos de la empalizada basal. Las microláminas de cristales tabulares subparalelos a la estratificación pueden representar acumulaciones sobre el fondo deposicional de cristales nucleados en la interfase aire-solución. La litofacies macrocristalina intersticial, caracterizada por cristales desplazantes de gran tamaño, se formaría en la zona vadoso-capilar y freática (posición subterránea de la solución boratífera), como ocurre en algunos salares actuales de bórax. La litofacies masiva cristalina, no estratificada y con muy poca matriz, es de interpretación más incierta: (a) podría sugerir un proceso general de recristalización del bórax en profundidad, sin orientación cristalina preferente (Inan et al., 1973); sin embargo, el tránsito de esta litofacies a la litofacies laminada suprayacente es gradual; (b) podría corresponder a un intenso crecimiento intersticial y sinsedimentario del bórax; sin embargo, parece improbable que este proceso lleve a un casi total reemplazamiento de la matriz lutítica; y (c) podría tratarse de un precipitado lacustre relativamente profundo; este precipitado sería puro por quedar protegido de los aportes detríticos, y no estaría estratificado al no afectarles los cambios superficiales.

La litofacies masiva nodular de la ulexita, en masas de elongación subvertical, no presenta características de precipitación subacuosa, por lo que cabe interpretarla como un crecimiento intersticial, en ambiente ya emergido. Esta litofacies se desarrollaría en un momento de cambio lacus-

tre, tanto hidrológico (pérdida de la masa de agua libre) como químico (pérdida del carácter sódico dominante de la solución). Los pequeños nódulos lenticulares de ulexita (desarrollados en la capa D) son sincrónicos con el bórax. Estos nódulos de crecimiento diagenético temprano, que reemplazan y desplazan al bórax, parecen formarse a partir de la expulsión de las salmueras intersticiales contenidas en las láminas lutíticas que alternan con las de bórax. Previsiblemente, dichas láminas lutíticas retuvieron aguas de poro con contenidos en Ca apreciables. La localización precisa de los nódulos en las láminas de bórax está determinada por la existencia de pequeñas grietas en las láminas lutíticas adyacentes, las cuales han quedado cementadas por ulexita.

La litofacies nodular de la colemanita presenta características similares a la colemanita de otros depósitos de boratos neógenos de Turquía (Helvacı y Ortı, 1998), y debe corresponder a crecimientos intersticiales en ambiente diagenético temprano.

SECUENCIA DE PRECIPITACIÓN

La secuencia deposicional de la formación boratífera de Kirka (Fig. 3) responde a un ciclo evaporítico de boratos con dos subciclos internos. El subciclo inferior (I), que abarcaría las capas basales de colemanita y ulexita y las capas A y B de bórax, muestra una evolución de la solución boratífera desde cálcica a sódica. Esta evolución refleja también la implantación de un lago perenne de bórax sobre precipitados iniciales de colemanita y ulexita, estos últimos muy posiblemente intersticiales (lago playa boratífero). En este lago de bórax, cuya profundidad no puede cuantificarse (¿algunos metros?), se dan ciclos tanto químicos como detríticos, y la precipitación debió verse facilitada por el enfriamiento de la solución en el fondo lacustre (Bowser y

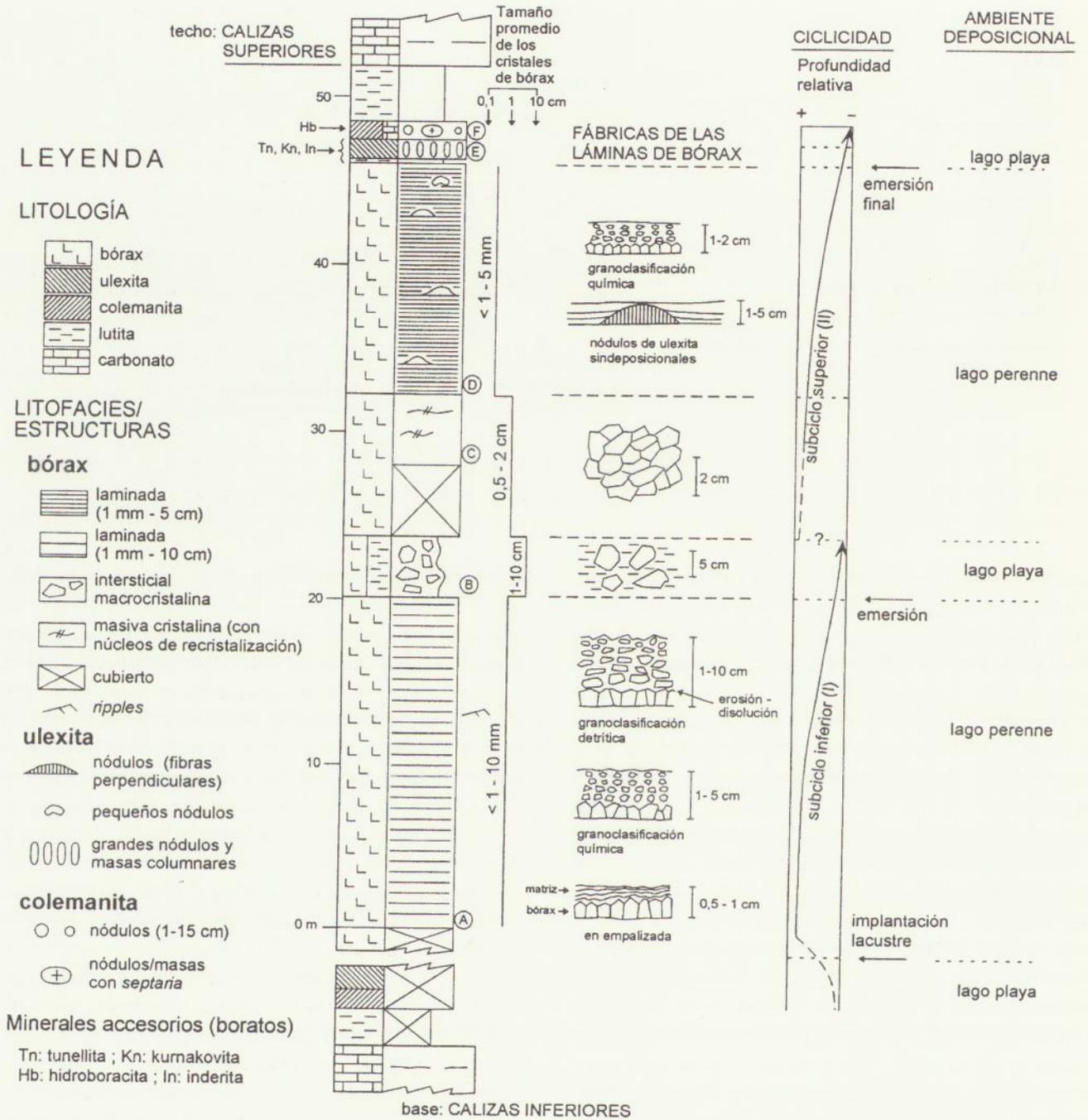


FIGURA 3.- Columna estratigráfica del depósito de Kirka, en su zona central (sección 1 de la Fig. 2).

Dickson, 1966). La desecación de este lago viene marcada por la capa B. El subciclo superior, que abarcaría las capas C y D de bórax, la capa E de ulexita y la capa F de colemanita, se iniciaría con una nueva instalación lacustre (capa C de bórax masivo), que evolucionaría hacia el ambiente somero de la capa D, marcado por nuevas laminaciones de bórax y de lutitas (ambas, más finas que en la

capa A y sin intercalaciones detríticas de bórax). Los nódulos lenticulares de ulexita que se intercalan en esta capa D parecen marcar el inicio de la evolución del cuerpo lacustre hacia un carácter sódico-cálcico. La tendencia a la somerización y al cambio hidroquímico se completan con la precipitación, ya intersticial, de ulexita (capa E) y colemanita (capa F). La presencia de algunos boratos de Mg

(kurnakovita principalmente, además de inderita, inderborita e hidroboracita) al techo de la capa D, tanto en el seno de la delgada capa de lutitas que separa las capas D y E (Fig. 3) como en la propia ulexita (capa E), sugiere una precipitación intersticial a partir de salmueras enriquecidas en Mg (Crowley, 1996). Estas salmueras constituirían la fase más evolucionada del cuerpo boratífero, ya restringido a posición subterránea, antes de su dilución y cambio a carácter cálcico. Este cambio marcaría la remisión del principal aporte (¿de origen hidrotermal?) rico en sodio al sistema lacustre. Así pues, el carácter de la solución boratífera estuvo dominado por el Na⁺ y en menor grado por el Ca⁺⁺ y el Mg⁺⁺, siendo muy bajas las cantidades de Cl⁻ (ausencia total de halita) y SO₄⁼.

Inan *et al.* (1973) refieren la existencia de microciclos de bórax-ulexita y de ulexita-inoyoita, que no hemos identificado en nuestro estudio. Igualmente, dichos autores interpretan que la colemanita es una fase generada durante el enterramiento por transformación de la inyoita, a pesar de que la ocurrencia de este mineral en el depósito de Kirka es muy limitada. Por otro lado, si se acepta esta interpretación de Inan *et al.* (1973), los efectos del enterramiento deberían también reflejarse en la transformación generalizada del bórax en kernita, como ocurre en el yacimiento de Kramer, en California (Bowser y Dickson, 1966), lo que no es el caso. En un estudio sobre la composición isotópica (d11B) de los boratos de Kirka, Palmer y Helvacı (1995) concluyen que colemanita, ulexita y bórax son precipitados primarios de una solución boratífera, la cual progresivamente se concentra y aumenta su pH.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a ETIBANK (Turquía) por las facilidades otorgadas en la visita realizada al yacimiento de Kirka. El presente trabajo se ha realizado en el marco del proyecto DGICYT n° PB97-0905.

REFERENCIAS

- Bowser, C.J., Dickson, F.W. (1966): Chemical zonation of the borates of Kramer, California. En: 2nd Symposium on Salt (J.L. Rau, Ed.), Northern Ohio Geological Society, Cleveland: 122-132.
- Crowley, J.K. (1996): Mg- and K-bearing borates and associated evaporites at Eagle Borax Spring, Death Valley, California: A spectroscopic exploration. *Economic Geology*, 91: 622-635.
- Helvacı, C., Ortı, F. (1998): Sedimentology and diagenesis of Miocene colemanite-ulexite deposits (western Anatolia, Turkey). *Journal of Sedimentary Research*, 68 (5): 1021-1033.
- Inan, K., Dunham, A.C., Esson, J. (1973): Mineralogy, chemistry and origin of Kirka borate deposit, Eskisheir Province, Turkey. *Institution of Mining and Metallurgy, Transactions, Sect. B*, 82: 114-123.
- Kistler, R.B., Helvacı, C. (1994): Boron and Borates. En: *Industrial Minerals and Rocks*, 6ª Ed. (D.D. Carr, Ed.). Society Mining, Metallurgy and Exploration, Inc.: 171-186.
- Palmer, M.R., Helvacı, C. (1995): The boron geochemistry of the Kirka borate deposits, western Turkey. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (17): 3599-3605.





Geometría de las silicificaciones en las areniscas miocenas de la montaña de Montjuïc (Barcelona)

D. Parcerisa¹, D. Gómez-Gras¹, M. Thiry² y F. Calvet³

1 Dpt. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, España

2 École des Mines de Paris, Centre d'Informatique Géologique, 35 rue St. Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex, France

3 Dpt. GPPG, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, España

Abstract

The Monjuïc hill is located in the S of Barcelona city. This hill is constituted by an alternance of lutitic units and conglomerate / sandstone units. These materials are interpreted as deltaic deposits formed during the Lower - Middle Miocene. The source area is the Collserola massif, that is located at the NW of Montjuïc, where Palaeozoic materials crop out.

In a diagenetical point of view, authigenic silica formation was essential in the sandstone cementation. This process conferred to the original sediment its present characteristic hardness. Anyway, burial diagenesis did not occur.

Two main diagenetic micro-facies with characteristic associations of authigenic minerals can be identified by microscopical analysis:

1. Non-silicified micro-facies: They are present in the less permeable materials where cementation is scarce. Cementation generally forms layers or nodules of calcite spar cement that fills interparticle porosity.

2. Silicified micro-facies: They are characterised by the presence of different silica varieties and other minor secondary authigenic minerals.

The study of geometrical relationships between silicified and non-silicified micro-facies shows the main silicification paths. In the most permeable facies, silicification occurs across the bedding, whereas in less permeable facies it occurs across fractures.

Keywords: *Barcelona, Miocene, diagenesis, silicification, permeability.*

INTRODUCCIÓN

La montaña de Montjuïc se halla al S de la ciudad de Barcelona y constituye una pequeña colina (190 m) que sobresale por encima de la llanura del delta del Llobregat. Los materiales que forman esta montaña son principalmente lutitas, areniscas y conglomerados del Mioceno (Villalta y Rosell, 1965), los cuales han sido explotados como piedra de construcción debido a su dureza y resistencia desde la época romana. La mayoría de los edificios antiguos de la ciudad de Barcelona han sido construidos con la "piedra de Montjuïc" (Catedral, Palau de la Virreina, Parlament...).

Los primeros estudios geológicos de la montaña datan de finales del siglo XIX (Almera, 1898), la mayoría de ellos se refieren a la paleontología y a la estratigrafía de la misma. Sin embargo, la petrología de las areniscas y conglomerados ha sido escasamente tratada en estos trabajos. En este sentido, destacan por un lado, el trabajo de Faura y Sans (1917) en el que realiza un inventario mineralógico exhaustivo y señala la presencia de ópalo, calcedonia y cuarzo neomórficos así como de baritina y alunita y por

otro lado, las descripciones petrológicas de la roca realizadas por San Miguel y Masriera (1970).

El estudio petrológico de las areniscas de Montjuïc muestra que estos sedimentos han sido intensamente silicificados. La silicificación afecta a toda la serie concentrándose en los niveles de granulometría más gruesa (areniscas y conglomerados). Su edad es relativamente joven (posterior al Mioceno Medio) y tiene carácter superficial, ya que estos materiales no han sido sometidos a un enterramiento importante (Gómez-Gras *et al.*, *in press*). El análisis geométrico detallado de las áreas silicificadas y de los cambios mineralógicos que éstas conllevan permite establecer cuáles han sido los principales mecanismos de silicificación.

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

Situada en el margen noroeste del Surco de Valencia, la montaña de Montjuïc forma parte de un sistema de grabens y horsts desarrollados durante la extensión neógena en la Cordillera Costero - Catalana. Esta cordillera se estructura en fallas longitudinales con fuerte buzamiento y con orien-

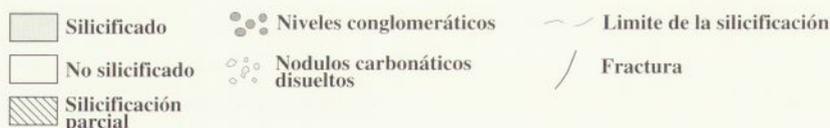
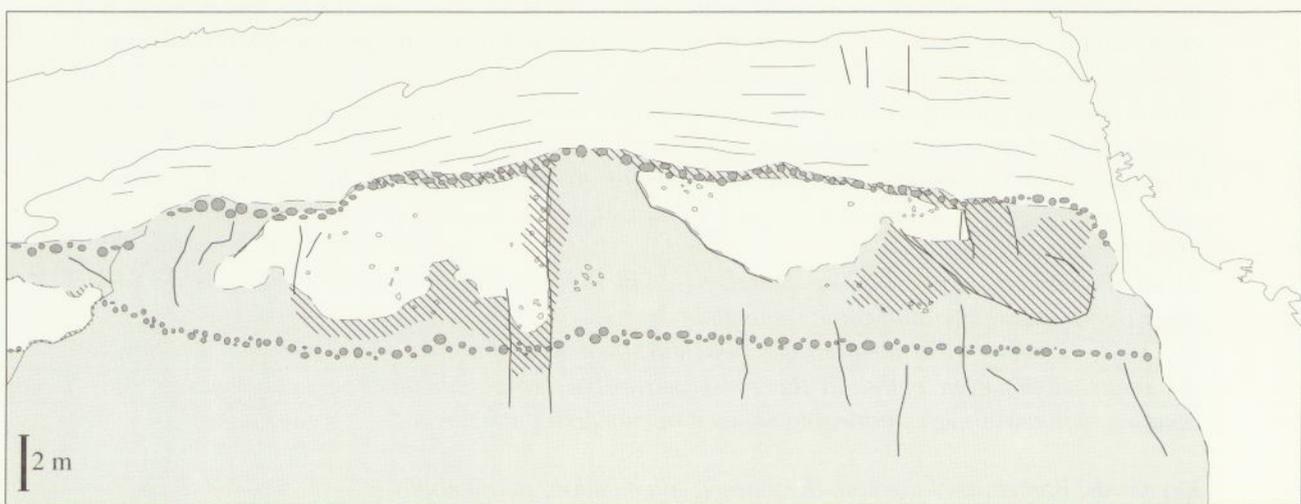


FIGURA 1.- Fotografía de la cantera del Morrot situada en la ladera E de la montaña de Montjuïc (arriba) y representación esquemática de la geometría de la silicificación en esta área (abajo).

tación NE - SW a ENE - WSW. Durante la compresión Alpina estas actuaron como fallas de strike-slip con transpresión local, mientras que durante la extensión neógena algunas de ellas fueron reactivadas actuando como fallas normales (falla del Vallés - Penedés, falla de Camp).

La Cordillera Costero - Catalana esta formada por un basamento hercíniano, el cual es recubierto por rocas del Mesozoico y del Cenozoico. Litológicamente, el basamento esta compuesto por sedimentos paleozoicos (pizarras y esquistos) y granitos tardihercínianos. Los materiales del Mesozoico fueron depositados en cuencas de tipo rift asociadas a la tectónica extensional que afectó a la Península Ibérica desde el Pérmico Superior hasta el Cretácico y estan constituidos predominantemente por rocas carbonatadas (calcáreas y

dolomías). En la parte central de la cordillera se encuentra el semi-graben neógeno del Vallés - Penedés y, actualmente bajo el nivel del mar, el semi-graben de Barcelona, ambos rellenos por sedimentos terrígenos de edad neógena y separados por la zona de horst que forman los macizos del Garraf, Collserola y Montnegre (Cordillera Litoral).

El semi-graben de Barcelona, formado por sedimentos siliciclásticos depositados entre el Aquitaniense y el Plioceno, está limitado en el NW por una falla normal de buzamiento SE con un salto superior a 6 kms. El límite SW está formado por diversas fallas de salto hectométrico. La montaña de Montjuïc, formada por depósitos siliciclásticos miocenos, se encuentra en la zona de enlace entre el horst (macizo de Collserola) y el semi-graben de Barcelona.

Estratigráficamente, la sucesión de Montjuïc tiene unos 200 m de potencia y está formada por una alternancia de lutitas, margas, areniscas y conglomerados de edad Serravaliense que se han subdividido en cuatro unidades litostratigráficas (Gómez-Gras *et al.*, *en prensa*): (1) Areniscas y conglomerados del Morrot (84 m), que se interpretan como depósitos de llanura deltaica; (2) lutitas, areniscas y conglomerados del Castell (100 m), organizados en 5 secuencias grano y estratocrecientes, y que corresponden a depósitos de frente deltaico proximal; (3) margas de Miramar (15 m) con abundante fauna de foraminíferos planctónicos, bivalvos, equinodermos, restos de plantas y bioturbaciones, que son interpretadas como depósitos prodeltaicos; (4) conglomerados, areniscas y lutitas del Mirador (20 m) con fósiles marinos, que corresponden a depósitos de frente deltaico.

GEOMETRÍA DE LA SILICIFICACIÓN

La silicificación en Montjuïc afecta preferentemente a las partes arenosas y conglomeráticas de la serie. En dichos sedimentos se desarrollan cementos sintaxiales de cuarzo, cementos intergranulares de mesocuarzo y la protomatriz arcillosa original es transformada a microcuarzo (microfa-

cias silicificadas) (Gómez-Gras *et al.*, *en prensa*). Estos materiales, cuando no están afectados por la silicificación, pueden aparecer sin cementar o presentando sobrecrecimientos de feldespato potásico y pequeñas cementaciones de calcita en forma de nódulos centimétricos o pequeñas capas (microfacies no silicificadas).

En las granulometrías más gruesas (arena media a conglomerado), la silicificación es homogénea y de carácter masivo dando lugar a morfologías de tipo estratiforme, mientras que en las granulometrías más finas la silicificación es heterogénea y discontinua, pasando en pocos decímetros de una arenisca fuertemente silicificada a una arenisca no silicificada. En este último caso, la silicificación se produce a favor de las fracturas de la roca. Si estas fracturas cortan algún estrato conglomerático, la silicificación puede extenderse lateralmente a favor de este nivel. La intersección de fracturas y estratos conglomeráticos en las partes finas de la serie da lugar a silicificaciones decamétricas de morfologías irregulares, las cuales individualizan grandes cuerpos no silicificados con morfología bolar (Fig. 1).

Las facies no silicificadas presentan coloraciones ocreas, son materiales poco cementados y fácilmente disgregables, excepto en los nódulos y capas que sobresalen del resto de la roca debido a la cementación carbonática. Composi-

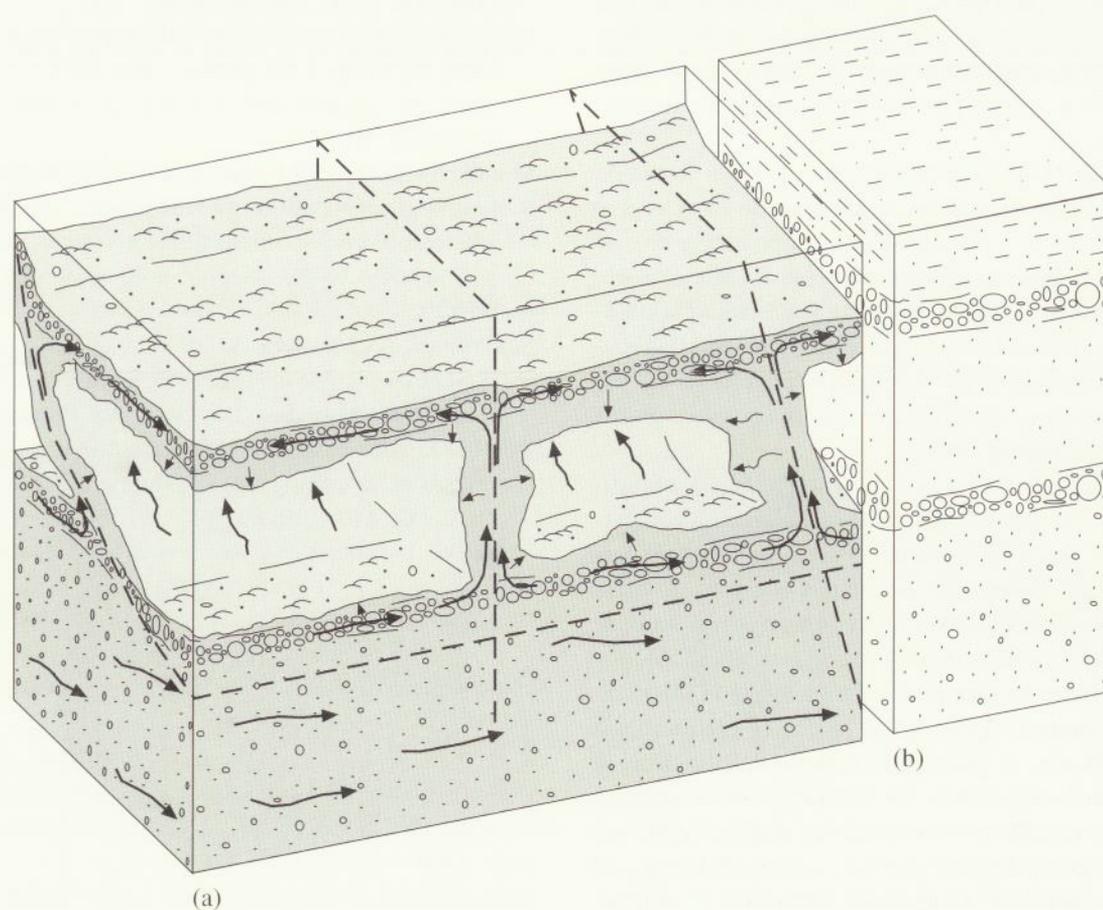


FIGURA 2.- (a)Bloque diagrama de la geometría de la silicificación en la cantera del Morrot y la circulación de fluidos que esta conlleva (flechas). (b) Columna geológica de la cantera del Morrot.

cionalmente, la difracción de RX muestra la presencia de cuarzo, calcita, feldespato potásico y minerales arcillosos.

Las facies silicificadas adquieren una gran dureza y son de color rojo a violeta a causa de la presencia de óxidos de hierro (marmorización). La difracción de RX muestra cuarzo como mineral más abundante y, minoritariamente, feldespato potásico y minerales de la arcilla.

En el límite entre zonas silicificadas y no silicificadas suele aparecer frecuentemente un borde de orden decimétrico poco consolidado y con coloraciones blancas a rojizas. El área adyacente a este límite puede tener un aspecto oqueroso producto de la disolución de los nódulos carbonáticos previamente existentes en las microfacies no silicificadas. El análisis de RX delata la presencia de cuarzo como mineral mayoritario y, en menor cuantía, feldespato potásico y alunita.

DISCUSIÓN

La geometría estratiforme y masiva de las silicificaciones en las capas de granulometría más elevada y irregular en los niveles de granulometría más fina indica que existe una relación entre el grado de silicificación y la permeabilidad de la roca. La silicificación de los niveles de granulometría gruesa y permeable se desarrolló debido a la circulación de fluidos por la porosidad intergranular primaria de las areniscas y conglomerados, mientras que, en los niveles de arenisca fina y poco permeable, la circulación tuvo lugar preferentemente por la porosidad secundaria de fracturación (Fig. 2).

La geometría de los cementos de calcita en forma de nódulos centimétricos indica que la fuente de estos es probablemente interna y relacionada con la presencia de carbonato en el sedimento original (bioclastos) (Morad *et al.*, 2000). Por contra, el carácter potente y masivo de la silicificación es característico de medios con una intensa circulación de fluidos de origen externo en el que la advección es el mecanismo principal de transporte de solutos (Bjorlykke y Egeberg, 1993).

La presencia de fracturas y la organización estratigráfica de la serie en capas de diferente granulometría comparativa la montaña de Montjuïc en zonas con distinta permeabilidad. La circulación de fluidos a través de estas zonas de alta permeabilidad que constituyen un acuífero multicapa condicionó la morfología de esta silicificación.

En los niveles de granulometría fina donde la silicificación es discontinua, el tránsito de las facies silicificadas a las no silicificadas es gradual. El proceso de silicificación empieza con la disolución del carbonato de la arenisca (bioclastos y cemento). A continuación, empieza a precipitar la sílice acompañada de alunita y óxidos de hierro y el sedimento adquiere tonalidades blancas a rojizas. Finalmente, la precipitación de sílice convierte el sedimento original en una roca dura y resistente de colores rojo a violeta. Por otro lado, la difracción de rayos X sugiere la

migración de los principales cationes de la roca (K, Na, Ca y Al) de las áreas silicificadas hacia las no silicificadas, acumulándose en los bordes del área silicificada.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado con el sustento de CAYCIT PB94-0868, CAYCIT PB97-0883 y del "Departament per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya" 1996-SGR-00086. Los autores agradecemos la ayuda de Germán Lacasa en la realización de las fotografías, de Juan Agustín Núñez en el diseño de las figuras y las correcciones ortográficas y de los técnicos de "Serveis Científico-Tècnics" de la Universidad de Barcelona por la realización de los análisis de DRX.

REFERENCIAS

- Almera, J. (1898): Compte rendu de l'excursion du 28 septembre a Sans et a Montjuich. Bull. Soc. Géol. France, 26: 680-689.
- Bjorlykke, K., Egeberg, P.K. (1993): Quartz cementation in sedimentary basins. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 77 (9): 1538-1548.
- Faura y Sans, M. (1917): Montjuich Notas geológicas. Publ. Soc. Atrac. For., Barcelona: 5-55.
- Gómez-Gras, D., Parcerisa, D., Calvet, F. Porta, J., Solé De Porta N., Civís, J. (en prensa): The Miocene Montjuïc delta: Stratigraphy and petrology (Barcelona, Spain). Acta Geol. Hisp.
- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, F. (2000): Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology, 47 (Suppl. 1): 95-120.
- San Miguel, A., Masriera, A. (1970): Contribución al estudio Petrológico de los niveles de areniscas de Montjuïc (Barcelona). Publ. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov., 24, 11-34.
- Villalta, J.F. de, Rosell, J. (1965): Contribución al conocimiento de la estratigrafía de Montjuïc. Publ. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov., 19: 83-104.

Contribución de cianobacterias en la génesis de calcita y dolomita en sistemas lacustres del Mioceno medio. Cuencas del Ebro y Calatayud. NE de España

A. Pérez, A.C. Roc, M.L. Mayayo, J.A. Sánchez y J.M. González

Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. anperez@posta.unizar.es

ABSTRACT

This work shows examples of the genesis of carbonated minerals because of the action of bacterial in shallow carbonated lacustrine systems. These effects are observed in the development of estromatolitic structures that are asociated with marles and gypsum levels and coated grains. The coated grains are formed by one or more microsparitic envelopes with radial texture. They are formed by calcite and dolomite crystals over they are filaments generated by cyanobacterial action. The stromatolitic crust asociated at carbonated facies rich in dolomite, show tabular o domed forms. In SEM we can observe a perfect cyanobacterial mat. These deposits occurs in marginal sectors of shallow lacustrine carbonated areas in conditions of elevated alkalinity.

Keywords: cianobacteria, calcite, dolomite, carbonated lake.

El estudio se centra en los depósitos carbonatados generados en los sistemas lacustres desarrollados durante el Mioceno en las cuencas del Ebro y de Calatayud, con el objeto de poner de manifiesto el papel de las algas y cianobacterias en la génesis de carbonatos. La metodología de trabajo utilizada ha sido basada en el análisis de las facies, completando las observaciones con estudios mediante DRX y SEM.

Los depósitos miocenos estudiados en la cuenca del Ebro se localizan al Sur de la ciudad de Zaragoza, en los relieves conocidos como La Muela y La Plana (Fig.1) y forman parte de los sistemas de lagos carbonatados someros del Aragoniense-Vallesiense. En concreto se sitúan dentro de las Unidades Tectosedimentarias N2 y N3 definidas por Pérez *et al.* (1988), datadas como Aragoniense medio-superior y Aragoniense superior-Vallesiense respectivamente. Además se corresponden con la Fm Alcubierre de Quirantes (1978) y con las unidades genético-sedimentarias denominadas como

Sierra de Lanaja-Montes de Castejón y Unidad de San Caprasio por Esnaola y Gil (1998) en la hoja nº 383 (Zaragoza) de la serie MAGNA.

La serie estratigráfica viene dada en este sector de la cuenca del Ebro por una sucesión de unos 60 metros de potencia, de los cuales los 25 metros basales corresponden a la unidad N2 y el resto a la Unidad N3. Los materiales que constituyen la unidad N2 son calizas de color blanco o gris claro con intercalaciones de margas blancas y verdes, y en menor proporción lutitas de color marrón verdoso.



FIGURA 1. Situación del área estudiada.

La unidad N3 está constituida mayoritariamente por calizas de color gris claro y blanco con intercalaciones de margas grises y ocasionalmente ocreas. Cada una de estas unidades se organiza en una megasecuencia de evolución positiva.

Las observaciones realizadas en la cuenca de Calatayud se sitúan entre las localidades de Mara, Orera y Morata de Jiloca, estudiando secciones naturales labradas por los ríos Perejiles y Jiloca y excavaciones realizadas con motivo de las explotaciones de sepiolitas de las minas de Mara, en concreto sondeos localizados al Este de Ruasta. Los depósitos han sido generados en medios lacustres alcalinos, bajo condiciones de clima árido (Mayayo et al, 1998). Se sitúan dentro de la Unidad Intermedia de Hoyos y López (1985) del Mioceno medio y más concretamente en las unidades cartográficas nº 63, 65 y 66 recogidas en la hoja nº 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España (ITGE, 1991). Únicamente se ha estudiado el hem ciclo superior de estos conjuntos cartográficos, que integran una sucesión de unos 50 metros de potencia, de evolución vertical positiva y edad Aragoniense medio-superior, siendo por tanto correlacionable con la Unidad Tectosedimentaria N2 del sector estudiado de la cuenca del Ebro. Esta correlación queda confirmada por la edad puesta recientemente de manifiesto por Abdul *et al.* (2000) que mediante estudios de magnetostratigrafía precisan una edad para la serie aflorante en Orera de 10,7 a 12,8 Ma.

Litológicamente consisten en conglomerados de color rojo anaranjado, de cantos predominantemente silíceos, lutitas margosas de color gris oscuro, calizas blancas y yesos, que se relacionan lateralmente según el sentido de los aportes. Los minerales fibrosos (sepiolita y paligorskita) y esmectitas magnesianas que están presentes en las facies de margas y calizas son comercialmente explotables en este área.

DESCRIPCIÓN DE FACIES

A partir de la descripción de facies realizada en el Terciario de la Cuenca del Ebro por Pérez y Roc (1999) para las Unidades Tectosedimentarias N2 y N3, se han diferenciado tres asociaciones de facies (Fig. 2) que hemos denominado como A, B y C.

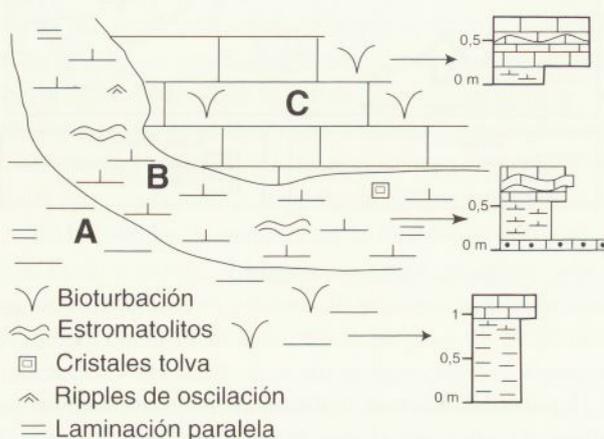


FIGURA 2. Asociaciones de facies establecidas para el sector estudiado de la Cuenca del Ebro.

La asociación A está formada por facies de lutitas masivas de color marrón verdoso que contienen escasos nódulos de yeso alabastrino, facies de margas de color verdoso y facies de micritas masivas o laminadas de color gris claro, blanco o marrón, con textura Mudstone, conteniendo escasos restos de ostrácodos, caráceas y gasterópodos, y bioturbación por raíces. Forman estratos con geometría laminar de potencia centimétrica. Su composición es predominantemente calcítica, estando la dolomita presente en cantidades inferiores al 10%. Los filosilicatos identificados en las lutitas son ilita, esmectita y clorita.

La asociación B está caracterizada por el desarrollo de margas grises compuestas por ilita, esmectita y baja proporción de clorita y facies de calizas laminadas de color gris claro o blanco, que contienen escasos restos de ostrácodos y en su composición se destaca el alto contenido en calcita magnesiánica. Estas calizas consisten en micritas, intramicritas y oomicritas de textura Mudstone a Grainstone. Es posible observar grietas de desecación y desarrollo de pseudomorfos de cristales lenticulares de yeso y de cristales tolva. La laminación que presentan es paralela, ondulada o cruzada. La laminación paralela viene dada por niveles de micrita, con alta concentración de peloides que dan una coloración oscura, que alternan con niveles de intramicritas y oomicritas con granos de cuarzo, generalmente alineados. Estos niveles tienen tonos más claros.

Los oolitos son realmente granos con envuelta que presentan de 1 a 0,25 mm de diámetro y una forma esférica o alargada. Están constituidos por un núcleo de cuarzo o micrita sobre el que hay una o más envueltas microesparíticas con textura radial. Estas envueltas son concéntricas y adaptadas al núcleo y han sido estudiadas en SEM resultando que están constituidas por cristales de calcita y dolomita. Estos últimos cristales son euhedrales o subeuhedrales y están envueltos por filamentos atribuidos a cianobacterias. Tales filamentos han sido igualmente analizados y ha resultado una composición exclusivamente carbonatada. Además hemos observado texturas grumosas sobre los cristales euhedrales de dolomita y sobre ellos formas atribuidas a bacterias unicelulares.

La laminación ondulada está formada por láminas milimétricas de micrita más o menos recristalizada a tamaño esparita, que en lámina delgada presentan aspecto festoneado y diferente grado de porosidad. En microscopio electrónico ha sido observado un notable desarrollo de filamentos atribuidos a cianobacterias. Los estratos con esta laminación presentan construcciones estromatolíticas en forma de domo o simplemente costras que a veces están fuertemente deformadas y brechificadas, posiblemente por desecación.

La laminación cruzada es debida a la existencia de ripples de oscilación y se encuentra en las oomicritas y en las intramicritas, pudiéndose observar también superficies erosivas que cortan las unidades laminadas.

La asociación C está formada por facies de margas grises u ocres que ocasionalmente presentan niveles carbonosos y facies de calizas, de color gris claro o blanco que aparecen masivas o bioturbadas por raíces. Constituyen estratos tabulares, de potencia de 0,3 a 0,6 m, más o menos irregulares, o bien exhiben morfología en montículos y fuerte bioturbación por raíces que predominantemente se reconoce en la parte superior de los mismos, pero en ocasiones puede afectar a todo el estrato. Consisten en biomicitas con importante desarrollo de charáceas, gasterópodos y ostrácados.

En el sector estudiado de la cuenca de Calatayud se han observado dos asociaciones de facies en las que se identifican estructuras de origen algal. Tales asociaciones han sido denominadas como D y E (Fig.3).

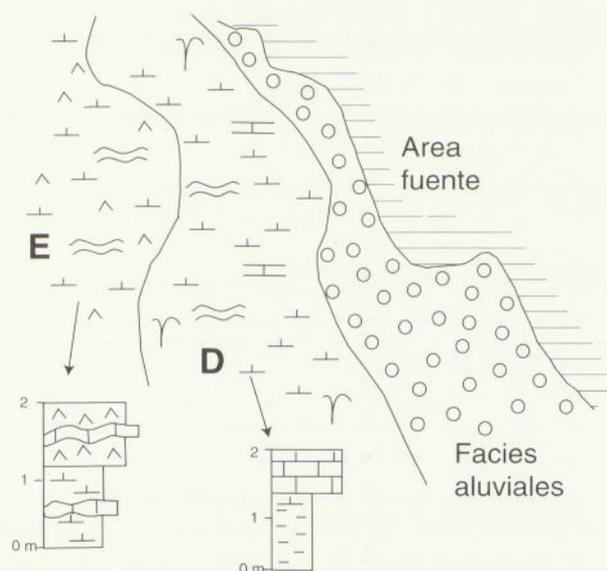


FIGURA 3.- Asociaciones de facies establecidas para el sector estudiado de la Cuenca de Calatayud.

La asociación D presenta lutitas verdes con marmorizaciones de tonos marrones, margas de color blanco y verde y niveles carbonatados de color blanco grisáceo. Las lutitas están constituidas por filosilicatos tales como sepiolita e illita. Las margas presentan bioturbación por raíces y su composición viene dada por dolomita y filosilicatos del tipo sepiolita, esmectita e illita, apareciendo la calcita en muy bajas proporciones. Los niveles carbonatados presentan geometría tabular con bases irregulares y su composición viene dada casi exclusivamente por dolomita con presencia de filosilicatos. Asociado a estos niveles carbonatados han sido observados filamentos atribuidos a cianobacterias. Tales filamentos han sido analizados y resulta una composición exclusivamente carbonatada, a diferencia de los filamentos correspondientes a minerales fibrosos que presentan la composición propia de estos minerales silicatado-magnésicos.

La asociación E consiste en lutitas carbonatadas con yesos y yesos con intercalaciones de niveles carbonatados. En las lutitas los minerales de las arcillas presentes son illitas, esmectitas y cloritas-caolinitas, apareciendo además cuarzo y dolomita. El yeso es alabastrino y contiene niveles discontinuos de composición carbonatada con laminaciones onduladas y estructuras estromatolíticas en forma de domo. Estos niveles están constituidos casi exclusivamente por magnesita y dolomita.

INTERPRETACIÓN

Las asociaciones de facies anteriormente descritas han sido generadas en sistemas de lagos carbonatados someros con diferente grado de salinidad. En concreto, las asociaciones A y D se interpretan como secuencias de somerización correspondientes a sectores muy marginales de lagos carbonatados someros que sufren desecaciones periódicas y en los que se deja sentir la influencia aluvial, mientras que la asociación B también corresponde a sectores marginales pero muy próximos a la línea de costa. Representa ciclos de expansión-retracción de la lámina de agua y en base a las características de las facies de calizas (oolitos calcáreos con textura radial, pseudomorfos de cristales lenticulares de yeso y de cristales tolva) interpretamos la existencia de lagos someros, posiblemente con aguas de moderada salinidad, que sufren desecaciones y emersión total, tal como lo atestigua la existencia de fuertes brechificaciones a techo de la secuencia. La asociación C presenta características propias de sectores internos de un lago carbonatado somero. Por último, las facies referidas en la asociación E son representativas de áreas marginales de complejos de playa-lake.

La presencia de estructuras estromatolíticas y el desarrollo de filamentos atribuidos a cianobacterias se pone de manifiesto en la secuencia B, descrita en el sector estudiado de la cuenca del Ebro, y en las secuencias D y E, identificadas en la cuenca de Calatayud. En la cuenca del Ebro están asociadas a las facies de calizas laminadas. Las laminaciones en depósitos lacustres son relacionadas frecuentemente con la existencia de aguas estratificadas y el desarrollo de un hipolimnion característico de lagos profundos. El hipolimnion inferior es habitado únicamente por bacterias anaerobias, siendo las transformaciones estrictamente químicas y las laminaciones se conservan debido a la falta de bioturbación. En nuestro caso se corresponden con lagos someros que presentan rasgos de emersión y variaciones rápidas del nivel del lago, siendo imposible la existencia de un hipolimnion profundo. Las condiciones ambientales son similares a las descritas por Vasconcelos y McKencie (1997) en el lago actual de Vermelha en Rio de Janeiro, con una superficie de 2,4 km y aguas muy someras (<2m), donde se desarrollan bacterias sulfuroductoras del grupo Desulfobivrio.

La alternancia de láminas claras y oscuras representa el

depósito de sedimento en épocas húmedas o secas respectivamente. Esta laminación se conserva por la inexistencia de organismos que podían provocar removilizaciones debido a la alta salinidad. Las láminas de color más claro corresponden a épocas húmedas en las cuales la producción de carbonatos es bioinducida por la acción de cianobacterias, identificándose momentos de acumulación de partículas carbonatadas por decantación de lodo y fases de estabilización de estos carbonatos por el desarrollo de tapices estromatolíticos. Las láminas oscuras representan las épocas más secas.

En condiciones de alto nivel de la lámina de agua la acción del oleaje remodela el sedimento dando lugar a los granos con envuelta antes descritos. En esta envuelta, la presencia de dolomita la hemos confirmado con microscopía electrónica en donde vemos los cristales de calcita y dolomita recubiertos por una malla de filamentos generados por las cianobacterias. La precipitación se produciría en la capa de barro negro anóxico, situado en la interfase agua sedimentos. La hipersalinidad de las aguas en la época seca, hace que haya una alta concentración de iones sulfato debido a la sulfatoreducción bacteriana así como de calcio y magnesio que favorecen la precipitación de Mg-calcita y Ca-dolomita. La alta concentración de iones SO_4^{2-} , Ca^{2+} y Mg^{2+} es debida a que los principales aportes eran de aguas subterráneas que atravesaban los yesos de la Formación Zaragoza, siendo aguas sulfatado cálcico-magnésicas. Con el depósito de la Ca-dolomita comienza un proceso de envejecimiento, volviéndose más estequiométrica. Eventualmente, la actividad microbiana cesa con el enterramiento, pero la diagénesis continúa como un proceso inorgánico de precipitación de dolomita que ocurre en los cristales nucleados microbially.

Las costras estromatolíticas asociadas a estas facies muestran una forma tabular o en domo y en SEM han sido observadas con una perfecta estructura algal. Arenas et al. (1997) estudian la composición isotópica de esta mismas facies, pero en afloramientos situados al norte del Ebro y concluyen que presentan calcita generada por la acción microbiana.

Por ello podemos concluir que estas facies se han generado en un lago carbonatado de moderada salinidad, cada lámina de micrita clara y micrita oscura corresponde a un ciclo biológico, en el que la película oscura estaría relacionado con épocas secas (aguas más evaporadas) y la lámina clara correspondería a épocas más húmedas o de mayor dilución de las aguas.

Los sedimentos con laminaciones onduladas y estructura estromatolítica identificados en la cuenca de Calatayud presentan un elevado contenido en dolomita. Estos depósitos han sido generados en un lago somero de bajo gradiente topográfico y en condiciones de elevada alcalinidad, con aguas procedentes de los relieves paleozoicos que delimitan la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto P122/97 de D.G.A.

REFERENCIAS

- Abdul, H., Hilgen, F., Krijgsman, W., Sanz, E., Calvo, J.P. (2000). Astronomical forcing of sedimentary cycles in the middle to late Miocene continental Calatayud Basin (E Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 177: 9-22.
- Arenas, C., Casanova, J., Pardo, G. (1997): Stable-isotope characterization of Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Paleo. Paleo. Paleocology*, 128: 133-155.
- Esnaola, J.M., Gil, C. (1998): Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº 383 (Zaragoza). Ser. Publi. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
- Hoyos, M., López Martínez, N. (1985): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys: Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. (Steininger et al. Eds.). *Int. Geol. Correl. Program*. P. 25. V1.
- ITGE (1991): Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 40 (Daroca). Ministerio de Industria. Madrid.
- Mayayo, M., Torres, J., González, J., López, A., Bauluz, B. (1998): Mineralogical and chemical characterization of the sepiolite/Mg-smectite deposit at Mara (Calatayud basin, Spain). *Eur. J. Mineral.* 10:367-383.
- Quirantes, J. (1978): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario Continental de Los Monegros. Institución Fernando El Católico. Zaragoza 200 pp.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J., 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* (Pérez et al. eds.). Guía Campo III Reunión Grupo Español de Trabajo PICG 219: 7-20. Zaragoza.
- Pérez, A., Roc, A.C. (1999): Los sedimentos de la laguna de Gallocanta y su comparación con las calizas de la Muela de Zaragoza. *Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Serie Investigación*, 14: 114 p.
- Vasconcelos, C., McKencie, J. (1997): Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research* 67: 378-391.

Elementos para el análisis tectono-sedimentario de la falla de Plasencia-Messejana en Portugal

N. L. Pimentel

Centro de Geologia da Univ.Lisboa. Fac. Ciências, Campo Grande C2, 5°. 1700 LISBOA, Portugal. Pimentel@fc.ul.pt

ABSTRACT

The main geological features of the Plasencia-Messejana Fault are presented, including geometric characteristics, related tertiary basins and tectonic vertical and horizontal movements along this multiple fault-system. Five geographical domains are defined, from NE to SW, presenting different kinematics of the faults and related horsts and basins. The integration of all these data allows a first overview of this system in the portuguese territory: small tertiary basins are related to pull-apart mechanisms and larger ones with dip-slip subsidence; NE-SW elongated horsts and grabens are related to dislocations along multiple sub-parallel faults. This preliminary synthesis may now be correlated with studies at the spanish part of the Fault.

Keywords: *alpine tectonics, Portugal, Messejana-Plasencia fault, tectono-sedimentary analysis.*

INTRODUCCIÓN

La falla de Plasencia-Messejana (FPM) constituye el accidente frágil mas extenso de la Península Ibérica, de mas de 500 kilómetros de longitud, desde Avila hasta el extremo SW de Portugal, prolongándose por la plataforma continental atlántica. Su génesis esta relacionada con la fracturación tardihercínica o posthercínica temprana y es el resultado de la zona de cizallamiento extensa que se estableció desde los Urales hasta los Apalaches al final del Paleozoico (Martins *et al.*, 1995). A partir del Permico el regimen distensivo produjo el desarrollo de numerosas zonas de "rifts" que culminaron con la abertura del Atlantico Norte. Este regimen activó este accidente como conducto magmatico: a lo largo del intervalo 200-160 Ma se produjo la intrusión un dique dolerítico (de quimismo toleítico), con un espesor de 5 a 75 m em Portugal (Martins *et al.*, 1995), llegando a alcanzar los 200 m de espesor en Espanha (Figueirola *et al.*, 1974).

Al tratar-se de un accidente profundo enraizado en la corteza, sufrió reactivaciones en respuesta a los diferentes campos de tensiones alpinos, no siempre en relación al plano inicial, si no que se generaron con frecuencia nuevas fallas sub-paralelas. Los movimientos sufridos por la falla durante el Cenozoico son testificados no solo por diversos depósitos sintectónicos, si no por numerosos "horsts" y "grabens" de dimensión variable, como consecuencia del trazado sinusoso del accidente y de la existencia de un sistema de fallas sub-paralelas delimitando pequeños bloques tectónicos.

En este trabajo se pretende presentar una síntesis de los elementos existentes entre la frontera portuguesa y la costa

atlántica, de modo que pueda aportar indicaciones para el análisis tectono-sedimentario de este importante accidente y pueda permitir eventuales correlaciones con el territorio español.

CARACTERIZACIÓN DE LA FALLA

Los elementos presentados están basados principalmente en la cartografía existente a escala 1:500.000 (Delfim de Carvalho, 1992). Algunas cartas de mayor escala (Hoja 7, 1:200.000; Algarve Ocidental, 1:100.000; Campo Maior y Aljustrel, 1:50.000) permiten hacer un análisis de más detalle en algunas áreas.

i) Sector de Campo Maior-Elvas-Juromenha

La FPM constituye en este punto el borde NW de la cuenca terciaria del Guadiana, con subsidencia generalizada del sector al SE de la falla y acumulación de depósitos paleogenos y neogenos (Moya-Palomares y Azevêdo, 2000). El accidente tectónico tiene una orientación general N30°E, con alguna sinuosidad y algún trazado de pequeña distancia con dirección N50°E a N60°E. El dique dolerítico es bastante discontinuo, con tramos de 3 a 6 kilómetros con orientaciones diversas, predominando las orientaciones N20°E, N30°E e N60°E. El desgarre sinistro de las estructuras hercínicas es de 3 a 5 kilómetros.

ii) Sector de Rosário-Cuba

La FPM presenta pequeñas cuencas adyacentes del lado SE (Merceana y Monte Trigo) e NW (Montoito). Su direc-

ción general varía ligeramente en torno a los N40°E, con presencia del dique en casi toda su extensión. En dos puntos el accidente principal parece estar separado cerca de un kilómetro, lo que pudiese ser interpretado como la existencia de dos accidentes sub-paralelos, habiendo el dique intruido de uno para otro. El desgarre de la estructura hercínica es de 2 a 3 kilómetros (Silveira, 1990).

iii) Sector de Cuba-Ervidel-Relíquias

En la parte central de este sector, la FPM constituye el borde meridional de la cuenca terciaria del Sado, cuyo relleno sobrepasa 150 metros de espesor desde el Eoceno al Plioceno (Pimentel, 1994, 1997, 1997a, 1997b). El límite de la cuenca se realiza en algunos tramos por el propio accidente y el dique. En relación a los otros tramos se detectan accidentes sub-paralelos (N20°E y N40°E) que delimitan "horsts" paleozoicos que bordean la cuenca o bajo los sedimentos terciarios de ella. El borde meridional de la cuenca se presenta así como una "escalera" de bloques tectónicos con dirección NE-SW, con dimensiones y amplitudes verticales variables.

El accidente describe, en su conjunto, un arco suave entre las direcciones N40°E y N50°E, donde el dique dolerítico presenta una gran discontinuidad en su trazado, predominando la dirección N50°E sobre las direcciones N20°E y N60°E. La cuantificación del desgarre indica que este no supera los 2 kilómetros.

iv) Sector de Odemira-São Teotónio

La identificación rigurosa de la FPM en esta área se encuentra dificultada por la existencia de múltiples ramificaciones y accidentes sub-paralelos, volviéndose en ocasiones difícil definir cuál es el accidente principal. En la región de Odemira la presencia del dique casi continuo identifica un tramo orientado N40°E, acompañado por fracturas N60°E. Estas dos direcciones, además de otras menos frecuentes (N90°E y N20°E), delimitan estrechos "horsts" y "grabens", rellenos estos últimos de material neogeno (Pereira, 1990). El desgarre siniestro no se detecta en la cartografía.

v) Sector de Aljezur-Sagres

Para SW de São Teotónio, la FPM parece prolongarse hacia la plataforma continental con una dirección N40°E. Sin embargo, en las proximidades de Sagres se localiza nuevamente el dique intruido en una fractura con dirección N30°E, puede que en este caso nos encontremos ante dos accidentes tectónicos principales, paralelos entre sí y separados entre 10 a 15 kilómetros. Además de esta situación, es posible detectar una importante alineación tectónica de orientación N20°E, delimitando "grabens" donde se encuentra preservado material neogeno (Pimentel y

Amaro, 2000). En ninguno de los casos expuestos es observable la componente horizontal de las fallas.

ELEMENTOS TECTONO-SEDIMENTARIOS

El trazado del dique dolerítico y de los accidentes tectónicos más activos en el Cenozoico no siempre coincide, con las movimentaciones más importantes registradas en los accidentes sub-paralelos al principal. Esta situación puede indicar una migración de la actividad de la falla principal en el Mesozoico para las fracturas sub-paralelos en el Cenozoico.

En dos situaciones, cuenca de Gadiana y de Sado, la FPM constituye el borde tectónico de cuencas sedimentarias de escala regional, lo que indica subsidencia afectando grandes áreas. La génesis de múltiples cuencas e "horsts" de menor escala parece estar relacionada esencialmente con la movimentación en las fracturas sub-paralelas. En función de la orientación de estas en relación a lo desgarre siniestro general, así se ha generado pequeñas cuencas de tipo "pull-apart" o elevaciones de tipo "push-over".

El análisis de los depósitos generados en las cuencas principales adyacentes a la FPM y las dislocaciones detectadas en sus depósitos, permite intentar caracterizar la tipología de las fases de movimentación de este sistema de fallas. En el Paleogeno (Eoceno ?) se han producido las primeras dislocaciones cenozoicas, caracterizadas por la génesis de dos largas cuencas sedimentarias adyacentes: la cuenca de Gadiana al SE del tramo fronterizo; la cuenca de Sado al NW de su tramo central. En el Mioceno superior se han producido movimentaciones localizadas en accidentes sub-paralelos, generando pequeños "grabens" rellenos por depósitos gruesos (cuenca de Sado, Vidigueira, Gadiana) o también afectando depósitos anteriores (Aljezur, por ejemplo). Al inicio del Cuaternario (Vilafranquense medio-superior ?) múltiples dislocaciones de pequeña amplitud afectarían superficies con depósitos de Raña, originando "horsts" e "grabens" orientados NE-SW y presentes en la morfología actual (Aljustrel, Relíquias, Odemira, por ejemplo).

CONCLUSIONES

La caracterización general de la falla de Plasencia-Messejana en el territorio portugués ha permitido poner de manifiesto la existencia de alguna identidad a lo largo de su trazado, pero también la existencia de diferencias a nivel regional en las orientaciones predominantes, el estilo tectónico y la cinemática de las fracturas.

Se detectan tres fases principales de movimentación - Eoceno, Mioceno superior y Cuaternario - y dos estilos distintos - largas cuencas adyacentes al accidente principal y pequeños bloques delimitados por accidentes sub-paralelos al principal. El régimen en el Eoceno parece haber sido más distensivo y los siguientes más compresivos, en rela-

ción con la orientación relativa de las fallas y los campos de esfuerzos.

Esta síntesis preliminar abre paso para el intento de establecer las correlaciones con los estudios desarrollados en el sector español de la falla de Plasencia-Messejana. La integración de los conocimientos a escala Peninsular aportaran, sin lugar a duda, importantes ideas para la comprensión de uno de los accidentes tectónicos mas importantes de la Península Ibérica

REFERENCIAS

- Delfim de Carvalho (1992): Carta Geológica de Portugal na Escala 1:500.000 (Coord.). Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Figueirola, L.C.G., Corretge, L.G., Bea, F. (1974): El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura (estudio comparativo). Bol. Geol. y Min. 88, 308-377. I.T.G.E., Madrid.
- Martins, L.T., Cebriá, J.M., Doblas, M., Lopez-Ruiz, J.; Munhá, J. (1995): Petrologia e geoquímica do Dique de Messjana. Mem. M.L.M.G. 4, 747-750. Univ. Porto.
- Pereira, A.R.P. (1991): A Plataforma Litoral do Alentejo e Algarveocidental, estudo de geomorfologia. Dissert. Doutoram., Univ. Lisboa. 450 pp. (n.publ.).
- Silveira, A.P.B. (1990): Neotectónica e sismotectónica da região Vidigueira-Moura. Dissert.Mestrado. Univ. Lisboa. 314 pp. (n.publ.).
- Pimentel (1997a): A Bacia Terciária do Sado (SW Ibérico), síntese evolutiva e factores de controlo. In J.P. Calvo y J.Morales (Eds.), Avances en el conocimiento del Terciário Ibérico., 157-160. Gr. Esp. del Terciario, Univ. de Madrid.
- Pimentel (1997b): O Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Dissert. Doutoram., Univ. Lisboa, 382 pp. (n.publ.)
- Pimentel, N.L., Amaro, H. (2000): Contribuição para a análise tectono-sedimentar do Fosso de Aljezur. Ciências da Terra 14. Univ. Nova de Lisboa.
- Pimentel, N.L., Azevêdo, T.M. (1994): Etapas e controlo alpino da sedimentação na bacia do Sado (SW de Portugal) . Cuad. Lab. Xeol. Laxe 19, 229-238. Univ. Coruña.

The first part of the report deals with the general situation of the health care system in the United States. It points out that the system is in a state of transition, with a shift from a predominantly hospital-based system to one that is more community-oriented. This transition is being driven by several factors, including the aging of the population, the increasing prevalence of chronic diseases, and the growing emphasis on preventive care. The report also notes that the current system is characterized by a high degree of fragmentation, with a wide variety of service providers and settings. This fragmentation leads to inefficiencies and a lack of coordination in the delivery of care. The authors argue that a more integrated and coordinated system is needed to meet the needs of the population. They propose several strategies to achieve this, including the development of health maintenance organizations (HMOs), the expansion of primary care services, and the strengthening of community health centers. The report also discusses the role of government in the health care system, particularly in the areas of regulation and financing. It suggests that government should play a more active role in ensuring that the health care system is equitable and accessible to all. The second part of the report focuses on the specific issues of access and equity in health care. It examines the barriers to access that exist for certain groups of people, such as the poor, the elderly, and the disabled. It also discusses the role of insurance in determining access to care. The authors argue that access to care should be based on need, rather than on ability to pay. They propose several measures to improve access, including the expansion of public health insurance programs, the implementation of community health insurance, and the strengthening of safety net providers. The report also discusses the issue of equity in the distribution of health care resources. It points out that there are significant disparities in the quality of care that different groups of people receive. These disparities are often the result of differences in the availability of health care services in different areas of the country. The authors argue that these disparities should be eliminated, and that all people should have access to the same high-quality care. They propose several strategies to achieve this, including the development of health care delivery systems that are tailored to the needs of different communities, and the implementation of policies that ensure that health care resources are distributed equitably. The report concludes by emphasizing the need for a comprehensive approach to reforming the health care system. It argues that changes in the structure of the system, the role of government, and the distribution of resources are all necessary to achieve the goal of a more equitable and accessible health care system. The authors call for a national dialogue on these issues, and for the implementation of a plan of action that addresses the challenges facing the health care system in the United States.

The second part of the report deals with the specific issues of access and equity in health care. It examines the barriers to access that exist for certain groups of people, such as the poor, the elderly, and the disabled. It also discusses the role of insurance in determining access to care. The authors argue that access to care should be based on need, rather than on ability to pay. They propose several measures to improve access, including the expansion of public health insurance programs, the implementation of community health insurance, and the strengthening of safety net providers. The report also discusses the issue of equity in the distribution of health care resources. It points out that there are significant disparities in the quality of care that different groups of people receive. These disparities are often the result of differences in the availability of health care services in different areas of the country. The authors argue that these disparities should be eliminated, and that all people should have access to the same high-quality care. They propose several strategies to achieve this, including the development of health care delivery systems that are tailored to the needs of different communities, and the implementation of policies that ensure that health care resources are distributed equitably. The report concludes by emphasizing the need for a comprehensive approach to reforming the health care system. It argues that changes in the structure of the system, the role of government, and the distribution of resources are all necessary to achieve the goal of a more equitable and accessible health care system. The authors call for a national dialogue on these issues, and for the implementation of a plan of action that addresses the challenges facing the health care system in the United States.

Las "briozoaritas" de la formación Margas de Gurb (Bartoniense, área de Vic, Barcelona)

S. Reguant¹ y D. Amblàs²

¹ Dept Estratigrafia i Paleontologia, Universitat de Barcelona.

² Universitat de Barcelona.

ABSTRACT

An analysis of two sections of Margas de Gurb Formation (Bartonian from Vic, Barcelona, Spain) supplied the general faunistic content with bryozoan fragments in all samples collected. This Formation is composed by "bryozoarites", with different proportions of bryozoan type and content, and with associated molluscan and foraminiferan fauna in some cases. The previous bryozoan descriptions are cited and the paleogeographic variations arising from South and North sedimentation conditions are suggested.

Keywords: Eocene, Ebro basin, bryozoan.

INTRODUCCIÓN

La unidad litoestratigráfica llamada Margas de Gurb (Reguant, 1967) es una de las formaciones más fosilíferas de la Plana de Vic y ha sido estudiada específicamente desde finales del siglo XIX (Carez, 1881 y Maureta y Thos, 1881). En gran parte de esta formación los briozoos son la fauna más importante y característica. El nombre de briozoaritas creado por Lamarti-Sefian *et al.* (1997) es perfectamente aplicable a gran parte de la Formación. El nombre de briozoarita lo proponen estos autores para "biocalcarenitias en las que la fracción biogénica es dominada por los briozoos, que pueden llegar a representar hasta el 80 % de los bioclastos" (p. 161).

Un estudio del contenido bioclástico de esta Formación estudiada en dos sucesiones se presenta aquí, discutiendo también las variaciones laterales al respecto y las condiciones de sedimentación de la propia formación.

Desde un punto de vista litológico la Formación de Gurb, en comparación de las formaciones que la limitan por encima y por debajo (ver figura 1) se caracteriza por un mínimo en contenido de granos de cuarzo. Alternan capas con mayor consistencia con otras con menor consistencia. Ello es debido al mayor o menor contenido en carbonato cálcico de origen orgánico. Para este trabajo las muestras se han tomado, preferentemente, en las capas más consistentes.

CATÁLOGO DE ESPECIES DE BRIOZOOS ENCONTRADAS E IDENTIFICADAS EN LA FORMACIÓN MARGAS DE GURB

Faura y Canu (1916) son los primeros que describen la fauna de Briozoos y dan largas listas de la abundante y

variada fauna de lo que ellos denominan "colina de Gurb". Esta sucesión así llamada comprende, además de la Formación de Gurb, otras unidades inferiores y superiores. En la parte aquí considerada, predominan, junto con los Briozoos, los Macroforaminíferos, sobre todo *Discocyclinas* y formas próximas y algunos *Nummulites*. Más adelante (tablas 2 y 3) se suministra la información conseguida con el estudio de las muestras analizadas.

Barroso (1949) y más recientemente Reguant (1990) han añadido algunos nuevos hallazgos a la fauna briozoológica descrita por Faura y Canu.

Se han revisado todos los nombres y las atribuciones taxonómicas relativas a los distintos subórdenes existentes de acuerdo con la revisión en curso de Gordon (1995 y 1997). Un resumen de la fauna briozoológica por subórdenes se da en la tabla 1.

Orden	Suborden	nº de especies
CYCLOSTOMATIDA		9
CHEILOSTOMATIDA	MALACOSTEGINA	1
	FLUSTRINA	8
	ASCOPHORINA	20

Tabla 1. Número de especies de briozoos pertenecientes a los distintos órdenes y subórdenes, reconocidas por los autores en la Formación Margas de Gurb.

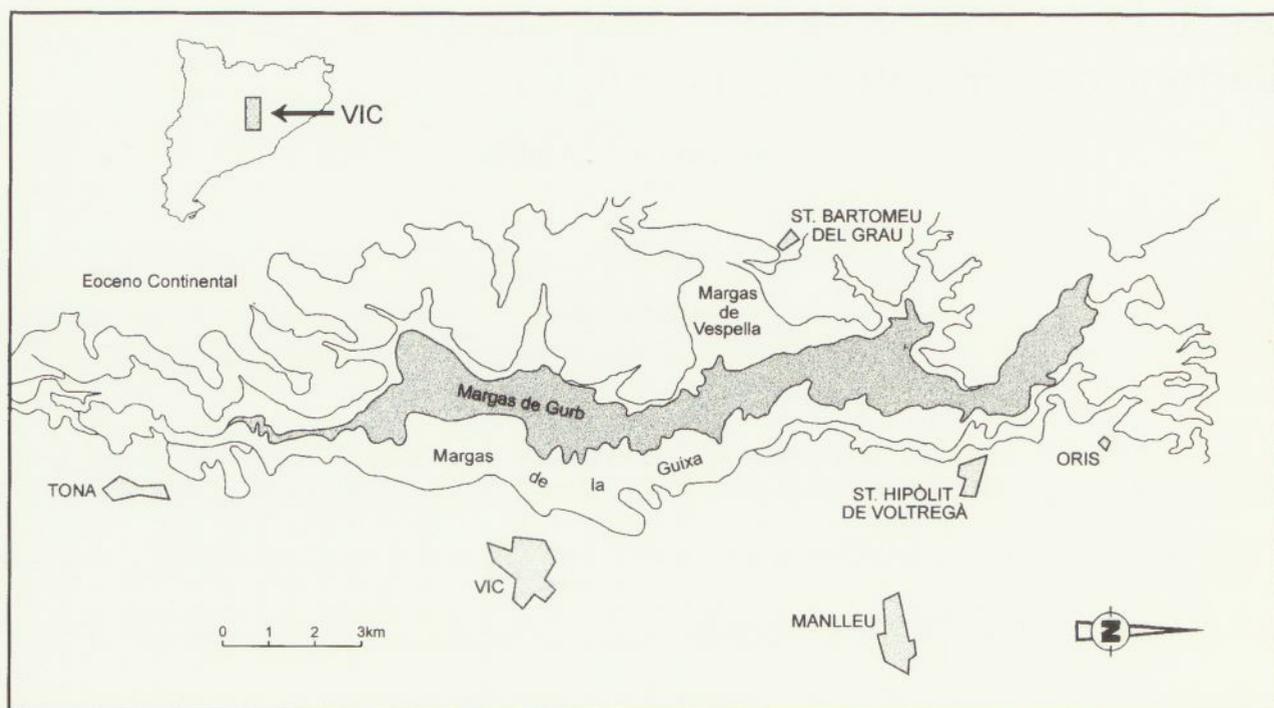


FIGURA 1.- Mapa geológico esquemático indicando la situación de la Fm Margas de Gurb entre la Fm Margas de Vespella y la Fm Margas de la Guixa (modificado de Busquets et al. 1991)

Las especies (o subespecies) reconocidas por primera vez en esta área son:

FLUSTRINA:

Alderina gurbense BARROSO 1949

Crassimarginatella crassimarginata HINCKS, 1880
elongata BARROSO 1949.

ASCOPHORINA:

Didymosella acutirostris FAURA & CANU, 1916

Meniscopora magna BARROSO, 1949

Mamillopora inarmata BARROSO, 1949

Anoteropora undatirostris BARROSO, 1949

Metrarabdotos orisense REGUANT, 1990

FAUNA PRESENTE EN LAS DOS SUCESIONES ESTUDIADAS

Las dos sucesiones se han tomado en el área clásica de la Formación Margas de Gurb. La primera, a la que llama-

mos serie de Vespella, se ha tomado en la trinchera y áreas adyacentes de la carretera de Vic a Sant Bartomeu del Grau, a partir del km. 6. El límite superior de la Formación está aquí muy ben definido por la existencia del denominado nivel E (Reguant 1967) que está formado por un nivel de arenisca de color beige en contraste con el predominio del color azul de las formaciones margosas de todo el Bartoniense del área de Vic. La segunda se ha tomado, más al sur, cerca de la casa llamada "El Puig" muy próxima a la iglesia parroquial de Gurb. En realidad, este municipio formado por varias parroquias no tiene apenas núcleos urbanos. Prácticamente toda la población está diseminada en masías.

Las tablas 2 y 3, respectivamente, muestran el contenido en bioclastos de las muestras obtenidas en las dos sucesiones.

Tabla 2. Contenido en bioclastos de las muestras de la sucesión de Vespella

muestra	contenido en bioclastos	Briozoos	Macrofora miníferos	Moluscos	otras faunas
V9916	muy abundante	x			
V9915	abundante	x		x	x (corales?)
V9914	muy abundante	x		x	
V9913	notable	x	x (escasos)	x	
V9912	abundante	x		x	
V9911	muy abundante	x	x	x	
V9910	notable	x	x		
V9909	escaso	x	x	x	
V9908	abundante	x	x	x	esponjas
V9907	notable	x		x	
V9906	abundante	x		x	
V9905	notable	x		x	
V9904	notable	x	x (escasos)	x	
V9903	abundante	x			
V9902	abundante	x			esponjas

Tabla 2. Contenido en bioclastos de las muestras de la sucesión de Vespella

muestra	contenido en bioclastos	Briozoos	Macrofora miníferos	Moluscos	otras faunas
R0016	muy abundante	x	x	x	
R0015	muy abundante	x		x	
R0014	muy abundante	x	x	x	x (equínidos)
R0013	muy abundante	x	x	x	
R0012	muy abundante	x	x (escasos)	x	
R0011	muy abundante	x	x (escasos)	x	
R0010	muy abundante	x	x (escasos)		esponjas
R0009	muy abundante	x	x (muy ab.)	x	esponjas
R0008	abundante	x		x	
R0007	abundante	x		x	
R0006	abundante	x	x (escasos)	x	
R0005	abundante	x	x (escasos)		
R0004	notable	x			
R0003	abundante	x			
R0002	notable	x			esponjas
R0001	abundante	x		x	

Tabla 3. Contenido en bioclastos de las muestras de la sucesión de El Puig

Estudio de las muestras

Un análisis más detallado de cada muestra permite señalar algunos aspectos de interés no recogidos en la tabla, que brevemente pueden resumirse diciendo que:

- los bioclastos se agrupan, casi siempre en forma de bolsadas dentro del sedimento.

- los fragmentos de briozoos más abundantes están representados por troncos delgados. Es decir, son briozoos con zoarios vinculariformes. Las bolsadas presentan, en este caso, los troncos orientados paralelamente.

- los macroforaminíferos se colocan en disposición paralela horizontal, respecto al sedimento.

- los restos de moluscos, equínidos y de algún escaso briozoo plurilaminar se presentan excepcionalmente y de manera aleatoria.

CONDICIONES DE SEDIMENTACIÓN

El estudio de estas dos sucesiones y la información aportada por otros trabajos (Serra-Kiel y Reguant 1991; Busquets et al., 1991) permite afirmar que:

(a) los bioclastos han experimentado poco transporte ya que se conservan tanta abundancia de briozoos de esqueletos particularmente frágiles. No obstante hay evidencias de movimientos de vaivén de las aguas del fondo que han producido la acumulación orientada en bolsadas de los bioclastos susceptibles de orientación a bajas energías.

(b) las diferencias existentes entre los bioclastos de la sucesión situada más al sur (sucesión de El Puig) y de la situada más al norte (sucesión de Vespella) y aun con los existentes en el área, más septentrional aun, de Orís, de la cual existe información en los trabajos citados, permite hacerse cargo de las condiciones ligeramente diversas en que se producía la sedimentación. Pasamos de sur a norte a un descenso, hasta la práctica desaparición, de foraminíferos. A la vez la presencia de briozoos multilaminares, en el área más septentrional, suponen un período largo de sedimentación escasa en esta zona. La presencia y ausencia, respectivamente, de macroforaminíferos suponen una plataforma fótica en el extremo sur y sugieren condiciones afóticas en el extremo norte de la Formación Margas de Gurb.

AGRADECIMIENTOS

Al Profesor J. Serra-Kiel por información suministrada y observaciones al texto. Al Servei de Dibuix i Disseny gràfic de la Universidad de Barcelona por la elaboración de la figura 1. Este trabajo se ha hecho dentro del Proyecto PB 97-0882-CO3-01.

REFERENCIAS

- Barroso, M.G. (1949): Briozoos terciarios de algunas localidades españolas. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 49: 171-185.
- Busquets, P., Reguant, S., Serra-Kiel, J., y Taberner, C. (1991): El registro bentónico en el análisis sedimentológico (Bartoniense-Priaboniensedel área de Vic: NE de la cuenca del Ebro). I Congreso Grupo Español del Terciario. Libro-Guía Excursión n. 9: 1-69.
- Carez, L. (1881): Étude des terrains crétacés et tertiaires du nord de l'Espagne. Thèse, Univ. Paris, 227 p.
- Gordon, D (coord.) (1995): Genera & Subgenera of Cheilostomatida. 17 pp. (Inédito).
- Gordon, D (coord.) (1997): Genera & Subgenera of Cheilostomatida. 10 pp. (Inédito).
- Faura Sans, M. y Canu, F. (1916): Sur les Bryozoaires des terrains tertiaires de la Catalogne. Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., 4: 57-137.
- Lamarti-Sefian, N., Pouyet, S., El Hajjaji, K., André, J. P., y Ben Moussa, A.: (1997): Les bryozoarites du Miocène supérieur du bassin de Charf el Akab (Maroc nord occidental) : sedimentologie et environnements. Géologie Méditerran. 24/3-4: 161-173.
- Maureta, J., y Thos, S. (1881): Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona. Mem. Com. Mapa Geol. España: 1-488.
- Reguant, S. (1967): El Eoceno Marino de Vic (Barcelona). Mem. Inst. Geol. Min. España., 68: 1-350.
- Reguant, S. (1990): Metrarabdotos orisense n. Sp. (Bryozoa Cheilostomata Ascophora) del Eoceno Medio de Vic (Barcelona): una forma ramosa singular. Rev. Esp. Paleont., 5: 71-76.
- Serra-Kiel, J., y Reguant, S. (1991): Biofaciès de plate-forme aphotique silicoclastique avec bryozoaires et spongiaires (Eocène moyen. Secteur orientaldu Basin sud-pyrénéen). Geobios, 24/1: 33-40.

No-uniformidad de flujo en las corrientes de turbidez del Grupo de Hecho

E. Remacha¹ y L. P. Fernández²

1 Univ. Autònoma de Barcelona, Dep. Geologia, 08290 Bellaterra (Barcelona). iget3@cc.uab.es

2 Univ. Oviedo, Fac. Geología. Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo (Asturias). lpedro@asturias.geol.uniovi.es

ABSTRACT

The topography of the Hecho Group basin margins induced the flow non-uniformity processes leading to the genesis of the ponded lobes element (basin plain facies association). An ideal facies tract is defined for ponded lobes, partially preserved in some beds. As a result of syn-depositional liquefaction and plastic behaviour, the facies tract changed into its actual appearance: a graded muddy sandstone/siltstone, with a distinctive content of graded small pseudonodules and fragments of microfolded laminae, merging upwards into a thick mudstone division which in turn evolves into a relatively thin hemipelagite cap.

Keywords: non-uniform flows, deflection, reflection, ponding, facies tract.

INTRODUCCIÓN

La topografía de la cuenca ejerce una influencia decisiva en la transformación de los flujos gravitativos que formarán un sistema turbidítico. La combinación de la velocidad de la corriente en el momento de alcanzar el accidente topográfico, la altura y pendiente de éste, el ángulo de incidencia, y la densidad del flujo y su estratificación, ofrecerán una variedad de transformaciones de los procesos de transporte originales incluidas en los procesos de no-uniformidad de flujo (Kneller y Buckee, 2000, y referencias allí contenidas). Estas transformaciones, aunque observadas en experimentos de laboratorio, son de difícil traducción en estructuras que faciliten su reconocimiento en sucesiones sedimentarias. En la cuenca flexural estudiada, donde la mayoría de los sistemas son alimentados desde un único punto de entrada situado en un extremo de la cuenca, los flujos presentan una evolución axial, confinada al menos por los márgenes de la cuenca estrecha y elongada, y sólo se ha inferido la no-uniformidad en relación con la región superior en suspensión turbulenta de flujos sostenidos ya muy evolucionados. Estas regiones superiores de los flujos tienen que tener una importante carga sedimentaria de grano fino, con una densidad y velocidad relativamente alta en su parte baja (ver Remacha *et al.* en prensa). Estas condiciones se dan aproximadamente en el 65% (dependiendo del sistema) de los flujos que desarrollaron una región inferior granular depositando desde los elementos de transición canal-lóbulo hasta, al menos el inicio de las zonas más distales. Teniendo en cuenta que los fenómenos de no-uniformidad caracterizan la asociación de facies más distal (llanura submarina entendida en su acepción clásica), dando sentido al cambio de facies entre los lóbulos y este

elemento más distal, estos procesos van a ser determinantes para explicar la deposición de, al menos, el 60% del área del sistema deposicional.

En el Grupo de Hecho la transformación se inició tras la incidencia oblicua de los flujos en el margen sur de la cuenca para proseguir ofreciendo múltiples reflexiones incluyendo las del margen norte y el cierre de la cuenca por el oeste. Estas reflexiones múltiples culminan con estancamiento final. El presente trabajo resalta el cortejo de facies generado por reflexión que es aplicable a todos los elementos más distales de los estadios de crecimiento arenosos de los diferentes sistemas del Grupo de Hecho.

LOS FLUJOS EN EL GRUPO DE HECHO Y EL CORTEJO DE FACIES POR REFLEXIÓN.

Mutti, (1992) ha propuesto un cortejo de facies desarrolladas por evolución de flujos gravitativos unidireccionales y decrecientes, siendo estrictamente equivalentes en el tiempo. Mutti *et al.* (1999) destacan la importancia de la bipartición de los flujos ya desde etapas muy tempranas de evolución. Una parte inferior formada por un flujo granular (parte de la corriente de alta densidad cargada con las partículas gruesas) evoluciona segregando las partículas finas por mezcla con el fluido ambiental y dilución en la parte delantera superior, y elutriación en la zona del cuerpo del flujo gravitativo, hasta desarrollar progresivamente una parte superior en verdadera suspensión turbulenta, bien expandida. No obstante, la evolución de facies propuesta en los trabajos mencionados, aunque aplicable para los términos de los depósitos asociados a las zonas de transferencia, transición canal-lóbulo y lóbulos tabulares, no ha considerado la transformación del flujo tras la incidencia con un

obstáculo topográfico. Remacha et al. (en prensa) han mostrado que la transformación afecta básicamente a la región del flujo en suspensión turbulenta, mientras que el flujo granular basal continuará su evolución deflectando siguiendo el eje de la cuenca, y evolucionando según la secuencia de facies de alta densidad propuesta por Mutti (1992).

La parte superior del flujo, tras encontrar la rampa se verá forzada a subir por ella. Los procesos asociados a la reestructuración de la corriente por reflexión del flujo han sido estudiados en laboratorio por varios autores (p. ej. Edwards, 1993, y referencias allí contenidas). Estos autores documentan la formación de bores internos, saltos hidráulicos en movimiento, que transfieren importantes cantidades de masa a través de la interfase entre (a) el flujo granular delantero ya depositado, o el fondo de la cuenca en ausencia del primero, y (b) la suspensión turbulenta del flujo primario no reflejado. Los bores se verán seguidos en un continuo hasta olas solitarias o saltos hidráulicos en movimiento con poca transferencia de masa, aunque sí de energía, pero decreciendo debido al comportamiento dispersivo hasta su agotamiento.

En el Grupo de Hecho, a excepción de las megaturbiditas donde los fenómenos de reflexión están fuera de las consideraciones que aquí se ofrecen, los bores más energéticos inferidos tienen una naturaleza ondular, dando lugar a un depósito por tracción decantación -facies Fmod-1, constituido por formas de fondo de flujo combinado con morfología de ripples transicionales 2D/3D de longitud de onda distintivamente grande y paleocorrientes divergentes respecto a las marcas de base del flujo primario basal. Los trenes de ripples pueden generar una repetición de hasta tres divisiones sucesivas, estando las dos primeras comúnmente soldadas, mientras que la tercera, o segunda ya en algunos casos, se disponen sobre una división delgada de lutitas limosas mal seleccionadas (facies Fmod-4), depositadas durante los periodos de quiescencia entre bores ondulares por colapso del flujo primario con la energía severamente reducida tras ser tomada por los bores. A medida que los bores son progresivamente más débiles transportan partículas de tamaño limo grueso a fino como máximo y generan divisiones gradadas bien calibradas (facies Fmod-2) que pasan a divisiones muy delgadas con láminas paralelas por selección por cizalla (shear sorting) -facies Fmod-3. Estas parejas de divisiones culminan ya frecuentemente en un intervalo de lutitas mal seleccionadas (Facies Fmod-4), más potente que los homólogos situado entre las divisiones de Fmod-1 y que va siendo progresivamente más potente y de grano más fino hacia techo. En los casos preservados se han podido identificar frecuentemente hasta dos repeticiones de pares Fmod-2/Fmod-3 (tres a lo sumo). Finalmente, el incremento de la tasa de decantación de la cola del flujo primario ya parado, conjugado con el decrecimiento de la energía de las olas solitarias en tránsito desde cualquier margen, dará lugar al predominio de formación de términos lutíticos (Fmod-4) ya bien seleccionados. A partir de este momento la decantación de estos

últimos términos será únicamente disturbada por el paso de algún salto hidráulico ya muy débil que depositará una lámina muy fina (Fmod-3), relativamente bien seleccionada y de materiales de grano sutilmente más grueso, hasta que la carga en suspensión se agotará depositando una división relativamente potente de arcillas (Fmod-4). Finalmente quedará un residuo de suspensión formado por las partículas carbonáticas que, incapaces de flocular y con tasas de decantación ya muy bajas, generan las divisiones hemiturbidíticas que cierran cada evento.

Las características anteriores se han deducido a partir de ejemplos parcialmente preservados. En la práctica totalidad de los casos, tras los ripples (Fmod-1), dispuestos sobre facies primarias de alta densidad en la zona proximal de los lóbulos estancados, los sucesivos depósitos de facies Fmod-4 son altamente inestables y cada nueva división de grano relativamente más grueso (asociada al paso de un bore/ola solitaria) se destruye por liqüefacción, alternando con periodos con comportamiento plástico (interbores), ambos procesos actuando sindeposicionalmente. El conjunto resultante es una división gradada de gran espesor relativo (alcanzando valores superiores a la decena de metros), formada por una arenisca/limolita, mal calibrada y arcillosa que evoluciona hasta una potente división de arcillitas. Esta última grada, a su vez, hasta la hemiturbidita final. Distintivamente, la parte inferior arenoso-limosa contiene pequeños pseudonódulos gradados y fragmentos de láminas (Fmod-3) muy deformadas (liqüefacción). Como resultado se destruyen las características originales de las divisiones reflejadas.

AGRADECIMIENTOS

La investigación para las campañas de campo se financió con cargo al proyecto DGICYT PB94-1312-CO2.

REFERENCIAS

- Kneller, B., Buckee, C. (2000): The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47 (Suppl.1): 62-94.
- Remacha, E., Fernández, L. P., Maestro, E. (subm.): The transition between sheetlike lobes and ponded lobes (basin plain) in the Hecho Basin (South-Central Pyrenees Spain). *Jour. Sed. Res.*
- Mutti, E. (1992): Turbidite sandstones. AGIP-Istituto di Geologia Università di Parma. 275 p.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., Fava, L. (1999): An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Continuing Education Course Note Series*, 39. 96 p.
- Edwards, D.A. (1993): Turbidity currents: dynamics, deposits and reversals. Springer-Verlag, *Lecture Notes in Earth Sciences*, 44. 173 p.

Modelo genético de las estructuras de colapso cárstico del Mioceno superior de Mallorca

P. Robledo y L. Pomar

Departament de Ciències de la Terra, Edf. Guillem Colom, Universitat de les Illes Balears, Crta Valldemossa km 7,5 E-07071 Palma de Mallorca. tgeo0124@teix.uib.es

ABSTRACT

Miocene carbonates (Upper Tortonian-Lower Messinian) in Mallorca Island are composed of reefal (Reef Complex) and shallow water carbonates (Santanyí limestone) that prograded across platforms surrounding paleoislands. The contact between the Reef Complex and the Santanyí Limestone is a subaerial erosion surface with Paleokarst features. The shallow-water carbonates beds both the lagoonal beds of the Reef complex and basal beds of the Santanyí Limestone are affected by V-collapse structures produced by roof collapse of caverns developed in the underlying Reef Complex. Recent work on these carbonate platforms allows to propose a genetic model to explain the origin of these V-structures, that are related to early diagenetic processes induced by high-frequency sea-level fluctuations, the same sea-level fluctuations that controlled the facies architecture of the carbonate platforms.

Cave system, developed near the subaerial erosion surface during sea-level lowstands, collapsed during subsequent rise of sea level as result of increase of loading by accretion of the onlapping shallow-water carbonates. This gravitational collapse produced V-incision structures when these beds were still not completely consolidated. The cave system developed by preferential dissolution of aragonite (mainly corals) in the reef front facies and coral patches existing in the underlying unit.

Keywords: paleokarst, Santanyí limestone, collapse structures, upper Miocene.

INTRODUCCIÓN

Los sistemas paleokársticos que afectan a las rocas carbonatadas presentan una complejidad espacial, tanto lateral como vertical, que responde a su compleja historia de formación. La mayoría de los sistemas kársticos son epigenéticos, y son el resultado de procesos sub-superficiales ocurridos durante periodos de exposición subaérea y de su posterior compactación y diagénesis. La escala, los tipos de porosidad y las complejidades espaciales de dichos sistemas paleokársticos dependen de la solubilidad de la roca carbonatada, de las condiciones paleoclimáticas, del descenso del nivel de base relativo (bien debido a una elevación tectónica o a una caída del nivel del mar), así como al tiempo de exposición subaérea. Las elevaciones tectónicas producen una fracturación adicional que pueden, a su vez, controlar el desarrollo posterior del sistema kárstico.

La predicción de las heterogeneidades paleokársticas en rocas carbonatadas es fundamental en el campo de la Geología aplicada. Con métodos tradicionales de estudio de subsuelo, se hace muy difícil definir las escalas de arquitectura estratigráfica más pequeñas así como sus facies diagénéticas. La elaboración de modelos predictivos y su aplicabilidad debe hacerse a partir del estudio de tales

fenómenos en afloramientos de calidad. La precisión predictiva de dichos modelos es, en gran parte, función de la comprensión detallada de los factores genéticos que controlan la geometría, escala, red de poros y complejidades espaciales de los sistemas kársticos potenciales.

MARCO GEOLÓGICO

Las rocas carbonatadas del Mioceno superior de Mallorca afloran con exquisito detalle en los acantilados costeros del levante de la Isla, lo cual permite y facilita el estudio detallado en tres dimensiones de su arquitectura de facies, así como su evolución diagénética (Figura 1). Dichos depósitos corresponden a plataformas calcáreo-dolomíticas tabulares que se hallan afectadas únicamente por algunas fallas y ligeros basculamientos ocurridos durante el Plioceno y el Pleistoceno (Pomar et al., 1996). En ellos se han distinguido tres unidades deposicionales. La unidad inferior, definida en Mallorca como Calcisiltitas con *Heterostegina* a partir de datos de sondeos (Barón y Pomar 1985) corresponde a depósitos de plataforma somera y cuenca, y ha sido atribuida al Tortonense Inferior (zona N16 de Blow) (Pomar et al., 1996). En la vecina isla de Menorca, donde esta unidad puede estudiarse con deta-

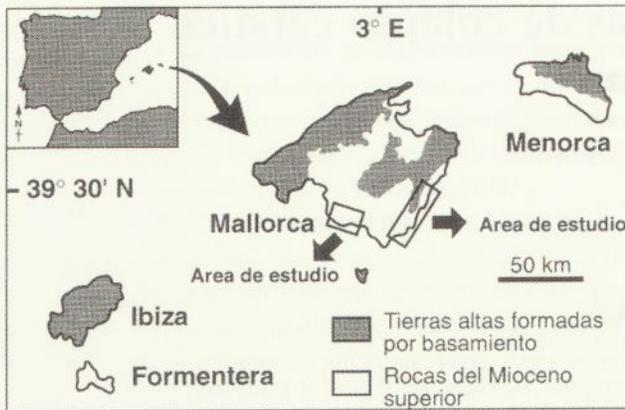


FIGURA 1.- Localización geográfica y situación.

lle en los afloramientos costeros, corresponde a una rampa rhdalgal (Obrador *et al.*, 1992). La unidad intermedia está formada por un sistema arrecifal progradante atribuido al Tortoniense superior-Messiniense (zona N17 de Blow). En Mallorca esta unidad está exquisitamente expuesta en los acantilados costeros y también se conoce a partir de numerosos sondeos (Pomar, 1991; Pomar y Ward, 1994, 1995, 1999; Pomar *et al.*, 1996). La unidad superior, atribuida al Messiniense, contiene diversidad de facies, incluidas cali-

zas oolíticas y estromatolíticas (Formación Calizas de Santanyí; Fornós y Pomar, 1984), dolomías y margas con yesos, y conglomerados de fan-delta. Aunque litofacies similares a las calizas oolíticas y estromatolíticas se atribuyen al Messiniense como una unidad estratigráfica independiente en otras cuencas mediterráneas (Complejo Terminal Messiniense), en Mallorca esta atribución es más problemática. Ello se debe a que la progradación de la plataforma arrecifal (probablemente, entre las plataformas del Mioceno superior, la más extensa del área mediterránea con hasta 20 km de progradación) termina bruscamente con una caída importante del nivel del mar (Pomar *et al.*, 1996) y, en posición de cuenca, los depósitos coetáneos de los últimos episodios arrecifales se hallan recubiertos por depósitos dolomíticos con fauna salobre, sin que se conozcan por encima depósitos de mar abierto atribuibles a una transgresión posterior Messiniense. La exacta atribución estratigráfica de las Calizas de Santanyí resulta problemática pudiendo, en consecuencia, ser equivalentes temporales de algunos episodios arrecifales, aunque el problema no se halla resuelto (ver Pomar *et al.*, 1996 para una discusión sobre este aspecto).

Las estructuras de colapso kárstico que aquí se presentan, se han desarrollado tanto en las capas correspondientes al lagoon arrecifal como, y sobre todo, en la Unidad Calizas de Santanyí. (Fig. 2)

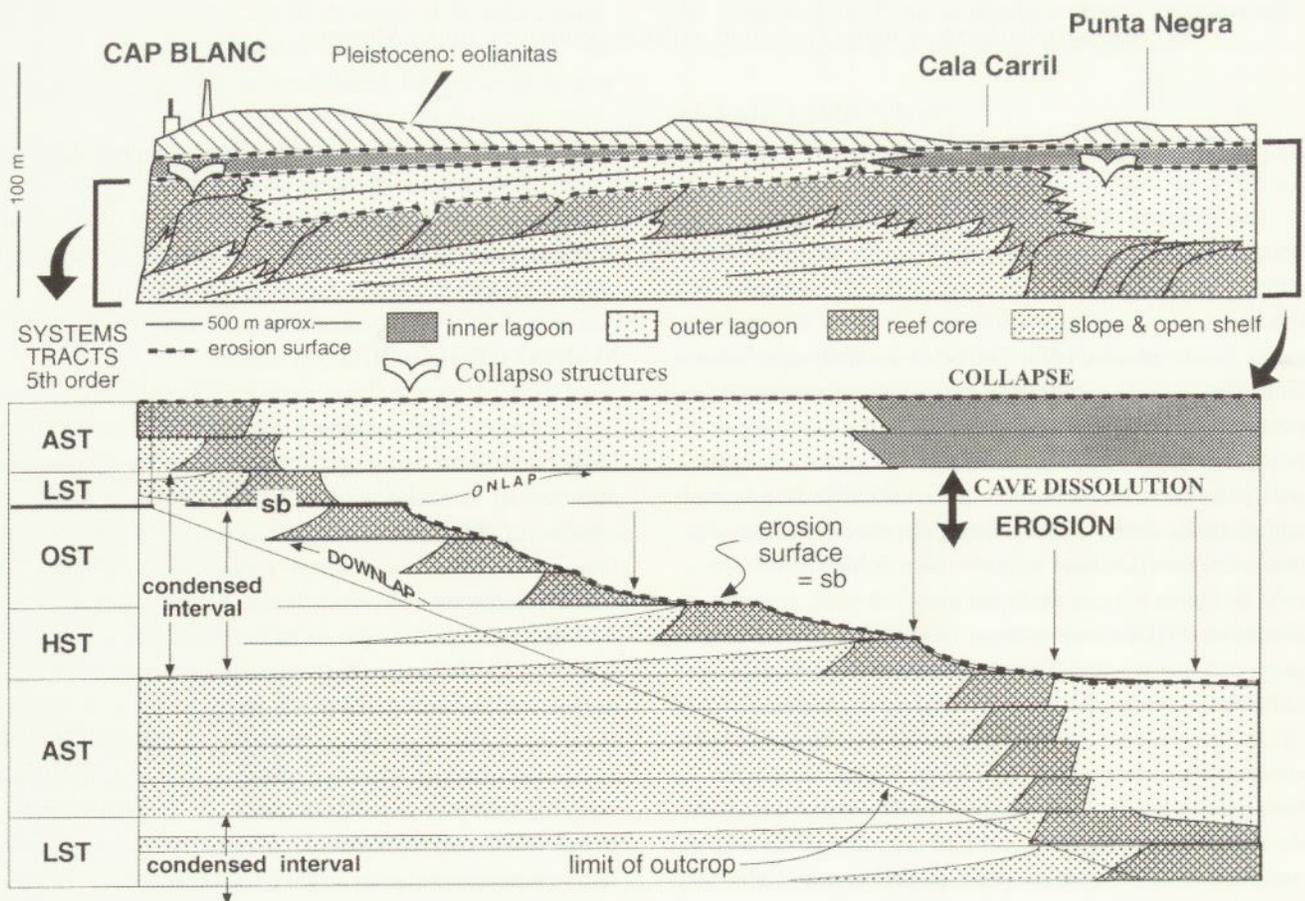


FIGURA 2.- Localización de las estructuras de colapso en las capas de lagoon del sistema arrecifal, y diagrama de Weeler.

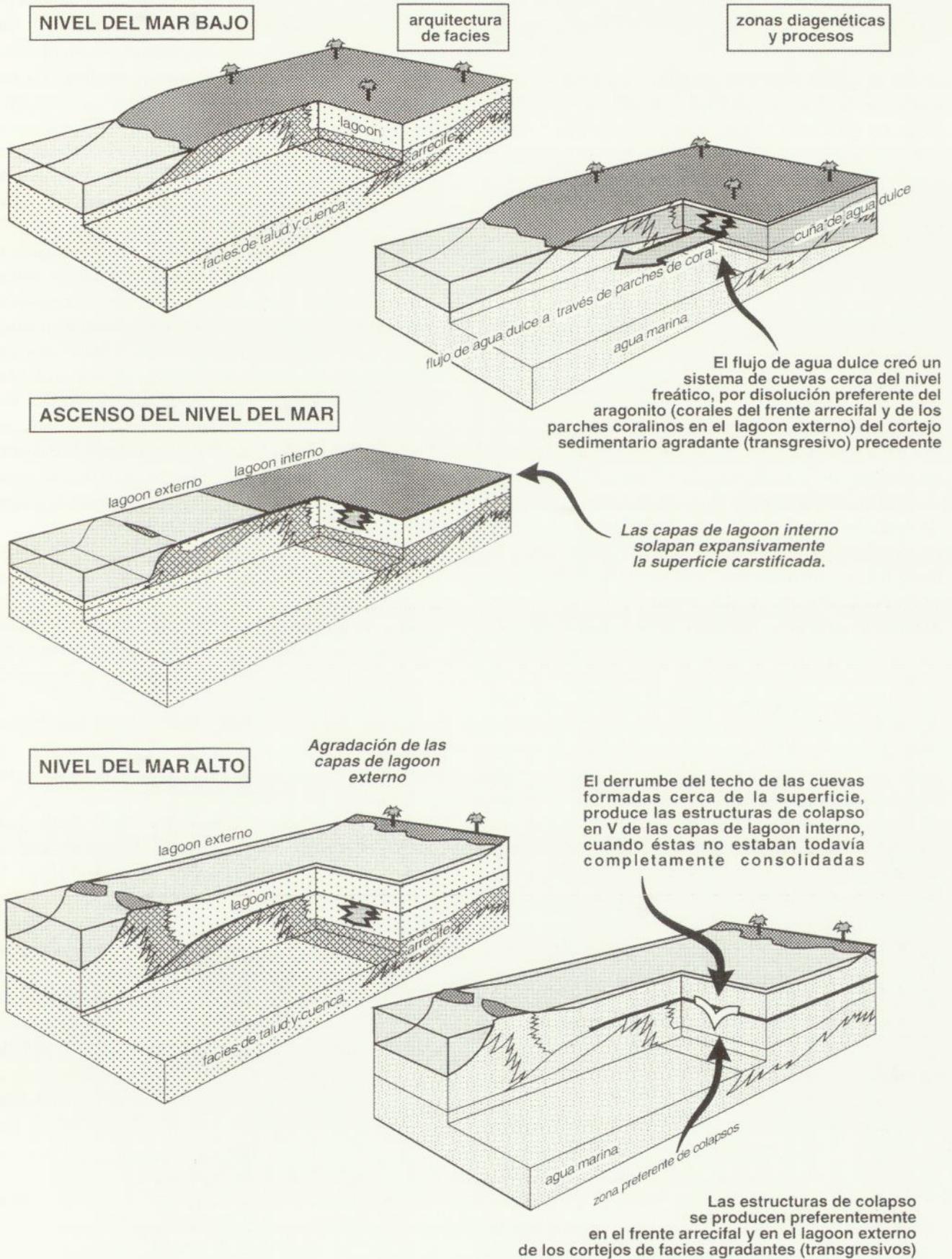


FIGURA 3.- Modelo genético de las estructuras de colapso.

ORIGEN Y DESARROLLO DE LAS ESTRUCTURAS DE COLAPSO

Los primeros resultados de los trabajos actualmente en curso, permiten plantear un modelo para explicar el origen de las estructuras de colapso cárstico, que estaría relacionado con procesos diagenéticos inducidos por fluctuaciones del nivel del mar, las mismas que determinaron la arquitectura de facies de las plataformas carbonatadas (Pomar y Ward, 1991).

La arquitectura de facies.

Las unidades acrecionales de la plataforma arrecifal corresponden a secuencias deposicionales de alta frecuencia. En dichas secuencias se distinguen cuatro cortejos sedimentarios en relación a las partes específicas de los ciclos de nivel del mar, y que se definen en base a los cambios característicos en las formas de empaquetamiento de los cortejos de facies. Los cortejos sedimentarios de bajo nivel se formaron durante la fase inicial de ascenso del nivel del mar y consisten principalmente de facies arrecifales progradantes sobre delgados depósitos de talud; en dicho cortejo no existen depósitos de lagoon significativos. El cortejo sedimentario correspondiente a la fase de ascenso del nivel del mar es volumétricamente el más importante. Está caracterizado por una importante agradación (sin retrogradación) de todos los cinturones de facies: lagoon, arrecife coralino de tipo barrera, talud arrecifal y depósitos de cuenca. Los depósitos de lagoon del cortejo agradante (transgresivo) recubren a los depósitos del cortejo de bajo nivel. Durante las fases de nivel del mar alto el sistema arrecifal progradó sobre depósitos de talud, que a su vez se acuñan y condensan en dirección a cuenca, sin que se conserven depósitos de lagoon correspondientes a este cortejo sedimentario. Durante el descenso del nivel del mar, el sistema arrecifal progradó, descendiendo de forma progresiva, sobre los depósitos de talud del cortejo anterior, dada la práctica inexistencia de depósitos de talud correspondientes a este cortejo sedimentario; tampoco se formaron depósitos de lagoon, dada la progresiva emersión de los depósitos correspondientes al cortejo sedimentario precedente

Génesis de las estructuras de colapso

Durante las bajadas del nivel del mar (Figura 3), el flujo de agua dulce de la capa freática, creó un sistema de cavernas, cerca del nivel piezométrico, por disolución preferente del aragonito (principalmente corales) en las facies del frente arrecifal y parches coralinos de las facies de lagoon externo del precedente cortejo sedimentario agradante (Figura 2). Dichas cuevas se desarrollaron a poca profundidad, por debajo de la superficie de erosión y cerca del nivel piezométrico. Durante el ulterior ascenso del nivel

del mar, las capas de lagoon interno se depositaron en primer lugar sobre la superficie de erosión kárstica y, posteriormente, el incremento de carga debido a la ulterior agradación de las capas de lagoon externo, resultado del progresivo ascenso del nivel del mar, produjo las estructuras de colapso en "V" de las capas de lagoon, como consecuencia del desplome del techo de las cuevas anteriormente formadas en el núcleo arrecifal y parches coralinos del cortejo agradante anterior, cuando dichas capas no estaban todavía completamente consolidadas (Figura 3).

En la Unidad Calizas de Santanyí, estas estructuras de colapso cárstico son más abundantes y de mayor dimensión. Sin embargo presentan las mismas características genéticas que las que aparecen dentro del complejo arrecifal: las capas basales, correspondientes a facies de plataforma interna (depósitos de manglar y estromatolitos) colapsaron por la carga inducida por los depósitos subsiguientes de plataforma somera abierta (calizas oolíticas). Estas estructuras de colapso se desarrollaron sobre el estrecho cinturón correspondiente a las facies de barrera arrecifal y parches coralinos de lagoon externo del cortejo agradante de la unidad arrecifal infrayacente.

REFERENCIAS

- Barón, A., Pomar, L. (1985): Stratigraphic Correlation Tables: Neogene of the Mediterranean, Tethys and Paratethys. Vienna Institute of Paleontology, University of Vienna, 1, 17p. y 2, 17 p.
- Fornós, J., Pomar, L. (1982): Boll.Soc.Hist.Nat. Balears. 26, 207-228 p.
- Fornós, J., Pomar, L. (1984): Publi. Geol.Univ. Auton. Barcelona. 20, 319-318 p.
- Obrador, A. Pomar, L., Taberner, C. (1992): Sedim.Geol. 79, 203-223 p.
- Pomar, L., Ward, W.C. (1991): Acta.Geol.Hisp. 34, 181-194 p.
- Pomar, L., Ward, W.C. (1994): Geology, 22, 131-134 p.
- Pomar, L., Ward, W.C. (1995): Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing: Kluwer Academic Publishers. 87-112 p.
- Pomar, L., Ward, W.C., Green, D.G. (1996): S.E.P.M Concepts in Sedim.and Paleont. 5, 191-225.
- Pomar, L. y Ward, W.C. (1999): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 83, 1759-1773 p.

Les mines de petroli de la FM. Armàncies

J. Santamaria¹ i F. Bascompte²

1 C/ Picañol 72, 4^o 1^a. 08208 Sabadell jsc600118@hotmail.com

2 Subdirecció Gen. Mines Generalitat.C/ Diagonal 514, 2^a. 08006 Barcelona.

ABSTRACT

This article is a revision of the stratigraphic position of the petroleum mine on the Armancies Fm, lithostratigraphic unit in the Eocene of the Southpyrenean basin. The mine concessions for petroleum in the Brocà district (Bergadà) as known since 1901 and the last is in the 1938. The Riutort mine is the major mine, worked since 1905 to 1916 and from 1936 to 1938. It has 385 meters long of gallerys and was exploted 3.500 tons of bituminosus shales. Their stratigraphic position are the most lower position on the stratigraphic record of the Armancies Fm, confirms the anoxic subbaisin between Freser river and Josa.

Keywords: petroleum mine, Armancies Fm, Prepyrenean, Bergadà.

Des de molt antic es coneixen els indicis de petroli al sòl de Catalunya, principalment a tota la zona que s'estén des de Figueres fins a la província de Lleida. A la zona Pirinenca s'hi coneixen despreniments d'hidrocarburs a: Pont de Molins i Sant Llorenç de la Muga (Alt Empordà), Sant Joan de les Abadesses, Campdevàrol i Gombrèn (Ripollès), Falgàs, Bagà, La Pobla de Lillet i Riutort (Berguedà). De fet, a finals del segle XIX i principis del XX s'explota, de manera molt diferent a l'actual, aquest petroli procedent generalment de margues bituminoses que afloraven a l'exterior i que posteriorment van ésser buscades a través de mines per treure'n un major benefici. Un exemple clar és la mina de Riutort, amb uns forns annexes i una fàbrica situada a Bagà que n'extreia aquest preuat líquid.

L'exploració i explotació del petroli a principis del segle XX no era tal i com ara la coneixem. En aquell temps, l'única manera de conèixer l'existència era veient-lo aflorar, és per això que les primeres explotacions són sempre partint de la roca mare que el contenia, a través de pedreres o mines que s'explotaven amb mètodes d'acord a l'època. Aquestes mines foren actives principalment entre principis de segle XX i fins acabada la Primera Guerra Mundial. A partir d'aquestes dates, els avanços tècnics van fer que s'abandonés aquest sistema d'explotació ja que donava un baix rendiment i no podia cobrir una demanda cada vegada més important.

SITUACIÓ GEOGRÀFICA I GEOLÒGICA

La Fm. Armàncies pertany a la conca paleògena del Prepirineu català, que s'estén de ONO a ESE en franges més o menys paral·leles, en general poc afectades per fractures, i que queden truncades per l'encavalcament del Pedraforca. El subjacent d'aquests materials és el

Garumnià, constituït per sediments continentals i lacustres. (veure Vergés *et al* 1994)

Definida com a *margas azuladas de Sant Martí d'Armancies* per Solé Sabaris (1958), s'estén des de Figueres a Bagà (100 km). El rang formal de Fm es deu a Pallí (1972), i Santamaria (1983) inclou a la Fm. Bagà (Solé Sugrañes i Mascareñas, 1970) dins d'aquesta Fm i diferencia 3 nivells: **(1) Nivell de margues amb plecs de gravetat (slumping)**, desenvolupat sobre la calcarenita amb miliòlids de la Fm Coronas i sent el seu límit superior la superfície l'erosió del nivell de megabretxes, amb una potència de 180 a 300 m. La seva part basal presenta una alternança d'argiles, margues negres i blaves i calcàries argiloses en bancs de 10 a 40 cm. Aquests mateixos nivells en troben afectats per plecs de gravetat amb eixos E-O i desplaçament cap el Sud. La seva coloració fosca es deu a la forta presència d'hidrocarburs. **(2) Nivell de margues amb megabretxes** format per l'alternança rítmica de margues argiloses blau-grises i margues calcàries d'espessor de 10 a 25 cm, on s'intercalen gresos centimètrics (turbidites terrígenes), olistòlits decamètrics (La Pobla de Lillet) i 6 capes de megabretxes bioclàstiques amb calcarenita (megaturbidites) de fins a 56 m d'espessor que contenen blocs de plataforma de més 50 m de llarg per 4 d'alçada. A la part baixa hi han *slumps* formats per esllavissaments dels marges, que es diferencien clarament del nivell inferior pel seu color clar. La seva potència arriba als 370 m. **(3) Nivell de margues superior**, format per una alternança monòtona de margues argiloses i margues calcàries, amb un clar predomini de les primeres, amb intercalacions de turbidites terrígenes i freqüents discordances intraformacionals. Té un espessor d'uns 330 m i el seu límit superior ve donat per la discordança angular de la Fm. Campdevàrol (turbidites de Ripoll).

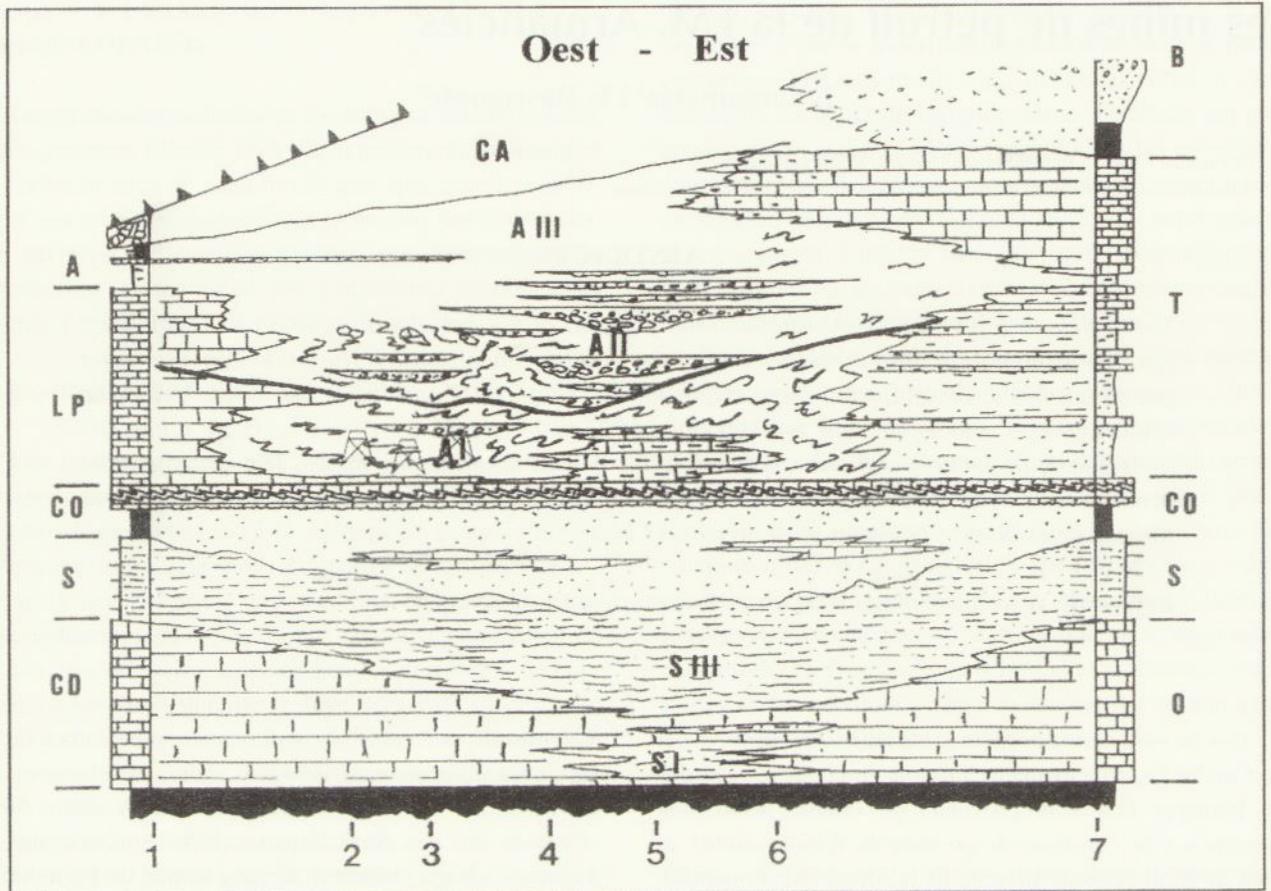


FIGURA 1.- Canvis laterals de les formacions eocenes: B- Fm. Bellmunt; T- Fm. Terrades; Co- Fm. Corones; S- Fm. Sagnari (I, II, III), O- Fm. Orpí; Ca- Fm. Campdevànol; A- Fm. Armànies (I, II, III); Cd- Fm. Cadí; LP- Fm. La Peña. Localitats: 1. Josa; 2. Bagà; 3. La Pobla de Lillet; 4. Montgrony; 5. Freser; 6. Ogassa; 7. Terrades. * Posició de les mines.

Lateralment, passa a la Fm Terrades (Pallí, 1972) cap l'Est i cap l'Oest a la Fm La Peña (Estévez, 1970). En la Fig. 1 s'ha representat esquemàticament aquests canvis laterals i verticals.

La part baixa de la Fm s'interpreta com una conca restringida en un ambient de baixa energia, amb una forta acumulació de matèria orgànica en condicions eufàniques. Els moviments tectònics provoquen l'esllavissament dels marges i la destrucció de les plataformes adjacents amb la incorporació de les megaturbidites a la conca (terratrèmols) causats pel moviment dels Pirineus durant la formació dels diferents mantells d'encavalcament. La seva edat és Cuisià mig a Lutecià inferior (Tosquella i Samsó, 1996).

Els principals indicis d'hidrocarburs es donen a la part baixa de la Fm, en el cul de sac que forma la Fm entre el Freser i Josa (Fig. 1). El seu origen prové de la matèria orgànica o querogen, peça clau de la formació del petroli, continguda en les margues, que segons Permanyer *et al.* (1988) corresponen a restes d'esponges i d'equinoderms, foraminífers, algues filamentosos, dinoflagelats, restes de peixos i zoorestes indeterminats d'origen marí autòcton en el seu inici cap a la formació de petroli.

Mines de petroli:

Al Bergadà es té coneixement de 3 mines de petroli o de *Pedra Bituminosa*, dos al terme de Brocà i una a La Pobla de Lillet, de les quals en presentem en aquest treball la posició de dues d'elles, ja que de la tercera solament en tenim referències. En el terme de Brocà, l'any 1901 es té coneixement d'almenys 10 sol·licituds de concessions mineres per explotar asfalt, petroli o margues bituminoses.; existeix un altre boom de sol·licituds l'any 1916 amb 8 concessions fins arribar a l'any 1939 en que es tramita l'última, sent en total un mínim de 31 sol·licituds (arxius DGEM).

Destaca la Mina de Riutort (Brocà) per la seva producció i temps d'explotació. Està situada a prop del nucli de Brocà d'on pren el nom, dins el terme municipal de Guardiola de Bergadà. Es tracta de l'explotació San Miguel de los Santos o més tard anomenada la concessió Tres hermanos, número 2.002. L'accés es duu a terme per la carretera B-402, que va de Guardiola de Bergadà a La Pobla de Lillet. Just en el punt quilomètric 4 s'agafa una pista que puja per l'esquerra de la riera de Gavarrós, o de Riutort.

Després de recórrer uns 1.500 m s'arriba a un indret on hi ha un antic mur de pedra, que possiblement formava part de l'explotació, d'on surt un camí a l'esquerra que porta a la boca mina.

Estratigràficament, la boca mina s'obra a uns 62 m per sobre del nivell de micrites negres semilumpitzades i de la calcarenita del sostre de la Fm Coronas. Aquestes també contenen indicis d'hidrocarburs.

La seva història s'inicia pels volts de l'any 1905, en que es va començar a explotar les margues bituminoses mitjançant una galeria interior. L'any 1906 es va constituir la societat Compañía Minera de Riutort, formada per Jules León Claviez i Gosselet i Philippe Petit Brice, o dels Francesos. L'empresa que posteriorment es va dedicar a l'explotació d'aquests productes a la zona va ésser La Cía Española de Aceites de Esquisto. Aproximadament es van extreure d'aquesta mina unes 3.500 tones de margues, que donaven una mitjana de 70 litres de petroli per tona.

El material extret es deixava assecar a l'aire lliure per tal de perdre la humitat i posteriorment es destil·lava a la Fàbrica de Riutort, que estava situada al marge esquerre de la riera de Riutort. Va ésser construïda l'any 1910 per la societat Compañía Minera de Riutort. Disposava de tres forns rotatoris i cinc retortes horitzontals cadascun. Actualment en queden pocs rastres. El producte resultant era un oli bituminós molt pobre que s'utilitzava bàsicament per a l'enllumenat o per greixatge. Tractaments posteriors podien donar un petroli refinat de baixa qualitat.

Una altra fàbrica en va situar prop del nucli urbà de Bagà, a tocar del camí que va al Santuari de Paller. S'anomenava La Petrolífera i va estar en funcionament durant els anys 1918-1919. Tenia dos o tres forns rotatoris de destil·lació i tres xemeneies de secció circular que estaven tapades per la part de dalt i disposaven d'una sortida de fums en la seva part superior. Actualment, aquestes construccions estan destinades a habitatges i només en queda la xemeneia. En temps de la guerra civil, la Generalitat de Catalunya tornà a explotar aquesta mina però al 1938 tancaren per falta de rendiment. Varen treballar unes 10 persones.

Segons les anàlisis realitzats, la densitat del petroli de Riutort és de 0,941 g/cm³, el 16% dels productes destil·laven per sota dels 300° C. Aquesta anàlisi indica que el material està molt biodegradat i per això presenta valors anòmals en els isòtops del carboni. D'altra banda, el predomini d'aromàtics demostra que és un petroli immadur i originat per matèria de tipus algal i amorfa.

La boca de mina es va obrir paral·lela a la direcció de capa 100/ 55° S. Consta d'una galeria principal de 134 m; paral·lela a aquesta i situada més al Sud és troba una galeria secundària d'uns 70 m. Transversals a aquestes s'obra una galeria que en direcció Sud que està parcialment tapiada per embassar l'aigua que s'infiltra de la mina, i en direcció Nord conté quatre galeries petites d'extracció a favor de capa. En total sumen uns 385 m de galeries.

Dins de la mina s'aprecia perfectament un augment de la presència d'hidrocarburs vers la base de la columna estratigràfica, que està formada principalment per margues microlaminades que presenten localment discordances intraformacionals.

Mina del carrilet al costat de la fàbrica de paper del Barral (La Pobla de Lillet): intent fallit d'extraure pedra bituminosa per part de la Generalitat de Catalunya als inicis de la Guerra Civil (1936). Aquesta mina se situa al costat del Carrilet, via de 60 cm construïda en un principi pel transport de mercaderies (1911) entre Guardiola de Bergadà i Castellar de N'Hug, al darrera de la fàbrica de paper del Barral.

Estratigràficament, la boca de mina se situa a uns 115 m per sobre de les micrites, amb nòduls de sílex, semilumpitzades i la calcarenita del sostre de la Fm Coronas. La galeria es va obrir casi paral·lela a la direcció de capa (80/55° S) durant un 10 m, amb una inclinació d'uns 20°, per girar perpendicularment cap el Nord a tallar capa durant uns 8 m més, amb la mateixa inclinació.

En l'interior de la mina no s'aprecia cap signe de l'existència d'hidrocarburs, encara que exteriorment, en nivells estratigràficament més inferiors, la presència de matèria orgànica és prou evident.

La tercera mina, o Mina del torrent de la Font de l'ayet (Soler i Oriola, 1997), es va explotar durant els anys 1911 i 1912 per part de la Compañía Minera de Riutort, però pel que sembla sense èxit. Es desconeix la seva profunditat i al seva posició estratigràfica.

CONCLUSIONS

Sembla prou evident que els nivells més productius prospectats per les diferents mines, se situen molt a prop de la base de la Fm Armàncies, aproximadament a uns 50 m per sobre de la calcarenita que representa el sostre de la Fm Coronas. Els intents realitzats en posicions estratigràfiques superiors han donat resultats negatius, sent el tram prospectat la subconca anòxica desenvolupada entre el riu Freser i la població de Josa (Fig. 1).

REFERÈNCIES

- Arxius de la Dir. Gen. Energia i Mines.
- Estévez, A. (1970): La estructura de la Garrotxa (Gerona), Coma Negra y Sant Joan de les Fonts. Relaciones entre zócalo y cobertera. Cuader. Geol. 1: 123-133.
- Pallí, L. (1972): Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes. Publi. Geol. Univ. Autònoma Barcelona, 338 p.
- Permanyer, A.; Vallés, D., Dornonsoro, C (1988): Source rock potential of on Eocene carbonate slope: the Armàncies Fm. Of the Southern Pyrenean Basin. Conference. Nice. AAPG Bull. 72:1019.
- Santamaria, J. (1983): Estratigrafía y facies de la formación Armancies entre los ríos Freser y Arija (Prov. de Gerona). Tesi de Llicenciatura (inèdita), Univ. Autònoma Barcelona. 77.
- Solé Sabarís, L. (1958): El Eoceno del Alto Valle del Ter. Guía III Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos. Excursión a Olot, Nuria i Puigcerdá,, Gerona, 7-9.
- Solé Sugañes, L., Mascareñas, P. (1970): Sobre las formaciones Ager y Bagà, del Eoceno del Cadí (Prepirineo Oriental) y de unos pretendidos Olistolitos del mismo. Acta Geol.Hisp. 4: 97-101.
- Soler, R, Oriola, J. (1997): Rellu fotogràfic de les mines del Bergadà. Berga. 210
- Tosquella, J., Samsó, J.M. (1996): Bioestratigrafía del Paleoceno superior-Eoceno inferior del sector oriental de la cuenca surpirenaica. Acta Geol. Hisp, 31: 3-21.
- Vergés et al. (1994): Mapa geológico de España, e. 1:50.000, n° 255 La Pobla de Lillet. ITGE.

Nota sobre la estratigrafía y estructura del Terciario del sector oriental de la cuenca del Ebro (NE de España)

G. Del Santo¹, J. García-Sansegundo¹, L. Sarasa² y J. Torrebadella³

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. E-mail: j.g.sansegundo@asturias.geol.uniovi.es

2 Avda. Almozara, 50-52, 50003- Zaragoza

3 C/ Benavente, 9. 08029 Barcelona

ABSTRACT

Detailed geological mapping of thin isochronous levels of limestone and gypsum has allowed the establishment of the Supra-Salt Tertiary Continental stratigraphy in the eastern Ebro Basin (Central Catalonia). Six chronostratigraphical units have been distinguished, including materials denuding from the denudation, mainly between Upper Priabonian and Middle Stampian, of both Pyrenees and Catalan Coastal Ranges. The stratigraphic units have been correlated with the Barbastro and Peralta Formations, located in the western part of the study area. As a result, a sketch that illustrates the evolution of the basin in this sector has been constructed. This sketch shows a regression of evaporites towards the east, where the Catalan Ranges and Pyrenean aluvial Systems almost merge.

In the study area, three ENE-WSW trending structures have been observed: the Cardona Anticline, the Castelltallat-Súria Structures and the Sallent Thrust. The thrusts detach along the underlying salt level. The marker levels mapped have revealed the geometry of the structures observed in the region, which correspond to folds and thrusts that follow different directions and join in the Sanaüja Anticline.

Keywords: Ebro Basin, Pyrenees, continental Tertiary, foreland basin, thrust.

En el sector oriental de la Cuenca del Ebro, en la parte central de Cataluña, la cartografía detallada de niveles de calizas y yesos de escasos metros de espesor considerados como isócronos, ha hecho posible la correlación entre diversos sectores de la sucesión estratigráfica continental terciaria suprasalina. Una síntesis de esta cartografía se presenta en la figura 1. Además de la elaboración de la cartografía geológica, se han levantado 5 columnas estratigráficas tipo que son: las de Calaf, Castelltallat, Cardona, Súria y Sallent (Fig. 2) y se han realizado varios cortes geológicos de las principales estructuras de este sector.

La sucesión estratigráfica más septentrional es la de Cardona, que es la de mayor espesor (1.700 m) y constituida casi exclusivamente por facies siliciclásticas. En esta misma sección afloran los materiales más antiguos del área estudiada que corresponden a las sales de la Fm. Cardona (Priabonense medio-superior). La columna de Calaf, es la más occidental y presenta un importante desarrollo de yesos, mientras que más al Este, en la columna de Castelltallat, destaca la abundancia de calizas. Las columnas de Súria y Sallent se caracterizan por la existencia de niveles lutíticos con intercalaciones de delgadas capas de calizas.

A partir de la cartografía geológica y de las columnas estratigráficas se han distinguido seis unidades cronoestra-

tigráficas (Figs. 1 y 2) que comprenden materiales, de variada litología, procedentes de la denudación de los Pirineos y las Cadenas Costeras Catalanas, entre el Priabonense superior y el Estampiense medio (Riba *et al.*, 1975; Arbiol y Sáez, 1988; Anadón *et al.*, 1987, 1989; Feist *et al.*, 1991). La correlación entre estas unidades cronoestratigráficas y las unidades litoestratigráficas, definidas en este sector de la Cuenca del Ebro por diversos autores (véase Sáez, 1987), se muestra en la figura 2. Estas unidades se han podido correlacionar con la Formación Barbastro, definida en sectores más occidentales. La unidad más alta de este trabajo (Unidad 6) ha podido ser correlacionada con la Formación Peralta, estudiada al NE de Monzón (Lérida) por Senz y Zamorano (1992). Como consecuencia del presente estudio se ha elaborado un esquema de la evolución de la Cuenca del Ebro en este sector, que muestra la regresión de las evaporitas hacia el Este, a la vez que prácticamente se unen en esta zona los sistemas aluviales pirenaico y costero-catalán.

En este sector de la Cuenca del Ebro ya habían sido realizados algunos trabajos locales sobre la estructura de la zona, así como sobre sus relaciones con el marco regional de los Pirineos en el que se encuentra inmersa (Muñoz *et al.*, 1986; Sans *et al.*, 1996 a y b; Sans y Vergés, 1996). En la zona de estudio se han observado tres bandas de estruc-

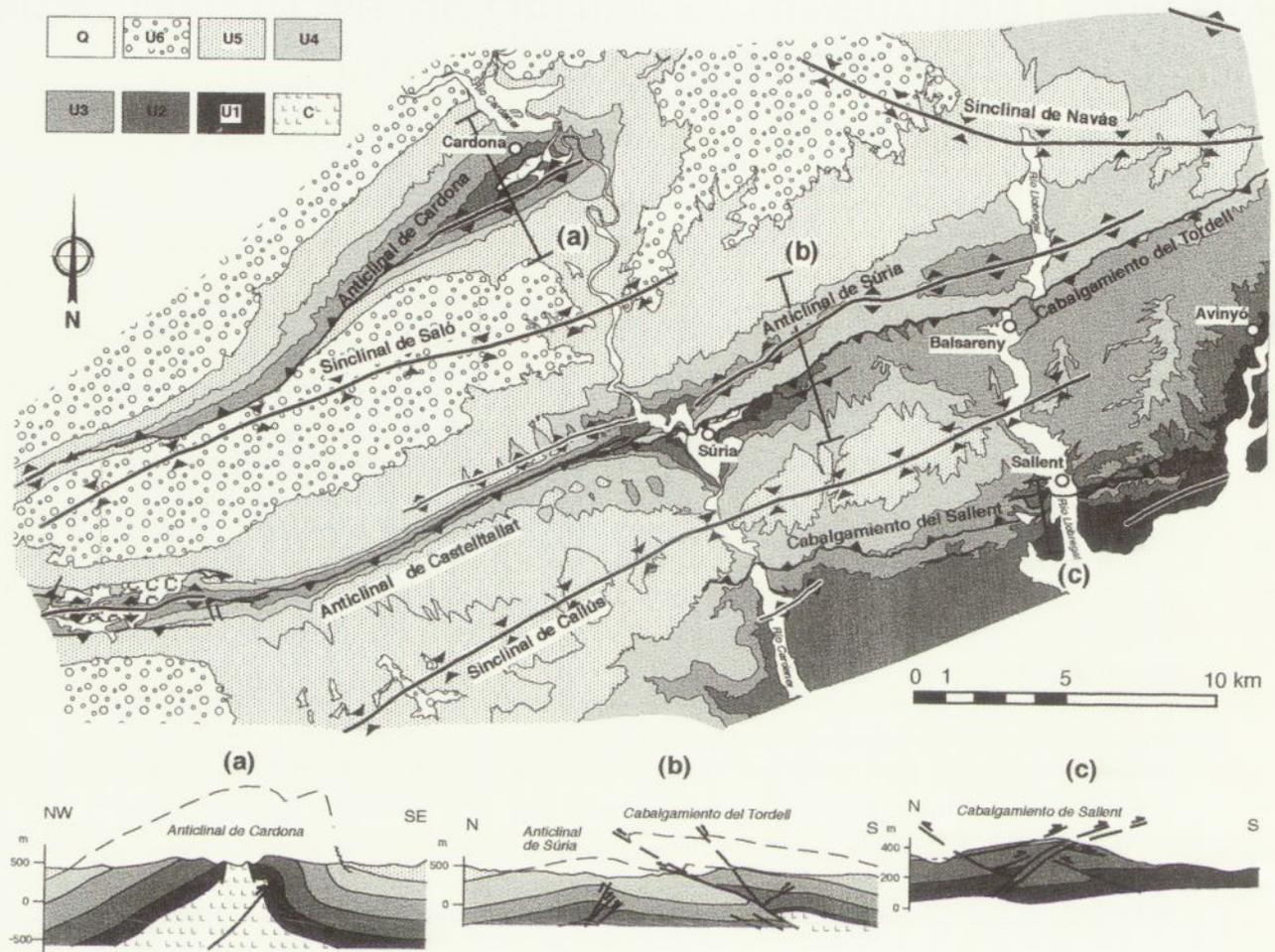


FIGURA 1.- Mapa geológico de la zona estudiada. En la leyenda se representan las unidades cronoestratigráficas definidas en este trabajo, la litología por orden de importancia dentro de cada unidad es la siguiente: C: Fm. Cardona (sales y yesos), U1: Yesos, margas, calizas, lutitas y areniscas; U2: Margas, lutitas, calizas, areniscas y yesos predominantes hacia el SW; U3: Lutitas, calizas, margas, yesos y areniscas predominantes hacia el Norte; U4: Areniscas, calizas, lutitas y yesos predominantes hacia el SW; U5: Areniscas, lutitas, calizas, margas y yesos predominantes hacia el SW; U6: Areniscas, conglomerados, lutitas, calizas y margas; Q: Cuaternario. Situación en figura 1b.

(a) Corte geológico por el Anticlinal de Cardona. (b) Corte geológico por la Estructura de Castellallat-Súria. (c) Corte geológico por el Cabalgamiento de Sallent.

turas ligadas a los Pirineos, de dirección ENE-WSW, que son el Anticlinal de Cardona, la Estructura de Castellallat-Súria y el Cabalgamiento de Sallent (Fig. 1), que utilizan como nivel de despegue los materiales salinos infrayacentes. La cartografía de los niveles guía ha puesto de manifiesto la geometría de estas estructuras, correspondientes a pliegues, cabalgamientos y retrocabalgamientos, que confluyen en el Anticlinal de Sanauja, situado al Oeste del área de estudio. Además ha sido posible establecer las relaciones temporales entre estas estructuras.

REFERENCIAS

- Anadón, P.; Vianey-Liaud, M.; Cabrera, Ll., Hartenberger, J.L. (1987): Gisements à vertébrés du Paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport à la stratigraphie. *Paleont. i Evolució*, 21: 117-131.
- Anadón, P., Cabrera, Ll., Coldeforns, B., Saez, A. (1989): Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hisp.*, 24: 205-230.
- Arbiol, S., Sáez, A. (1988): Sobre la edad oligocénica inferior del yacimiento de Santpedor (Cuenca del Ebro, provincia de Barcelona). *Acta Geol. Hisp.*, 23: 47-50.
- Feist, M.; Anadón, P.; Cabrera, Ll.; Choi, S.J.; Colombo, F. et Saez, A. (1991): La sucesión des flores de charophytes dans le Tertiaire continental du bassin de

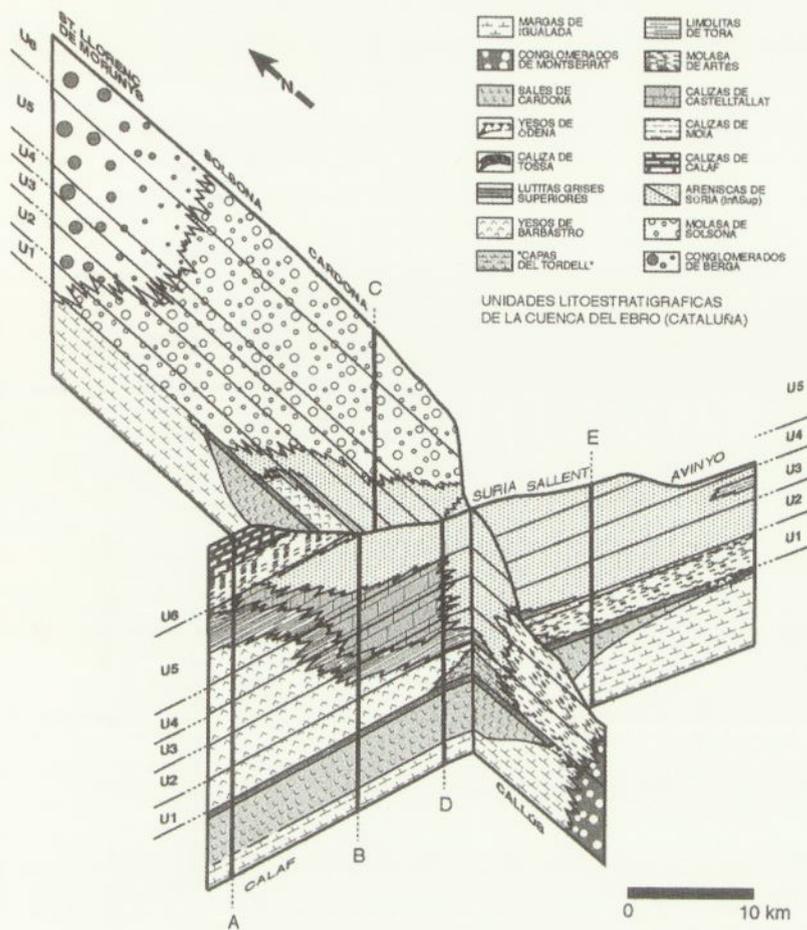


FIGURA 2.- Esquema tridimensional de correlación de las diferentes unidades litoestratigráficas del sector estudiado de la Cuenca del Ebro (Modificado de Sáez, 1987) con la posición de los límites de las unidades cronoestratigráficas definidas en el presente trabajo. La posición de las columnas estratigráficas está representada por las líneas A, B, C, D y E.

l'Ebre. Comparaison avec la biochronologie des vertébrés. En: Libro de comunicaciones del I Congr. Esp. Terciario. (Colombo, Ramos-Guerrero y Riera Eds.). Vic: 120-122.

Muñoz, J.A., Martínez Rius, A., Vergés, J. (1986): Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees. Jour. Struct. Geol., 8: 399-405.

Riba, O., Ramírez del Pozo, J., Maldonado, A. (1975): Memoria y mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 330 (Cardona). 2ª serie, Inst. Geol. Min. Esp., Madrid.

Sáez, A. (1987): Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro. Tesis, Univ. Barcelona, 352 p.

Sans, M., Muñoz, J.A., Vergés, J. (1996): Triangle zone and thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (southern Pyrenees). Bull. Can. Petrol. Geol., 44: 375-384.

Sans, M., Vergés, J. (1996): Fold Development Related to Contractual Salt Tectonics: Southeastern Pyrenean Thrust Front, Spain. En: Salt Tectonics, A Global Perspective (M.A.P. Jackson, D.G. Roberts & S. Snelson, eds.), AAPG Memoir, 65:369-378.

Senz, J.G., Zamorano, M (1992): Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priabonense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. Acta Geol. Hisp., 27: 195-209.



Relación entre los conglomerados oligocenos y las estructuras tectónicas en la zona de Les Nogueres (Pirineo Central)

E. Saura y A. Teixell

Dept. de Geologia (Geotectònica), Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona)
e-mail: geotec@geologia.uab.es

ABSTRACT

Three stratigraphic units have been distinguished in the uppermost Eocene(?) - Oligocene conglomerates that occur close the southern border of the Axial Zone of the Pyrenees. These tertiary formations fossilized downward-verging thrusts of the leading edge of the Axial Zone antiformal stack (Nogueres Zone), but were affected by late synsedimentary shortening expressed as large-scale buckle folding and high-angle thrusts and backthrusts.

Keywords: *Nogueres Zone, Pyrenees, Tectonics-sedimentation, Oligocene.*

Este trabajo tiene como objeto las relaciones entre los conglomerados de edad Eoceno superior(?) - Oligoceno y la deformación tardía en el borde meridional de la Zona Axial del Pirineo central. La Zona Axial constituye un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes desplazadas hacia el sur que incorporan el basamento hercínico y una cobertera estefano-pérmica y triásica (Choukroune et al., 1989; Muñoz, 1992). La unidad superior de este apilamiento corresponde a la Zona de les Nogueres, caracterizada por escamas cabalgantes en forma de *têtes plongeantes* (Seguret, 1972). Al sur y estructuralmente por encima de éstas, la Unidad Surpirenaica Central (USC) incorpora rocas carbonáticas del Jurásico-Cretácico (Fig 1A). En la transversal del Noguera Pallaresa, próxima al perfil ECORS-Pirineos, el límite norte de la USC corresponde al retrocabalgamiento de Morrerres (Muñoz, 1992). Más al oeste, en la zona de estudio (valles de Manyanet y Flamisell), las formaciones del Jurásico y Cretácico de la USC yacen mediante un contacto tectónico sustractivo, a menudo subhorizontal, sobre materiales triásicos de las escamas de les Nogueres (Fig. 1).

Discordantes sobre cualquiera de estas unidades se hallan los conglomerados de Pobla de Segur (Rosell y Riba, 1966), de edad tardieocena en los afloramientos meridionales (área de Pobla de Segur) y esencialmente oligocena en los más septentrionales (cuenca de Senterada, Fig. 1) (Rosell y Riba, 1966; Mellere y Marzo, 1992). Este estudio se centra en la cuenca de Senterada, en la que se han diferenciado tres unidades estratigráficas discordantes entre sí (O_1 , O_2 y O_3). La inferior, O_1 , no descrita previamente, está restringida a afloramientos de pequeñas dimensiones entre las localidades de Perves y Sarroca de Bellera. Se compone esencialmente de brechas de proveniencia local, con cantos calcáreos mesozoicos en su mayor parte,

aunque en los afloramientos más orientales presenta cantos triásicos y devónicos, hecho coincidente con la proximidad de las unidades de les Nogueres (área de Sarroca de Bellera). Su potencia máxima preservada es de 250 m. La unidad O_2 está integrada por conglomerados de cantos triásicos y paleozoicos, derivados de las escamas de les Nogueres, y tiene una potencia máxima de 900 m. Equivale al grupo de Senterada de Mellere y Marzo (1992). La unidad superior O_3 presenta cantos paleozoicos de grandes dimensiones derivados de la Zona Axial, tiene un espesor máximo preservado de 430 m, y equivale al grupo de Antist de Mellere y Marzo (1992). El conjunto de estas tres unidades se dispone en *onlap* hacia el norte y hacia el sur sobre el substrato pre-terciario, definiendo un paleovalle. Por su posición estratigráfica respecto a los conglomerados de Pobla de Segur, las unidades O_2 y O_3 pueden atribuirse al Oligoceno, mientras que para la unidad O_1 no puede descartarse que su edad incluya todavía el Eoceno superior.

En los cortes de la Fig. 1 se reflejan tanto la disposición volcada de las escamas de les Nogueres como el contacto sustractivo sobre el que yace el Jurásico-Cretácico de la USC. Los depósitos conglomeráticos oligocenos (a partir de O_1) recubren las estructuras basales de estas unidades tectónicas, pero están afectados por deformaciones posteriores. El corte 1B, que discurre por el valle del Flamisell, muestra la geometría en paleovalle de los depósitos conglomeráticos O_2 y O_3 , con eje de oeste a este y con un desnivel escalado en *onlap* superior a 1100m. Las capas conglomeráticas de O_2 están plegadas en sinclinal, resultado de un acortamiento sinsedimentario del paleovalle, al que se asocian discordancias progresivas. Asociado al plegamiento se encuentra un retrocabalgamiento de salto decamétrico. La unidad conglomerática más alta (O_3) se dispone ya subhorizontal.

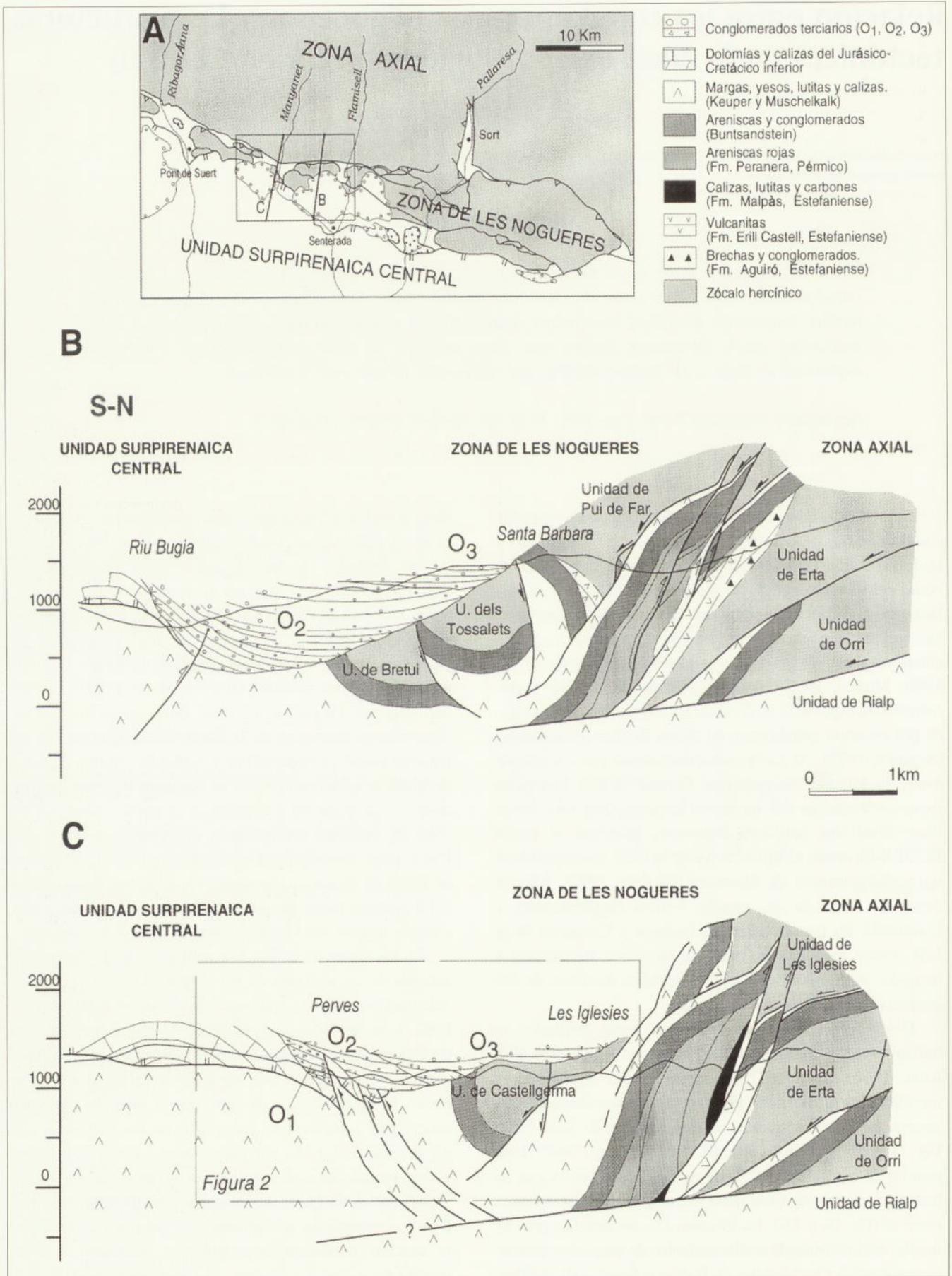


FIGURA 1.- A: Esquema geológico de situación de la zona estudio, en el borde meridional de la Zona Axial pirenaica. B y C: Cortes geológicos transversales.

El corte IC, en el valle del Manyanet, presenta una estructura algo más compleja, aunque similar en lo esencial. En él aflora la unidad O1. Esta unidad estratigráfica está truncada por un sistema de cabalgamientos de alto ángulo vergentes al sur, a efecto de los cuales llega a disponerse localmente con buzamiento subvertical. La unidad

O2 fosiliza los cabalgamientos, aunque, al igual que en el corte anterior, muestra una disposición sinformal. La unidad O3 es erosiva sobre la subyacente, definiendo un nuevo paleovalle encajado sobre ella y sobre el substrato pre-terciario, y no está plegada (Fig. 1C).

La evolución tectono-sedimentaria de la región se sintetiza en la figura 2, partiendo de una situación posterior al emplazamiento de las unidades de les Nogueres (estadio a). El estadio b representa la sedimentación de O1, simultánea a la actividad de los cabalgamientos de alto ángulo. El estadio c corresponde a la sedimentación y plegamiento de la unidad O2, que desborda en onlap la unidad anterior, superando un desnivel de 500m. La parte norte del depósito O2 será erosionada configurando el paleovalle donde se acumula la unidad O3, que hacia el norte llega a cubrir el cabalgamiento de Castellgermà (estadio d). Su disposición registra el cese de la actividad deformativa.

El acortamiento total registrado por los materiales conglomeráticos del Eoceno terminal(?) - Oligoceno es de unos 300-350 m. A este valor puede añadirse los 400 m de acortamiento que causan los retrocabalgamientos que existen al sur de la unidad de Erta (Figs. 1 B y C), presumiblemente formados también durante esta época. Este acortamiento es modesto en comparación con la traslación en secuencia de bloque inferior de las principales láminas cabalgantes del Pirineo meridional, pero representa un testimonio de la deformación interna en el traspas de esas láminas.

REFERENCIAS

- Choukroune, P., ECORS Pyrenees Team (1989): The ECORS deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8: 23-39.
- Mellere, D., Marzo, M. (1992): Los depósitos aluviales sintectónicos de la Poble de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. *Acta Geol. Hisp.*, 27: 145-159.
- Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman and Hall, London: 235-246.
- Rosell, J., Riba, O. (1966): Nota sobre la disposición sedimentaria de los conglomerados de Poble de Segur (Provincia de Lérida). *Actas V Congr. Estudios Pirenaicos*, Jaca-Pamplona, 16 p.
- Séguret, M. (1972): Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Thèse Doctorale*, Publ. USTELA, Série Géol. struct. 2, Montpellier, 155 p.

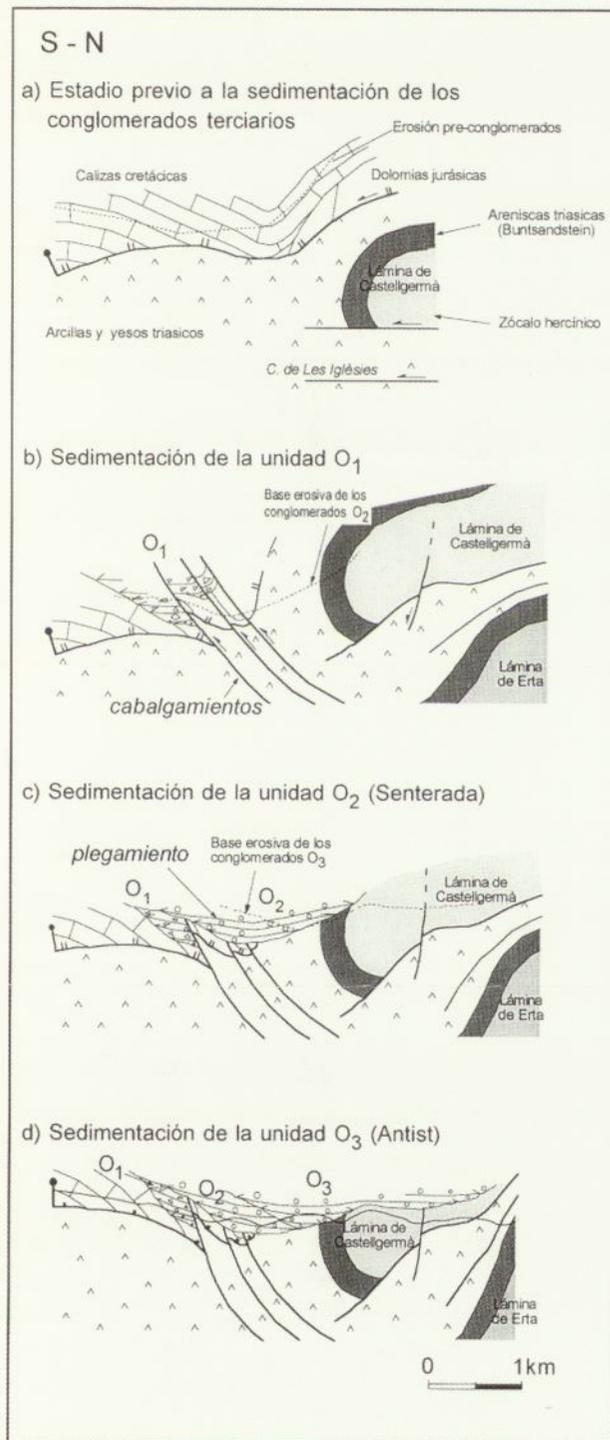


FIGURA 2.- Restitución secuencial del corte IC que ilustra la evolución tectono-sedimentaria de la Zona de les Nogueres y sectores adyacentes en el Eoceno terminal(?) - Oligoceno.



Sistemas de Delta y Plataforma en la Cuenca De Guadix (Mioceno Superior, Cordillera Bética): El registro estratigráfico de Regresiones Forzada y Normal

J.M. Soria¹, J. Fernández² y C. Viseras²

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, Apdo. Correos 99, 03080 Alicante. jesus.soria@ua.es

2 Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva s.n., 18071 Granada. jferdez@goliat.ugr.es, viseras@goliat.ugr.es

ABSTRACT

The marine deposits outcropping in the Guadix Basin (Betic Cordillera) are composed by three Upper Tortonian stratigraphic units. The two uppermost units (units II and III) have been interpreted as highstand and lowstand system tracts, respectively. Unit III is composed by two coeval shallow marine depositional systems: Gilbert-type delta and shelf. Both systems lie on the slope and deep pelagic deposits of Unit II. The sharp shallowing recorded between units II and III allows us to draw a relative sea-level fall triggered by a stage of fast tectonic uplift of the area. This sea-level fall carried out a basinward displacement of the coast-line, so defining a tectonically-forced regression in the transition between units II and III. After that forced regression, the increasing sediment supply/subsidence ratio gave way to a normal regression under lowstand conditions. This period is recorded by five stages of deltaic progradation and shelfal aggradation.

Keywords: Gilbert-type delta, shelf, regression, late Miocene, Guadix Basin

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cuenca de Guadix es una cuenca intramontañosa situada en el sector central de la Cordillera Bética. El basamento de la cuenca está formado por unidades premiocenas tanto de las Zonas Internas (al sur) como de las Zonas Externas (al norte). Desde el punto de vista tectónico está limitada por sistemas de fallas extensionales, responsables de importantes movimientos de levantamiento relativo de los relieves circundantes y de la subsidencia en el interior de la cuenca (Soria *et al.*, 1998). Los sedimentos que la rellenan han sido separados en seis unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades de rango cuencal (Fernández *et al.*, 1996 a y b; Soria *et al.*, 1999), y que abarcan temporalmente desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario. Las tres primeras unidades (I, II y III) se depositaron en condiciones marinas durante el Tortonense superior, mientras que las tres últimas (IV, V y VI) corresponden a la etapa de sedimentación continental, desarrollada desde el Turolense superior hasta el Cuaternario. En relación con las unidades marinas, los datos previos (Fernández *et al.*, 1986 a; Soria *et al.*, 1999) permiten interpretar la Unidad I como un cortejo transgresivo (TST), la Unidad II como un cortejo de nivel alto (HST) y la Unidad III como un cortejo de nivel bajo (LST). El presente estudio se centra en la Unidad III, que muestra sus principales

afloramientos en el margen norte de la Cuenca de Guadix, más concretamente en el sector comprendido entre las localidades de Alicún de Ortega y Dehesas de Guadix.

ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA Y ANÁLISIS DE FACIES DE LOS SISTEMAS DE DELTA Y PLATAFORMA

En el área estudiada, la Unidad III está representada por dos sistemas deposicionales que cambian de facies entre sí, uno marginal, correspondiente a un delta de tipo Gilbert y otro situado en una posición más central de la cuenca, y que corresponde a la sedimentación en un ambiente de plataforma (Fig. 1A). Ambos sistemas reposan, mediante una discontinuidad estratigráfica, sobre sistemas de talud y cuenca pelágica de la Unidad II.

El sistema deltaico forma un cuerpo de conglomerados y arenas, de 55 m de espesor, directamente adosado a las fallas que limitan el basamento y la cuenca. A su base se sitúan las margas pelágicas con turbiditas de la Unidad II. Su geometría consiste en un apilamiento de clinofomas progradantes donde se reconocen 5 unidades de morfología sigmoidal separadas por superficies localmente erosivas, que representan los límites entre las principales fases de construcción deltaica. Tanto el espesor como la diferencia de altura entre el topset y bottomset de estas unidades dis-

minuyen en la vertical, formando en conjunto una megasecuencia de espesor decreciente hacia arriba. Dentro de cada una de las unidades se han diferenciado 5 asociaciones de litofacies. En el bottomset se reconocen dos tipos de facies: A) cuerpos lenticulares de base plana y techo convexo compuestos por brechas soportadas por la matriz y organizados en secuencias granocrecientes, que se interpretan como lóbulos de debris flow, y B) cuerpos tabulares y lenticulares de bajo relieve y gran continuidad lateral formados por arenas masivas con laminación horizontal, interpretados como lechos turbidíficos depositados por procesos de grain flow. En el foreset se ha diferenciado un sólo tipo de facies: C) extensas láminas sigmoidales, que se disponen en downlap sobre las facies A o B indistintamente, formadas por bancos de conglomerados clastosoportados con imbricación pendiente abajo y bloques de tamaño métrico situados en la terminación inferior de las láminas sigmoidales; estas facies se interpretan como capas generadas principalmente por flujos tractivos y episódicamente por procesos de rodamiento de grandes bloques a favor de la pendiente del foreset. En el topset se han separado dos facies: D) cuerpos canalizados de conglomerados masivos con base erosiva sobre la parte alta de las cliniformes del

foreset, interpretados como canales de transferencia procedentes directamente de las áreas de alimentación del delta, y E) capas tabulares subhorizontales que recubren las láminas sigmoidales del foreset; cada una de ellas define un ciclo granodecreciente hacia arriba compuesto por tres intervalos: E₁ (inferior) dominado por margas masivas bioturbadas, E₂ (intermedio) arenas con ripples de oleaje, y E₃ (superior) conglomerados de clastos bien redondeados con frecuentes perforaciones de litófagos y balánidos adosados. En conjunto, las facies E se interpretan como depósitos de playa generados en el topset del delta; las facies E₁, E₂ y E₃ representan, respectivamente, subambientes de shoreface inferior, shoreface superior y foreshore.

El sistema de plataforma forma un cuerpo de morfología tabular, de 33 m de espesor, compuesto por una alternancia de arenas y margas que reposa mediante una superficie neta sobre las margas pelágicas de la Unidad II. Puntualmente entre estas margas y los depósitos de plataforma suprayacentes aparece un cuerpo de conglomerados de morfología canalizada, al que denominamos conglomerado basal. Los depósitos de este sistema de plataforma se organizan en una megasecuencia de espesor decreciente hacia arriba, compuesta por cinco secuencias estrato y gra-

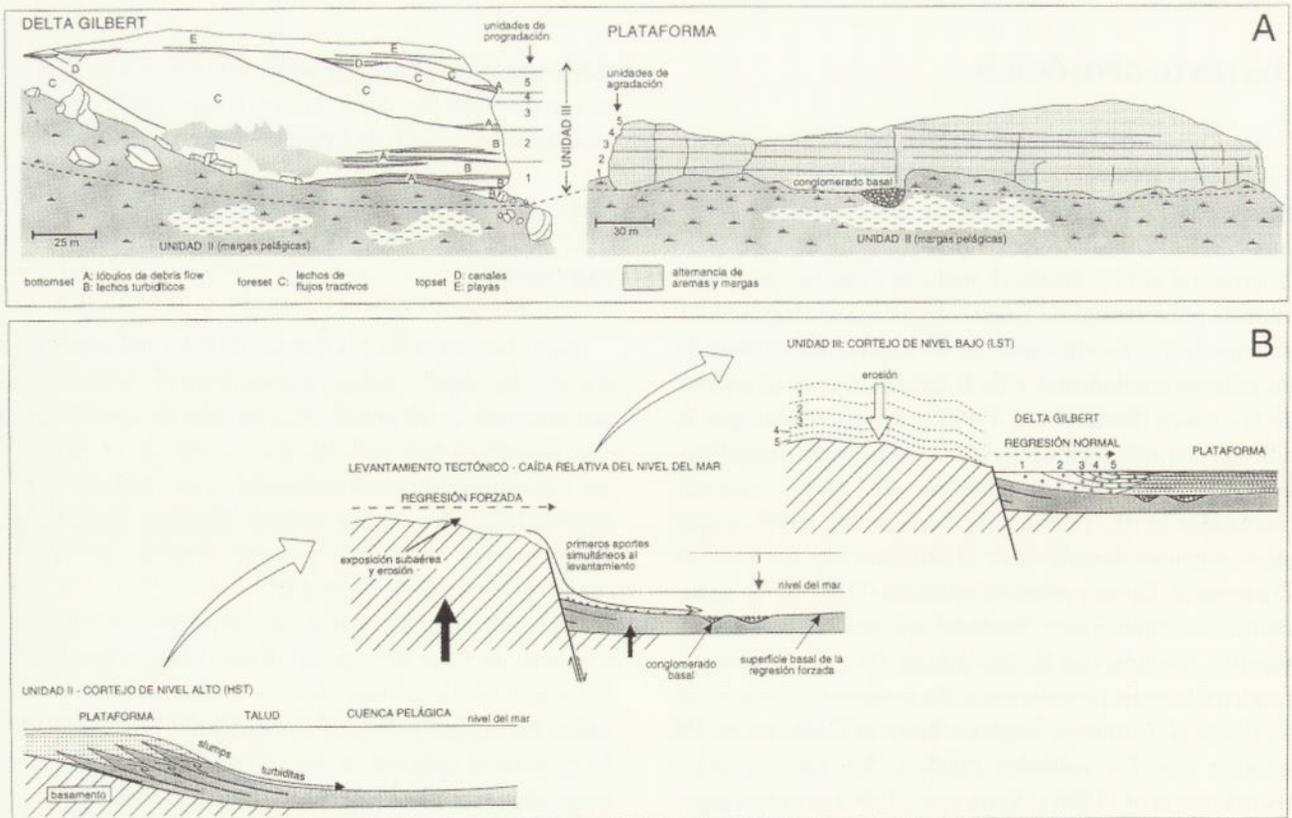


FIGURA 1.- A: Geometría y distribución de facies de los sistemas de delta y plataforma. B: Historia regresiva del margen norte de la Cuenca de Guadix.

nocrecientes. Dentro de cada una de estas últimas se reconoce un apilamiento de ciclos elementales compuesto por dos intervalos; uno de arenas, constituido tanto por litoclastos (idénticos en su litología a los clastos del delta) como por bioclastos de organismos marinos someros (fragmentos de braquiópodos, pectínidos, briozoos, algas rojas y equinodermos), y otro de margas caracterizado por frecuentes foraminíferos bentónicos (*Ammonia*) y en menor proporción por ostrácodos y foraminíferos planctónicos. Algunos pequeños canales conglomeráticos con secuencia interna granodecreciente están intercalados en el interior de la sucesión de arenas y margas; éstos presentan una composición litológica similar al conglomerado basal antes descrito, si bien tanto la dimensión de los canales como el tamaño de los clastos es mucho menor. La sucesión de arenas y margas se interpreta en conjunto en un ambiente de plataforma marina somera. Los intervalos arenosos corresponden a episodios de sedimentación clástica, generados a partir tanto del reabajamiento de organismos marinos someros como de la incorporación de fragmentos de rocas durante las fases de alta actividad del delta. Los intervalos margosos corresponden a episodios de sedimentación pelágica dominante, con un amplio dominio de microorganismos bentónicos someros y escasos aportes de fragmentos de rocas depositados durante las fases de baja actividad del delta. Por último, los canales conglomeráticos se interpretan como eventuales flujos tractivos subacuáticos que comienzan en el basamento aflorante en el margen de la cuenca y que alcanzan, a través del delta, la parte más interna de la plataforma.

A raíz de lo expuesto se puede deducir una evolución sedimentaria paralela de los sistemas de delta y de plataforma. Las cinco unidades separadas por superficies erosivas dentro del delta son equivalentes a las cinco secuencias estrato y granocrecientes de la plataforma. El espesor de los foresets de las unidades deltaicas decrece hacia arriba, en coincidencia con la tendencia de espesor decreciente de las secuencias de la plataforma. A partir de estas relaciones se deduce que las cinco fases principales de progradación deltaica se correlacionan con otras cinco fases de agradación en la plataforma. Dentro de la cada una de estas fases, los bancos individuales de conglomerados del foreset del delta son equivalentes a los ciclos elementales arena-marga reconocidos en la plataforma. El depósito de los bancos de conglomerados tiene lugar durante los episodios de actividad deltaica, representados en la plataforma por el intervalo arenoso de los ciclos elementales. Las superficies de estratificación que separan los bancos de conglomerados se interpretan como episodios de baja o nula actividad deltaica, coincidentes en la plataforma con el intervalo margoso de los ciclos elementales; este último indica una escasa entrada de aportes clásticos a la cuenca, lo que permite un desarrollo dominante de sedimentación pelágica.

REGRESIONES FORZADA Y NORMAL

A partir, tanto de la relación entre la Unidad II y la Unidad III, como de la evolución de esta última, se puede reconstruir la historia regresiva del margen de cuenca aquí estudiado (Fig. 1B). Esta puede ser sintetizada en tres etapas evolutivas principales.

La primera corresponde al depósito de la Unidad II en un contexto de nivel del mar alto (HST), que representa la máxima extensión del mar en la Cuenca de Guadix (Soria *et al.*, 1999). La Unidad II está representada por sistemas de plataforma en el margen de la cuenca y de cuenca pelágica en el centro; entre ambos se sitúa un sistema de talud con turbiditas y slumps.

La segunda coincide con un levantamiento tectónico general de la cuenca, a raíz del cual se generaron las fallas extensionales representadas en el área estudiada. Este levantamiento fue más acentuado en el margen de la cuenca, quedando el basamento y el sistema de plataforma de la Unidad II emergidos y sometidos a erosión; el centro de la cuenca, también levantado, pero con menor magnitud que el margen, registró una caída relativa del nivel del mar. Este episodio tectónico queda registrado estratigráficamente por, 1) un desplazamiento de la línea de costa hacia el interior de la cuenca causado por la caída del nivel del mar -regresión forzada-, 2) la sedimentación del conglomerado basal de la Unidad III, resultado de la primera entrada de aportes a la cuenca procedentes de nuevos relieves del basamento aflorantes en el margen, y 3) la formación de la discontinuidad que limita las unidades II y III o superficie basal de la regresión forzada.

La segunda coincide con un levantamiento tectónico general de la cuenca, que generó las fallas extensionales representadas en el área estudiada. Este levantamiento fue más acentuado en el margen de la cuenca, quedando el basamento y el sistema de plataforma de la Unidad II emergidos y sometidos a erosión; el centro de la cuenca, también levantado pero con menor magnitud que el margen, registró una caída relativa del nivel del mar. Este episodio tectónico queda registrado estratigráficamente por, 1) un desplazamiento de la línea de costa hacia el interior de la cuenca causado por la caída del nivel del mar -regresión forzada-, 2) la sedimentación del conglomerado basal de la Unidad III, resultado de

la primera entrada de aportes a la cuenca procedentes de nuevos relieves del basamento aflorantes en el margen, y 3) la formación de la discontinuidad que limita las unidades II y III o superficie basal de la regresión forzada.

La tercera etapa está representada por el depósito de la Unidad III en un contexto de nivel del mar bajo (LST), correspondiente a la mínima extensión del mar en la Cuenca de Guadix. Durante esta etapa, las cinco fases de progradación deltaica producen un desplazamiento de la línea de costa hacia la cuenca -regresión normal- como consecuencia de la erosión de los relieves del basamento y

la consiguiente entrada de aportes. El progresivo aumento en la relación volumen de aportes/tasa de subsidencia es responsable de la disminución del espacio de acomodación disponible en el delta y en la plataforma.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB97-0808 DGESIC y Grupo de Investigación RNM0163 J.A.

REFERENCIAS

- Fernández, J., Soria, J.M., 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: the stratigraphic record of crustal kinematics (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge: 353-365.
- Fernández, J., Viseras, C., Soria, J.M. (1996b): Pliocene - Pleistocene infilling of the Granada and Guadix basins (Betic Cordillera, Spain): the influence of autocyclic and allocyclic 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; Cambridge: 366-371.
- Soria, J.M., Viseras, C., 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.
- Soria, J.M., Fernández, J., Viseras, C. (1999): Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): Implication for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 151: 255-266.

Estructura de la cuenca de Graus-Tremp: relaciones tectónica sedimentación

R. Soto¹, A. M. Casas¹, M. Escuer¹ y M. de Urreiztieta²

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

² Elf Exploration Production. CSTJF Av. Larribau. 64018 Pau Cedex

ABSTRACT

A longitudinal WNW-ESE cross-section through the Graus-Tremp basin (southern Pyrenees) shows the geometry of several N-S structures contemporary with the eocene marine sediments. The main anticlines (Boltaña, Mediano and the southern prolongation of Turbón) show a regional detachment level at the Triassic marls and evaporites. Some of them are associated with west-verging thrusts. A minor thrust-and -fold system (Arro-Los Molinos) involve the upper turbiditic systems. The relationships of structures with the syn-tectonic sedimentation allows to decipher the kinematics of the structures within the basin.

Keywords: *syn-tectonic sedimentation, fold, thrust, Eocene, Pyrenees*

INTRODUCCIÓN

La geometría de los sedimentos sintectónicos (growth strata) es una de las herramientas fundamentales para determinar la cinemática de las estructuras. En el caso de cuencas marinas, la datación de la sedimentación sintectónica permite además asignar velocidades a los movimientos de las distintas estructuras y determinar la evolución de las cuencas sedimentarias. En este sentido, la cuenca de Graus-Tremp, situada en la zona sur-pirenaica ofrece buenas posibilidades debido a sus condiciones de afloramiento, a la existencia de sedimentación marina continua durante buena parte del Eoceno y a la disponibilidad de datos de sismica de reflexión y sondeos mecánicos.

En este trabajo se presenta un corte longitudinal de la cuenca de Graus-Tremp para determinar la geometría de las unidades sintectónicas y la cinemática de los pliegues transversales a la misma. Para su realización se han utilizado datos de perfiles de sismica de reflexión, sondeos profundos y geología de superficie, realizando cartografías geológicas de detalle en algunas zonas de especial interés.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La cuenca de Graus-Tremp presenta una geometría alargada en dirección WNW-ESE. Sus límites norte y sur son estructuras de dirección pirenaica, y en su interior aparece una serie de estructuras transversales, de dirección aproximada N-S, contemporáneas con la sedimentación eocena en el surco sur-pirenaico. Hacia el norte la cuenca de Graus-Tremp está limitada por el manto del Cotiella y el anticlinal de Sant-Corneli (unidad mesozoica de

Cotiella-Bóixols). Hacia el sur el límite de la cuenca eocena es el cabalgamiento del Montsec (Fig. 1), que aflora en el entorno de los ríos Noguera Pallaresa y Noguera Ribagorzana. Hacia el oeste la traza del cabalgamiento del Montsec desaparece bajo los conglomerados oligo-miocenos de Graus (Fig. 1). Algunos autores proponen que este cabalgamiento se continuaría en el anticlinal de Mediano, que constituiría una rampa lateral del mismo. Por el oeste la cuenca de Graus-Tremp termina en el anticlinal de Boltaña. Al oeste de este último se encuentra la cuenca turbidítica de Jaca (Puigdefàbregas, 1975).

La estructuración general de la Cadena Pirenaica en este sector presenta dirección WNW-ESE, con los dos sistemas de cabalgamientos de cobertera citados anteriormente: Cotiella-Bóixols y Montsec. Hacia el norte se sitúan los cabalgamientos de zócalo que constituyen el apilamiento antiformal de la zona axial pirenaica. Además, dentro de la cuenca eocena aparecen estructuras de dirección variable entre N-S y NNW-SSE, algunas de las cuales constituyen los límites de distintas unidades estratigráficas dentro de la cuenca de Graus-Tremp.

ESTRATIGRAFÍA

La zona estudiada presenta una serie mesozoica compuesta fundamentalmente por materiales marinos de edad Jurásica y Cretácica. Su espesor máximo es de varios miles de metros en la zona oriental, correspondiente al bloque superior del cabalgamiento del Montsec y mínimo (menos de 500 metros) en el sector occidental (bloque superior del cabalgamiento de las Sierras Exteriores Aragonesas). El tránsito Cretácico-Terciario se sitúa dentro de las denomi-

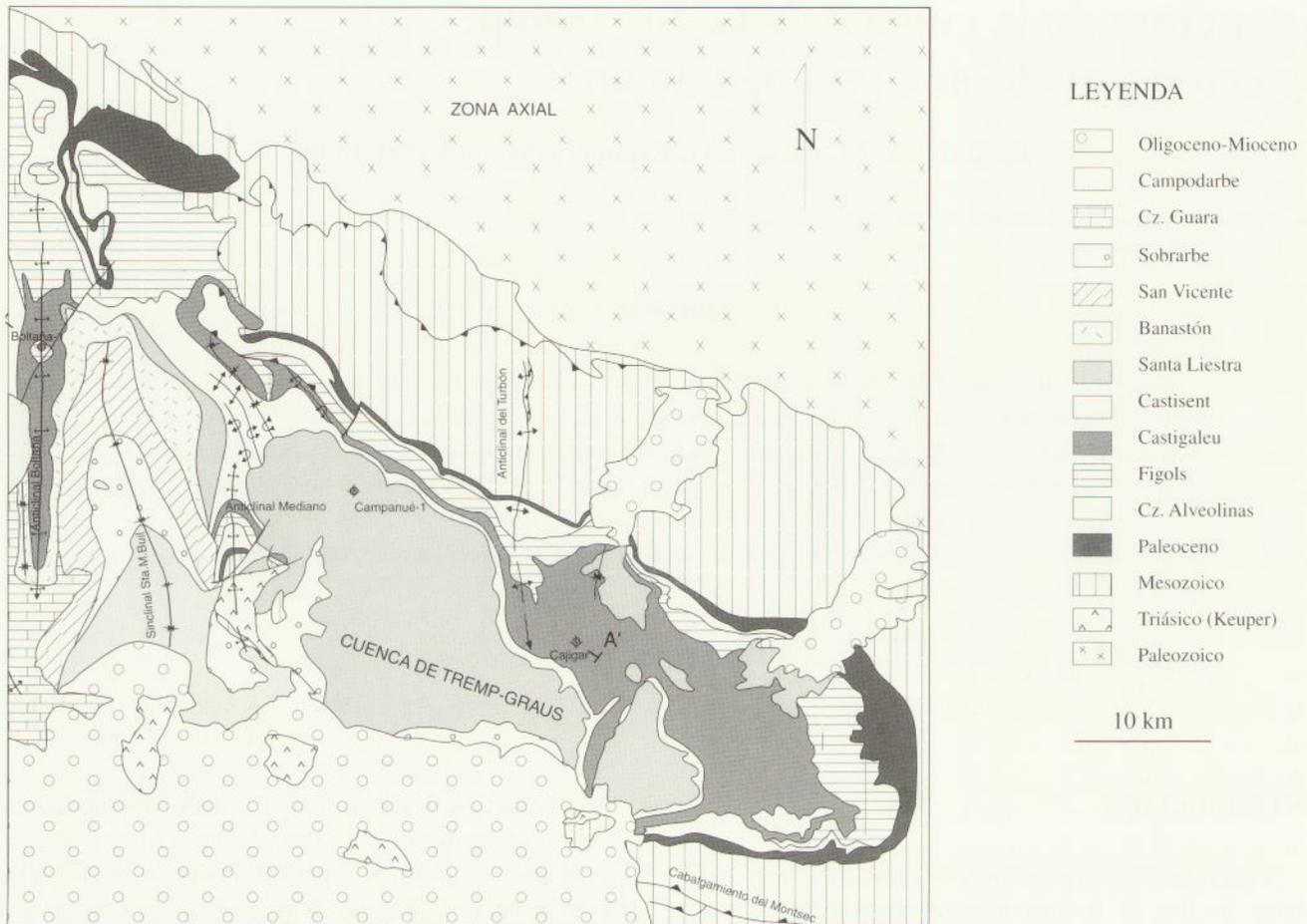


FIGURA 1.- Esquema geológico de la cuenca de Tremp-Graus.

nadas facies Garumn (Formación de Tremp), cuyo espesor también varía desde más de 1000 m en el corte de la Noguera Pallaresa a menos de 100 m en las Sierras Exteriores.

La sedimentación eocena comienza con la denominada caliza de alveolinas, de edad Ilerdiense en gran parte del ámbito surpirenaico. Sobre ella se dispone una serie de plataforma que pasa lateralmente hacia el oeste a sistemas turbidíticos. Son los denominados alogrupos de Figols, Castilgaleu, Castissent y Santa Liestra (Mutti *et al.*, 1988) y los de la zona de Ainsa, Banastón y San Vicente (Ainsa1, Ainsa2, Morillo y Guaso). Sobre los materiales del Eoceno marino se sitúan los depósitos continentales correspondientes al denominado Delta del Sobrarbe (Mutti *et al.*, 1988), y sobre ellos el Grupo de Campodarbe, de origen fluvial y edad Eoceno superior (Puigdefàbregas, 1975).

ESTRUCTURA

En este trabajo se ha realizado un corte de dirección WNW-ESE, paralelo al eje de la cuenca de Tremp-Graus (Fig. 2), a partir de datos de superficie y de perfiles de sísmica de reflexión. En él pueden verse las estructuras trans-

versas a la cuenca (las más importantes son los anticlinales de Boltaña y Mediano, y la prolongación hacia el sur del anticlinal del Turbón). El anticlinal de Boltaña, situado en el extremo occidental de la cuenca, y el de Olsón?, solamente detectable a partir de los perfiles sísmicos, y situado inmediatamente al este de aquel. Ambos anticlinales están asociados a cabalgamientos vergentes al oeste, con escaso desplazamiento, que despegan en la base de la serie Mesozoica. El anticlinal de Mediano aparece en este corte (situado al norte de los afloramientos mesozoicos del núcleo, ver Fig. 1) como un pliegue de despegue prácticamente simétrico. Entre el anticlinal de Mediano y la prolongación del anticlinal del Turbón la única estructura importante es un sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección NNW-SSE (sistema de Arro) que afecta al bloque inferior del manto del Cotiella (Martínez Peña, 1991). Tal como puede verse en los perfiles sísmicos este sistema afecta únicamente a las unidades turbidíticas equivalentes a los Grupos de Castissent y Santa Liestra, mientras que las situadas por debajo de ellas aparecen subhorizontales o con buzamiento hacia el E en el corte presentado (Fig. 2). Hacia el E la única estructura importante es un suave anticlinal que posiblemente corresponde a la prolongación hacia el

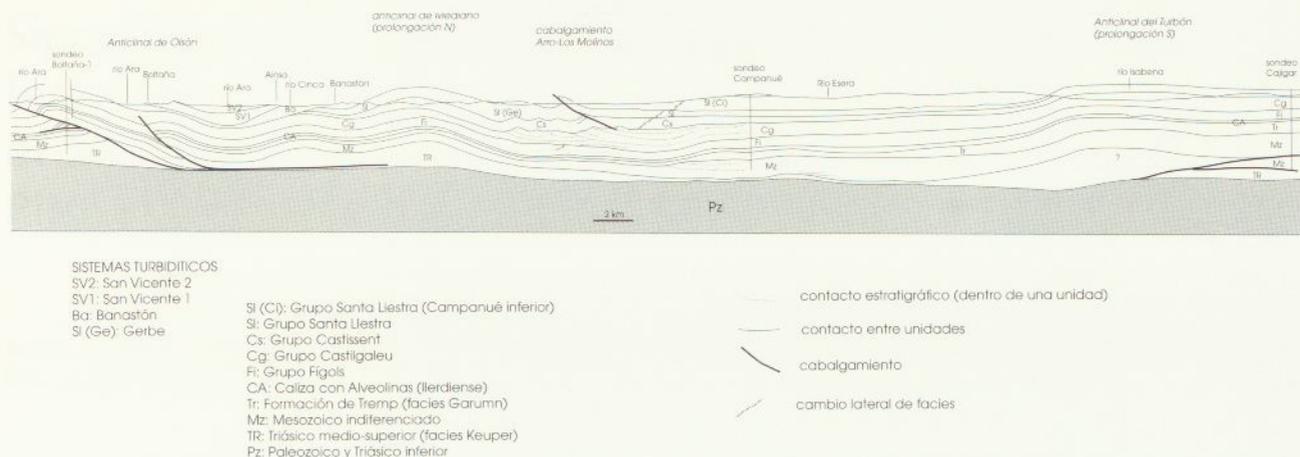


FIGURA 2.- Corte geológico A-A'. Ver situación en la figura 1.

sur del anticlinal del Turbón, de dirección N-S (Simó, 1985), cortado posteriormente por el sistema de Cotiella-Bóixols. Asociados a este anticlinal, y en su extremo oriental, aparecen varios cabalgamientos, cortados por el sondeo Cajigar (Fig. 2).

Tanto las unidades cretácicas como las facies Garumn presentan espesores máximos en la zona oriental del corte, y mínimos al oeste. En las unidades eocenas los cambios de espesor no son tan sistemáticos, ya que se observan fuertes anomalías asociadas a la erosión de las unidades infrayacentes, sobre todo en el sector de Arro (Fig. 2). Como se ha mencionado anteriormente, los mayores cambios de espesor, que indican un movimiento diferencial de las distintas estructuras, se dan en los grupos Castissent y Santa Liestra, en el sector de Arro-Los Molinos, y para los sistemas turbidíticos superiores en los anticlinales de Boltaña y de Olsón.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB97-0997 de la D.G.E.S. y por el "Sobrarbe project" (elf-Aquitaine)

REFERENCIAS

Martínez Peña, M.B. (1991): La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 380 p.
 Mutti, E., Séguret, M., Sgavetti, M. (1988): Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees. Guidebook 7, Am.Assoc.Pet.Geol. Med. Basins conference, Nice.
 Puigdefàbregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Pirineos 104, 188 p.
 Simó, A. (1985): Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec (Pirineo Central). Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 326 p.



Significance of post-evaporitic ('Messinan Salinity Crisis') foraminiferal assemblages in some 'distal' Neogene basins of SE Spain: Preliminary results of latest Miocene/earliest Pliocene(?) environmental reconstruction

J. Steffahn & D. Michalzik

Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstr. 150, D-44801 Bochum, Germany
(jens.steffahn@ruhr-uni-bochum.de, dieter.michalzik@ruhr-uni-bochum.de)

ABSTRACT

Reconnaissance study of early post-evaporitic deposits in some 'distal' Neogene basins of SE Spain revealed some sedimentary successions containing marl deposits considerably rich in species and number of foraminifera. They are regarded as mostly indigenous - at least for the initial and early continuing interval of the sections - due to taphonomical inquiry. For this reason these sequences provide a marine record of the scenario after the 'Messinian Salinity Crisis' in the western marginal area of the Mediterranean. Preliminary results propose that the post-crisis recovery was a remarkably rapid event which took place still in the Messinian. A transition to unquestionable continental depositional environments is not to observe until coarse clastic intervals predominate the upper levels, most presumably already earliest Pliocene in age.

Keywords: foraminifera, 'Messinian Salinity Crisis', Neogene basins, SE Spain.

INTRODUCTION

Late Neogene marine deposits are well exposed within a number of sedimentary basins in the Betic Cordillera of SE Spain. Plentiful attention has been paid to sedimentological and paleontological studies of stratigraphic units related to the well known '**Messinian Salinity Crisis**', because the interconnected Neogene basins of SE Spain respectively N Africa are supposed to have formed a temporarily negotiable gateway - the so called '**Betic Strait**' (Fig. 1) - from the Atlantic Ocean to the separated and desiccating Mediterranean Sea during that time (e.g. Müller & Hsü, 1987; Esteban, 1996). Inasmuch as evaporite deposits of Messinian age can be found within most basins, they are commonly regarded to be the most obvious - onshore - signal of that 'crisis' (Müller & Hsü, 1987; Michalzik, 1996).

STATE OF KNOWLEDGE

A major discussion has evolved regarding the marine or non-marine character and age of the post-evaporitic sedimentation within some 'distal' basins, which now are located further inland in relation to the present day Mediterranean Sea, e.g. 'Granada Basin', 'Lorca Basin', 'Fortuna Basin' and 'Corridor of Librilla'.

It is almost unquestionable that after the evaporation events - whether synchronous or not - the basins of Granada and Fortuna were filled exclusively by continental-lacustrine deposits (e.g. Esteban, 1996) - they are not further considered here. On the other hand, despite the fact that foraminifera-bearing marly deposits were known from post-evaporitic successions of the Lorca Basin and the Corridor of Librilla (Fig. 1), these have up to now been commonly portrayed as being continental-lacustrine and the foraminifera interpreted as being reworked and redeposited (e.g. Ortí *et al.*, 1993; Rouchy *et al.*, 1998).

Another discussion evolved around the age of post-evaporitic reflooding and repopulation of the Neogene basins. Unlike the widely held opinion that marine reflooding in the Mediterranean area - after evaporite deposition - is overall Pliocene in age (e.g. Müller & Hsü, 1987) Riding *et al.* (1998) already confirmed a still Messinian age for parts of the post-evaporitic deposits in the 'Sorbas Basin' with planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton.

The questions remaining led us to revisit already known and to search for new sample localities in the 'distal' Lorca Basin and Corridor of Librilla; but as well in the so-called 'proximal' basins like 'San Miguel de Salinas Basin', 'Sorbas Basin', 'Vera Basin' and 'Carboneras-Nijar Basin'



FIGURA 1.- Paleogeographic map of S Spain and N Africa showing 'potential' seaways connecting the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea during the Late Miocene and location of Neogene basins. Precise configuration still remains questionable (continental areas shaded; partly modified from Esteban, 1996).

and carry out a reconnaissance study mainly by means of foraminiferal micropaleontology.

PRELIMINARY RESULTS

Statements right now just concentrate on investigations in the 'distal' Lorca Basin and neighboring Corridor of Librilla. We are referring to sampling of marl (dominated)-calcareous sandstone interbedded sedimentary successions immediately above the well known evaporite deposits.

- First of all, taphonomical inquiry displayed quite well preserved and abundant foraminiferal assemblages. Neither ecological nor stratigraphical faunal mixing is obvious for most parts of the examined sections. We assume that reworking and displacement is of minor importance in these intervals and that the foraminifera have to be regarded as **mostly indigenous** (see also Steffahn & Michalzik, 2000).

- Vertical distribution patterns of paleoecological useful benthic foraminifera key groups revealed a not strictly constant but **successive upsection shallowing** from intermediate deep normal marine conditions to neritic environments (see also Steffahn & Michalzik, 2000). This is consistent with upsection intensifying abundance of oligohaline *Cyprideis* ostracods.

- Biostratigraphical investigations on planktonic foraminifera unveiled a still **Messinian** age for the early post-evaporitic sedimentary successions (see also Steffahn

& Michalzik, 2000). Upper parts of the post-evaporitic depositional sequence - at least in the Lorca Basin - are questionably assigned to the lower Pliocene due to the absence of Messinian datum marker and a prominent coiling change in neogloboquadrinids.

CONCLUSIONS

The biodynamic effects of the 'Messinian Salinity Crisis' on the marine biota in the Mediterranean have formerly been outlined by numerous authors. The scenario of restriction as well as renewed flooding and its effect on marine organisms may be considered for the pre-evaporitic and post-evaporitic deposits in the Neogene basins of SE Spain as well since they were part of that marginal Mediterranean system within the 'Betic Strait'. Nevertheless, position and endurance of interbasinal portals or impassabilities in the Betic Strait during the Late Miocene-Early Pliocene are not yet known precisely. We propose that even if these 'distal' basins are regarded as marginal basins of the Betic Strait they were generally linked to this seaway and thus to the Mediterranean Sea even after precipitation of evaporites. Local tectonism definitely played an important role in this whole plot (Michalzik, 1996; Rouchy et al., 1998). Concerning episodic cut off of the 'distal' basins it must be carefully thought about an interplay of local tectonics and eustatic sea-level changes (Michalzik, 1996; Steffahn & Michalzik,

2000). However, we believe that marine deposits in these 'distal' basins are not only recorded from pre- and syn-evaporitic periods but also from post-evaporitic times and that marine history presumably not ended before the earliest Pliocene.

REFERENCES

- Esteban, M. (1996): An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. In: *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions* (Eds. E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward, & J.M. Rouchy). Society of Economic Paleontologists & Mineralogists, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5, 3-53.
- Michalzik, D. (1996): Lithofacies, diagenetic spectra and sedimentary cycles of Messinian (Late Miocene) evaporites in SE Spain. *Sedimentary Geology*, 106, 203-222.
- Müller, D.W., Hsü, K.J. (1987): Event stratigraphy and paleoceanography in the Fortuna basin (southeast Spain): a scenario for the Messinian salinity crisis. *Paleoceanography*, 2, 679-697.
- Ortí, F., Garcia-Veigas, J., Rosell, I., Rouchy, J.M., Ingles, M., Gimeno, P., Kasprzyk, A., Playa, E. (1993): Correlación litoestratigráfica de las evaporitas messiniensis en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia). *Geogaceta*, 14, 98-101.
- Riding, R., Braga, J. C., Martín, J. M., Sánchez-Almazo, I. M. (1998): Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology*, 146, 1-20.
- Rouchy, J.M., Taberner, C., Blanc-Valleron, M.-M., Sprovieri, R., Russell, M., Pierre, C., Di Stefano, E., Pueyo, J.J., Caruso, A., Dinarès-Turell, J., Gomis-Coll, E., Wolff, G.A., Cespuglio, G., Ditchfield, P., Pestrea, S., Comburieu-Nebout, N., Santisteban, C., Grimalt, J.O. (1998): Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. *Sedimentary Geology*, 121, 23-55.
- Steffahn, J., Michalzik, D. (2000): Nature and timing of marine post-crisis foraminiferal repopulation (Messinian event; Late Tertiary) in the Lorca Basin, SE Spain. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, 32 [in press]



Estratigrafía secuencial del Terciario superior marino de Patagonia. Un equivalente de la "crisis del Messiniano"?

C. Zavala^{1,2} y H. Freije¹

1 Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

2 Depto. Geología. Universidad Nac. Del Sur. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. czavala@criba.edu.ar

ABSTRACT

The Mio-Pliocene continental and marine deposits of the Río Negro Formation, in northern Patagonia, provide excellent exposures to analyse in detail late Tertiary evolution. This unit extensively crop-out in a near-tabular setting as continuous marine cliffs along a distance in excess of 100 km, with an average thickness of 50 meters. This paper deals on the sequence stratigraphy of a marine level assigned to the Tortonian, using field data. This level has a large-scale wedge geometry within continental (aeolian) deposits, displaying a maximum thickness of about 10 meters. It is internally composed of dark-grey mudstones and bioclastic sandstones deposited in a shallow and partially confined sea, with evidences of wave reworking processes. It integrates a single complete depositional sequence, having well-defined transgressive and highstand systems tracts. At the top of the sequence, a forced regressive set can be recognised, which is in turn followed by lacustrine deposits with desiccation cracks. The last evidence indicates a fast relative sea-level drop, which is here thought as eustatic in origin. Time-stratigraphy suggests a post-Tortonian / pre Early Pliocene Age for this sea-level fall, thus allowing a possible correlation with that responsible of the Messinian crisis in the Mediterranean.

Keywords: sequence stratigraphy, forced regression, Messinian crisis, Tertiary, Patagonia.

INTRODUCCIÓN

La zona costera Argentina, localizada en el norte de la Patagonia es una estepa árida caracterizada por la presencia de importantes acantilados marinos (Fig. 1). Estos acantilados contienen excelentes afloramientos marinos y continentales del intervalo Mioceno tardío - Plioceno temprano, asignados a la Formación Río Negro (Andreis 1965) la que se habría acumulado en una zona intracratónica. Dicha unidad se encuentra horizontal, con un espesor aflorante promedio de unos 50 metros, y una continuidad lateral mayor a los 100 km. En este trabajo se analizan las facies sedimentarias y la estratigrafía secuencial de un ciclo marino completo (transgresivo - regresivo) correspondiente al Tortoniano (Zinsmeister *et al.*, 1981). Se discuten además las posibles implicancias del pasaje abrupto hacia el techo a facies continentales eólicas del Mioceno tardío - Plioceno temprano, y las evidencias que indicarían un control eustático sobre este contacto.

MARCO GEOLÓGICO

Los depósitos de la Formación Río Negro, en la zona de estudio (Fig. 1), se integran por areniscas y en menor medi-

da pelitas acumuladas en un ambiente predominantemente continental (Andreis 1965 ; De Ferrariis 1966 ; Angulo y Casamiquela 1982), dentro del cual se reconoce una intercalación marina (Farinati *et al.* 1981 ; Angulo y Casamiquela 1982). Esta unidad alcanza espesores aflorantes máximos de 65 metros, y es cubierta en discordancia por depósitos conglomerádicos (hasta 2 metros) conocidos como "Rodados Patagónicos" y asignados al Pleistoceno (Fig. 2).

Recientes estudios sobre la estratigrafía y la sedimentología de esta localidad (Zavala *et al.* 2000) han llevado a una completa revisión paleoambiental en un marco estratigráfico secuencial. Estos autores han reconocido dentro de la Formación Río Negro la existencia de tres miembros, denominados como inferior, medio y superior (Fig. 2).

El miembro inferior aflora con base cubierta, y se integra por depósitos mayormente arenosos acumulados en un paleoambiente eólico, con facies de dunas, interdunas secas y húmedas, sabkha, y facies fluviales efímeras subordinadas (Fig. 3A). El miembro medio se dispone discordantemente sobre el miembro inferior, y se compone por areniscas finas bioclásticas y pelitas depositadas en un ambiente marino somero. Estos depósitos son cubiertos discordantemente por el miembro superior, el que com-

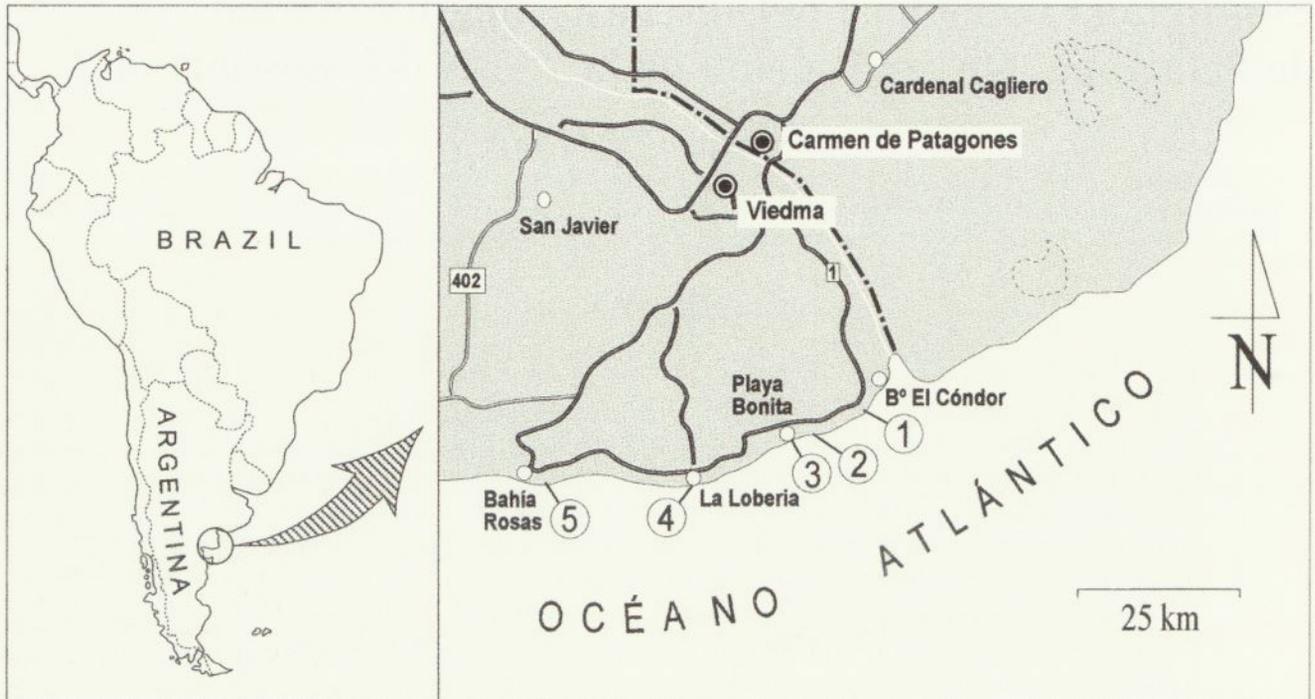


FIGURA 1.- Mapa de ubicación del área de estudio, con indicación de las secciones estratigráficas medidas (1 a 5).

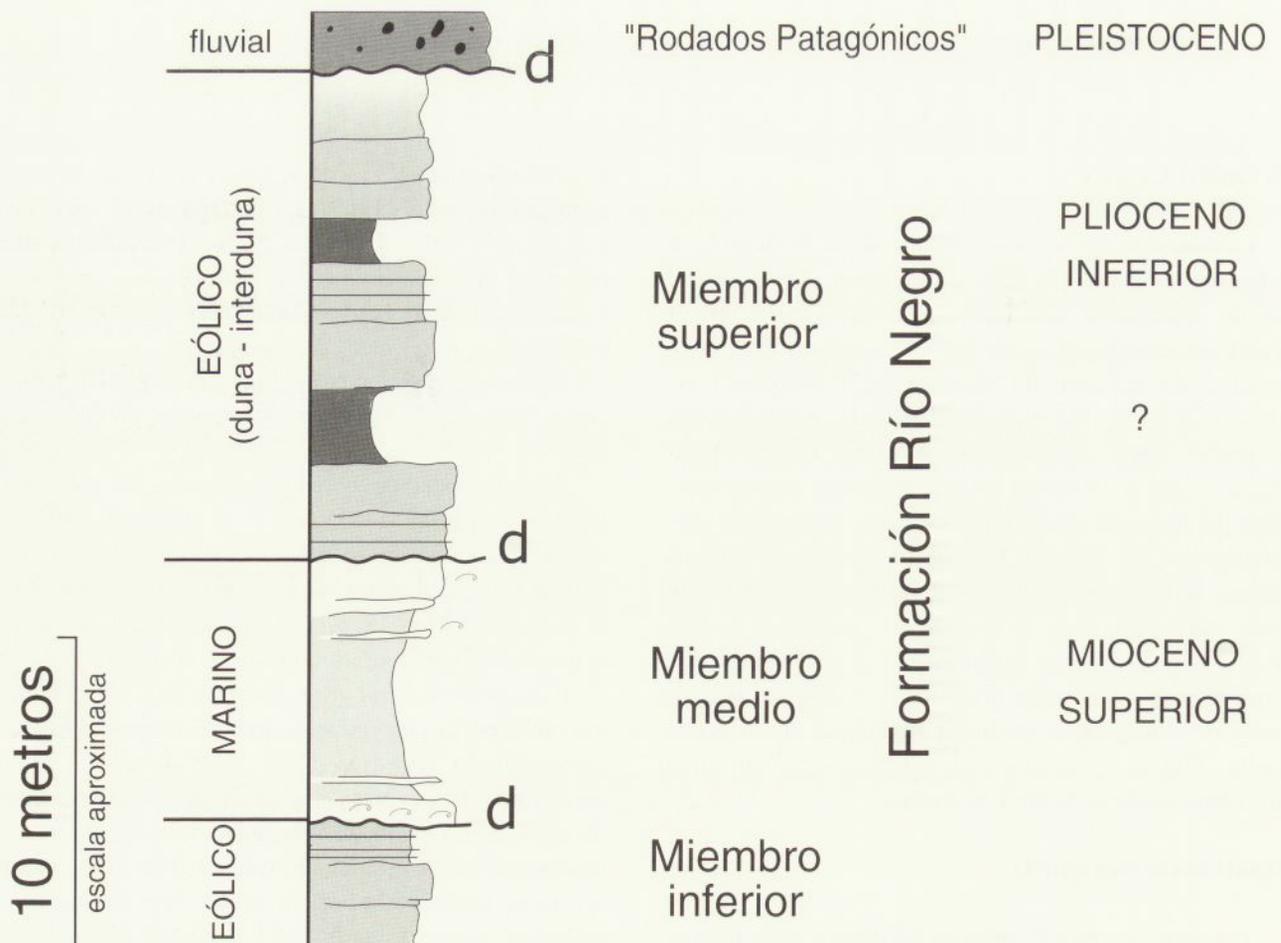


FIGURA 2.- Cuadro estratigráfico

prende capas arenosas acumuladas en un ambiente eólico similar al del miembro inferior. Hacia la parte superior de esta última unidad son comunes los niveles de tobas y paleosuelos (Fig. 3A).

Dataciones absolutas (Potasio-Argón) en niveles marinos equivalentes al miembro medio indican una edad Mioceno tardío (Tortoniano) (9.41×10^6 años AP, Zinsmeister *et al.*, 1981). Por otra parte, hallazgos faunísticos en niveles altos del miembro superior (Aramayo 1987) indicarían una Edad Mamífero Montehermosense (Plioceno temprano), lo que sería consistente con dataciones de niveles cineríticos mediante trazas de fisión (4.41×10^6 años AP, Alberdi *et al.* 1997).

ANÁLISIS DE FACIES Y ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DEL MIEMBRO MEDIO DE LA FORMACIÓN RÍO NEGRO

Las interpretaciones presentadas en esta contribución se basan en observaciones de terreno. Las tareas comprendieron el levantamiento de 5 secciones estratigráficas de detalle del total de la sucesión, a lo largo de 49 kilómetros (Fig. 3A), complementadas con un relevamiento regional asistido parcialmente por fotos oblicuas (Fig. 4A). En este trabajo se presentan y discuten las facies y posibles contro-

les aloéclicos sobre la sedimentación del nivel marino (miembro medio). Este nivel (Fig. 3B) presenta espesores máximos de hasta 10 metros y una geometría lenticular a gran escala, ya que se acuña totalmente hacia el Oeste en una distancia de 60 kilómetros, siendo imposible en estas zonas diferenciar los miembros inferior y superior mediante criterios litoestratigráficos. Las características de la base sugieren asimismo una cuenca marina controlada por la presencia de "altos" en la topografía, ya que el espesor disminuye en las vecindades de la sección 1, pero sin desaparecer (Fig. 3B).

El análisis de facies aplicado sobre estos depósitos sugieren un ambiente marino somero afectado por oleaje, donde se reconocen depósitos de playa con facies de *offshore* (1) que gradan hacia sectores marginales a facies de *shoreface* (2) y *foreshore* (3). Las facies de *offshore* (1) se integran por pelitas masivas bioturbadas depositadas por decantación en aguas calmas. Localmente presentan icnofacies de *Cruziana* (icnogénero *Chondrites*). Por su parte las facies de *shoreface* (2) se componen por pelitas y areniscas finas bioturbadas. En algunos sectores es posible observar relictos de estructuras sedimentarias primarias como ondulitas truncadas de ola (Fig. 4B). Estas características indicarían un ambiente marino de poca profundidad, caracterizado por decantación y acción de olas. Los

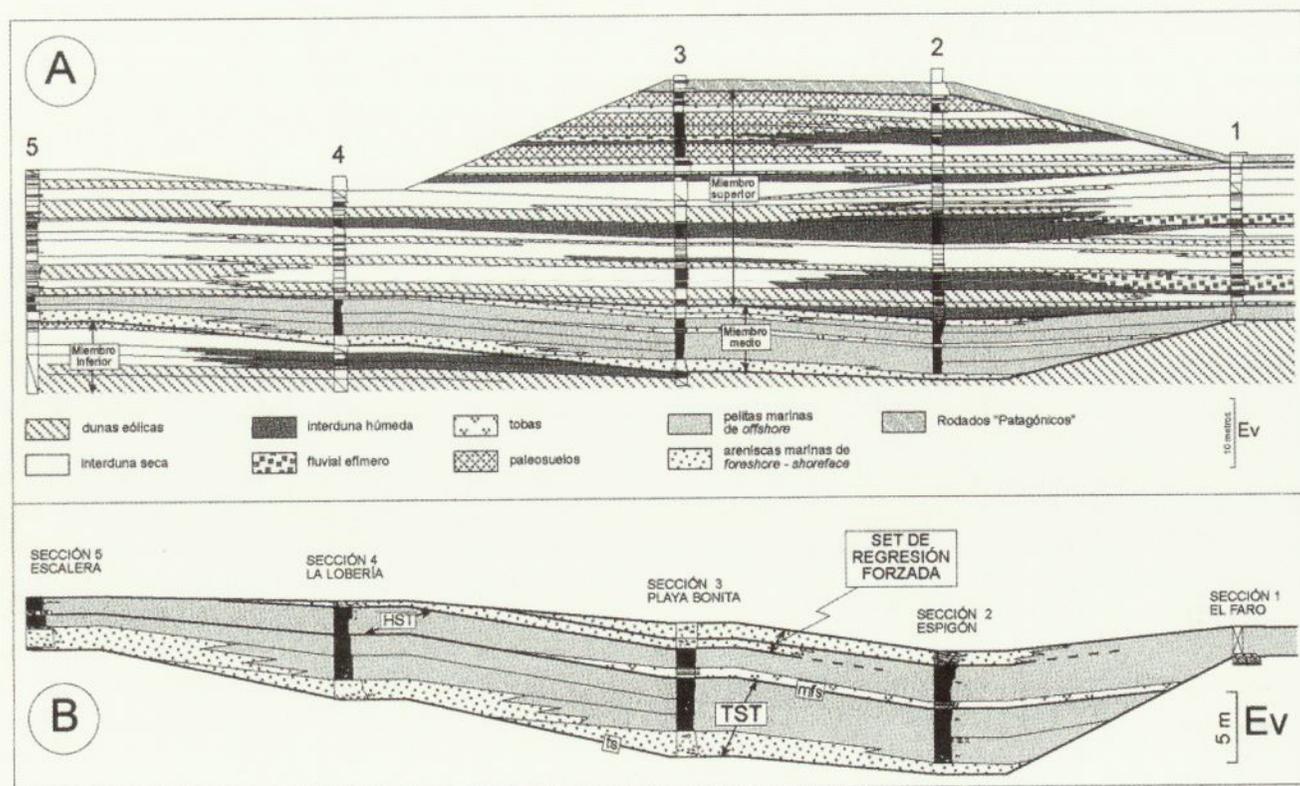


FIGURA 3.- (A) Corte estratigráfico del total de la sucesión a lo largo de 49 km (sin escala horizontal). Para ubicación ver Fig. 1 (B) Esquema estratigráfico secuencial del nivel marino (miembro medio). Note la geometría lenticular a gran escala de la unidad. Por referencia ver Fig. 3A. ts: superficie transgresiva; mfs: superficie de máxima inundación.

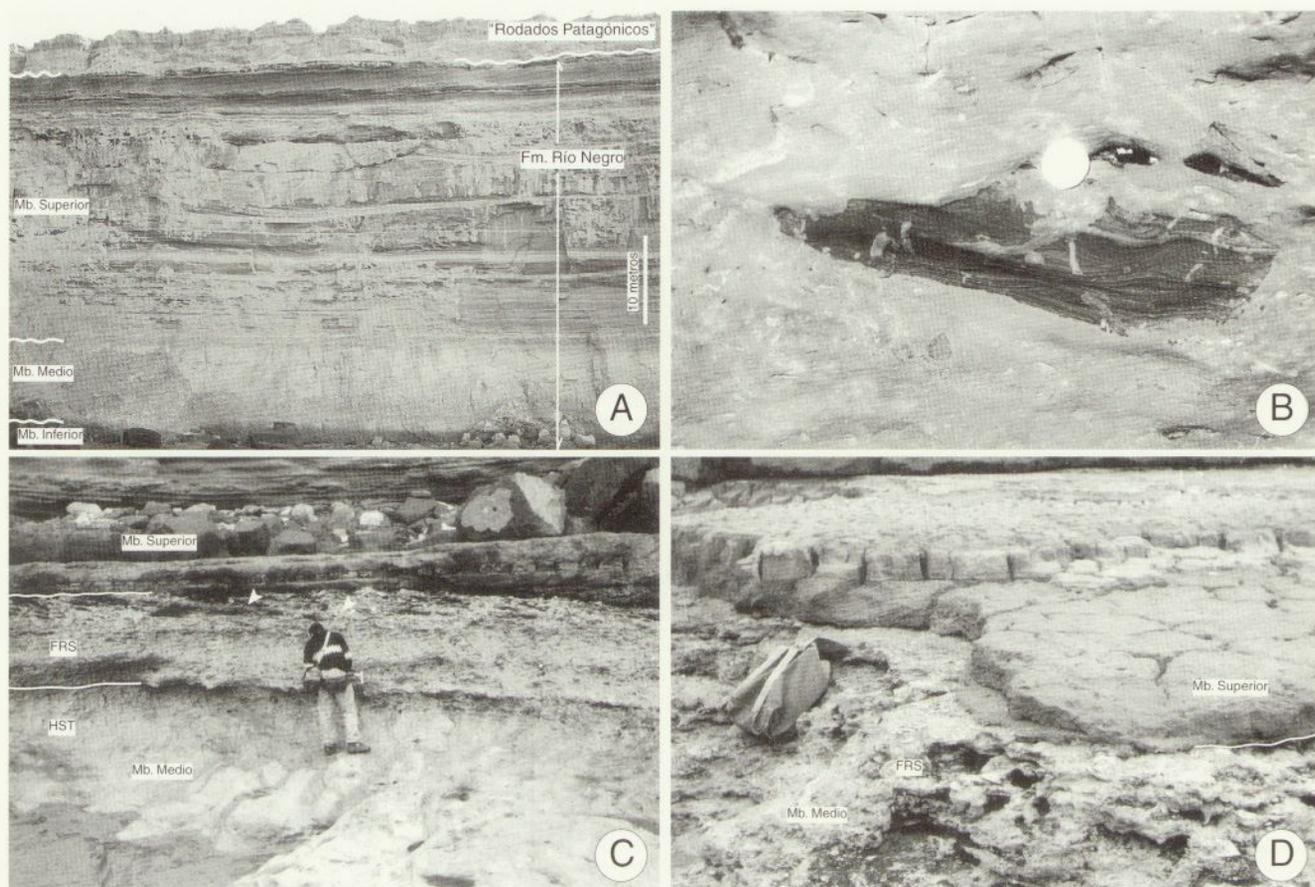


FIGURA 4.- (A) Vista general de los afloramientos de la Fm. Río Negro. Se indican los miembros reconocidos. (B) Relictos de ondulitas truncadas de ola en depósitos finos bioturbados de la zona de shoreface. (C) Vista del contacto entre los miembros medio y superior. Note el rápido cambio de facies a la base del FRS, y el contacto neto con los depósitos continentales del miembro superior. Las flechas indican las láminas frontales del foreshore. (D) Detalle de las grietas de desecación sobre el contacto entre los miembros medio y superior.

principales icnogéneros incluyen *Thalassinoides*, *Planolites* y *Chondrites* de la icnofacies de *Cruziana*. Las facies de *foreshore* (3) están integradas por areniscas finas con abundantes bioclastos, los que incluyen *Chione sp.*, *Venericardia sp.*, *Chlamys tehuelchus*, *Pododesmus papyraceus*, *Ostrea palagonica* y *Balanus laevis* (Farinati et al. 1981). Los bioclastos se disponen conformando láminas groseras que integran superficies de acreción de gran escala (Fig. 4C) con inclinaciones de hasta 5° las que corresponderían a la pendiente original de la playa. Se interpreta que esta facies se habría acumulado por procesos de ola en un ambiente de relativa alta energía. Presentan icnogéneros (*Ophiomorpha nodosa* y *Skolithos*) de la icnofacies de *Skolithos*.

La aplicación del análisis de facies en un contexto estratigráfico secuencial permitió reconocer que el nivel marino integra una única secuencia deposicional, caracterizada internamente por un cortejo transgresivo (TST), seguido por un cortejo de alto nivel (HST) y un set de regresión forzada (FRS) (Figs. 3B y 4C). La presencia en la discontinuidad basal de icnofacies de *Glossifungites* sugiere que el miembro inferior se encontraba consolidado

antes del avance de la transgresión marina. De la correlación regional puede verse claramente que los niveles basales del TST traslapan progresivamente sobre áreas marginales (Figs. 3A y 3B). La rápida superposición en los niveles basales de facies progresivamente más profundas en un espesor reducido (menor de 2 metros) resulta en una elevada bioturbación con la consecuente destrucción de las estructuras sedimentarias primarias, en un proceso conocido como taphonomic-feedback. La cota máxima alcanzada por la transgresión ha sido controlada, sugiriendo para esta cuenca profundidades menores a los 15 metros.

Esta tendencia transgresiva resultó en una disminución paulatina de la sedimentación pelítica en las áreas centrales, donde se reconocen niveles tobáceos sobre la superficie de máxima inundación (mfs) (Fig. 3B). Sobre la mfs se observa una tendencia a la somerización, la que correspondería al inicio del HST. Hacia el techo, dicha somerización se acentúa con pasajes abruptos entre facies de offshore y foreshore, por lo que se interpreta que el HST habría sido abortado, generándose un FRS (Figs. 3B y 4C). Esta regresión forzada se relacionaría a una rápida caída relativa del nivel del mar culminando con la desecación total de la

cuenca y la instalación de un sistema continental (miembro superior). Evidencias del progresivo desecamiento de esta cuenca se reconocen en la que fuera la zona más profunda (sección 2 en Figs. 3A y 3B), donde sobre las facies de foreshore del FRS se ubican en contacto neto depósitos lacustres con grietas de desecación (Fig. 4D), los que a su vez son seguidos por depósitos de dunas eólicas (Fig. 3A).

DISCUSIÓN SOBRE LAS CAUSAS DE LA REGRESIÓN MARINA

La estratigrafía secuencial interpreta a los cambios relativos en el nivel del mar como vinculados a una compleja interacción entre clima, tectónica, tasa de aporte sedimentario y variaciones eustáticas (Vail et al. 1977). En la sección estudiada, la baja incidencia de los aportes silicoclásticos (facies marinas mayormente bioclásticas no relacionadas a sistemas fluviales) y la ausencia de evidencias de movimientos tectónicos de alta frecuencia sugieren que dichos cambios relativos podrían relacionarse estrechamente con variaciones climáticas y eustáticas. En este contexto, el glacioeustatismo aparece como el principal factor de control posible. La caída eustática reconocida en este trabajo en la zona de contacto entre los miembros medio y superior de la Formación Río Negro, se habría producido con posterioridad al Tortoniano, y con anterioridad al Plioceno Temprano. Este hecho sugiere una posible equivalencia con la caída eustática responsable de la denominada "crisis del Messiniano" (Hsü et al. 1973) en el Mediterráneo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a A. Abrameto, G. Azúa, Ch. Inchenronn, M. Martínez y J. Ponce por su ayuda en las tareas de campo. Asimismo agradecemos a la Dra. M. Quattrocchio y a la Municipalidad de Viedma por su apoyo. Las campañas fueron financiadas por el CONICET.

REFERENCIAS

- Alberdi, M.T., Bonadonna F. P., Ortiz E. (1997): Chronological correlation, paleoecology and paleogeography of the Late Cenozoic South American Rionegran Land-mammal fauna: a review. *Rev. Española de Paleontología* 12: 249-255.
- Andreis, R. R. (1965): Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (tramo General Conesa - boca del Río Negro), *Revista del Museo de La Plata, V, Geología* 36, 245-310.
- Aramayo, S. A. (1987): Plohophorus aff. figuratus (Edentata, Glyptodontidae) en la Formación Río Negro (Mioceno tardío-Plioceno), provincia de Río Negro, Argentina. Importancia bioestratigráfica. X Congr. Geol. Arg. Actas III: 171-174.
- Casamiquela, R. M., Angulo, R. J. (1982): Estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en los acantilados de costa norte del Golfo de San Matías (Río Negro y extremo austral de Buenos Aires) entre los meridianos 62°30' y 64°30' W. *Revista Mundo Ameghiniano*, 2, 20-73.
- De Ferrariis, C. I. C. (1966): Estudio estratigráfico de la Formación Río Negro de la Prov. de Buenos Aires - sus relaciones con la región nordpatagónica. C.I.C, *Anales*, 7, 85-165.
- Farinati, E. A., Aramayo, S. A., Terraza, J. C. (1981): La presencia de un nivel marino en la Formación Río Negro (Plioceno superior) Provincia de Río Negro, Argentina. II Congr. Latin. de Paleont. *Anales*: 651-665.
- Hsü, K. J., Ryan, W. B., Cita, M. B. (1973): Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240-243.
- Vail P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and Global changes of sea level, part 3 : relative changes of sea level from coastal onlap. In: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed. C. Payton), A.A.P.G., Memoir 26, 63-81. Tulsa.
- Zinsmeister, W. J., Marshall, L. G., Drake, R. E., Curtis, G. H. (1981): First Radioisotope (Potassium-Argon) Age of Marine Neogene Rionegro Beds in Northeastern Patagonia, Argentina. *Science*, vol. 212: 440.
- Zavala, C., Abrameto A., Azúa G., Freije H., Inchenronn Ch., Ponce J. (2000): Estratigrafía de los acantilados marinos de la zona de El Cóndor - Bahía Rosa (Formación Río Negro, Mioceno - Plioceno). Provincia de Río Negro. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Resúmenes pp. 186-187.



Normas de publicación de Geotemas

1. Los artículos publicados en **GEOTEMAS** corresponden a resúmenes extensos de las comunicaciones presentadas en los Congresos Geológicos 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.
2. Los trabajos, redactados en el idioma o idiomas aceptados oficialmente en la reunión científica de que se trate, tendrán una **extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas**, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de GEOTEMAS viene a contener unos **4.500 caracteres** (letras y espacios entre palabras).
3. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y en tamaño 10 puntos, utilizando el tipo de letra Times. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño de caja máximo (240 x 175 mm) de las páginas de GEOTEMAS, que a su vez se subdivide en dos columnas. Los autores deben tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc... Las tablas se ordenarán también de forma correlativa y, de igual modo, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.
4. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:
 - a) **Título** (en el idioma correspondiente al texto del trabajo)
 - b) **Autores:** Nombre (iniciales), apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail
 - c) **Resumen** en inglés (Abstract), sea cual sea el idioma en que se presenta el artículo. Dicho resumen deberá tener una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras
 - d) **Keywords:** máximo de 5 palabras clave en inglés
 - e) **Texto principal:** incluye, como referencia general, un apartado de introducción /antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de estos y conclusiones. La extensión dada a este texto principal es crítica en cuanto debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo
 - f) **Agradecimientos:** con extensión máxima de 3 líneas mecanografiadas
 - g) **Referencias:** no deberán incluirse más de 10 referencias en cada artículo. Las referencias deberán ser listadas de acuerdo con el orden alfabético de los autores y contendrán toda la información editorial necesaria para su localización, incluyendo el título completo de cada trabajo reverenciado (ver normas utilizadas en la Revista de la Sociedad Geológica de España).

Los trabajos aceptados serán entregados por los autores tanto **en forma de manuscrito (junto con los originales de las figuras) como en disquete normalizado (3,5")** y formateado en PC (MS-DOS/Windows) o con Macintosh OS. Se recomienda usar 'PC compatible' o Macintosh y un procesador de textos de tipo MicrosoftWord o WordPerfect. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del disquete, la versión y programa utilizado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de imagen se facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF o EPS. Los autores recibirán una prueba de imprenta para su corrección, sin que se acepten modificaciones del texto original. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.



CONTENIDOS

P. M. Aguilar, R. M. A. Sánchez, L.M. E. Gómez, A. P. Padilla, A. Segura, P.T. Jiménez y F.J. Nava Integración bioestratigráfica de dos pozos de la cuenca de Burgos, estado de Tamaulipas, México	13	N. López-Martínez y P. Peláez-Campomanes Los Mamíferos del Paleoceno superior de la Formación Tremp: implicaciones en la correlación marino-continental	123
I. Arenillas, L. Alegret, J.A. Arz, C. Liesa, A. Meléndez, E. Molina y A.R. Soria Secuencia estratigráfica y eventos evolutivos de foraminíferos en el tránsito Cretácico Terciario	25	E. Maestro Evolución del sistema lacustre de Artesa de Segre (Eoceno superior de NE de la Cuenca del Ebro)	127
C. Aroldi Detrital modes in the Paleogene Turbidites of the Pienides in Maramures (Eastern Carpathians - Northern Romania)	29	E. Maestro, A. Bosch, N. Chamorro, Ll. Gibert, S. Figueras, J.A. Nuñez, G. Rivas y J. Sancho Arquitectura deposicional de la Unidad Omells (Sistema Lacustre de les Garrigues, Oligoceno inferior del E de la Cuenca del Ebro)	133
J. Babault, E. Remacha, D. Rouby, O. Oms, M. de Urreiztieta, J. Dinarès-Turell, H. Eichenseer & T. Nalpas 3D Restoration of Iberian to Cuisian features across the Central Pyrenees (Campo-Ainsa area): implications on the Graus-Tremp basin tectono-stratigraphic evolution	33	A. Maestro-González, A. Casas-Sainz y A.L. Cortés-Gracia Caracterización de las unidades tectosedimentarias paleógenas de la Cuenca de Almazán	137
A. Barnolas e I. Gil-Peña Estructura secuencial del relleno sedimentario de la Cuenca de antepais surpirenaica y su relación con la evolución del orógeno	37	M. Martín Martín, V. Perrone, G. Bonardi, P. De Capoa, I. Martín-Rojas, J.E. Tent-Mandú Correlación entre el Terciario de la unidad de Stilo (zonas internas Calabro Peloritano, S Italia) y el Terciario de la unidad de Morrón de Totana (Málaga: zonas internas béticas, S España). Elementos próximos de un mismo dominio paleogeográfico	141
P. Busquets, J. Carreras, E. Druguet y J. A. Nuñez Patrimonio Geológico de Catalunya (Inventario y Catalogación de Geotopos y Geozonas)	41	J. Mas-Pla y E. Vilanova Estructura del sistema hidrogeológico en los materiales paleógenos del borde NE de las Gavarres (Baix Empordà, Girona)	145
L. Cabrera, M. Cabrera, R. Gorchs y F.X.C. de las Heras Caracterización paleoambiental mediante biomarcadores de las sucesiones lacustres oligocénicas superiores (Formación Mequinenza) del sector SE de la cuenca del Ebro (NE de España)	47	M.E. Moya-Palomares, T.M. Azevêdo y M. Rodríguez-Plaza Las Facies fluviales de las unidades Superior Terciaria y Pliocuaternaria de la Cuenca del Guadiana entre Mérida y Badajoz (España)	151
L. Cabrera, M. Garcés, E. Roca J. Agustí, X. Barberà, M. Marzo y J. M. Parés Avances en la elaboración de una escala magneto-biostratigráfica del Terciario continental de Europa Occidental: Magnetoestratigrafía de las sucesiones oligocénicas del sector SE de la cuenca del Ebro e implicaciones en el estudio de la cinemática de sus márgenes tectónicos	51	J. A. Nuñez, D. Gómez-Gras y E. Maestro Petrología del Eoceno Inferior - Medio del borde S de la cuenca Surpirenaica Oriental	157
S. Castellfort, F. Guillocheau, T. Nalpas, D. Rouby, C. Robin, M. de Urreiztieta & I. Coutand Tectonically induced distortion of stratigraphic cycles Example of the Arguis anticline in the South Central Pyrenees (Spain)	55	O. Oms, E. Remacha y A. Bosch Control tectónico en la sedimentación del Alogrupo Castissent entre el coll de Montllobar y el río Isábena (Eoceno surpirenaico central)	161
A. L. Cortés Gracia y A. M. Casas Sainz Una nueva hipótesis para el sistema de fosas interiores de la Cordillera Ibérica	59	F. Ortí y C. Helvaci Secuencia deposicional de los boratos neógenos de Kirka (Turquía)	165
P. Proença Cunha, N. L. Pimentel y D. Ínsua Pereira La ruptura intra-valesiense y el registro sedimentario de la compresión bética en las cuencas continentales portuguesas	63	D. Parcerisa, D. Gómez-Gras, M. Thiry y F. Calvet Geometría de las silicificaciones en las areniscas miocenas de la montaña de Montjuïc (Barcelona)	171
M. Fábrega, E. Maestro, y E. Parra Depósitos continentales del Eoceno superior del sector oriental de la cuenca del Ebro	67	A. Pérez, A.C. Roc, M.L. Mayayo, J.A. Sánchez y J.M. González Contribución de cianobacterias en la génesis de calcita y dolomita en sistemas lacustres del Mioceno medio. Cuencas del Ebro y Calatayud. NE de España	175
S. Figueras y E. Maestro Secuencias de alta y baja frecuencia en el Eoceno superior del este de la Cuenca del Ebro	73	N. L. Pimentel Elementos para el análisis tectono-sedimentario de la falla de Plasencia-Messejana en Portugal	179
M. Gagliardo, F. Colombo, A. Caselli, A. Tripaldi y C. Limarino Evolución tectonosedimentaria de la cuenca Miocena de "Piggy-Back" de Rodeo-Iglesia (San Juan, Argentina)	77	S. Reguant y D. Amblàs Las "briozoaritas" de la formación Margas de Gurb (Bartoniense, área de Vic, Barcelona)	183
M. Garcés, W. Krijgsman y J. Agustí La cuenca neógena de Fortuna, Cordilleras Béticas: Magnetoestratigrafía y evolución tectonosedimentaria	81	E. Remacha y L. P. Fernández No-uniformidad de flujo en las corrientes de turbidez del Grupo de Hecho	187
F. García García, J. Fernández y C. Viseras Sedimentación deltaica de grano grueso y actividad tectónica en un borde de cuenca activa. Tortoniense superior. Cordillera Bética	87	P. Robledo y L. Pomar Modelo genético de las estructuras de colapso cársico del Mioceno superior de Mallorca	189
J. García-Sansegundo y A. Barnolas La terminación occidental del cabalgamiento de la Sierra de Illón (Pirineos navarros, España)	93	J. Santamaría i F. Bascompte Les mines de petroli de la FM. Armàncies	193
Ll. Gibert, E. Maestro y J. Gibert Contribución a la sedimentología de la cuenca de Baza	97	G. Del Santo, J. García-Sansegundo, L. Sarasa y J. Torrealbadella Nota sobre la estratigrafía y estructura del Terciario del sector oriental de la cuenca del Ebro (NE de España)	197
D. Gómez-Gras, G. Lacasa, J. A. Nuñez, y T. Sanfeliu Paleoperfiles de alteración en sustrato granítico en el borde de la Cuenca Surpirenaica Oriental	103	E. Saura y A. Teixell Relación entre los conglomerados oligocenos y las estructuras tectónicas en la zona de Les Nagueres (Pirineo Central)	201
Guerra-Merchán, A. Serrano, F. y Ramallo, D. El Plioceno de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética)	107	J.M. Soria, J. Fernández y C. Viseras Sistemas de Delta y Plataforma en la Cuenca De Guadix (Mioceno Superior, Cordillera Bética): El registro estratigráfico de Regresiones Forzada y Normal	205
Lukas Hottinger An example of secondary motility by triple symbiosis in stony corals in the Early Iberian of the Tremp Basin, Spanish Pyrenees	111	R. Soto, A. M. Casas, M. Escuer y M. de Urreiztieta Estructura de la cuenca de Graus-Tremp: relaciones tectónica sedimentación	209
R. Linares, L. Pallí y C. Roqué Aportación al estudio de arcillas expansivas asociadas a las facies garumnienses de la Conca de Tremp (Prepirineo de Lleida)	113	J. Steffahn & D. Michalzik Significance of post-evaporitic ('Messinian Salinity Crisis') foraminiferal assemblages in some 'distal' Neogene basins of SE Spain: Preliminary results of latest Miocene/earliest Pliocene(?) environmental reconstruction	213
R. Linares, L. Pallí y C. Roqué Investigación de rocas volcánicas canterables a través de la prospección electromagnética. Un ejemplo en los basaltos terciarios de la depresión de la Selva (Girona)	119	C. Zavala y H. Freije Estratigrafía secuencial del Terciario superior marino de Patagonia. Un equivalente de la "crisis del Messiniano"?	217