

*Ambientes de sedimentación, procedencia  
y diagénesis de depósitos de ríos meandriformes  
desarrollados sobre playa-lakes.  
Mioceno de la Cuenca de Loranca  
(provincias de Cuenca y Guadalajara)*

J. ARRIBAS\*, M. DÍAZ MOLINA\*\* y A. TORTOSA\*

\* Departamento de Petrología y Geoquímica-Inst. de Geología Económica,  
Fac. CC. Geológicas U.C.M.-C.S.I.C. 28040, Madrid.

\*\* Departamento de Estratigrafía-Inst. de Geología Económica,  
Fac. CC. Geológicas U.C.M.-C.S.I.C. 28040, Madrid.

## RESUMEN

Las sucesiones estratigráficas del Mioceno inferior en la cuenca de Loranca (sistemas deposicionales de Tórtola, Villalba de la Sierra y Valdeñana) presentan depósitos interestratificados de *playa-lake* y de ríos meandriformes. En este trabajo se estudia un afloramiento donde se encuentra esta asociación de materiales, localizado en el valle del río Mayor y que corresponde a la parte superior de la sucesión estratigráfica del sistema deposicional de Tórtola. Los depósitos salinos se caracterizan por la presencia de facies evaporíticas intersticiales formadas en llanuras arcillosas salinas y en ambientes lacustres marginales. El depocentro de los lagos salinos se encontraba en el norte de los afloramientos analizados. Los sistemas fluviales meandriformes se encajaron en los sedimentos de la llanura arcillosa salina, desarrollando depósitos de barras arenosas de meandro, rellenos de canales abandonados (*clay plugs*), depósitos de inundación y de desbordamiento. La reconstrucción tridimensional de la arquitectura de los lóbulos de meandro ha permitido la cuantificación de la conexión de los cuerpos arenosos, así como la estimación de las variables paleohidromorfológicas de los canales.

En las areniscas los procesos diagenéticos tempranos fueron muy intensos, especialmente los relacionados con la cementación, consistente en envueltas y mosaicos dolomíticos y en cristales poiquilótópicos de yeso. El origen de estos cementos se relaciona con cambios en el nivel de base y en el contraste entre la composición química salina de las aguas freáticas y las aguas más diluidas de los canales fluviales. Los cementos dolomíticos se formaron mientras los canales eran activos, probablemente por un proceso de mezcla

de aguas. El cemento de yeso se formó posteriormente, cuando un ascenso del nivel de base produjo la inactividad de los sistemas fluviales y la formación de una nueva llanura arcillosa salina.

**Palabras clave:** depósitos fluviales meandriformes, areniscas, diagénesis temprana, procedencia, cementos dolomíticos, cementos de yeso, dolomitización, *playa-lake*.

## ABSTRACT

In the Loranca Basin, stratigraphic successions of Early Miocene age (Tórtola, Villalba de la Sierra and Valdeganga depositional systems) include interbedded deposits of playa-lake and meandering river environments. In this paper we study an exposure showing this association of deposits, located in the Mayor River Valley and which corresponds to the upper part of the Tórtola depositional system succession. The depocenter of the saline lakes was located to the north of the study area and their deposits show a variety of interstitial evaporitic facies formed in saline mud flat and marginal lacustrine environments. Meandering fluvial systems dissected the saline mud flat sediments and left sandy point bars, abandoned channel fills (clay plugs), crevasse-splay and flood-basin deposits. The three-dimensional reconstruction of the meander-loop architecture allowed to quantify the degree of interconnection between sandstone bodies and helped in the estimation of paleohydro-morphic variables.

In the sandstones early diagenetic processes were intense, specially those related with cementation. Cement consists on dolomitic coatings and mosaics, and pokilitic gypsum crystals. The origin of these cements is related to base-level changes and to different chemical composition between the saline phreatic water from the saline mud flat, and the fresh phreatic water contained in the sandy channel-fills. Dolomitic cements begun to grow while channels were active, probably by a process of mixing waters. Gypsum cement formed later, after a rise of base level, when floodplain became inactive. This fact originated the formation of a new saline mud flat.

**Key words:** meandering channel deposits, sandstones, early diagenesis, provenance, dolomitic cements, gypsum cements, dolomitization, *playa-lake*.

## INTRODUCCIÓN

Los depósitos de ríos meandriformes, por un lado, y los depósitos lacustres de *playa-lake*, por otro, están entre las facies más extensamente estudia-

das y documentadas en la bibliografía. Sin embargo, son escasas las citas en las que se describen las relaciones espaciales o temporales entre sedimentos de ambos tipos de ambientes. La importancia de la asociación de los depósitos detríticos con ambientes de sedimentación evaporítica radica principalmente en la potencialidad de los depósitos detríticos como almacenes de fluidos, que puede llegar a ser muy elevada en estos casos. Esto es debido a una diagénesis muy particular, propia de los ambientes de sedimentación áridos, que consiste en la formación de cementos tempranos y que produce, por tanto, areniscas con volúmenes intergranulares elevados (Krystinik, 1990; Schenk, 1990; entre otros).

En el centro de la cuenca de Loranca son frecuentes los depósitos interestratificados de *playa-lake* y de canales fluviales. Estos depósitos pertenecen a tres sistemas deposicionales formados por abanicos fluviales y lagos salinos (Fig. 1B). Dos de estos sistemas son coalescentes (Tórtola y Villalba de la Sierra) y tienen una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (Ageniense p.p.). Sobre los materiales sedimentarios de estos sistemas se depositaron los del sistema deposicional de Valdeganga, con facies sedimentarias semejantes y de edad intra-Ageniense. En este trabajo se estudia un afloramiento de los materiales del sistema deposicional de Tórtola en el valle del río Mayor, al norte de la localidad de Huete. Estos afloramientos ofrecen la oportunidad de estudiar, en una transversal N-S, las relaciones espaciales y temporales entre depósitos meandriformes y depósitos lacustres salinos. La extensa cementación de yeso en los cuerpos arenosos estudiados hace que predominen las areniscas de color blanco, por lo que hemos denominado a este tramo intervalo de «areniscas blancas».

El análisis petrológico de las areniscas permite evaluar su procedencia y aportar nuevos datos acerca de los procesos diagenéticos directamente relacionados con la sedimentación (diagénesis temprana). El estudio integrado de los procesos de sedimentación y los procesos diagenéticos hace posible la elaboración de un modelo donde se relaciona la génesis de los cementos con los diferentes estados evolutivos durante la sedimentación. Las fluctuaciones de los ambientes fluviales meandriformes y lacustres en el tiempo proporcionan una importante información acerca de la respuesta de la sedimentación a la deformación tectónica sinsedimentaria.

## SITUACIÓN GEOLÓGICA

La cuenca de Loranca está situada en la parte central de la península Ibérica y está limitada hacia el este y oeste por dos cinturones de cabalgamientos que forman respectivamente la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira (Fig. 1). Recientemente Gómez, Díaz Molina & Lendínez (1996) han propuesto que la cuenca de Loranca sea considerada un ejemplo de referencia

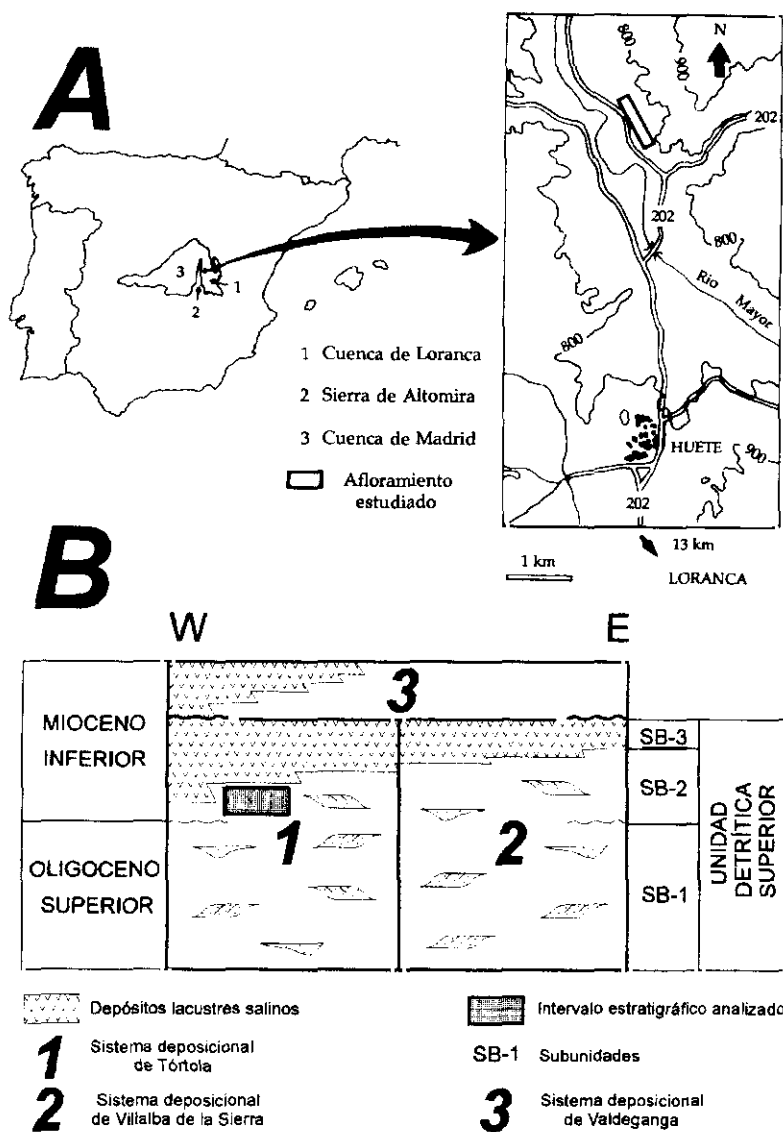


Fig. 1.A.—Mapa de situación de la cuenca de Loranca y del afloramiento analizado. B: Síntesis estratigráfica de la Unidad Detrítica Superior.

Fig. 1.A.—Location map of the Loranca Basin and studied exposure. B: Stratigraphic subdivisions of the Unidad Detrítica Superior.

para cuencas de *foreland* «no secuenciadas», es decir aquellas en las que la migración de los cabalgamientos no sigue la pauta simple de los modelos generales.

La cuenca de Loranca estaba ya configurada en el Oligoceno Superior y su relleno lo constituyen sedimentos continentales. Durante el Arverniense-Ageniense se depositó una sucesión de 900 m de espesor compuesta principalmente por los sedimentos de los sistemas deposicionales de Tórtola y Villalba de la Sierra (Díaz Molina *et al.*, 1985). Estos sistemas estaban formados por abanicos fluviales, con áreas fuentes situadas al este, que pasan en sentido lateral y vertical a depósitos lacustres. Los sedimentos de los sistemas deposicionales de Tórtola y Villalba de la Sierra, junto con los depósitos de abanicos aluviales derivados del cinturón de cabalgamientos de la Sierra de Altomira, forman la Unidad Detrítica Superior (Fig. 1B).

Durante el Arverniense y comienzos del Ageniense la cuenca de Loranca drena hacia la cuenca de Madrid, pero la conexión entre ambas cuencas se cierra por acortamiento tectónico (Díaz Molina *et al.*, 1989; Gómez *et al.*, 1996) y la cuenca de Loranca pasa a ser endorreica. La Unidad Detrítica Superior muestra discordancias progresivas, espectaculares cambios laterales y verticales de facies y variaciones en la procedencia de materiales, que reflejan la diferente actividad de los márgenes, la formación sinsedimentaria de pliegues en el interior de la cuenca y finalmente su endorreísmo (Díaz Molina & Tortosa, 1996).

En el valle del río Mayor y al norte de la localidad de Huete (Fig. 2), afloran 200 m de sucesión correspondientes a la parte alta de la Unidad Detrítica Superior y pertenecientes a sedimentos del sistema deposicional de Tórtola. La sucesión sedimentaria localmente se ha dividido en tres subunidades caracterizadas por sus litologías, limitadas por discordancias angulares. La subunidad 1, de la que sólo afloran 120 m, corresponde al intervalo de mayor actividad del abanico fluvial de Tórtola, en el que predominan las areniscas y las lutitas. A partir del análisis de facies de los depósitos fluviales se han identificado lóbulos de meandro (Díaz Molina, 1979; Díaz Molina *et al.*, 1995), canales meandriformes abandonados rellenos de sedimentos finos (*clay plug*), depósitos de derrame (*crevasse splays*), diques (*levees*) y depósitos de decantación de la cuenca de inundación (*flood basin*) con calcretas y depósitos lacustres asociados. Los paleosuelos también se han desarrollado al techo de los lóbulos de meandro, de los depósitos de desbordamiento y del relleno de los canales abandonados (Daams, Díaz Molina & Más, 1996). La subunidad 2 es discordante sobre la anterior y tiene un espesor de 55 m. Comienza con características litológicas similares pero hacia el norte y en sentido vertical cambia gradualmente de facies. Los cambios litológicos más importantes entre las subunidades 1 y 2 se deben a la presencia de yeso en los sedimentos. El yeso aparece en forma de cristales lenticulares en los sedimentos más finos, cementa a las areniscas y puede formar parte de éstas como

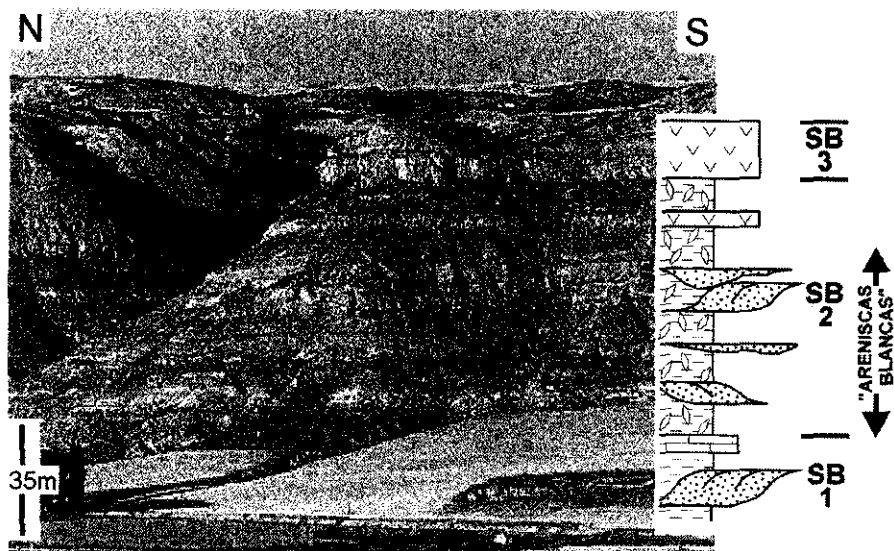


Fig. 2.—Afloramiento del valle del río Mayor, al N de la localidad de Huete, y esquema estratigráfico donde se muestran las tres subunidades (SB) de la Unidad Detrítica Superior, así como la ubicación del intervalo de «areniscas blancas» (ver texto para el reconocimiento de las litologías).  
 Fig. 2.—Stratigraphic section of the Mayor River Valley showing the three subunits of the Unidad Detrítica Superior and the location of the «areniscas blancas» interval (see text to identify lithologies).

componente detrítico. Esta subunidad está caracterizada por la asociación de depósitos de *playa-lake* y de ríos meandriformes que se estudian en este trabajo. La subunidad 3 está formada por yesos estratificados, con frecuencia bioturbados y con nódulos de sílex. Las subunidades 2 y 3 están afectadas por una discordancia progresiva y el cambio vertical de facies es gradual.

#### EL INTERVALO DE «ARENISCAS BLANCAS»: CARACTERÍSTICAS GENERALES

Los micromamíferos encontrados en la base y techo de la sucesión estratigráfica del intervalo de «areniscas blancas», permiten asignar a estos depósitos una edad Ageniense (yacimientos de Pozo y Cabeza Rubia en Álvarez Sierra, Daams & Peláez-Campomanes, 1994).

La figura 3 muestra la reconstrucción paleogeográfica de los sistemas deposicionales de Tórtola y Villalba de la Sierra durante la sedimentación de la unidad estratigráfica que contiene las areniscas con cemento de yeso (subunidad 2). En la figura se representa el endorreísmo de la cuenca de Loranca y

la conexión de los ríos meandriformes con áreas lacustres desarrolladas hacia el noroeste y centro de la cuenca. A partir de correlaciones estratigráficas y el análisis de facies se deduce un depocentro situado hacia el noroeste. Este depocentro coincide con el desarrollo de un sinclinal primario de dirección SSW-NNE que se manifiesta en el mapa de contornos estructurales (Fig.3 de Gómez *et al.*, 1996). Las facies lacustres también se extienden hacia el sur a través de otros sinclinales primarios oblicuos al anterior, de dirección SE-NW, que terminan en la zona central de la cuenca (Gómez *et al.*, 1996).

En el valle del río Mayor la base de esta unidad se apoya sobre un intervalo estratigráfico formado por depósitos lacustres cuyo espesor varía entre 5 y 0.3 m. En su base y hacia el sur aparecen limos arcillosos y areniscas sin cemento de yeso, pero progresivamente empiezan a dominar las arcillas con cristales lenticulares de yeso y las areniscas con cemento de yeso.

Hacia el norte de la cuenca el equivalente estratigráfico de la unidad de areniscas blancas es una sucesión más potente formada por tres megasecuencias salinas, representando cada una de ellas un ciclo evaporítico (SU-2, SU-3 y SU-4 de Arribas & Díaz Molina, 1996). Los términos basales de estos ciclos están formados por limos arcillosos sin cristales de yeso, correspondiendo a los períodos de máxima dilución, y que se relacionan a su vez con la máxima actividad de los abanicos fluviales. Estos depósitos evolucionan hacia el techo de cada megasecuencia a facies químicas intersticiales.

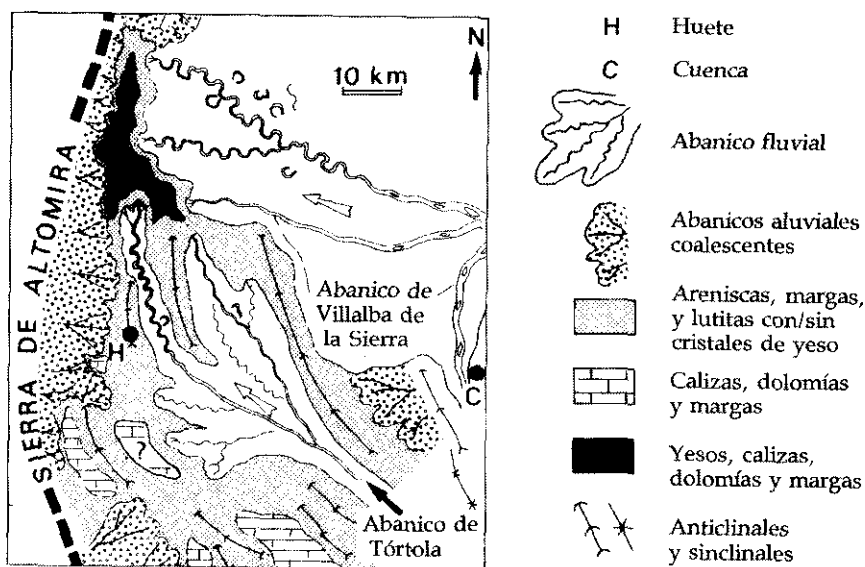


Fig. 3.—Reconstrucción paleogeográfica de la subunidad 2 (Ageniense) en la cuenca de Loranca.  
Fig. 3.—Paleogeographic reconstruction of the subunit 2 (Ageniense) in the Loranca Basin.

LOS DEPÓSITOS DE *PLAYA-LAKE*

Los ambientes salinos evaporíticos que se asocian a los depósitos fluviales han sido interpretados por Díaz Molina & López Martínez (1979), Arribas, Bustillo & Díaz Molina (1991) y Arribas & Díaz Molina (1996) como depósitos de *playa-lake*. En los depósitos salinos se distinguen distintas facies que pueden agruparse en: (1) llanura arcillosa salina, (2) lacustre marginal y (3) lacustre interno (Fig. 4).

La llanura arcillosa salina corresponde a las zonas más externas de los *playa-lake*, formada por inundaciones fluviales (facies D-G en Fig. 4). Estas llanuras están constituidas por depósitos de limos arcillosos donde se incluyen distintas facies yesíferas (yesos lenticulares, yesos macrocristalinos con alineación de crecimiento vertical y yeso pulverulento) con claras texturas desplazantes, características de depósitos originados por procesos de evaporación capilar (Warren, 1982; Rosen & Warren, 1990).

Los depósitos lacustres marginales están representados por facies intersticiales muy bioturbadas de yeso lenticular microcristalino (facies B en Fig. 4), en ocasiones con la presencia de nódulos de chert (Arribas *et al.*, 1991) (fa-

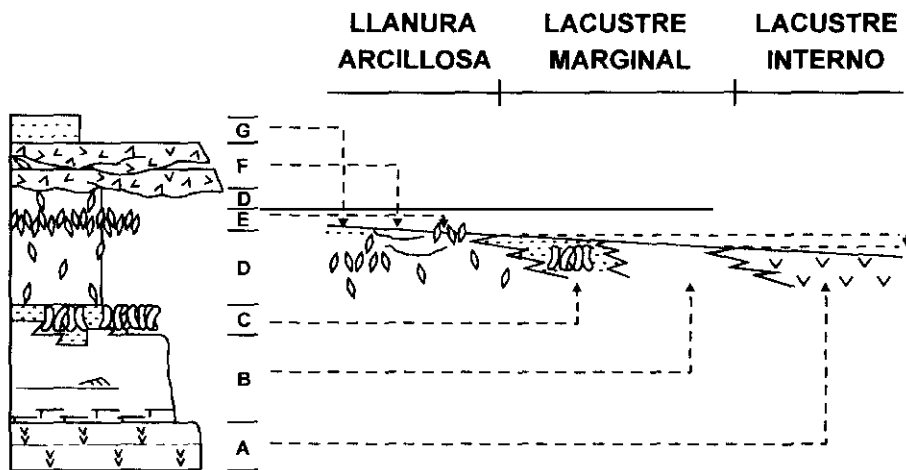


Fig. 4.—Asociación de facies identificadas en los sistemas de *playa-lake*. A: Yesos macrocristalinos con fábricas equigranulares. B: Yesos microcristalinos bioturbados. C: Yesos microcristalinos bioturbados con silicificaciones. D: Limos arcillosos con cristales de yeso lenticular. E: Yeso macrocristalino con fábricas de crecimiento vertical. F: Canales rellenos de cristales de yeso detrítico. G: Yeso pulverulento. (Modificado de Arribas *et al.*, 1991).

Fig. 4.—Facies association of the *playa-lake* deposits. A: Macrocryalline gypsum with equigranular fabrics. B: Bioturbated microcrystalline gypsum. C: Bioturbated microcrystalline gypsum with cherts. D: Silty clays with lenticular gypsum crystals. Macrocrystalline gypsum with vertical alignment. F: Channels filled by detrital gypsum. G: Powdery gypsum. (Modified from Arribas *et al.*, 1991).



cies C en Fig. 4). Esta facies aparece formando niveles de 0,5 m a 1 m de potencia. En su techo aparecen abundantes texturas de exposición subaérea (*bird-eyes, mud cracks*), indicando el carácter somero de dichos depósitos.

Las facies de yesos macrocristalinos formando mosaicos equigranulares son muy escasas y corresponden a los depósitos lacustres más internos, generados en ambiente subacuático a partir de la evaporación de salmueras (facies A en Fig. 4).

## LOS DEPÓSITOS FLUVIALES DEL INTERVALO DE «ARENISCAS BLANCAS»

Los depósitos de origen fluvial distinguidos en este tramo son barras de meandro, rellenos de canales abandonados (*clay plugs*), depósitos de desbordamiento marginal y depósitos de llanura de inundación (Fig. 5).

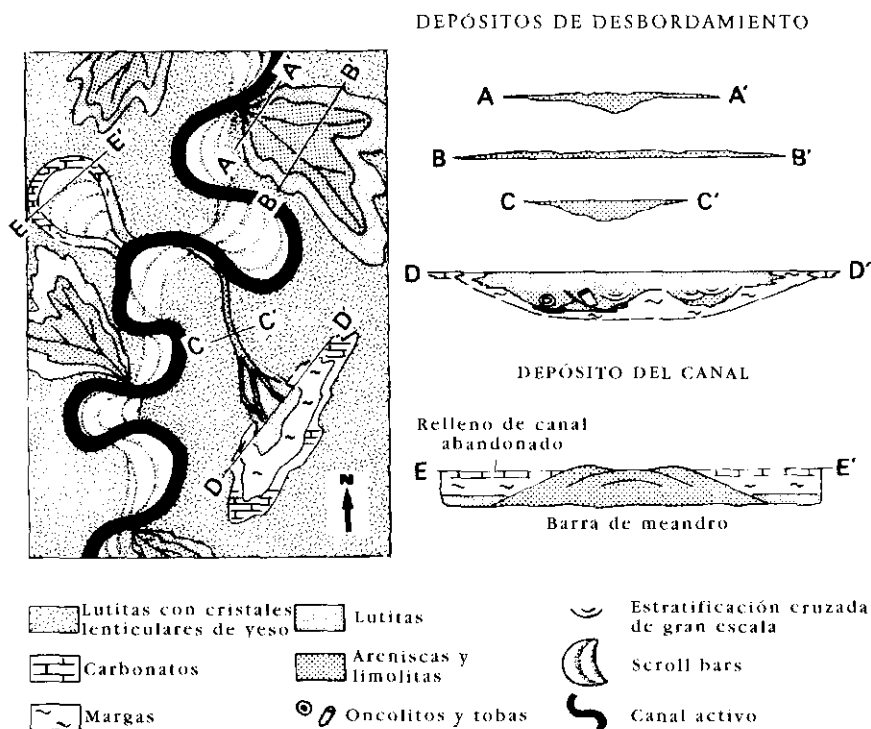


Fig. 5.—Depósitos de desbordamiento y de canales meandriformes que erosionan un substrato previo formado por depósitos de *playa-lake*.

Fig. 5.—Types of fluvial deposits. The meandering channels eroded a substratum formed by *playa-lake* sediments.

Las barras de meandro se identifican por su geometría en secciones longitudinales, transversas y oblicuas, semejantes a las descritas en otros afloramientos de la misma cuenca (Díaz Molina, 1993), y la presencia de superficies de acreción lateral preservadas en su parte alta. Están formadas de base a techo por *cosets* de *ripples* relleno de surcos de erosión, por lo tanto no presentan la sucesión vertical de estructuras sedimentarias típica del flujo helicoidal. Los surcos erosivos y la estratificación cruzada de pequeña escala son también frecuentes en las barras de meandro de la unidad infrayacente (subunidad 1). Ambos aspectos pueden haberse producido por separación de flujo a lo largo del margen interno del meandro como sugieren los trabajos experimentales de Bagnold (1960), Leopold *et al.* (1960) y Leeder & Bridge (1975). En la literatura sobre ríos meandriformes existen muy pocos ejemplos en los que la separación de flujo ha sido deducida a partir de la observación de las estructuras sedimentarias (Davies, 1966; Taylor, Crook & Wood- yer, 1971; Nanson, 1980).

Los canales meandriformes se rellenaron con arenas, lutitas y margas, con o sin cristales de yeso (Fig. 5). Ocasionalmente se observa a techo una capa de carbonatos de espesor decimétrico formada en condiciones lacustres (*ox-bow lake*) y por tanto de desconexión total entre el canal abandonado y el canal activo.

Se interpretan como depósitos de desbordamiento marginal los cuerpos de arena fina y/o limo, con geometría de capa o canalizados, que tienen poco espesor. Las capas están formadas por arena muy fina y/o limo, su espesor es en general centimétrico y con frecuencia muestran una continuidad lateral de centenares de metros; ocasionalmente presentan un techo ligeramente convexo (Fig. 5). Su contacto basal suele ser neto o ligeramente erosivo y la preservación de las estructuras sedimentarias es muy pobre. Sólo en algunos de estos depósitos, y localmente, se ha preservado estratificación cruzada de *ripples*. Sobre estos depósitos se desarrollaron calcretas (Daams *et al.*, 1996).

Los cuerpos canalizados de poco espesor (entre 0.8 y 2 m) tienen un relleno de arena fina que a veces incluye clastos intracuencales de mayor tamaño. También presentan desarrollo de caliches en su techo y en general no se han preservado las estructuras sedimentarias, aunque ocasionalmente se observa estratificación cruzada de dunas o de *ripples*. Existen secuencias de progradación y de abandono de canales de estas características en relación con sedimentos lacustres (Fig. 5). Secuencias semejantes se han observado en depósitos de desbordamiento, asociados a fenómenos de avulsión, en el río Saskatchewan (Smith & Pérez-Arlucea, 1994). En ellos el desbordamiento crece por la progradación de las barras de desembocadura en los someros.

Las barras de meandro han sido correlacionadas, cartografiadas y reconstruidas a lo largo de un afloramiento de 1.7 km de longitud. En la figura 6 se

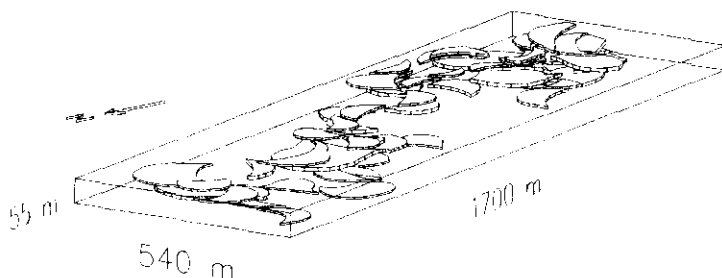


Fig. 6.—Reconstrucción tridimensional de los lóbulos de meandro del intervalo de «areniscas blancas». Cada lóbulo de meandro ha sido representado por un prisma recto con bases paralelas. La superficie de contacto vertical entre los prismas es sólo de un 20% de su superficie basal, predominando los cuerpos aislados.

Fig. 6.—Three-dimensional reconstruction of meander-loops of the «areniscas blancas» interval. Each meander-loop is represented by a prism. The overlap areas constitute only 20% of the prism basal surfaces, predominating isolated bodies.

muestra una reconstrucción tridimensional de estos lóbulos de meandro. Esta reconstrucción es un modelo a escala de la interpretación geológica de la geometría y extensión de los cuerpos de arena a partir de su cartografía, análisis de facies y de la aplicación de conceptos geomorfológicos (Díaz Molina *et al.*, 1995).

Siguiendo el método de Ethridge & Schumm (1978) se estimaron las variables paleohidromorfológicas de los paleocanales de las subunidades 1 y 2 en el flanco este del anticlinal de Huete (Daams *et al.*, 1996). A estas estimaciones se añaden en este trabajo las obtenidas para paleocanales de la subunidad 1 en el flanco oeste del citado anticlinal. En algunos cinturones de meandro donde no fue posible la estimación previa de la anchura del canal, esta variable se obtuvo a partir del valor de la longitud de onda de los meandros medida en las reconstrucciones. En aquellos casos donde se pudo estimar la profundidad y la anchura del canal para la obtención del resto de las variables, el valor obtenido de las longitudes de onda de los meandros se comparó con las dimensiones de este parámetro en los cinturones de meandro reconstruidos. Los valores sólo discrepan entre un 5 y un 15%, por lo que consideramos que los valores obtenidos a partir del método propuesto por Ethridge & Schumm (1978) se ajustan bien con las dimensiones de estos depósitos de ríos meandriformes. Los valores de las variables paleohidromorfológicas de los paleocanales del intervalo de «areniscas blancas» no difieren significativamente de los de la unidad infrayacente (Fig. 7), lo que nos sugiere una recurrencia vertical de canales de geomorfología semejante.

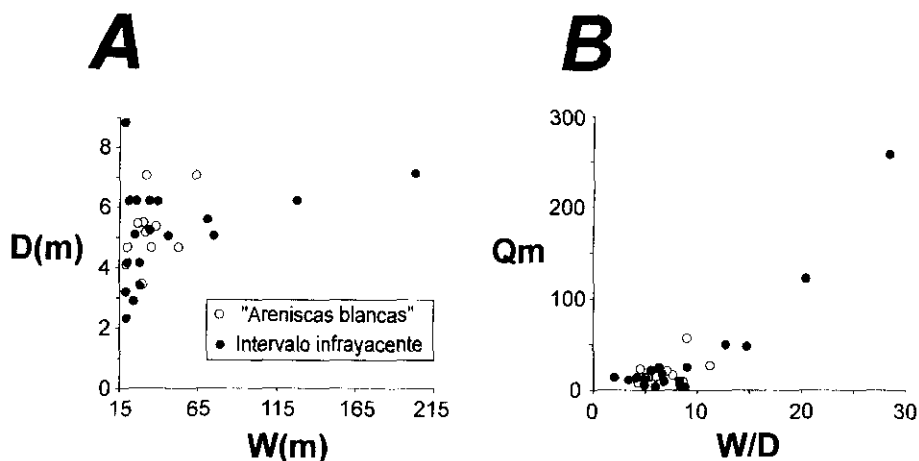


Fig. 7.—Comparación entre los valores de las variables paleohidromorfológicas. A: Relación entre los valores de anchura (W) frente a profundidad (D) de los paleocanales. Se observa que los valores de W y D del intervalo analizado no difieren de los valores de estos parámetros en los paleocanales del intervalo infrayacente. B: Relación entre los valores de caudal medio anual (Qm) y de anchura/profundidad (W/D), apreciándose la misma tendencia en los dos intervalos considerados. La correlación entre Qm y W/D es inherente al método de Ethridge y Schumm (1978). Fig. 7.—Comparison between values of paleohydro-morphologic variables of meandering channels from «areniscas blancas» interval and from the underlayed level. A: Width (W) versus depth (D). Note that values of the «areniscas blancas» channels do not differ from those of underlying channels. B: Mean annual discharge (Qm) versus width/depth ratio (W/D), showing a similar trend in both intervals. Correlation between Qm and W/D is inherent to Ethridge and Schumm's method.

## PETROLOGÍA DE LAS ARENISCAS BLANCAS

### COMPOSICIÓN DEL ESQUELETO

Las características texturales de las areniscas que forman las barras de meandro denotan un grado de madurez intermedio, con una selección variable entre moderada y buena, y mezcla de poblaciones de granos de cuarzo angulosos, subangulosos y subredondeados. El tamaño de grano suele variar entre medio y fino.

La composición del esqueleto, determinada a partir de un conteo de más de 400 puntos por lámina delgada (en areniscas de tamaño medio) y representada en la Tabla I, es sublitoarenítica-litoarenítica (Fig. 8A), con granos monocristalinos y policristalinos de cuarzo como constituyentes dominantes. Los feldespatos son siempre potásicos y aparecen en porcentajes inferiores al 15%. Los fragmentos de roca, entre el 17% y el 40% del esqueleto, están representados predominantemente por fragmentos carbonáticos (tanto dolomí-

	Qmr	Qmo	Qp2-3	Qp>3	Qi	CQs	Ks	Ch	Oth	D	Lm	Lsp	Fo	In	Mtsi	Mtca	[Dol]	[Y]	Y.R.	Pd	V.I.	N	Mts
1	15.3	0.7	2.1	0.2	0.0	0.7	3.9	0.0	0.5	4.4	0.0	0.0	0.2	7.6	0.0	38.2	1.6	11.5	13.0	0.0	13.2	432.0	1.0
2	22.9	1.3	1.8	1.6	0.0	0.2	6.0	0.2	0.4	10.5	0.9	1.1	0.0	11.6	0.0	3.1	11.1	18.1	8.2	0.0	29.2	449.0	5.0
3	24.3	2.6	1.7	1.5	0.2	0.0	2.1	0.0	0.6	9.6	5.1	5.8	1.3	2.1	0.9	0.6	9.0	18.6	5.1	8.7	36.3	469.0	6.0
4	22.7	1.6	1.8	1.1	0.0	0.2	4.3	0.2	0.2	11.5	0.0	0.5	0.7	9.3	0.0	4.1	8.4	16.1	16.6	0.7	25.1	441.0	8.0
5	25.1	1.7	2.2	2.0	0.0	0.0	2.7	0.0	0.0	18.3	0.0	1.2	0.7	0.0	0.0	9.8	2.0	20.1	7.9	6.3	28.4	410.0	9.0
6	24.4	1.0	1.2	1.2	0.5	0.0	5.4	0.0	0.5	7.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.3	5.7	24.0	13.3	0.0	29.7	405.0	11.0
7	24.3	1.7	3.5	2.7	0.7	0.0	2.7	0.0	0.0	7.4	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	22.3	2.0	23.0	9.4	0.0	25.0	404.0	11.0
8	16.7	0.7	0.7	0.3	0.0	0.0	2.7	0.0	0.7	7.6	0.0	0.0	0.5	8.3	0.0	21.8	0.7	20.8	9.3	9.1	30.6	408.0	11.0
9	33.3	1.6	4.6	3.0	0.0	0.0	0.7	0.2	0.0	7.3	2.0	1.8	1.3	3.0	0.0	1.1	4.8	24.8	9.7	0.2	29.8	438.0	12.0
10	32.0	1.7	2.9	1.5	0.7	0.0	5.9	0.2	1.5	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.4	0.0	25.8	2.8	2.0	27.7	410.0	20.0
11	29.8	1.9	4.7	2.4	0.2	0.0	4.5	0.0	0.0	2.8	4.5	3.5	1.4	12.4	0.2	0.7	0.5	26.7	2.2	1.6	28.8	426.0	31.5
12	27.7	1.2	2.4	4.0	0.2	0.0	3.1	0.0	0.0	1.4	2.6	3.3	2.1	11.8	0.0	0.5	0.2	26.1	2.8	10.4	36.8	422.0	32.5

Qmr: Cuarzo monocristalino con extinción recta	Fo: Fósiles (bioclastos no coetáneos)
Qmo: Cuarzo monocristalino con extinción ondulante	In: intracuencales carbonáticos
Qp2-3: Cuarzo policristalino de 2-3 individuos	Mtsi: Seudomatriz arcillosa
Qp>3: Cuarzo policristalino con >3 individuos	Mtca: Seudomatriz carbonática
Qi: Cuarzo idiomorfo con inclusiones salinas	[Dol]: Cemento dolomítico
CQs: Cuarzo reemplazado por carbonatos	[Y]: Cemento yesífero
Ks: Feldespato potásico	Y.R.: Yeso reemplazante
Ch: Chert	Pd: Porosidad secundaria
Oth: otros siliciclastos	V.I.: Volumen intergranular
D: Fragmentos de dolomías	N: número de puntos contabilizados
Lm: Fragmentos de calizas micríticas	Mts: distancia en metros al techo del intervalo
Lsp: Fragmentos de calizas esparíticas	

Tabla I.—Base de datos petrográfica de las areniscas de las barras de meandro del intervalo de «areniscas blancas».

Table I.—Petrographic data base of the sandstones in the «areniscas blancas» interval.

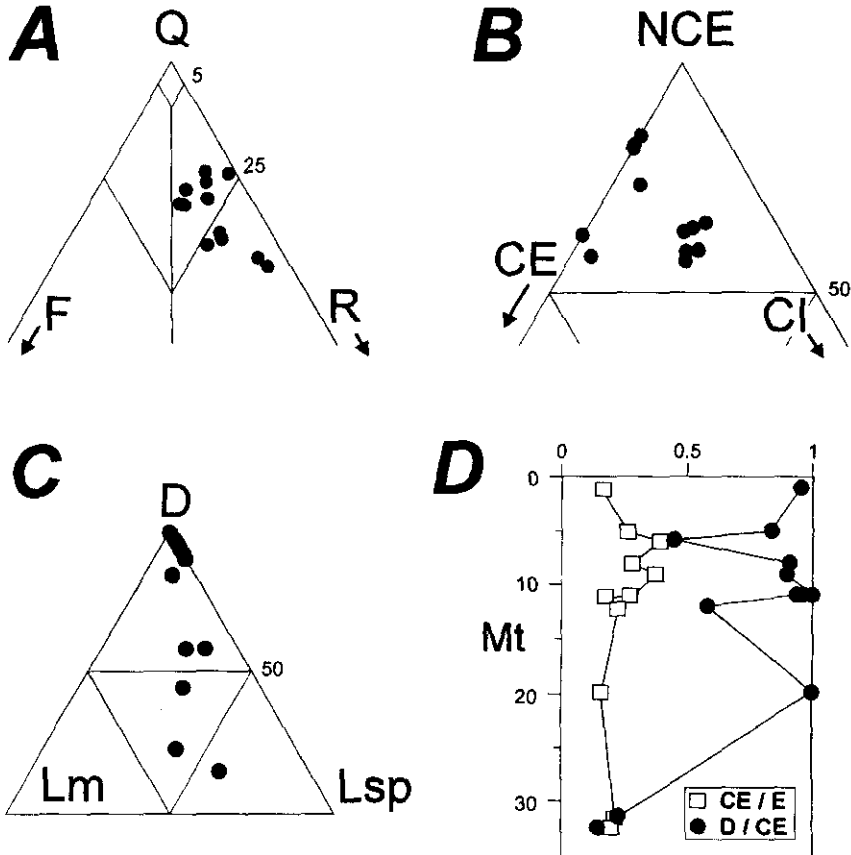


Fig. 8.—Composición del esqueleto de las «areniscas blancas». A: Diagrama QFR donde se consideran los componentes extracuenales. B: Diagrama triangular donde se representa el contenido relativo entre componentes carbonáticos extracuenales (CE), componentes carbonáticos intracuenales (CI) y componentes no carbonáticos extracuenales (NCE). C: Contenido relativo de las diferentes tipologías de fragmentos de roca carbonática (Lm: Calizas micríticas; D: Dolomías; Lsp: Calizas esparíticas). D: Evolución de los valores de los índices composicionales CE/E (fragmentos de roca carbonática frente al total de componentes extracuenales) y D/CE (fragmentos de dolomías frente al total de fragmentos de roca carbonática). La escala vertical representa la distancia en metros al techo del intervalo analizado.

Fig. 8.—Framework composition of «areniscas blancas». A: QFR diagram, showing composition of extrabasinal grains. B: Ternary diagram showing the relative content of carbonate extrabasinal grains (CE), carbonate intrabasinal grains (CI) and non carbonate extrabasinal grains (NCE). C: Ternary diagram showing the relative content of rock fragments typologies (Lm: micritic limestones; D: dolomites; Lsp: sparitic limestones). D: Vertical trends in sandstone composition using compositional indices: CE/E (carbonate extrabasinal grains versus total extrabasinal grains) and D/CE (dolomitic grains versus carbonate extrabasinal grains). Vertical scale means meters to the top of the studied interval.

ticos como calcíticos) con una gran diversidad tipológica, con contenidos en las diferentes tipologías altamente variables (ver Tabla I y Fig. 9A). Otros componentes como chert, mica y minerales pesados aparecen en cantidades accesorias.

Estas observaciones realizadas sobre la población extracuenal de las areniscas blancas denotan su origen reciclado a partir de áreas fuentes externas (Cordillera Ibérica) e internas a la propia cuenca (Díaz Molina & Tortosa, 1996). La composición de estos depósitos difiere claramente de la observada en las areniscas infrayacentes de la misma unidad (Díaz Molina *et al.*, 1995), con un aumento progresivo en el contenido de granos dolomíticos hacia el techo, visible también entre las muestras de la base y el techo del intervalo analizado (Fig. 8C y D).

Los componentes intracuenales están representados por bioclastos e intraclastos micríticos con un claro comportamiento dúctil y, ocasionalmente, granos de yeso. Son el producto de la erosión de zonas lacustres/palustres y paleosuelos asociados a los sistemas fluviales. En la figura 8B se observa la dispersión en el contenido de los componentes intracuenales carbonáticos, probablemente ligada a la disponibilidad de los depósitos pedogenéticos y lacustres/palustres a ser erosionados por las corrientes canalizadas.

## DIAGÉNESIS

A pesar del escaso enterramiento sufrido por estos depósitos (no más de 300 m), los procesos diagenéticos han sido importantes, especialmente aquellos relacionados con una diagénesis temprana (eodiagénesis). Podemos considerar la compactación mecánica, cementación y generación de porosidad secundaria como los tres principales procesos diagenéticos que han afectado a estas areniscas.

La compactación mecánica se manifiesta sobre los granos micríticos intracuenales (sin procesos previos de litificación) produciendo su deformación, sin que sea posible en ocasiones reconocer los límites originales de estos granos (formación de pseudomatriz, Mtca en Tabla I, Fig. 9B).

La cementación de estas areniscas se produce por medio de mosaicos de dolomita y de yeso, asociación muy típica en ambientes de sedimentación áridos (Krystinik, 1990). El cemento dolomítico está constituido por mosaicos microcristalinos *equant* bien desarrollados o, más frecuentemente, por envueltas de cristales esferoidales (20-40 $\mu$ ) que engloban y reemplazan parcialmente a los granos del esqueleto (Fig. 9C). Este cemento puede llegar a representar el 11% del volumen total de la roca, observándose un desarrollo progresivamente mayor hacia el techo del intervalo analizado (Fig. 10B). El cemento de yeso (12%-27%) presenta texturas poi quilotópicas, con unidades cristalinas que llegan a superar en ocasiones los 10 cm de tamaño. Estos cris-

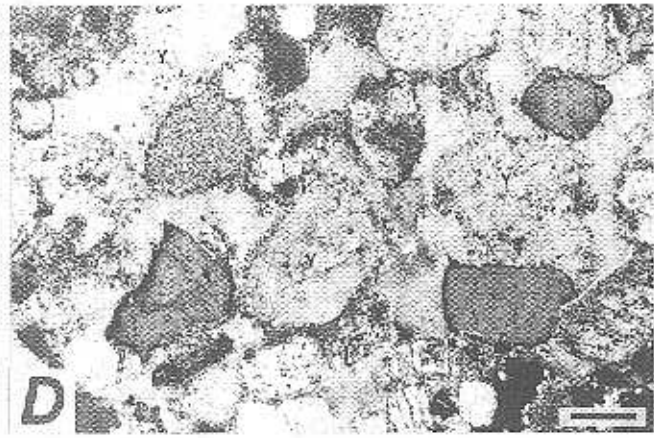
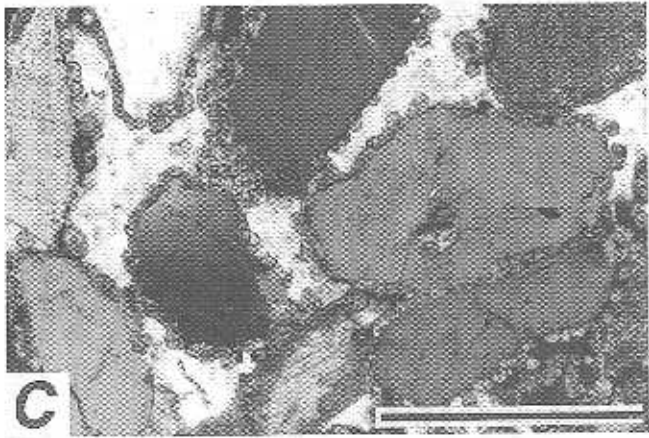
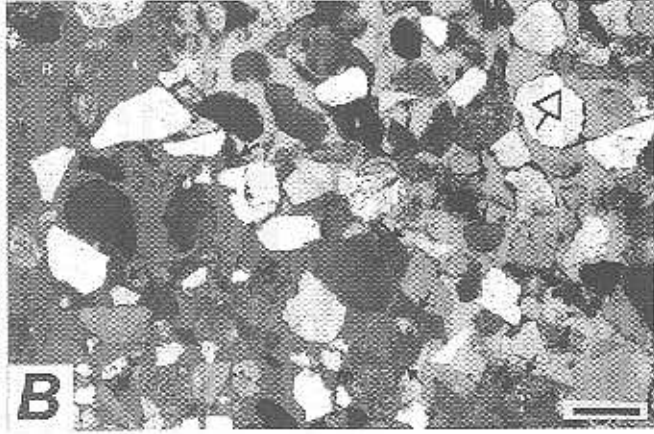
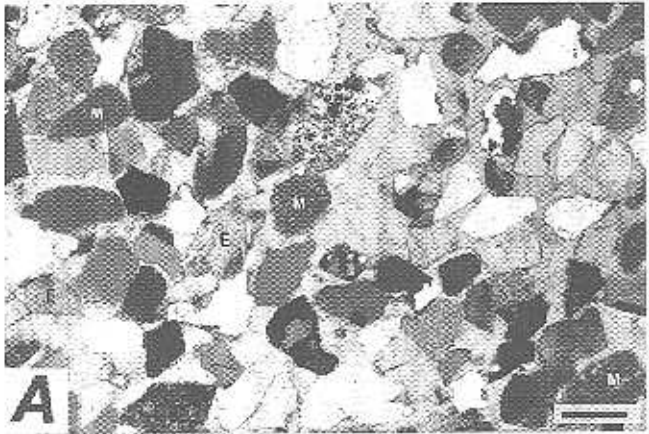
tales engloban a los granos y a los cementos de dolomita, cerrando completamente la porosidad primaria (Fig. 9A-D). Muy frecuentemente el yeso corroe al cemento dolomítico y reemplaza parcial o totalmente a granos micríticos, tanto extracuencales como intracuencales (Fig. 9D). La morfología de los cristales de yeso está directamente controlada por heterogeneidades en la permeabilidad de los cuerpos arenosos, coincidiendo frecuentemente los límites cristalinos con barreras de flujo (por ejemplo, niveles de concentración de cantos blandos, Fig. 9B). No se han observado texturas desplazantes (Shearman, 1971), debido probablemente a que la precipitación del yeso se realiza en un medio lo suficientemente permeable como para permitir el crecimiento «libre» del cristal, englobando a clastos del esqueleto y cristales del cemento dolomítico. La presencia ocasional de granos detríticos de yeso en continuidad óptica con el cristal poiquilótópico, puede indicar un origen inicialmente sintaxial para estos cementos.

La generación de porosidad secundaria es el último proceso diagénético que ha afectado a estas areniscas. Cuando se produce puede llegar a representar el 10% del volumen total de la roca. Se manifiesta como porosidad intergranular y poros agrandados, producto de la disolución del cemento y reemplazamientos de yeso.

Fig. 9.—A: Aspecto general del esqueleto de la muestra 11 (ver Tabla I), donde se observan abundantes granos carbonáticos micríticos (M) y esparíticos (E). El cemento poiquilótópico de yeso cierra por completo el espacio intergranular. En la zona central se observa un espacio ocupado por cemento de yeso de tamaño similar al de los componentes del esqueleto. Puede corresponder a un clasto de yeso o al reemplazamiento de un grano carbonático por cemento de yeso. NC. Escala: 0.5 mm. B: Deformación de granos micríticos intracuencales generando pseudomatrix micrítica (flechas negras) en la zona de contacto entre dos cristales de cemento de yeso. Obsérvese además granos del esqueleto reemplazados por el cemento de yeso en el extremo superior izquierdo (R). La flecha blanca marca la polaridad. Muestra 7 (ver Tabla I). NC. Escala: 0.5 mm. C: Cristales esferoidales de cemento dolomítico formando envueltas continuas alrededor de los componentes del esqueleto. Obsérvese cómo la dolomita llega a reemplazar al clasto carbonático monocristalino (centro inferior). El cemento de yeso termina por ocluir el espacio intergranular. Muestra 2 (ver Tabla I). NC. Escala: 0.5 mm. D: Granos actualmente de yeso (Y) en continuidad óptica con el cemento poiquilótópico, originados probablemente por reemplazamientos de granos carbonáticos por el cemento de yeso. Muestra 6 (ver Tabla I). NC. Escala: 0.5 mm.

Fig. 9.—A: General view of sample 11 (see Table I) with abundant micritic (M) and sparitic (E) grains. Primary porosity is completely occluded by poikilitic gypsum cement. In the central zone gypsum fills an oversized pore. It could be a replacement of a carbonate or a gypsum grain. CP. Scale bar: 0.5 mm. B: Deformation of intrabasinal micritic grains generating micritic pseudomatrix (black arrows) in the contact zone between two gypsum crystals. Note framework grains replaced by gypsum in the upper left corner (R). White arrow means polarity. Sample 7 (see Table I). CP. Scale bar: 0.5 mm. C: Spheroidal dolomite cement as continuous coats. Note how dolomite replaces a monocrystalline carbonate grain (lower center). Finally, gypsum cement occludes intergranular pores. Sample 2 (see Table I). CP. Scale bar: 0.5 mm. D: Gypsum grains (Y) in optical continuity with the poikilitic gypsum cement, probably formed as replacements of carbonate grains by gypsum. Sample 6 (see Table I). CP. Scale bar: 0.5 mm.





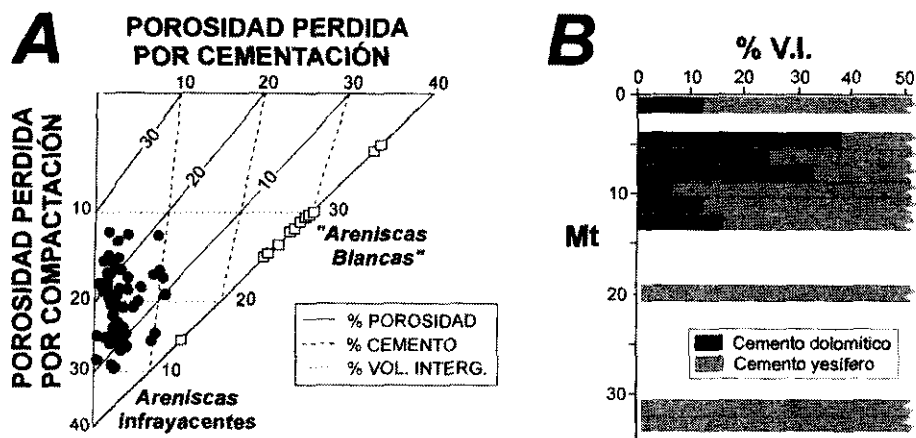


Fig. 10.—Aspectos diagenéticos de las «areniscas blancas». A: Efecto de la compactación y de la cementación en la pérdida de porosidad y volumen intergranular durante la diagénesis. B: Porcentaje de volumen intergranular (V.I.) ocupado por el cemento dolomítico y yesífero a lo largo del intervalo de «areniscas blancas». La escala vertical representa la distancia en metros al techo del intervalo analizado.

Fig. 10.—Diagenetic features of the «areniscas blancas». A: Effect of compaction and cementation in the loss of primary porosity and intergranular volume during diagenesis. B: Percentage of intergranular volume (V.I.) occupied by dolomite and gypsum cement in the «areniscas blancas». Vertical scale means meters from the top of the studied interval.

Por criterios texturales se puede atribuir el crecimiento de los cristales de dolomita y yeso a etapas diagenéticas muy tempranas, ya que la compactación se ve fuertemente inhibida por los procesos de cementación, manteniendo un volumen intergranular muy elevado (V.I. en Tabla I). Asumiendo un valor de la porosidad original del 40%, el índice de compactación (ICOMP de Lundegard, 1992) es de 0.35 (Fig. 10A). En niveles estratigráficos inferiores a los que aquí se analizan, la compactación reduce considerablemente la porosidad primaria sin llegar a cerrarla, debido a la ausencia de cementos tempranos bien desarrollados (ICOMP= 0.78, Fig. 10A). Estos procesos inhibidores de la compactación, relacionados con la precipitación sinsedimentaria de los cementos de dolomita y de yeso han sido descritos por otros autores en ambientes áridos (Schenk, 1990).

#### ORIGEN DE LOS CEMENTOS

El origen temprano de los cementos de dolomita y de yeso debe ligarse a procesos relacionados con la geoquímica de las aguas de los ambientes de sedimentación (etapa eodiagenética). Las relaciones espaciales que presenta el

cemento de dolomita con respecto a los clastos del esqueleto y al cemento de yeso, permiten considerarle la primera fase de cementación. Sus texturas en envueltas continuas microcristalinas alrededor de los clastos, así como su sistemática aparición dentro de los cuerpos arenosos, independientemente de su proximidad al techo de los mismos, hace pensar en un origen freático. Cementos semejantes han sido descritos por diversos autores (Perthuisot, 1975; Markert & Al-Shaieb, 1984; Burns & Matter, 1995, entre otros) asociados a ambientes áridos, y generalmente acompañados por otras fases minerales posteriores más salinas (yeso, anhidrita). En términos generales pueden ser considerados como calcretas freáticas incipientes (*groundwater calcretes* de Wright & Tucker, 1991). El origen freático de estos cementos requiere un sistema dinámico de flujo acuoso. Arakel & McConchie (1982) y Arakel (1986), entre otros, han descrito calcretas y dolocretas freáticas en depósitos de ríos efímeros en áreas endorreicas australianas. No obstante, la escasa conexión y aislamiento de los lóbulos de meandro (Fig. 6) dificulta la interpretación de la génesis del cemento de dolomita asociada a flujos acuosos freáticos posteriores al abandono del canal. La disposición del canal alrededor de los depósitos arenosos de la barra de meandro facilitaría el flujo de agua dulce a través de los mismos durante la actividad del canal. La presencia de minerales evaporíticos (yeso, paligorsquita y dolomita —Arribas, Doval & Díaz Molina, 1995) en los depósitos de llanura arcillosa, asociada a los ambientes lacustres, denota la existencia de aguas freáticas salinas (Fig. 11A). Con el encajamiento posterior de los canales meandriformes sobre la llanura, se establece una gran diferenciación geoquímica entre las aguas freáticas asociadas a las llanuras de los *playa-lakes* y las aguas aportadas por los canales activos (Fig. 11B y C). Watts (1980) señala que la zona de mezcla entre dos tipos de aguas como estas podría representar un modelo continental alternativo de dolomitización, equivalente al modelo de Dorag en ambientes marinos (Badiozamani, 1973). Recientemente, Colson & Cojan (1996) han propuesto un modelo continental de generación de dolocretas («halodolocretas») basado en la mezcla de aguas salinas lacustres con aguas freáticas dulces. Un origen equivalente para los cementos de dolomita analizados explicaría, entre otros aspectos, las texturas de la dolomita: esparítica, anubarrada, en ocasiones esferoidal y reemplazante hacia los granos calcáreos (Fig. 9C) (Sibley & Gregg, 1987; Colson & Cojan, 1996). La acreción lateral de las barras de meandro provocaría también la migración de la zona de mezcla de aguas, con el consiguiente desplazamiento del frente de dolomitización (Fig. 11B y C). La fuente del magnesio puede relacionarse con la composición del área fuente (importante incremento de clastos de dolomita hacia el techo de esta unidad, ver Tabla I) y con el progresivo incremento en la relación  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  de las aguas freáticas mediante la génesis de calcretas pedogenéticas (Daams *et al.*, 1996), y la formación de yeso desplazante en las llanuras arcillosas.

Por lo que respecta al cemento poiquilotópico de yeso, su génesis se rela-

ción con procesos de evaporación en sedimentos saturados de agua (Crawford & Dunham, 1982; Dronkert, 1985; Wilson & Stanton, 1994). Su precipitación en los cuerpos arenosos se produciría en ambiente freático, en etapas posteriores al abandono del canal, y por lo tanto asociada a una mayor concentración salina, propia de la llanura arcillosa salina (Fig. 11D). Es decir, su formación es contemporánea con la precipitación de cristales lenticulares de yeso en los sedimentos arcillosos adyacentes.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La asociación de depósitos de ríos meandriiformes y de llanura arcillosa salina que se observa en el valle del río Mayor al N de la localidad de Huete, puede explicarse como el resultado de fluctuaciones del nivel de base, que producen la expansión de los ambientes lacustres y la incisión de los canales sobre las llanuras salinas, condicionando la diagénesis temprana de los depósitos arenosos.

La mitad norte de la cuenca de Loranca sufrió cambios importantes por deformación tectónica sinsedimentaria durante el Oligoceno superior y el Ageniense afectando al nivel de base de los sistemas fluviales. En el límite entre el Arverniense y el Ageniense, el acortamiento tectónico del área de conexión entre las cuencas de Madrid y de Loranca produjo el endorreísmo de esta última (Díaz Molina *et al.*, 1989; Gómez *et al.*, 1996).

Si bien el endorreísmo se mantiene durante el Ageniense, su implantación pudo haber sido gradual, con etapas alternantes de conexión y no conexión con la cuenca de Madrid. Algunos aspectos sedimentológicos apuntan la posibilidad de que el nivel de base de los canales del intervalo de «areniscas blancas» haya coincidido con el de los canales de la unidad infrayacente (en la cuenca de Madrid). En ambos casos son meandriiformes y las estimaciones paleohidromorfológicas indican que ambas poblaciones son muy semejantes, sin detectarse cambios en el gradiente.

Si las condiciones hubiesen sido permanentemente endorreicas, las oscilaciones del nivel de base también podrían haber estado controladas por cambios climáticos. Sin embargo, el único modelo de evolución paleoclimática durante el Ageniense, deducido a partir de criterios paleontológicos (Daams *et al.*, 1996), sólo detecta tendencias generales y abarca un intervalo temporal más amplio que el correspondiente a una sola alternancia de depósitos de *playa-lake* y fluviales.

Composicionalmente, los cuerpos arenosos son sublitoarenitas-litoarenitas (sedarenitas), constituidas principalmente por fragmentos carbonáticos (calcíticos y dolomíticos), y poblaciones muy diversas de cuarzo que denotan un claro carácter reciclado. En sentido vertical se observa una evolución de la composición, con un incremento progresivo en el porcentaje de componentes

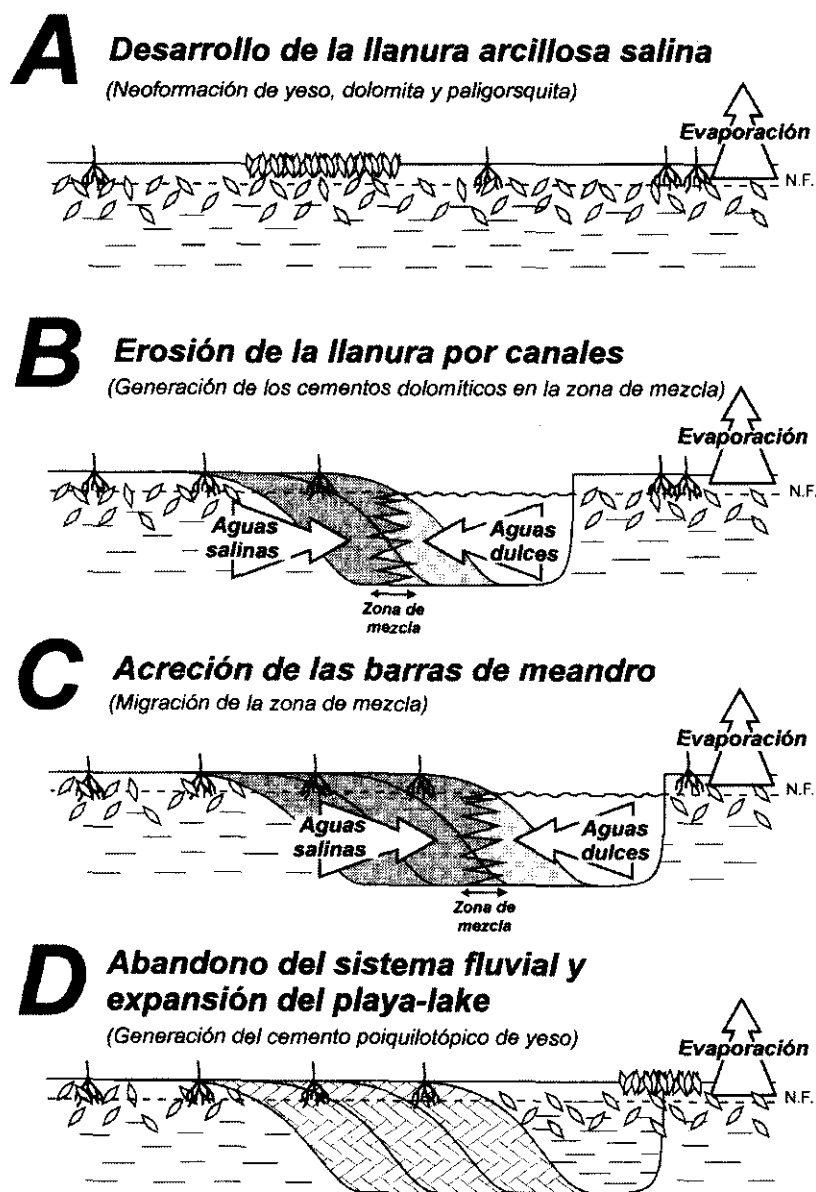


Fig. 11.—Etapas evolutivas de la sedimentación de los depósitos de ríos meandriformes asociados a ambientes de *playa-lake* y su relación con la generación de los cementos dolomítico y yesífero.

Fig. 11.—Proposal of evolutive stages during sedimentation and early diagenesis (dolomite and gypsum cement generation).

dolomíticos extracuencales. Estos depósitos se encuentran afectados por una diagénesis temprana muy intensa, con precipitación de cementos de dolomita y de yeso que inhiben parcialmente los procesos de compactación, manteniendo un elevado volumen intergranular. El estudio integrado de las facies y de la diagénesis de los depósitos arenosos de los lóbulos de meandro ha permitido elaborar un modelo donde se relaciona el origen de los cementos con la evolución de la sedimentación.

Los caracteres texturales del cemento dolomítico indican que éste corresponde a un primer estadio de cementación freática (doloretas freáticas incipientes). La escasa conexión de los cuerpos de arena, donde pudieran fluir las aguas freáticas en etapas tempranas de enterramiento, hace que el origen de este cemento se relacione con la etapa de incisión fluvial sobre la llanura salina y desarrollo de las propias barras de meandro, como producto de un proceso de mezcla de aguas freáticas (salinas de la llanura arcillosa y dulces de los canales). El crecimiento del cemento de yeso, se relaciona con procesos de cementación por debajo del nivel freático en etapas posteriores al abandono del sistema fluvial y durante el desarrollo de una nueva llanura salina. Esta ciclicidad en los tipos de cementación se correspondería con los sucesivos ciclos de oscilación del nivel de base.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los doctores C.J. Dabrio y J.A. de la Peña su cuidadosa y crítica revisión del manuscrito. Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto PB93-0178.

## BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ SIERRA, M. A., DAAMS, R. y PELÁEZ-CAMPOMANES, P. (1994), «Synthesis of Late Oligocene/Early Miocene micromammal faunas of the Loranca Basin (Province of Cuenca, Spain)», *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, Madrid, ed. Departamento y U.E.I. de Paleontología (UCM-CSIC) y Sociedad Española de Paleontología, 21-23.
- ARAKEL, A. V. (1986), «Evolution of calcrete in palaeodrainages of the Lake Napperby area, Central Australia», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, 283-303.
- y McCONCHIE, D. (1982), «Classification and genesis of calcrete and gypsite lithofacies in paleodrainage systems of inland Australia and their relationship to carnolite mineralization», *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1149-1170.
- ARRIBAS, J., BUSTILLO, A. y DÍAZ MOLINA, M. (1991), «Chert in bioturbated sediments of sabkha paleoenvironment», VI Flint International Symposium, *Abstractbook*, Madrid, 29-33.
- ARRIBAS, J. y DÍAZ MOLINA, M. (1996), «Saline deposits associated with fluvial fans,

- Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, Central Spain», en *Tertiary basins of Spain*, ed. P. Friend y C. J. Dabrio, Cambridge University Press, 300-304.
- ARRIBAS, M. E., DOVAL, M. y DÍAZ MOLINA, M. (1995), «Petrological and mineralogical characterization of lutitic deposits in a fluvial dominated depositional system. Upper Oligocene-Lower Miocene, Loranca Basin (central Spain)», *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(3), 149-160.
- BADIOZAMANI, K. (1973), «The Dorag dolomitisation model: application to the Middle Ordovician of Wisconsin», *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 965-985.
- BAGNOLD, R. A. (1960), «Some Aspects of the Shape of River Meanders», *Geological Survey Professional Paper*, 282-E, 132-144.
- BURNS, S. J. y MATTER, A. (1995), «Geochemistry of carbonate cements in surficial alluvial conglomerates and their paleoclimatic implications, Sultanate of Oman», *Journal of Sedimentary Petrology*, A65, 170-177.
- COLSON, J. y COJAN, I. (1996), «Groundwater dolocretes in a lake-marginal environment: an alternative model for dolocrete formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France)», *Sedimentology*, 43, 175-188.
- CRAWFORD, G. A. y DUNHAM, J. B. (1982), «Evaporite sedimentation in the Permian Yates Formation, Central Basin Platform, Andrews County, West Texas», en *Depositional and diagenetic spectra of evaporites. A core workshop*, ed. C. R. Handford, R. G. Loucks and G. R. Davies, SEPM Core Workshop, 3, 238-276.
- DAAMS, R., ÁLVAREZ SIERRA, M. A., VAN DER MEULEN A. J. y PELÁEZ-CAMPOMANES, P. (1996), «Paleoecology and paleoclimatology of micromammal faunas from Upper Oligocene-Lower Miocene sediments in the Loranca Basin, Province of Cuenca, Spain», en *Tertiary basins of Spain*, ed. P. Friend and C. J. Dabrio, Cambridge University Press, 295-299.
- DAAMS, R., DÍAZ MOLINA, M. y MÁS, R. (1996), «Uncertainties in the stratigraphic analysis of fluvial deposits from the Loranca Basin, central Spain», *Sedimentary Geology*, 102, 187-209.
- DAVIES, D. K. (1966), «Sedimentary structures and subfacies of a Mississippi River point bar», *Journal of Geology*, 74, 234-239.
- DÍAZ MOLINA, M. (1979), «Características sedimentológicas de los paleocanales de la Unidad Detrítica Superior al N. de Huete (Cuenca)», *Estudios Geológicos*, 35, 241-251.
- (1993), «Geometry and lateral accretion patterns in meander loops: examples from the Upper Oligocene-Lower Miocene, Loranca Basin, Spain», en *Alluvial Sedimentation. I.A.S.*, Special Publication, 17, 115-131.
- ARIBAS MOCOROA, J. y BUSTILLO REVUELTA, A. (1989), «The Tórtola and Villalba de la Sierra fluvial fans: Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, Central Spain», *4th International Conference on Fluvial Sedimentology*, Barcelona-Sitges, Spain, Field Trip 7, 74p.
- ARIBAS J., GÓMEZ, J. J. y TORTOSA, A. (1995), «Geological modelling of a reservoir analogue: Cenozoic meander belts, Loranca Basin, Spain», *Petroleum Geoscience*, 1, 43-48.
- BUSTILLO REVUELTA, A., CAPOTE, R. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1985), «Wet fluvial fans of the Loranca Basin (central Spain). Channel models and distal bioturbated gypsum with chert», *Excursion Guide-Book I.A.S.*, 6th European Meeting, Lérida, Spain, 149-185.

- y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1979), «El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y paleogeografía», *Estudios Geológicos*, 35, 149-167.
- y TORTOSA, A. (1996), «Wet fluvial fans of Loranca Basin, Upper Oligocene-Lower Miocene, Central Spain», en *Tertiary basins of Spain*, ed. P. Friend and C. J. Dabrio, Cambridge University Press, 300-307.
- DRONKERT, H. (1985), «Evaporite models and sedimentology of Messinian and recent evaporites», *Gua Papers of Geology*, Series 1, 24, 283p.
- EL-SAYED, M. I., FAIRCHILD, I. J. y SPIRO, B. (1991), «Kuwaiti dolomite: petrology, geochemistry and groundwater origin», *Sedimentary Geology*, 73, 59-75.
- ETHERIDGE, F. G. y SCHUMM, S. A. (1978), «Reconstructing paleochannel morphologic and flow characteristics: methodology, limitations and assessment», en *Fluvial Sedimentology*, ed. A. D. Miall, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 703-722.
- GÓMEZ, J. J., DÍAZ MOLINA, M. y LENDÍNEZ, A. (1996), «Tectono-sedimentary analysis of the Loranca Basin (Upper Oligocene-Miocene, Central Spain): a "non sequenced" foreland basin», en *Tertiary basins of Spain*, ed. P. Friend y C. J. Dabrio. Cambridge University Press: 285-294.
- KRYSTINIK, L. F. (1990), «Early diagenesis in continental eolian deposits», en *Modern and ancient eolian deposits: Petroleum exploration and production S.E.P.M. Rocky Mountain Section*, ed. S. G. Fryberger, L. F. Krystinik y C. J. Schenk, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 8-1-8-11.
- LEEDER, M. R. y BRIDGE, P. H. (1975), «Flow separation in meander bends», *Nature*, 253, 338-339.
- LEOPOLD, L. B., BAGNOLD, R. A., WOLMAN, M. G. y BRUSCH, Jr., M. B. (1960), «Flow resistance in sinuous or irregular channels», en *Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers*, Geological Survey Professional Paper, 282-D, 109-134.
- LUNDEGARD, P. D. (1992), «Sandstone porosity loss — A "big picture" view of the importance of compaction», *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 250-260.
- MARKET, J. C. y AL-SHAIEB, Z. (1984), «Diagenesis and evolution of secondary porosity in Upper Minnelusa Sandstones, Powder River Basin, Wyoming», en *Clastic Diagenesis*, ed. D. A. McDonald y R. C. Surdam, A.A.P.G., Memoir, 37, 367-391.
- NANSON, G. C. (1980), «Point bar and flood plain formation of the meandering Beaton River, northeastern British Columbia», Canada, *Sedimentology*, 27, 3-30.
- PERTHUISOT, J. P. (1975), «La sebkha el Melah de Zarzis: genèse et évolution d'un bassin salin paraliq», *Thèse Ecole Normale Supérieure*, v. 9, 252p.
- ROSEN, M. R. y WARREN, J. K. (1990), «The origin and significance of groundwater-seepage gypsum from Bristol Dry Lake, California, USA», *Sedimentology*, 37, 983-996.
- SCHENK, C. J. (1990), «Early diagenesis in Holocene coastal eolian sands, Guerrero Negro, Baja California, México», en *Modern and ancient eolian deposits: Petroleum exploration and production. I.A.S. Rocky Mountain Section*, ed. S.G. Fryberger, L.F. Krystinik y C. J. Schenk, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 9-1- 9-10.
- SIBLEY, D. F. y GREGG, J. M. (1987), «Classification of dolomite rock textures», *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 967-975.
- SHEARMAN, D. J. (1971), «Marine evaporites: The calcium sulfate facies», *A.A.P.G. Seminar*, Univ. of Calgary, Canada, 65p.
- SMITH, D. S. y PÉREZ-ARLUCEA, M. (1994), «Fine-grained splay deposition in the avul-



- sion belt of the Lower Saskatchewan River, Canada», *Journal of Sedimentary Research*, B64, 159-168.
- TAYLOR, G., CROOK, K. A. W. y WOODYER, K. D. (1971), «Upstream-dipping foreset cross-stratification: origin and implications for paleoslope analysis», *Journal of Geology*, 74, 234-239.
- WARREN, J. K. (1982), «The hydrologic setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia», *Sedimentology*, 29, 609-637.
- WATTS, N. L. (1980), «Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis», *Sedimentology*, 27, 661-686.
- WILSON, M. D. y STANTON, P. T. (1994), «Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement», in *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*, S.E.P.M., Short Course, núm. 30, cap. 5, 59-118.
- WRIGHT, V. P. y TUCKER, M. E. (1991), «Calcretes: An introduction», I.A.S.; reed. Series, 2, 1-22.

*Recibido: 15-4-1996.*

*Aceptado: 7-6-1996.*