

ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DE LAS FACIES CONTINENTALES DEL CRETACICO INFERIOR EN EL BORDE MERIDIONAL DE LA CUENCA DE LOS CAMEROS

P. Clemente * y A. Alonso **

RESUMEN

En este trabajo se ha realizado un estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales de naturaleza continental y edad Cretácico Inferior, que aparecen en el borde meridional de la Cuenca de Los Cameros, en la provincia de Soria, en un sector situado entre la ciudad de Soria y la localidad de Muriel Viejo.

Se han establecido tres secuencias deposicionales, que se corresponden con tres unidades con rango de Formación. A su vez, dentro de una de ellas se ha diferenciado una unidad con rango de Miembro.

El estudio sedimentológico ha revelado que estos materiales se originaron en ambientes continentales, concretamente y de base a techo, en ambientes fluvio-lacustres, en sistemas fluviales con carga arenosa y con drenaje E-O y en abanicos aluviales que provienen de áreas fuente situadas en el SO.

Las secuencias sedimentarias resultantes son complejas y se pueden diferenciar dentro de ellas ciclos sedimentarios. Sus tendencias generales son, granocreciente en la SD2 y granodecreciente en las SD1 y SD3. En todos los casos, su origen estaría relacionado con el funcionamiento de fracturas importantes, como la Falla de San Leonardo y la Falla de Las Cuevas de Soria, siendo estos accidentes los que delimitaban la cuenca en este período.

Palabras clave: *Facies continentales, Cretácico inferior, Cuenca de los Cameros, análisis secuencial.*

ABSTRACT

The stratigraphy of the lower Cretaceous and the sedimentology of the lithostratigraphic units are studied in the southern margin of the Los Cameros Basin, province of Soria, Spain.

Three depositional sequences have been established, corresponding to three Formations. In the upper one, a Member has been differentiated.

The sedimentological study has revealed that the sediments were formed in continental environments, fluvio-lacustrine in the basal formation, sandy fluvial systems whose proximal areas were situated towards the east in the intermediate one, and alluvial fans for the younger unit.

The resulting sedimentary sequences are complex, as several sedimentary cycles can be differentiated into them. The tendency is coarsening in the SD2 and fining in the SD1 and SD3, always due to the movement of important faults (S. Leonardo and Las Cuevas de Soria) that constituted the margin of the basin.

Key words: *Continental facies, Lower Cretaceous, Cameros Basin, depositional sequences.*

* Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. Facultad de Geología. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

** Departamento de Estratigrafía. Facultad de Geología. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

Introducción y antecedentes

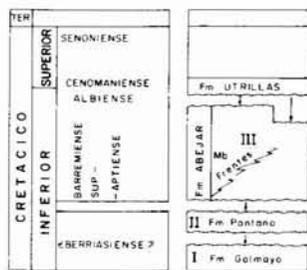
El área de estudio se encuentra en el borde meridional de la Cuenca de Los Cameros, abarca las estribaciones orientales de la Sierra de Cabrejas y norte de la de San Marcos, un sector comprendido entre la ciudad de Soria y el pueblo de Muriel Viejo, y tiene como límite norte el Pantano de la Cuerda del Pozo y el río Duero (fig. 1).

Los materiales objeto de este trabajo aparecen en facies continentales y pertenecen al Cretácico Inferior, se caracterizan por tener mucha potencia de sedimentos, elevada tasa de sedimentación, facies muy recurrentes, presencia de reactivaciones internas que dan lugar a «discontinuidades internas», y por ser unidades que han sido originadas en ambientes sedimentarios que evolucionan rápidamente en el tiempo, estando esto representado por variaciones en la vertical dentro de cada unidad.

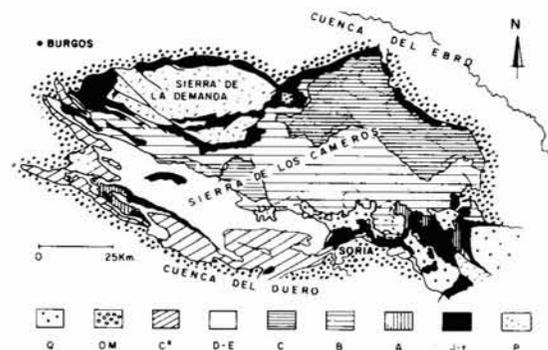
Constituyen tres secuencias deposicionales de carácter continental. Una discordancia las separa, en su techo, de las arenas en facies Utrillas que constituyen la base del Megaciclo superior del Cretácico (fig. 1.A).

Los primeros datos sobre estos materiales son de Palacios (1882) (1890) y de Palacios y Sánchez Lozano (1885) quienes consideraron la existencia de una secuencia continental independiente, el Urgo-Aptiense, discordante entre el Weald, que rellena la mayor parte de la Cuenca de Los Cameros y las arenas en facies Utrillas. En este sentido la describen y diferencian, y consideran que sólo está presente en el sector occidental.

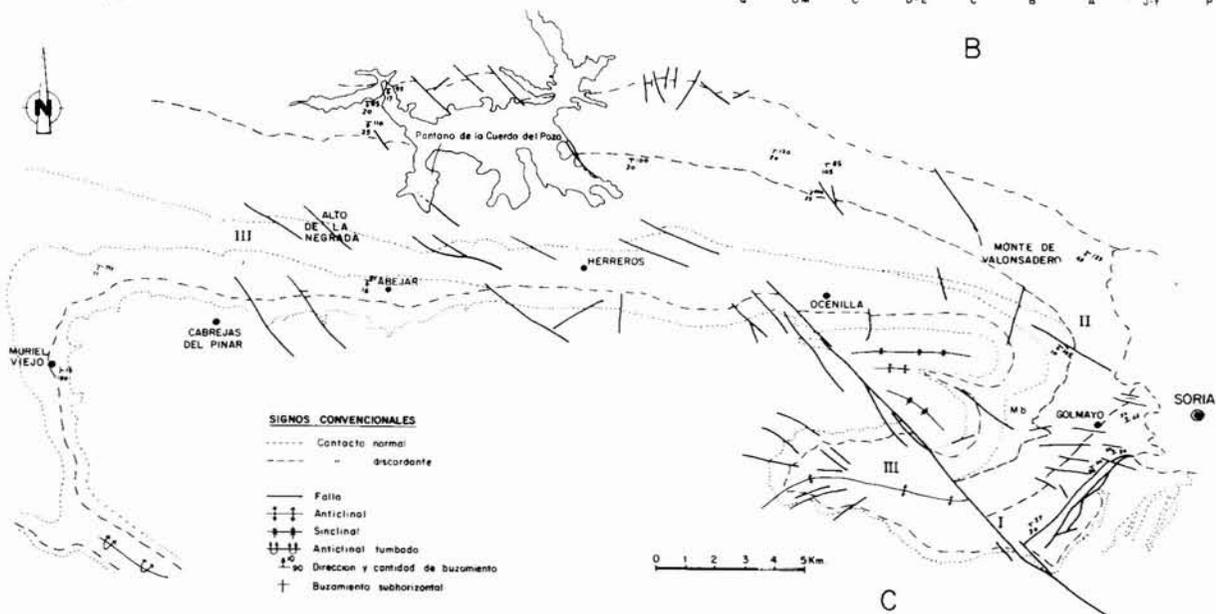
Los alemanes Beuther (1966) y Tischer (1966), consideran en cambio que todos los materiales pertenecen al mismo megaciclo (Weald) que el resto de la cuenca. Así, de los cinco grupos que establecen para los materiales continentales de la Cuenca de Los



A



B



C

Fig. 1.—Localización. A) Esquema estratigráfico. B) Mapa geológico de la Cuenca de los Cameros según Salomon (1982). P-Paleozoico. J-T-Jurásico-Triásico. A, B, C,-Megaciclo 1. D-E-Grupo Salas-Utrillas. Cs-Cretácico Superior. Om-Oligoceno-Mioceno. Q-Cuaternario. C) Mapa geológico del área estudiada. I, II y III, ver esquema estratigráfico.

Cameros: Tera (siliciclástico), Oncala (carbonático), Urbión (siliciclástico), Enciso (mixto) y Oliven (siliciclástico), los materiales que se estudian en este trabajo pertenecerían según Beuther (1966) a los Grupos Tera, Oncala y Urbión.

En un trabajo posterior, Brenner y Wiedman (1975), consideran la posibilidad de que los grupos de Beuther y Tischer (1966) no sean equivalentes y comparables entre sí.

El mapa realizado por el IGME, a escala 1:200.000, n.º 31, Soria, y los mapas a escala 1:50.000; San Leonardo de Yagüe (348) y Cabrejas del Pinar (349), recogen básicamente las ideas de los alemanes Beuther y Tischer utilizando las divisiones estratigráficas establecidas por ellos.

En 1982, Salomon retoma la idea primitiva de la existencia de un ciclo distinto, estableciendo una nueva estratigrafía con 3 megaciclos de sedimentación:

1. Weald o Purbeck-Weald.
2. Urgo-Aptiense, que denomina ciclo IV o Grupo Salas.
3. Megaciclo superior del Cretácico, cuya base es la Formación Utrillas.

En el segundo megaciclo incluye todos los materiales que son el objeto de estudio de este trabajo. Este megaciclo no ha sido estudiado de forma exhaustiva por este autor, aunque deja constancia de su aparición y hace una descripción general de los materiales que lo componen. Hace también referencia a la dificultad que supone diferenciar en algunos puntos estos materiales de la Formación Utrillas suprayacente.

El trabajo de Meléndez (1978) es, en cambio, un estudio de detalle de estos materiales en el sector de Picofrentes, estableciendo la existencia de 5 unidades, 2 inferiores, A y B, una de transición, C, y unas superiores D y E. Las tres primeras las atribuye a Weald o Purbeck-Weald y las considera equivalentes a parte de los grupos Tera, Oncala y Urbión de Beuther (1966) y las dos últimas considera que estarían incluidas en las facies Utrillas formando dos ciclos distintos. Para dicha autora, una falla de dirección NO-SE, habría sido la responsable de la no sedimentación de las unidades A y B en el área de las Fraguas.

En este sentido, el trabajo de Morillo Velarde y Meléndez Hevia (1972), sobre la falla de San Leonardo, es también de gran interés, pues la consideran como un dispositivo paleogeográfico importante, que constituiría uno de los límites de la cuenca. Esta falla habría comenzado a funcionar en el Dogger, condicionando la sedimentación durante el Cretácico inferior. Estos autores señalan también la existencia en esta zona de la discordancia Neokimérica, en

la base de unos materiales que atribuyen al Grupo Urbión de Beuther (1966), y la discordancia Austríca separando dichos materiales de las arenas en facies Utrillas.

Descripción de las unidades litoestratigráficas

Como se ha podido ver en el capítulo de antecedentes, existe todavía una gran confusión en cuanto a la estratigrafía de los materiales que se estudian en este sector de la Cuenca de Los Cameros, confusión que es en cierto modo lógica, dadas las dificultades que se presentan para su estudio, gran recurrencia de facies, falta de datos fiables para dataciones, existencia de numerosas discontinuidades internas en los materiales debido a una tectónica activa durante la sedimentación, etc.

Por ello, los trabajos previos en la zona han sido en general muy imprecisos respecto a las descripciones litológicas, incluso llegando a considerar una sola unidad (Salomon, 1982), la potente serie que, como se ha podido comprobar en este trabajo, incluye varias unidades litoestratigráficas, e incluso varias secuencias deposicionales diferentes. Por ello, ha sido necesario establecer la estratigrafía detallada como paso previo imprescindible. Se han diferenciado tres unidades con rango de Formación, además, la complejidad litológica de una de ellas ha obligado a diferenciar un Miembro. En la figura 1.A, se representa el cuadro de relaciones espaciales y temporales de dichas unidades y en la figura 2 se han representado esquemáticamente las columnas levantadas y su correlación.

En la descripción de las unidades se establece su equivalencia con las unidades definidas en los trabajos precedentes (fig. 3). Asimismo, se discuten, dentro de lo posible, las edades de los materiales, teniendo en cuenta los factores estratigráficos y cartográficos y los escasos datos paleontológicos que existen por el momento.

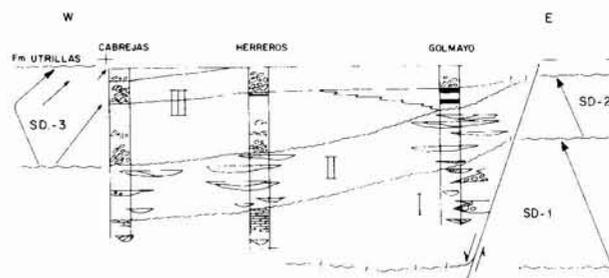


Fig. 2.—Esquema de correlación litoestratigráfica. SD-1, SD-2 y SD-3 son las secuencias de depósito diferenciadas. Las flechas indican la tendencia; progradante (-) y retrogradante (+). I, II y III. Ver Fig. 1.A.

BRENNER, 1976	BEUTHER, 1966 TISCHER, 1966		GUIRAUD Y SEGURET, 1985	SALOMON, 1982	ESTE TRABAJO		
					U.L. Formaciones	U.C.	Secuencias
FORMACION UTRILLAS							
				IV	BARREMIENSE, APTIENSE (Grupo Salas)		
APTIENSE	OLIVAN	Formaciones OLIVAN	III _B	III	VALANGINIENSE INFERIOR	ABEJAR	BARREMIENSE - APTIENSE
BARREMIENSE			ENCISO				
HAUTERIVIENSE	ENCISO	URBION					
VALANGINIENSE	URBION	VALDEMADERA YANGUAS					
BERRIASIENSE	ONCALA	VALDEPRADO	II _D	II	BERRIASIENSE SUPERIOR	PANTANO DE LA CUERDA DEL POZO	BERRIASIENSE ?
		AGUILAR	II _C				
		HUERTELES	II _B				
KIMMERIDGIENSE	TERA	MATUTE	II _B	II	BERRIASIENSE INFERIOR	GOLMAYO	BERRIASIENSE ?
		MAGAÑA	II _A				
		TERA	I	I	KIMMERIDGIENSE		
TODA LA CUENCA		ZONA ORIENTAL		TODA LA CUENCA		ZONA MERIDIONAL	

Fig. 3.—Equivalencias entre las distintas unidades según los diversos autores. U.L.: unidades litoestratigráficas, U.C.: unidades cronoestratigráficas.

Unidad I: Fm. Areniscas, arcillas y calizas de Golmayo

Esta unidad, definida informalmente con el rango de Formación (ya que no tiene base), es equivalente a la unidad A de Meléndez (1978). Es una unidad compleja y heterogénea que aparece en la zona suroccidental (fig. 1.C), formada por unos 700 m de areniscas, arcillas, calizas y margas, y de manera subordinada y hacia techo, conglomerados silíceos y calcáreos.

Las areniscas aparecen en cuerpos de base curva y erosiva, con «lag» de cantos y restos vegetales, y de techo plano. La potencia de cada cuerpo es de unos 6 m, siendo su amplitud del orden de 100 m. Presentan estratificación cruzada de surco de escala media y otras estructuras de menor escala.

Las calizas son de color oscuro, bastante arenosas, contienen flora y fauna de agua dulce o salobre y se presentan en cuerpos de escaso espesor, lateralmente discontinuos. Las microfácies más frecuentes varían desde calcilitas con ostrácodos a intramicritas y biosparitas con ostrácodos y carófitas. Las calizas normalmente están asociadas a margas laminadas o con aspecto noduloso lajeado que contienen carófitas, también contienen ostrácodos, gasterópodos, moluscos de agua dulce, restos de peces y polen. Las areniscas, calizas y margas se encuentran intercaladas entre depósitos lutíticos, los cuales representan más del 60 % de los materiales que forman la unidad.

La edad de esta formación es muy problemática ya que los datos que se poseen hasta ahora son contradictorios; durante la realización de este trabajo se han separado oogonios de carófitas que, según Martín i Closes (com. pers.), corresponden a una asociación datada tentativamente como Hauteriviense. Se trata de formas primitivas de *Atopchara trivolis triquetra* y *Nodosoclavator adnatus*. Por otra parte, se pueden considerar los siguientes hechos objetivos: cartográficamente (fig. 1.C), se encuentra aislada, cubierta por el Terciario en su parte septentrional y oriental, y en contacto por falla, en la zona meridional, con las calizas del Cretácico superior de la Sierra de San Marcos. Estratigráficamente, (fig. 1.A), su base se desconoce debido a la falla ya mencionada y sobre su techo se apoya la Formación Pantano de la Cuerda del Pozo. Teniendo en cuenta el cuadro estratigráfico regional establecido por autores previos en la Cuenca de Los Cameros (Brenner, 1976; Beuther, 1966; Tischer, 1966; Salomon, 1982; Guiraud

y Seguret, 1985) se puede correlacionar perfectamente la Fm. Pantano con el Ciclotema II (Fms. de Huérteles, Aguilar y Valdeprado) de Guiraud y Seguret (opus cit.), equivalente a la parte superior del Grupo Oncala de Beuther y Tischer (opus cit.). Ambos se consideran de edad Berriasiense (fig. 3). Así, teniendo en cuenta la posición estratigráfica de la Fm. Golmayo y sus características litológicas y sedimentológicas, habría que considerarla equivalente al Ciclotema I de Guiraud y Seguret (opus cit. Fms. de Tera, Magaña y Matute), que incluye al grupo Tera y a la base del Grupo Oncala de Beuther y Tischer (opus cit.).

En todo caso, su edad no podrá ser confirmada hasta que se contrasten los datos aportados por las carófitas con los que aporten los palinomorfos que, encontrados en el mismo lugar en que han aparecido las carófitas, están siendo estudiados actualmente por el Dr. Batten, de la Universidad de Aberdeen (Escocia).

Unidad II: Fm. Areniscas y arcillas del pantano de la Cuerda del Pozo

La Fm. Pantano de la Cuerda del Pozo es equivalente al Ciclotema II (Fms. Huérteles, Aguilar y Valdeprado) de Guiraud y Seguret (1985), a la parte superior del Grupo Oncala de Beuther, (1966) y Tischer (1966), a la Unidad B de Meléndez (1978), y constituye en la zona norte la base de lo que Salomon (1982) llama Grupo Salas (fig. 3).

Se apoya en la zona norte sobre las calizas lacustres de la Sierra de Matute (Guiraud y Seguret, 1985), discordante y sobre una superficie carstificada y con paleosuelos. En la zona suroccidental se apoya sobre la Fm. Golmayo. Su techo está también limitado por una discordancia que la separa de la Fm. Abejar.

La edad de la Fm. Pantano es asimismo problemática, de hecho, todos los esfuerzos realizados hasta el momento para la obtención de elementos fósiles susceptibles de ser datados, han sido vanos. Sobrepassando bastante los límites de la zona de estudio, se ha podido ver que, cartográficamente, esta unidad es equivalente lateral de lo que Guiraud y Seguret (1985) denominaron Ciclotema II. Estos materiales se consideran por los distintos autores de edad Berriasiense superior. Por ahora, ningún dato nuevo podemos aportar para confirmar o desmentir esta edad.



Fig. 4.—Techo de la Fm. Abejar en la localidad de Muriel Viejo. El techo de Abejar presenta una importante alteración (zona de colmenas).

La unidad está formada por 800 m de areniscas y arcillas. En la base aparecen intercalaciones conglomeráticas, la parte media está formada por cuerpos de areniscas de tamaño de grano medio-grueso, y hacia techo aumenta ese tamaño de grano. Los cuerpos tienen la base cóncava y el techo plano, presentan fundamentalmente estratificación cruzada planar y de surco y están intercalados entre arcillas rojas. La relación entre ambas litologías es del orden de 40/60, aumentando la densidad de los cuerpos arenosos ligeramente hacia techo. En toda la unidad se aprecian abundantes troncos ferruginizados y otros restos vegetales, huellas de bioturbación y costras ferruginosas.

Unidad III: Fm. Conglomerados y arenas de Abejar

La Fm. Abejar es equivalente a la parte superior de lo que Salomon (1982) definió como Grupo Salas, fue descrita como Grupo Urbión por Beuther (1966) y Tischer (1966) y se corresponde con las unidades C y D de Meléndez (1978). Está formada por unos 1.300 m (zona de máxima potencia) de conglomerados y gravas, arenas silíceas, limos y arcillas.

El contenido paleontológico es escaso, se reduce a restos vegetales, se han encontrado muestras conteniendo palinoflora que ha permitido datarla como «Barremiense-Aptiense, más probablemente Aptiense» (Batten, com. per.). Se puede por tanto considerar equivalente al ciclo Barremo-Aptiense descrito en las Cuencas Ibérica y Maestrazgo (Mas, 1981; Vilas *et al.*, 1983; Meléndez, 1983; Canerot, 1982), donde tiene siempre carácter marino o transicional.

Los materiales de esta misma edad más próximos con carácter marino se encuentran hacia el sureste, en el sector del Pto. de Biornia, en el límite de las provincias de Soria y Zaragoza, donde recientemente Alonso y Mas (1988), han identificado una unidad (C2) muy poco potente (50 m máx.) de margas y areniscas, con abundantes ostreoides y ostrácodos, que interpretan como los materiales del ciclo sedimentario Barremo-Aptiense más occidentales que se conservan, correspondientes a la ingresión marina de esta edad precedente del Tethys.

La Fm. Abejar constituye una potente serie de conglomerados y arenas, en la que se pueden diferenciar hasta tres ciclos sedimentarios con base conglomerática que pasan hacia el techo a arenas. A pesar de ello no se han separado en unidades distintas dada la homogeneidad litológica. Si se ha diferenciado un miembro, el Mb. Frentes, ya que sus variaciones de facies, lo hacían aconsejable. Esta unidad será descrita a continuación de la formación.

Los tres ciclos se han representado en la cartografía por medio de líneas discontinuas equivalentes a contactos concordantes. Re-

presentan la base de cada uno de los ciclos y se han dibujado porque su expresión cartográfica resulta sumamente útil a la hora de ver la erosión de los materiales de la Fm. Abejar previa a la sedimentación de la unidad suprayacente (Utrillas). De hecho, gracias a esta circunstancia, se ha podido demostrar el carácter discordante del ciclo suprayacente, ya que existe una recurrencia de facies tal, que a escala de afloramiento es imposible diferenciar la Fm. Utrillas de la Fm. Abejar excepto en contadas excepciones (Muriel Viejo).

Cada uno de los ciclos representa una secuencia sedimentaria con tendencia granodecreciente y cuyo techo está formado por alternancias rítmicas de arenas y limos con abundantes indicios de ferricretas y suelos.

La Fm. Abejar tiene un suave buzamiento hacia el sur y forma anticlinales y sinclinales muy laxos de eje E-O, se apoya discordante sobre la Fm. Pantano de la Cuerda del Pozo, que presenta en general buzamientos mayores; se puede ver fácilmente la existencia de una discordancia angular, siendo ésta mucho más marcada en la zona occidental, fuera del área de estudio, y atenuándose considerablemente hacia el sector de Soria.

Los conglomerados y gravas son de cantos de cuarzo, cuarcita y liditas de 20-25 cm de centil. Hay de dos tipos: en primer lugar, conglomerados con abundante matriz arenosa con estratificación cruzada en los que los cantos no están en contacto; en segundo lugar, conglomerados casi sin matriz, con texturas granosostenidas y abiertas, estando los cantos cubiertos por una pátina de hierro. Los conglomerados forman cuerpos de base plana y techo plano o convexo, con granoselección positiva, imbricaciones de cantos, estratificación horizontal y estratificación cruzada planar o de surco.

Las arenas son de color blanco y de tamaño de grano grueso, presentan estratificación cruzada de surco, laminación horizontal y de ripples, aparecen intercaladas entre los cuerpos conglomeráticos y constituyen la parte superior de cada uno de los ciclos. Los limos y arcillas son raros, se presentan a veces intercalados entre las arenas, y a techo de cada ciclo están asociados a costras ferruginosas. El techo de la unidad (Muriel Viejo), está formado por arcillas alteradas y costras ferruginosas (Fig. 4).

Unidad III.1: Mb. Areniscas y limos carbonosos de Frentes

Es equivalente en parte a la unidad C de Meléndez (1978). Esta unidad aparece únicamente en el sector suroriental y constituye un cambio lateral de facies de la parte inferior de la Fm. Abejar en el sector del Pico Frentes (fig. 1.A). Se apoya sobre la Fm. Pantano de la Cuerda del Pozo, el contacto se caracteriza por la presencia de niveles de alteración y costras ferruginosas. La unidad está formada por 170 m de areniscas, restos vegetales carbonosos y lutitas rojas.

Las areniscas son de tamaño medio a grueso, aparecen en cuerpos de base curva, erosiva y techo plano, con costras ferruginosas. Presentan estratificación cruzada planar de escala grande y media, las potencias son del orden de 0,5 m si bien algunos cuerpos alcanzan los 1,5-2 m.

Esta unidad se caracteriza por la existencia de lignitos (sin interés económico) formados por restos vegetales en niveles horizontales laminados, en alternancias rítmicas de areniscas de tamaño de grano fino y arcillas y limos negros. Estas alternancias alcanzan potencias de 4-5 m, siendo las capas de lignitos de escala decimétrica. Se observan además laminaciones de ripples, deformaciones sinsedimentarias y costras ferruginosas.

Análisis sedimentológico de las unidades

En este apartado se hace el estudio sedimentológico de las unidades diferenciadas, con el objeto de llegar a su interpretación ambiental. Para la descripción de las facies se ha seguido básicamente la no-

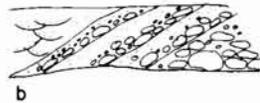
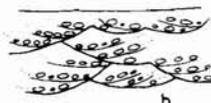
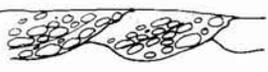
FACIES		DESCRIPCION	D	INTERPRETACION
S	Gm	 <p>a. Superposición de secuencias "fining upwards".</p>	H-0,6-2,5 m	a. Apilamiento de barras longitudinales.
		 <p>b. Base plana, techo plano o convexo. Secuencias "fining upwards" aisladas.</p>	H-0,2-0,6 m	b. Barras longitudinales unitarias originadas a partir de una lámina difusa de cantos.
		 <p>c. Textura granostenida. Imbricación.</p>		c. Depósitos residuales, "lag".
A	Gp	 <p>a. Estratificación cruzada planar. Granoselección dentro de cada "foreset".</p>	H-<2 m	a. Barras transversas originadas por la migración de su cara de avalancha.
		 <p>b. Imbricación. Estratificación cruzada planar en los conglomerados.</p>	H-<1 m	b. Modificaciones laterales de barras longitudinales.
E	Gt	 <p>a. Conglomerados de cantos de cuarzo, cuarzita y liditas. Textura granostenida. Estratificación cruzada de surco.</p>	H-0,3-0,5 m	a. Migración de dunas de cresta sinuosa. Alto régimen de flujo.
		 <p>b. Conglomerados y arenas. Base erosiva y curva, techo plano. Estratificación cruzada de surco. Granoselección positiva dentro de cada "foreset". Textura bimodal.</p>	H-0,3-2 m	b. Relleno de canales laterales. Alto régimen de flujo.
		 <p>d. Textura granostenida. Estratificación cruzada de surco.</p>		d. Relleno de canales someros en el techo de otras formas mas importantes.
L	Gtc	 <p>Conglomerados y arenas de grano grueso. Base curva, irregular y erosiva. Estratificación subparalela a la superficie basal.</p>	H-0,3-0,5 m	Estructuras de erosión y relleno rápido. "Scour and fill". Alto régimen de flujo.
O	Gtt	 <p>Conglomerados y arenas de grano grueso. Base curva, ondulada, erosiva. Textura bimodal. Granoselección positiva.</p>	H-0,3-0,5 m	"Transverse fill trough cross stratification. RAMOS Y SOPENA (1983). RAMOS et al. (1986). Alto régimen de flujo.
C	Con. m.	 <p>Conglomerados oncolíticos.</p>	H-0,1-1 m	Procesos tractivos en áreas marginales lacustres.

Fig. 5.—Facies conglomeráticas. D: dimensiones; H: altura.

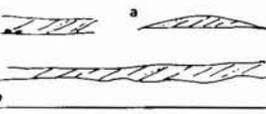
		FACIES	DESCRIPCION	D	INTERPRETACION
S A R E	Spc		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño de grano grueso-medio. Microconglomerados. Geometría tabular. Base y techo planos. Estratificación cruzada planar de gran escala. Superficies de reactivación interna. 	H. 1.5 - 2 m. L. 10 m.	<ul style="list-style-type: none"> Barras transversas complejas de gran escala.
	Stc		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño de grano medio-grueso. Microconglomerados. Base curva, erosiva. Estratificación cruzada de surco de gran escala, muy laxa. 	H. 1.5 - 2 m.	<ul style="list-style-type: none"> "Megaripples" de cresta discontinua.
	Sl		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño de grano grueso-medio. Geometría sigmoidal. "Foresets" tangenciales, "topsets" horizontales. 	H. 0.5 - 1 m. L. 5 m.	<ul style="list-style-type: none"> Barras compuestas.
	SPL		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño medio-grueso. Geometría tabular. Base plana erosiva. Techo plano o convexo. Estratificación horizontal. 	H. 0.5 m. L. 5 m.	<ul style="list-style-type: none"> Barras planas muy laxas.
	Se		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño medio-grueso. "Lag" de cantos en la base. Geometría lenticular. Estratificación cruzada de tipo "epsilon". 	H. 0.5 - 1 m. L. 3 m.	<ul style="list-style-type: none"> "Point bar".
	St		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño de grano medio. Estratificación cruzada de surco. 		<ul style="list-style-type: none"> "Megaripples" de cresta discontinua.
A R E O L I T I C A	Sp		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño de grano medio-grueso. Estratificación cruzada planar, de pequeña a media escala. a-Geometría lenticular, b-geometría tabular, gran continuidad lateral. 		<ul style="list-style-type: none"> a - "Megaripples" de cresta recta. b - Barras simples.
	Sh		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño de grano medio-grueso. Geometría tabular. Base plana erosiva. Techo convexo o plano. Estratificación horizontal. 	H. 0.5 m. L. 10 m.	<ul style="list-style-type: none"> Barras con estratificación horizontal (ALLEN 1983). Laminación paralela de alta energía.
	Sr		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño de grano fino a muy fino. Laminación de "ripples". Micaceas, a-lenticulas aisladas, b-mayor continuidad lateral. Bioturbación. 		<ul style="list-style-type: none"> Laminación de "ripples". Bajo régimen de flujo
	Fl		<ul style="list-style-type: none"> Areniscas de tamaño de grano fino a muy fino. Limos negros. Restos vegetales. Laminación horizontal y laminación de "ripples". 		<ul style="list-style-type: none"> Alternancia de procesos tractivos ("ripples") y procesos de decantación (limos y restos vegetales).
H E T E R O L I T I C A	Fm		<ul style="list-style-type: none"> Arcillas rojas. Nódulos y huellas de raíces. 		<ul style="list-style-type: none"> Decantación de lutitas. Procesos edáficos.
	C		<ul style="list-style-type: none"> Restos vegetales carbonosos con limos intercalados. Laminación horizontal. 		<ul style="list-style-type: none"> Decantación.

Fig. 6.—Facies arenosas y heterolíticas. D: dimensiones; H: altura; L: amplitud.

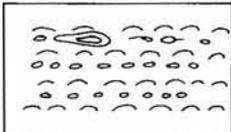
MICRO FACIES		DESCRIPCION	INTERPRETACION
MICRO FACIES CARBONATADAS be (P-G) bm - Ibm (W-P) Lc		<ul style="list-style-type: none"> . Bioesparitas . Carófitas 	Zonas marginales de lagos. Procesos tractivos Energía relativamente alta
		<ul style="list-style-type: none"> . Intrabiomicritas . Packstone - wackestone . Carófitas . Ostrácodos . Algas Rivulariáceas . Oncolitos . Cuarzo 	Zonas lacustres más internas Energía media a baja
		<ul style="list-style-type: none"> . Limolitas calcáreas . Niveles de ostrácodos 	Zonas más profundas de los lagos o charcas Energía baja. Decantación

Fig. 7.—Microfacies carbonáticas reconocidas en la Fm. Areniscas, arcillas y calizas de Golmayo.

menclatura de Miall (1977, 1978), algo modificada en los casos en los que se han identificado facies con características especiales, no contempladas en dicha nomenclatura estándar.

En las figuras 5, 6 y 7 se adjunta una descripción de las facies conglomeráticas, arenosas y heterolíticas y de las facies carbonáticas identificadas en las unidades, así como la nomenclatura que será utilizada en el texto.

Fm. Areniscas, arcillas y calizas de Golmayo

Las facies identificadas se agrupan en depósitos canalizados y depósitos no canalizados. Dentro de los primeros se han diferenciado cuatro tipos, teniendo en cuenta su composición litológica, su tipo de relleno y su escala. Dentro de los depósitos no canalizados, se han incluido todos aquellos que se han originado dentro de la llanura de inundación, se incluyen por tanto los depósitos que en mayor o menor grado están relacionados con los desbordamientos y los depósitos de origen lacustre.

Depósitos canalizados

Dentro de estos depósitos, el primer tipo comprende cuerpos formados por areniscas de tamaño de grano de medio a grueso, con potencias de 2 a 7 m. y amplitudes del orden de 80-100 m. La base es curva, erosiva, y sobre ella es frecuente encontrar niveles residuales («lags») de cantos y restos de troncos ferruginizados. También se aprecian marcas de arrastre de objetos («skip marks»), y costras ferruginosas. La estructura interna está formada por facies de tipo St, que disminuyen de escala hacia techo, donde se encuentran facies de tipo Sr y más raramente de tipo Sp de escala media. En algunos casos es reconocible la estratificación «épsilon» (Allen, 1963).

Estos cuerpos se encuentran intercalados entre margas lacustres o lutitas de la llanura de inundación (fig. 8). No se encuentran aislados, sino que forman parte de cordones arenosos más complejos y de mayor continuidad lateral, que en conjunto presentan geometría de acreción lateral. Dadas las características que presentan, sus tipos de facies y su geometría, se interpretan como canales de elevada sinuosidad, meandriformes, dentro de un sistema fluvio-lacustre.

En segundo lugar, y siguiendo en importancia en



Fig. 8.—Vista general de la Fm. Golmayo.

cuanto a frecuencia de aparición, se observan cuerpos de areniscas de pequeña escala, de 0,5 a 2 m de potencia y amplitudes máximas de 4 a 27 m, con facies de tipo St y Sr formando su estructura interna. Se encuentran intercalados entre materiales lutíticos, y muchas veces aparecen erosionando depósitos margoso-carbonáticos de origen lacustre. Se interpretan como canales de drenaje, de segundo orden, dentro de la llanura de inundación, interconectando los lagos o charcas entre sí y con canales fluviales, funcionando principalmente durante las inundaciones y desbordamientos.

En tercer lugar se han distinguido cuerpos conglomeráticos que aparecen intercalados entre los materiales lutíticos hacia la parte superior de la unidad. Estos cuerpos tienen la base curva y erosiva y su techo suele ser neto y plano. La potencia es del orden de 6 m y tienen poca continuidad lateral. Los cantos son de cuarzo, cuarcita y liditas, y las facies que aparecen son principalmente Gm, con intercalaciones de St y Sr. Se consideran originados por corrientes que transportan gravas como carga de fondo en canales someros que funcionan esporádicamente dentro del sistema fluvial.

Por último, se han considerado como depósitos canalizados unos cuerpos de 1,5 o 1 m, de potencia, lateralmente discontinuos, de conglomerados oncolíticos, cantos de caliza, cuarzo y cuarcita y con matriz arenoso-carbonática. La textura es grano-sostenida y el aspecto general caótico, si bien se observa una gradación hacia techo en el tamaño de los clastos, y cicatrices internas. Este tipo de canales aparecen principalmente en la parte inferior de la unidad.

Depósitos no canalizados

Dentro de los depósitos no canalizados se consideran en primer lugar los lutítico-arcillosos de decan-

tación, que, alcanzando siempre una gran potencia, indican una elevada tasa de agradación en el sistema. Son depósitos generalmente masivos, si bien a veces se observan texturas en enrejado o columnares, asociadas a coloraciones ocreas y a nodulizaciones carbonáticas, cuyo origen es edáfico.

Entre los depósitos lutítico-arcillosos se intercalan niveles de desbordamientos de los canales («crevasse splay»), constituidos por areniscas de tamaño de grano de fino a muy fino, micáceas, con lutitas intercaladas. Tienen geometría tabular, siendo su base y su techo planos. El espesor de los cuerpos es del orden de 0,3 a 1 m y la amplitud de 27 a 30 m. Interamente están formados por amalgamación de capas arenosas de 10 a 15 cm de espesor, con facies de tipo Sr, y en menor proporción de St y Sp. Se han interpretado como derrames laterales de los canales en la llanura de inundación adyacente, aunque el hecho de que algunos niveles estén fuertemente bioturbados por raíces permite deducir que en algunos casos se trate de malecones naturales que bordean dichos canales («levees») (Smith, 1983).

Depósitos lacustres

Se han interpretado como depósitos de origen lacustre unos cuerpos calcáreos lateralmente discontinuos y niveles margosos que generalmente están asociados a ellos. Los espesores de los cuerpos son de 0,2 a 3,5 m y las amplitudes del orden de 80-100 m. La parte superior se encuentra frecuentemente erosionada por canales de drenaje o por canales principales, y se interpretan como originados en charcas o lagos someros ubicados en zonas deprimidas de la llanura de inundación, comunicados entre sí y con los canales principales por medio de los canales de drenaje.

Las calizas se agrupan dentro de tres tipos de microfacies: calcilitas con ostrácodos (Lc), que se interpretan como relacionadas con procesos de decantación, en condiciones de baja energía; intrabiomicritas y biomicritas (Ibm-bm) packstone-wackestone, supuestamente depositadas en zonas marginales de lagos someros de agua dulce (Monty y Mas, 1981) y bioesparitas grainstone (be) (fig. 7), interpretadas como depositadas en zonas marginales relacionadas con corrientes tractivas (Cabrera, 1983), que en este caso se trataría probablemente de los canales de drenaje.

Los niveles de margas llegan a alcanzar hasta 6 m de potencia, contienen carófitas, ostrácodos, restos de peces, gasterópodos y polen. Su origen estaría relacionado con las zonas lacustres más abiertas y tranquilas. Precisamente, la asociación de facies margosas y carbonáticas da lugar a secuencias que tienen

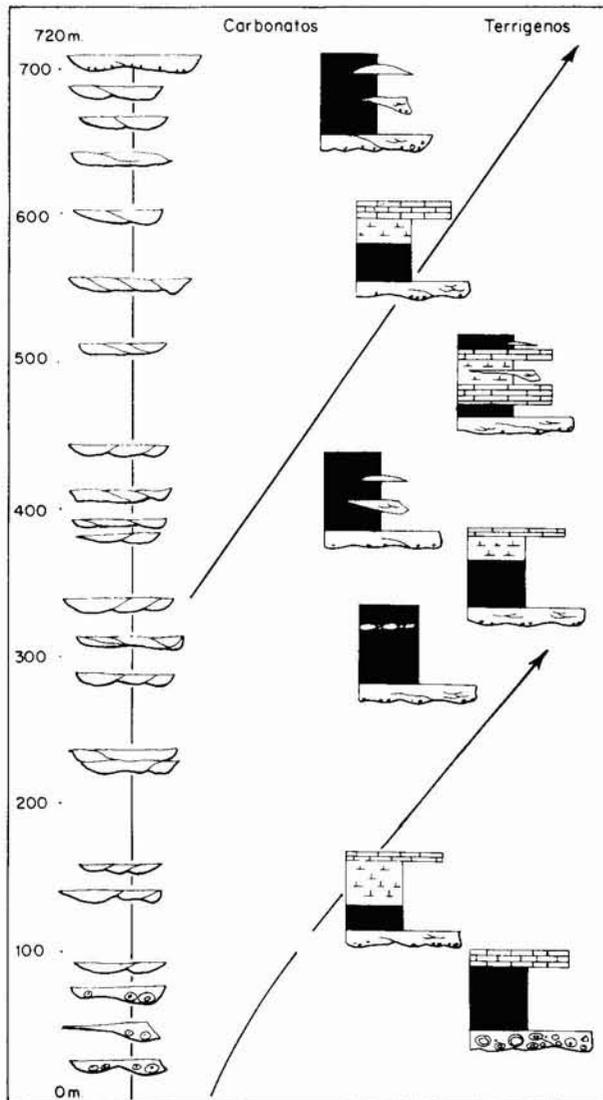


Fig. 9.—Esquema evolutivo de la Fm. Golmayo. Distribución de facies a lo largo de la unidad. Las flechas indican los dos ciclos mayores negativos diferenciados en la misma.

un término inferior margoso de baja energía y uno superior carbonático, característico de situaciones más someras y energéticas. Se trata de típicas secuencias lacustres originadas como resultado de un proceso de colmatación.

Interpretación del sistema

La Fm. Golmayo se habría originado en un sistema sedimentario fluvio-lacustre, en un contexto complejo en el que se diferencian varios subambientes: los canales principales, de elevada sinuosidad y la

propia llanura de inundación, con zonas inundadas más o menos permanentemente, lagos y charcas, derrames laterales, zonas vegetadas y pequeños canales de drenaje.

El desarrollo y expansión de los distintos subambientes estaba lógicamente condicionado a la actividad fluvial. Así, una actividad importante de los canales se reflejaba en la llanura de inundación por la elevada frecuencia de desbordamientos, pero esto, en contrapartida, inhibía la precipitación de carbonatos en la misma llanura. Cuando las condiciones eran favorables, la precipitación se producía, favorecida por las siguientes circunstancias: elevada concentración de carbonatos en las aguas debido a un área fuente calcárea (rocas jurásicas carbonáticas); alta luminosidad, debida a la escasa profundidad de las aguas en estos lagos y charcas de pequeña escala y, por último, alta actividad fotosintética de las algas carófitas (Kelts y Hsü, 1978). Ambientes fluvio-lacustres similares a éstos han sido descritos por Demico *et al.* (1987) y por Friend y Moody-Stuart (1970), entre otros.

La elevada potencia de la Fm. Golmayo, así como su arquitectura deposicional (fig. 9), parecen indicar que se originó en una zona con una elevada tasa de subsidencia tectónica, relacionada, a nuestro modo de ver, con el funcionamiento de la falla de Las Cuevas de Soria, de dirección NE-SO. La tendencia general evolutiva de la unidad sugiere una reactivación tectónica paulatina, ya que se manifiesta con un claro aumento de la energía hacia techo. Esta reactivación condicionaría la actividad fluvial, con un aumento de los aportes y del tamaño de grano de los mismos. Además, haciendo un análisis más detallado de la arquitectura deposicional, se puede ver que aparecen pulsos de reactivación, concretamente dos, que dan lugar a dos ciclos sedimentarios. En la base de cada ciclo se observa predominio de ambientes lacustres, los cuales desaparecen progresivamente hacia techo, donde predominan los depósitos terrígenos, canales y desbordamientos, es decir, donde se manifiesta una mayor actividad fluvial.

Fm. Areniscas y arcillas del Pantano de la Cuerda del Pozo

Esta unidad presenta aproximadamente 800 m de potencia y básicamente está formada por areniscas de tamaño de grano medio-grueso, areniscas conglomeráticas y lutitas. El tamaño de grano aumenta hacia el techo. En esta unidad se han identificado 9 tipos de facies, de estos 9 tipos, tres son facies de arenas gruesas y microconglomeráticas: SPc, STc y SI; cuatro son facies arenosas: St, Sp, Se y Sh; una es heterolítica: F1 y una es lutítica: Fm. (fig. 6). Estas

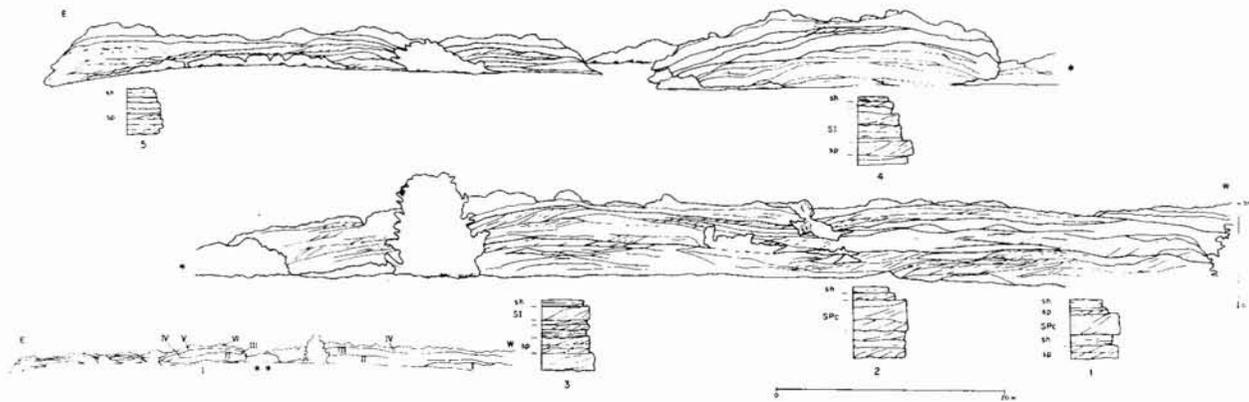


Fig. 10.—Esquema de campo de un cuerpo arenoso canalizado (sand body) en la parte superior de la Fm. Areniscas y arcillas del Pantano de la Cuerda del Pozo. Corresponde a una sección aproximadamente paralela a la dirección de la corriente. I, II, III, IV y V son los diferentes episodios de relleno (storeys). 1, 2, 3, 4 y 5 son las asociaciones de facies.

9 facies se han agrupado en depósitos canalizados y depósitos no canalizados. En la parte inferior de la unidad la relación entre los depósitos canalizados y los no canalizados es baja, esta relación aumenta progresivamente hacia el techo donde la densidad de los depósitos canalizados es mayor.

Depósitos canalizados

Estos constituyen aproximadamente el 40 % del total de los materiales que presenta la Fm. Pantano, son cuerpos arenosos y arenoso-conglomeráticos con fragmentos de troncos de árboles, tienen la base erosiva y canalizada, siendo el techo neto, plano, a veces fuertemente bioturbado. Estos cuerpos se encuentran desconectados unos de otros, aislados entre depósitos de tamaño de grano más fino, generalmente lutíticos. Tienen amplitudes variables, entre 100 y más de 500 m, y potencias del orden de 10 m. Representan canales fluviales de tipo «multi-storey», Potter (1967), Campbell (1976), con una historia de relleno múltiple que refleja un funcionamiento episódico y complejo.

La estructura interna es compleja (fig. 10), dentro de ellos se distinguen importantes superficies de erosión (de 2.º orden, según Miall, 1988, y Allen, 1983, y equivalentes a los «scour storeys» de Friend *et al.*, 1979), cada uno de estos episodios puede estar formado por barras transversas complejas de gran escala (facies SPc, fig. 6); barras compuestas, similares a las descritas por Allen (1983) para las Brownstones, (facies SI, fig. 6) y barras con acreción lateral (facies St, fig. 6). En menor proporción se encuentra laminación horizontal de alta energía, estratificación cruzada de tipo «trough» y estratificación cruzada planar de media escala (facies Sh, St y Sp respecti-

vamente, fig. 6), es notable la constante presencia de deformaciones sinsedimentarias.

Con estas características hemos deducido que estos canales debían de tener una sinuosidad más bien baja, al menos en los primeros episodios; las facies y asociaciones de facies indican un comportamiento interno de tipo «braided» similar al río Saskatchewan (Cant y Walker, 1978), con especial preservación de depósitos de barras (facies SPc y SI) y más bien escasa de las facies de relleno de canal (St).

Si bien los diferentes episodios pueden estar lateralmente desplazados dentro de un cuerpo; el apilamiento de los mismos tiene generalmente un componente vertical. A veces se observa un incremento de la superficie canalizada hacia el techo, hecho que puede interpretarse como una expansión del canal.

Depósitos no canalizados

Comprenden aproximadamente el 60 % de los materiales que forman esta unidad, se han incluido dentro de este grupo las lutitas originadas por decantación en la llanura de inundación, los depósitos de relleno de canales abandonados y los depósitos de «levee-crevasse splay» (malecones naturales y derrames laterales de los canales fluviales). Básicamente están constituidos por facies lutíticas y por facies heterolíticas (Fm. y F1 en la fig. 6).

Los depósitos lutíticos constituyen una parte muy importante en esta unidad, son generalmente masivos y a veces se observan concreciones carbonáticas y estructuras prismáticas que indican el desarrollo de paleosuelos. Teniendo en cuenta la enorme potencia de los depósitos y su constante presencia a lo largo de toda la unidad, la tasa de agradación vertical debía ser elevada. Esto pudo ser debido, en primer lu-

gar, a que el sistema aluvial transportaba gran cantidad de carga en suspensión y a que existía una elevada frecuencia de desbordamientos, de modo que esa carga en suspensión es introducida constantemente en la llanura de inundación. Por otro lado, se necesita una tasa de subsidencia importante que posibilite su preservación y acomodación dentro de la llanura aluvial.

Los depósitos de «levee-crevasse-splay» están constituidos por facies arenosas (St, Sp, fig. 6), se encuentran intercalados entre las facies lutíticas, forman cuerpos de geometría lenticular, que tienen una relación amplitud/altura elevada y el techo suele estar fuertemente bioturbado. La proporción de estos depósitos es importante en la parte media de la formación (fig. 11).

Los depósitos de relleno de canales abandonados están constituidos por facies de tipo F1 (fig. 6), pasando hacia techo a facies de tipo Fm., presentan espesores de 0,6 a 1 m y aparecen inmediatamente a techo de algunos cuerpos canalizados, en la parte inferior y media de la unidad. Hemos relacionado este tipo de depósitos con los últimos estadios de relleno de canal en la etapa en la que está siendo progresivamente abandonado.

Interpretación del sistema

La unidad Areniscas y arcillas del Pantano de la Cuerda del Pozo se originó en una llanura aluvial-fluvial, con relativamente alta pendiente, en la que una red de canales someros, y de baja sinuosidad surcaban una llanura lutítica.

En la figura 12 se observa una importante variación en la vertical, en la geometría, amplitud, litología de relleno de los canales, así como en la proporción de lutitas; estas variaciones dan lugar a una secuencia general, en la que los términos arenosos canalizados aumentan hacia techo. Dentro de ella se observan una serie de ciclos o secuencias de orden menor. En la figura se puede ver que en la parte inferior de cada ciclo los depósitos arenosos están más aislados y desconectados unos de otros entre depósitos lutíticos. Hacia techo, dentro de cada ciclo, aumenta la amplitud, así como el grado de interconexión de los depósitos canalizados, y también hay una disminución en la proporción de depósitos lutíticos finos.

Hemos interpretado que el sistema fluvial que dio lugar a la Formación Pantano de la Cuerda del Pozo evolucionó a través del tiempo. Estos cambios pueden haber sido originados en primer lugar, por causas autocíclicas relacionadas con el propio funcionamiento interno de los canales fluviales y con el tipo y frecuencia de avulsión. En segundo lugar, por causas alocíclicas: Levantamiento («uplift») en el área



Fig. 11.—Areniscas con laminación horizontal y de ripples y con intercalaciones lutíticas, interpretadas como depósitos de derrames laterales de los canales (crevasse splay).

fuente, que influirá a su vez en la cantidad de aportes; subsidencia o tasa de hundimiento en la cuenca, clima y variaciones en el nivel de base.

Según Blackey y Goubitosa (1984), las variaciones en la densidad de depósitos canalizados con respecto a los depósitos no canalizados pueden ser originadas por variaciones en la relación tasa de subsidencia/frecuencia de avulsión; de modo que en condiciones de baja subsidencia y elevada frecuencia de avulsión, la densidad de depósitos canalizados, así como el grado de interconexión entre los mismos es grande y viceversa. Para Allen (1986), el hecho de que hacia techo aumente el grado de interconexión entre los canales así como la densidad de los mismos se debe a una disminución de la tasa de subsidencia y por tanto un retrabajamiento más intenso de los materiales que origina un mayor grado de preservación de los depósitos gruesos frente a los finos, que serían eliminados del sistema.

En el caso de la Fm. Pantano, a partir de la secuencia general que presenta la unidad, se deduce que, en los primeros momentos parece existir una elevada tasa de subsidencia, siendo la frecuencia de avulsión relativamente baja; hacia techo un cambio del área fuente produce cada vez una mayor cantidad de aportes, y este incremento hace que el sistema fluvial cambie, disminuyendo la sinuosidad y ampliando sus zonas canalizadas.

Fm. Conglomerados y arenas de Abejar

Facies e interpretación del sistema

Los materiales que constituyen esta unidad configuran una secuencia asimétrica de tendencia positivo-negativa, granocreciente-granodecreciente hacia

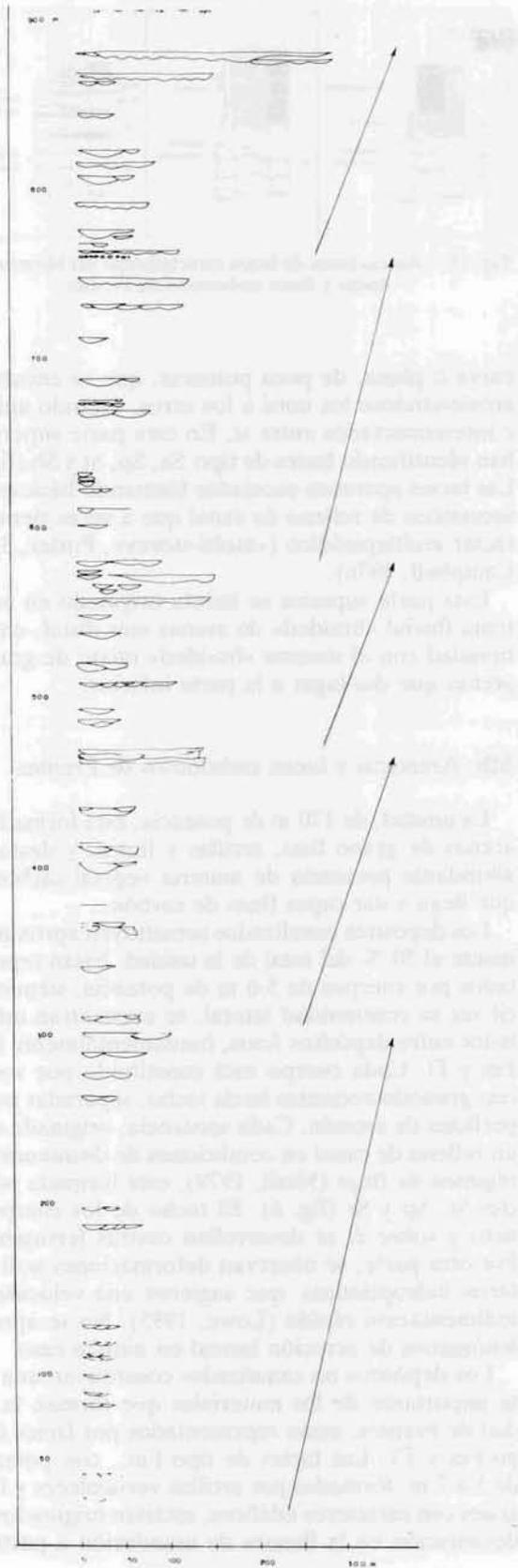


Fig. 13.—Acumulación de barras longitudinales en los conglomerados de la Fm. Abejar en Talveila.

techo). Así, el segundo ciclo de los tres que la componen es de tamaño de grano algo más grueso en general que el primero, mientras que en el tercero predominan las facies de arenas frente a los conglomerados. La parte inferior de cada ciclo está formada por facies de tipo Gm, Gp y Gt (fig. 5), en menor proporción aparecen facies arenosas de tipo St y Sr (fig. 6). La parte superior, está formada por facies arenosas de tipo St, Sp y Sr, con facies de tipo Gm intercaladas.

Los cuerpos formados por facies Gm, son de poca potencia, originados según Leopold y Wolman (1957) por la migración de barras longitudinales (fig. 13). La textura que presentan en mayor proporción es bimodal, alternando las granosostenidas y las de estructura abierta («open framework»), que según Eynon y Walker (1974) implican, por un lado fluctuaciones en la descarga y por otro un proceso de lavado («winnowing») de finos que da lugar a un depósito residual, «lag», durante el decrecimiento de la descarga. Sin embargo, Rust (1984), sugiere que las gravas mostrando este tipo de textura se acrecionan rápidamente, de modo que no hay tiempo suficiente para que se produzca una infiltración de las arenas dentro de los huecos del armazón.

En la parte inferior de los ciclos, también son características las facies de tipo Gp, originadas por la migración de barras transversas (Rust, 1984). Algu-

Fig. 12.—Esquema de los depósitos canalizados y su relación con los no canalizados en la Fm. Pantano. La figura es una sección de la unidad II en el río Golmayo, en la que se ha representado la amplitud de los depósitos canalizados en la horizontal y su potencia en la vertical. Las flechas representan los ciclos negativos de segundo orden diferenciados en la unidad (ver texto).

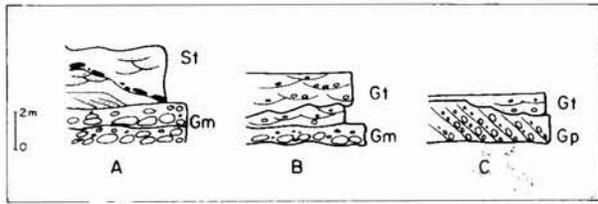


Fig. 14.—Tipos de secuencias de relleno de canal en la Fm. Abejar. Ver texto.

migración de barras transversas (Rust, 1984). Algunas de estas formas presentan hasta potencias de 2 m y una marcada granoselección dentro de las láminas «foresets», lo que indicaría un origen por migración de las caras de avalancha de una barra de gravas en un canal que tuviese al menos la misma profundidad que la altura de la barra (Middleton y Trujillo, 1984).

En la figura 14, se han representado tres tipos de secuencias de relleno de canal. La secuencia A representa el relleno arenoso (St) de canales que se encuentran bordeando las diferentes barras, habiéndose originado su relleno durante la etapa de disminución del flujo, estos depósitos se forman generalmente en varias etapas sucesivas. La secuencia B se originaría en condiciones de «bankfull stage» o más alto régimen de flujo, cuando todo el sistema funciona como un único canal (Ramos y Sopena, 1983). En la parte inferior de la unidad, la secuencia C, formada por facies Gt, representaría el relleno de canales someros que cortan la parte superior de las barras (Gp).

De manera general, en la unidad se observan secuencias granodecrecientes hacia techo, tanto en el apilamiento de barras, como en los rellenos de canal. Los cambios de facies son rápidos y continuos, tanto en la vertical como en la horizontal, de lo que se deduce que son áreas dinámicas, siendo la energía elevada, con una gran movilidad de los canales. El funcionamiento del sistema fluvial estaría influenciado por descargas o inundaciones periódicas más importantes, lo que daría lugar a fuertes variaciones en el régimen de flujo, quedando esto reflejado en importantes modificaciones de las formas sedimentarias.

Según Rust (1978), las áreas con barras longitudinales y con barras transversas de gravas, caracterizan las zonas proximales y zonas medias de sistemas fluviales «braided». Sugerimos, pues, que esta parte inferior presenta características intermedias entre el modelo Donjek y el modelo Scott de Miall (1978), siendo similar a la parte superior de la Formación Canes de Roche estudiada por Rust (1984).

La parte superior de cada ciclo está formada por cuerpos de areniscas de base erosiva, ligeramente

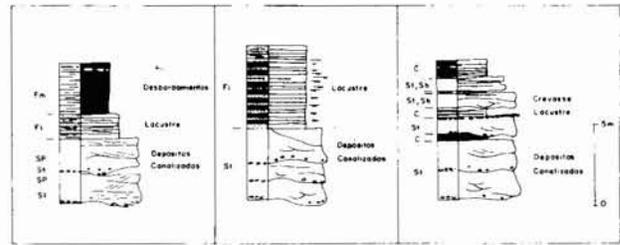


Fig. 15.—Asociaciones de facies características del Miembro Areniscas y limos carbonosos de Frentes.

curva o plana, de poca potencia, que se encuentran erosionándose los unos a los otros, estando apilados e interconectados entre sí. En esta parte superior se han identificado facies de tipo Se, Sp, St y Sh (fig. 6). Las facies aparecen asociadas formando básicamente secuencias de relleno de canal que a veces tienen carácter multiepisódico («multi-storey», Potter, 1967 y Campbell, 1976).

Esta parte superior se habría originado en un sistema fluvial «braided» de arenas más distal, en continuidad con el sistema «braided» mixto de gravas y arenas que dio lugar a la parte inferior.

Mb. Areniscas y limos carbonosos de Frentes

La unidad, de 170 m de potencia, está formada por arenas de grano fino, arcillas y limos, y destaca la abundante presencia de materia vegetal carbonosa, que llega a dar capas finas de carbón.

Los depósitos canalizados constituyen aproximadamente el 50 % del total de la unidad. Están representados por cuerpos de 5-6 m de potencia, siendo difícil ver su continuidad lateral, se encuentran intercalados entre depósitos finos, fundamentalmente facies Fm y Fl. Cada cuerpo está constituido por secuencias granodecrecientes hacia techo, separadas por superficies de erosión. Cada secuencia, originada como un relleno de canal en condiciones de disminución de régimen de flujo (Miall, 1978), está formada por facies St, Sp y Sr (fig. 6). El techo de los cuerpos es neto y sobre él se desarrollan costras ferruginosas. Por otra parte, se observan deformaciones sedimentarias hidroplásticas, que sugieren una velocidad de sedimentación rápida (Lowe, 1975). No se aprecian fenómenos de acreción lateral en ningún caso.

Los depósitos no canalizados constituyen una parte importante de los materiales que forman la unidad de Frentes, están representados por facies de tipo Fm y Fl. Las facies de tipo Fm., con potencias de 5 a 7 m, formadas por arcillas versicolores y limos grises con caracteres edáficos, estarían originados por decantación en la llanura de inundación a partir de

las aguas de desbordamiento, la presencia de rasgos edáficos sugiere el desarrollo abundante de suelos.

Las facies de tipo Fl son las que en cierto modo caracterizan a esta unidad, llegan a formar niveles de hasta 8 m de potencia. Están constituidas por alternancias rítmicas de areniscas de tamaño fino, limos y capas finas de carbón, se observa laminación horizontal y de ripples y generalmente, a techo de cada alternancia se desarrolla una costra ferruginosa.

En otros casos, el término arenoso no está presente y las alternancias están formadas sólo por limos negros laminados y acumulaciones vegetales carbonosas, constituyendo cuerpos de 2 a 3 m de potencia, mostrando, en estos casos, una costra ferruginosa a techo del conjunto.

En el primer caso, el origen de las alternancias se relaciona con canales abandonados, pequeños lagos, o áreas encharcadas o que permanecen con una lámina de agua el período suficiente como para que limos y restos vegetales se acumulen. Los flujos de desbordamiento desde los canales fluviales introducirían los terrígenos, mientras que las costras a techo de las alternancias pueden significar un período intermedio de exposición (fig. 15).

En el segundo caso, la sedimentación tendría lugar en lagos o charcas más profundos y estables, aislados de la influencia fluvial. El ambiente sería propicio, en ambos casos, para un desarrollo importante de la vegetación.

Por otra parte, los depósitos de «crevasse splay» son muy abundantes, se encuentran intercalados entre depósitos finos (lacustres y de llanura de inundación), están formados por facies de tipo St y Sp, Sh y Sr, alcanzan potencias de hasta 1 m y en ocasiones se observan secuencias granocrecientes hacia techo. Estos depósitos, de forma lobulada y lateralmente discontinuos, se originan como consecuencia de roturas en los márgenes de los canales. Teniendo en cuenta la naturaleza y el posible origen de los materiales entre los que se encuentran intercalados, se puede sugerir que en algunos casos, estos lóbulos de derrame se habrían introducido dentro de pequeños lagos, charcas o zonas inundadas funcionando como pequeños deltas.

La unidad de Frentes se habría originado, en un sistema fluvio-lacustre, formado por canales que drenan llanuras de inundación, ampliamente vegetadas y en las que se ubican charcas y lagos someros donde se originan depósitos de carbón, favorecidos por el enorme desarrollo de la vegetación. El sistema parece mostrar una elevada tasa de sedimentación, reflejada tanto en el relleno rápido de los canales (formaciones hidrolásticas por carga), como en la alta tasa de preservación de los depósitos de la llanura de inundación. Esto implicaría una elevada tasa de subsidencia.

La sedimentación y el desarrollo de esta unidad parece estar condicionado por las fallas de Ocenilla, de dirección NO-SE y de las Cuevas de Soria, de dirección NE-SO; las cuales parecen delimitar el dominio de sedimentación de esta unidad, ya que posiblemente crearon una zona deprimida que favoreció el desarrollo de un sistema fluvial de este tipo.

Depósitos fluvio-lacustres similares a éstos han sido descritos por Flores y Hanley (1984), para el Paleógeno de la cuenca de Power River en Wyoming.

Interpretación de la unidad

Rust (1984), opina que las sucesiones sedimentarias aluviales que presentan rápidos cambios de facies (siendo éstos a gran escala) tanto en la vertical como en la horizontal, están relacionados con abanicos aluviales, siendo estos cambios reflejo de la actividad tectónica (causas alocíclicas). Por el contrario, en sistemas fluviales relacionados con llanuras aluviales braided («braid plain»), las facies son homogéneas y constantes durante grandes distancias, y los efectos de la actividad tectónica quedan amortiguados; así, los cambios de facies lo son a escala local y originados por causas autocíclicas, relacionadas con la propia dinámica del sistema.

Así, pensamos que la Fm. Abejar se originó en zonas medias y distales de abanicos aluviales de tipo húmedo, que dan lugar a sistemas braided mixtos de gravas y arenas (Scott-Donjek) y de arenas (Saskatchewan). Los abanicos estarían relacionados con el borde fracturado de San Leonardo. A su vez, cada uno de los tres ciclos representa en su base una reactivación de dicho borde fracturado, cuyo efecto se atenúa hacia techo. El segundo ciclo es, aunque de menor potencia que el primero, de caracteres más proximales, pues presenta tamaño de grano más grueso y una mayor extensión de las facies conglomeráticas.

En cuanto al tercer ciclo, se puede relacionar con una última reactivación de la fractura, pero de menor importancia que las anteriores; constituye así, de manera relativa, la fase reactiva final de la Fm. Abejar.

Las direcciones de paleocorrientes son en los tres ciclos idénticas, de SO a NE, lo que confirma la situación de su área fuente en la zona de San Leonardo.

Secuencias de depósito

Se han establecido tres secuencias de depósito en el sentido de Mitchum *et al.* (1977), estando éstas delimitadas por superficies de discontinuidad de primer orden (discordancias) (fig. 2).

La primera secuencia (SD-1) corresponde a la uni-

dad I. Fm. Areniscas, arcillas y calizas de Golmayo. No aparece su base, pues la unidad está limitada por una importante fractura que la pone en contacto con las calizas del Cretácico superior de la Sierra de San Marcos. La secuencia muestra una tendencia general negativa, ya que se manifiesta una progradación neta del sistema de depósito (términos más proximales hacia techo).

La progradación se manifiesta con la desaparición hacia techo de los materiales carbonáticos, el predominio de secuencias exclusivamente terrígenas, el aumento del tamaño de grano en las arenas y la aparición de depósitos conglomeráticos tanto silíceos como carbonáticos. Además, esta progradación se realiza a impulsos, pues concretamente se pueden observar a lo largo de los 700 m visibles de la unidad, dos ciclos cuya base presenta predominio de secuencias con términos carbonáticos importantes, y su techo exclusivamente secuencias canalizadas siliciclásticas (fig. 9).

En esta secuencia de depósito SD-1, la tendencia general descrita refleja claramente la actividad de una fractura que, en este caso, es sin duda la de Las Cuevas de Soria, aunque la de San Leonardo sea más importante a nivel regional. La secuencia se depositó en la zona más próxima a la fractura, el lugar donde se estaba precisamente creando el mayor volumen cuencal, en definitiva un vacío que debía ser rellenado. Según Crews *et al.* (1989), en los momentos inmediatamente posteriores al funcionamiento de una fractura, la cuenca recibe relativamente pocos sedimentos, que el relieve recién creado no es todavía capaz de aportar. La cuenca puede recibir en este caso, sedimentos procedentes de otras zonas ubicadas en la parte levantada del bloque basculado, siendo entonces las direcciones de aportes hacia la fractura, hacia el vacío creado en la zona próxima a la fractura. Cuando el volumen creado ha sido rellenado y la subsidencia flexural ha cesado, los sedimentos aportados por la zona levantada se extienden por la cuenca creando cuñas de sedimentos progradantes. Este proceso podría muy bien explicar los impulsos descritos en esta unidad-secuencia de depósito.

Las bases de cada impulso corresponderían a las etapas posteriores al movimiento de la fractura, los sedimentos son finos, pues no proceden de la zona levantada adyacente en sí, sólo algunas cuñas de brechas y conglomerados proceden claramente de la zona levantada y se intercalan en la serie de arcillas de llanura de inundación con canales de alta sinuosidad y zonas lacustres y palustres. Cuando la cuenca ha sido rellenada o la subsidencia ha cesado, se produce la progradación de materiales gruesos.

La segunda secuencia de depósito (SD-2) corresponde a la Fm. Pantano. Es discordante sobre la se-

cuencia infrayacente, y de carácter exclusivamente siliciclástico. Corresponde a los términos proximales del Ciclotema II de Guiraud y Seguret (1985) (parte superior del Grupo Oncala de Beuther y Tischer, 1965), el cual, en la zona más oriental de la Cuenca de Los Cameros, está formado por facies fluvio-lacustres. Esta secuencia fue originada por sistemas fluviales cuyas zonas de cabecera estaban situadas en el oeste, probablemente relacionadas con el borde fracturado que constituía el margen occidental de la cuenca.

La tendencia general de la secuencia es negativa, se manifiesta por un aumento del tamaño de grano hacia techo, junto con un aumento del tamaño de los canales y un mayor grado de interconexión de los mismos. Esta tendencia se realizó a pulsos, como queda reflejado en los varios ciclos también negativos que pueden ser diferenciados a lo largo de la secuencia (fig. 12). El análisis detallado de la arquitectura de relleno sedimentario y de la sedimentología evidencia las siguientes condiciones generales de la cuenca durante la sedimentación: Elevada pendiente, alta capacidad de transporte del sistema y elevada tasa de sedimentación. Esto implica una subsidencia y/o una actividad tectónica de la zona de cabecera (levantamiento) muy importante. La unidad se depositó a lo largo del eje central de la cuenca y, probablemente, los movimientos tectónicos que se producían en el área fuente fueron los principales responsables de los pulsos de progradación descritos. A juzgar por la gran cantidad de sedimentos gruesos que se producían y por la naturaleza de los mismos (arcosas), el área fuente debió ser muy grande y estar relativamente cerca. La existencia de los ciclos negativos descritos implica que periódicamente, la relación avulsión/tasa de subsidencia aumenta, lo que provoca niveles con mayor conexión entre los cuerpos canalizados.

La tercera secuencia de depósito (SD-3) engloba a la Fm. Abejar, también discordante sobre la anterior y también compleja, pues se compone de tres ciclos (fig. 2). La diferencia principal estriba en que, en este caso, la tendencia general, así como la de cada ciclo, es positiva. La unidad se originó como consecuencia de la sedimentación de abanicos aluviales húmedos que dan lugar a una potente serie adosada al borde suroriental de la Cuenca de los Cameros, justamente el borde limitado por las fracturas de San Leonardo y de Las Cuevas de Soria. Los abanicos son por tanto consecuencia directa de la actividad de dichas fallas, actividad que como en todos los otros casos se manifiesta a impulsos, como queda reflejado en los tres ciclos muy claros que se diferencian en la unidad.

Cada uno de los ciclos representa una reactivación,

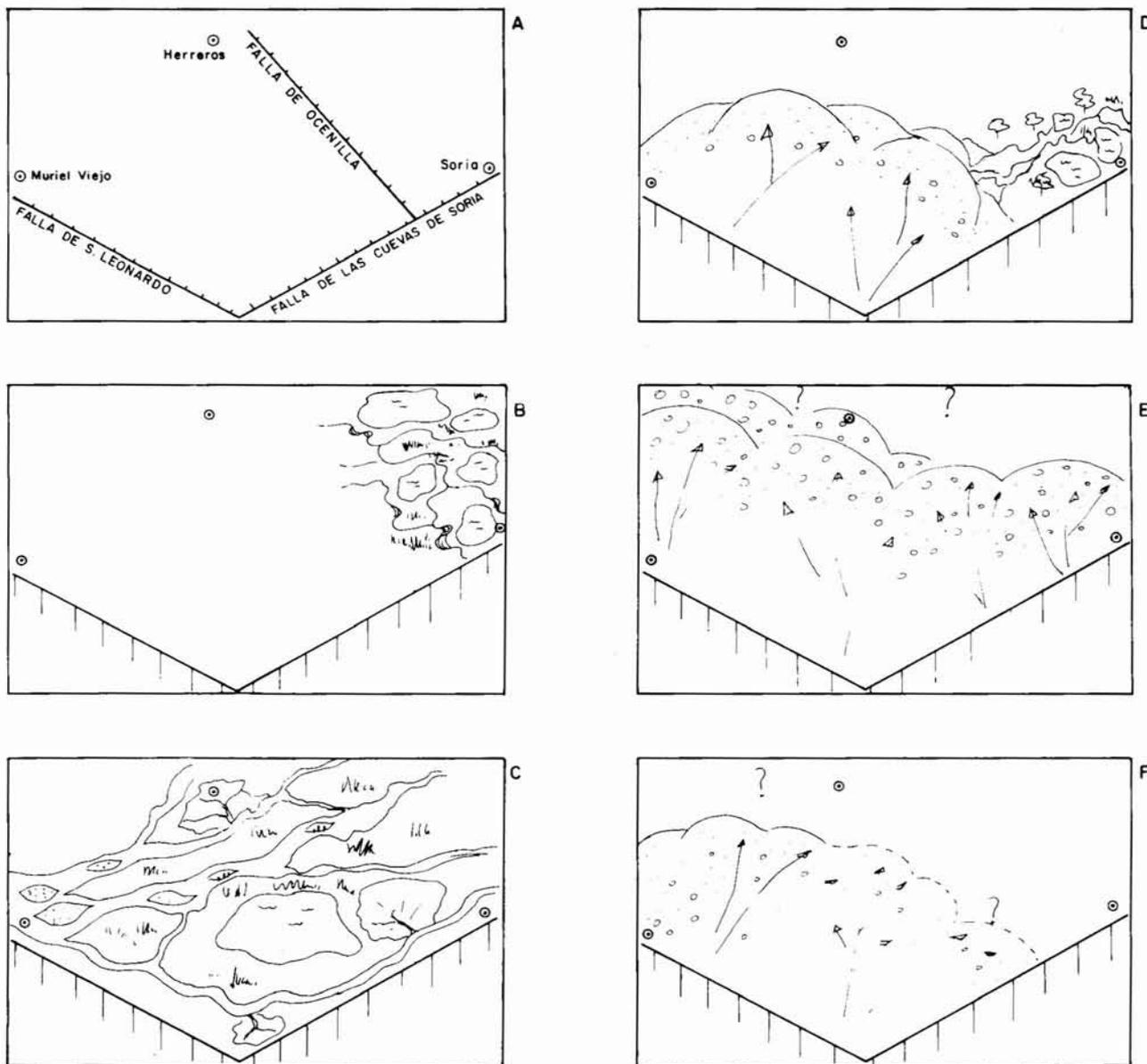


Fig. 16.—Esquemas paleogeográficos de las principales etapas evolutivas en este sector de la cuenca. A. Esquema estructural. Principales accidentes tectónicos involucrados en la sedimentación. B. ¿Berriasiense inferior? Fm. Golmayo. C. ¿Berriasiense? Fm. Pantano de la Cuerda del Pozo. D, E y F. Barremiense-Aptiense. Fm. Abejar. Los esquemas corresponden a los tres ciclos de progradación-retrogradación que componen la SD-3.

ya que en sus bases aparecen conglomerados, que pasan hacia techo a arenas con cantos y arenas. Los ciclos terminan a su vez en importantes costras ferruginosas que representan suelos. Además, se observa que el segundo ciclo refleja la más importante reactivación, pues muestra caracteres aun más proximales que el primero. El tercero, aun cuando significa una nueva reactivación respecto del techo del anterior, implica un amortiguamiento general de la acti-

vidad tectónica, ya que es mucho menos importante que los anteriores.

Evolución de la cuenca

En la región occidental y meridional de la Cuenca de Los Cameros, la sedimentación durante parte del Cretácico inferior tiene lugar en ambientes de aba-

nicos aluviales y sistemas fluviales, relacionados con zonas proximales, ligadas a los relieves correspondientes a los bordes fracturados que limitaban la cuenca en este sector. Uno de estos límites, el suroccidental, coincidiría según Morillo Velarde y Meléndez Hevia (1972) y Salomon (1982) con la falla de San Leonardo, de dirección NO-SE. Además, en el sector de Soria, el límite lo constituía la fractura de Las Cuevas de Soria, de dirección NE-SO (falla de Las Fraguas, de Clemente y Alonso, 1988), y la cuenca se encontraba posiblemente compartimentada por otras estructuras menores de dirección NO-SE como puede ser el caso de la falla de Ocenilla (fig. 1.C y 16).

El análisis sedimentológico de las unidades así como los datos litológicos y de facies, la observación de los cambios laterales que estas unidades presentan, los datos de edades y las paleocorrientes, nos han permitido deducir la distribución de los ambientes sedimentarios, o al menos la ubicación aproximada de las zonas proximales y las zonas más distales; así como la evolución de los ambientes sedimentarios en el tiempo. Las edades, excepto en el caso de las Fms. Abejar y Golmayo, han sido tomadas de los datos bibliográficos existentes, lo que dificulta el trabajo de la reconstrucción evolutiva de la cuenca.

La sedimentación dio comienzo en una cuenca cuyo límite sur eran dos fracturas enormemente activas (fallas de San Leonardo y Las Cuevas de Soria, fig. 16). En la zona de intersección de las mismas, el volumen creado fue muy grande, y como consecuencia, se depositó una potente serie de más de 700 m (potencia visible) originada por un sistema fluvio-lacustre, en una llanura aluvial fangosa, con charcas efímeras, esporádicamente más permanentes, y con canales de alta sinuosidad divagando en la llanura. Son las facies distales de un sistema fluvial cuya zona proximal estaría situada hacia el sur y el oeste. Esto confirmaría la creación, en la zona de fractura del mayor volumen a rellenar de la cuenca. Las potencias de esta misma unidad son enormemente variables a lo largo de toda la Cuenca de los Cameros, ya que muy posiblemente se relacionan con la primera etapa de fracturación importante dentro de la historia tectónica de la cuenca. Los aportes locales están representados por intercalaciones de conglomerados de cantos del Jurásico en niveles adosados a la fractura y que poseen muy poca continuidad lateral.

Tras una etapa de inestabilidad o/y cambio en la actividad tectónica, se depositó discordante la segunda secuencia de depósito, SD2, correspondiente a la Fm. Pantano de La Cuerda del Pozo. Durante esta etapa se instala una red fluvial cuya área fuente estaría situada hacia el oeste, y cuyas características principales serían las de una gran amplitud de los canales y su relleno multiepisódico. Circularían por una

amplia llanura aluvial en una cuenca alargada, según el eje de la misma y con una alta tasa de subsidencia. Los pulsos tectónicos de la zona de cabecera originaban variaciones periódicas en la relación avulsión/subsidencia lo que se manifiesta en cambios cíclicos en el grado de interconexión de los canales.

La sedimentación cesó en este sector de la cuenca (o en todo caso su importancia fue mínima) y la erosión fue muy importante durante un largo tiempo, para reanudarse con características muy distintas durante el ciclo Barremiense superior-Aptiense. En ese momento, el depocentro de la cuenca se desplazó a su borde suroriental, muy posiblemente debido a la actividad de ese borde fracturado. Se originaron importantes abanicos aluviales adosados y procedentes de ese borde, en ambientes húmedos, lo que dio lugar a llanuras aluviales de tipo «braided». La actividad de la fractura se refleja en los sedimentos de tal manera que es posible distinguir tres pulsos de actividad que dieron lugar a tres descargas clásticas: La base de cada una de las etapas representa la progradación del sistema debido al movimiento de la fractura, después, la tendencia es positiva, es decir, tiende a un menor tamaño de grano y a una menor energía de las facies. Las tres descargas no fueron igualmente importantes, la segunda es más expansiva que la primera y la tercera representa una etapa retractiva general.

En la base de la secuencia, y sólo en el sector de Pico Frentes, la unidad presenta caracteres típicos de un sistema fluvio-lacustre, es decir, más distal (Mb. Frentes), quizá debido al funcionamiento diferencial de las fallas de Las Cuevas de Soria y de Ocenilla respecto a la de San Leonardo, lo que crearía un dominio con características menos energéticas (zonas poco activas del sistema de abanicos).

Tras la sedimentación de la tercera secuencia de depósito, y debido a una nueva inestabilidad tectónica (movimientos Aústricos según Morillo Velarde y Meléndez Hevia (1972), esta zona debió de actuar como un relieve positivo, teniendo lugar una erosión importante de parte de los sedimentos de la unidad III (ciclos segundo y tercero) antes del depósito discordante de las arenas de Utrillas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Drs. C. Dabrio y J. A. Vera la revisión del manuscrito original, pues sus sugerencias han mejorado notablemente el trabajo, y lo han conducido a su versión definitiva. La identificación y clasificación de las carófitas fue realizada por Carles Martín i Closos (Univ. Barcelona) al que agradecemos su colaboración. Asimismo a C. Sánchez, M. Escudero y J. L. González por los trabajos de delineación y reprografía.

Este trabajo ha sido realizado gracias a la subvención de la DGICYT, dentro del proyecto PB-88-0071, e incluido en el Proyecto n.º 219 del PICG.

Referencias

- Allen, J. R. L. (1963). The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 114-129.
- Allen, J. R. L. (1983). Studies in fluvial sedimentation bars, bars complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Wells Borders. *Sediment. Geol.*, 33, 237-293.
- Alonso, A. y Mas, J. R. (1988). La transgresión aptiense al sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). *II Congr. Geol. de España*. 11-14.
- Beuther, A. (1966). Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas Schichten in Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). (Spanien). *Beith geol. jb.*, 55, 103-121.
- Blackey, R. C. y Gubitosa, R. (1984). Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic) Colorado Plateau. *Sediment. Geol.*, 38, 51-86.
- Brenner, P. (1976). Ostracoden and Charophyten des Spanischen Wealden (Systematikes, Orkologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Palaeontographica*, 152, 113-201.
- Brenner, P. y Wiedman, J. (1975). Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas. 1. " *Symposium Cretácico de la Cordillera Ibérica*. Cuenca.
- Cabrera, LL. (1983). *Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Lacustres del Tránsito Oligoceno Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 443 págs.
- Campbell, C. V. (1976). Reservoir geometry of a fluvial sheet sandstone. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 60, 1009-1020.
- Cant, D. J. y Walker, R. G. (1978). Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided south Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, 625-648.
- Canerot, J. (1982). Ibérica Central-Maestrazgo. En: *El Cretácico de España*. Univ. Compl. de Madrid. 273-344.
- Clemente, P. y Alonso, A. (1988). Estratigrafía del Cretácico inferior de la Sierra de Cabrejas, borde meridional de la Cuenca de los Cameros. Sedimentología de la unidad basal. *II Congr. Geol. de España*. 63-66.
- Crews, J. G.; Angevine, C. L. y Steidtmann, J. R. (1989). A simple model of syntectonic sediment supply and subsidence adjacent to active thrust belts. *Congr. Int. de Sedim. Fluvial*. pág. 111.
- Demico, V. R.; Bridge, J. S. y Cloyd, K. C. (1987). A unique freshwater carbonate from the upper Devonian Catskill Magnafacies of New York state. *Sediment. Petrol.* 57, 327-334.
- Eynon, G. E. y Walker, R. G. (1974). Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21, 43-70.
- Flores, R. M. y Hanley, J. H. (1984). Anastomosed and associated coal-bearing fluvial deposits: Upper Tongva River Member, Palaeocene Fort Union Formation, Northern Powder River Basin, Wyoming, USA. In: *IAS Spec. Publs.* 7, 85-103.
- Friend, P. y Moody-Stuart, M. (1970). Carbonate deposition on the river flood plains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen. *Geol. Mag.* 181-195.
- Friend, P. F.; Slater, M. J. y Williams, R. C. (1979). Vertical and lateral building of River Sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *The Geol. Soc. London, Bull.* 136, 39-46.
- Guiraud, M. y Seguret, M. (1985). Releasing Solitary Overstep Model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria Strike-Slip Basin (North Spain). In: *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Spec. Publi. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 36, 156-186.
- IGME. (1971). Mapa Geológico E. 1:200.000, n.º 31. Soria.
- IGME. (1977). Mapa Geológico. Hoja 348. E. 1:50.000. San Leonardo de Yagüe. 2 serie, 1 ed.
- IGME. (1980). Mapa Geológico. Hoja 349. E. 1:50.000. Cabrejas del Pinar. 2 serie, 1 ed.
- Kelts, K.; Hsü. (1978). Freshwater Carbonate. En: *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. Chapter 9. Ed. by A. Lerman. *Springer Verlag*. Berlín. 295-323.
- Leopold y Wolman. (1957). River channel patterns straight, meandering and braided. *Geol. Surv. Professional Paper*, 232-B, 39-85.
- Lowe, D. (1975). Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157-204.
- Mas, J. R. (1981). El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 8, 476 págs.
- Meléndez, N. (1978). *El Cretácico Inferior en la zona de Picofrentes-Las Fraguas (Provincia de Soria)*. Tesis de Licenciatura (inérita).
- Meléndez, N. (1983). El Cretácico de la Región de Cañete-Rincón de Ademuz (Provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 9, 243 págs.
- Miall, A. D. (1977). A review of the Braided River Depositional Environment. *Earth Science Reviews*, 13, 1-62.
- Miall, A. D. (1978). Fluvial Sedimentology. *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir* 5, 859 págs.
- Miall, A. D. (1988). Facies architecture in clastic Sedimentary Basins. En: *New Perspectives in Basin Analysis*. K. L. Kleinsplehn y Ch. Paola, eds. *Springer Verlag*. Berlín. 67-82.
- Middleton, L. T. y Trujillo, A. P. (1984). Sedimentology and depositional setting of the Upper Proterozoic Scanlan conglomerate (Central Arizona). In: E. H. Koster and R. S. Steel, eds. *The sedimentology of gravels and conglomerates*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir* 10.
- Mitchum, T. M.; Vail, P. R. y Thompson, S. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basis Unit for Stratigraphic Analysis. In: *Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. *AAPG. Memoir* 26, 53-62.
- Monty, C. y Mas, J. R. (1981). Lower Cretaceous (Wealdian) Blue Green Algal Deposits of the province of Valencia. (East Spain). En: *Phanerozoic Stromatolites: Case Histories*. *Springer Verlag*. Berlín. 85-120.
- Morillo Velarde, M. J. y Meléndez Hevia, F. (1972). La falla de San Leonardo: Interpretación paleogeográfica. (Cordillera Ibérica, Soria-Burgos). *Estudios Geol.*, 28, 65-76.
- Palacios, P. (1882). Cristales de pirita de hierro en las capas jurásicas de la provincia de Soria. *Mem. Com. Mapa Geol. de Esp.*, 9, 223 págs.
- Palacios, P. (1890). Descripción física, geológica y agrológica de la Provincia de Soria. *Mem. Com. Mapa Geol. de España*. 16, 558 págs.

- Palacios, P. y Sánchez Lozano, R. (1885). La formación Wealdense en las provincias de Soria y Logroño. *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, 12, 109-140.
- Potter, P. E. (1967). Sand bodies and sedimentary environments: A review. *AAPG Bull.*, 51, 337-365.
- Ramos, A. y Sopeña, A. (1983). Gravel bars in low-sinuosity stream (Permian and Triassic, central Spain). *Spec. Publs. Int. Ass. Sedim.*, 6, 301.
- Rust, B. R. (1978). Depositional models for braided alluvium. In: *Fluvial Sedimentology*. Ed. by Miall. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, 605-625.
- Rust, B. R. (1984). Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé Quebec, Canada. *Sedimentology*, 31, 674-695.
- Salomon, J. (1982). *Des Formations Continentales du Jurassique Supérieur Crétacé Inferieur*. Tesis Doctoral, Université de Dijon.
- Smith, D. G. (1983). Anastomosed fluvial deposits: modern examples from western Canada. *IAS Spec. Publ.*, 6, 155-168.
- Tischer, G. (1966). Über die Wealden-Ablagerung und die tektonik der Ostlichen Sierra de los Cameos in den nord-westlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. geol. jb.*, 44, 123-164.
- Vilas, L. *et al.* (1983). The Cretaceous at the SW Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana*, 10, 245-254.

Recibido el 8 de enero de 1990
Aceptado el 26 de junio de 1990