

EVOLUCION DEL ESTILO ALUVIAL EN EL
TRIASICO DE ALCARAZ (ALBACETE)

POR

C. J. DABRIO * Y J. FERNÁNDEZ **

RESUMEN

Las capas rojas del Triásico medio y superior del borde sureste de la Meseta Ibérica (Fig. 1) están formadas por sedimentos fluviales y costeros cuyas asociaciones de facies y arquitectura evolucionan verticalmente como respuesta a la interrelación entre el aporte sedimentario y las variaciones del nivel del mar.

En la sucesión estratigráfica (Fig. 2) se distinguen cuatro tramos:

1) Arcillas con intercalaciones de cuerpos lenticulares de arenisca y niveles carbonatados (Fig. 3). Las areniscas representan rellenos de canales meandriformes (Fig. 4, Lám. I-1,2,3 y Lám. II-1) con rasgos locales asimilables a rellenos de canales trenzados. Los sedimentos finos son depósitos de llanura de inundación con intercalaciones de capas arenosas formadas por apilamientos de lóbulos de *crevasse splay* (Fig. 4, Lám. II-1,2), capas laminadas correspondientes a *sheet flood* y carbonatos lacustres (Lám. II-3) y edáficos (Lám. II-4).

2) Banco tabular (*sheet sandstone*) (Fig. 5) atribuido a depósitos fluviales proximales de tipo trenzado, con estratificación cruzada tabular y en surco (Lám. IV-4), zonas deprimidas donde se depositaban alternancias de capas de arena masiva y con laminación ondulada (Láms. III-2, IV-1) y grandes barras a cuyas colas se asocian unidades sigmoidales de gran escala (Fig. 6, Lám. III-2-3).

* Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

** Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.

3) Lutitas con niveles de limolita y algunos nódulos de yeso. Hacia la base aparecen dos bancos tabulares de arenisca (Lám. IV-2,3). Se trata, en conjunto, de una sucesión fluvial distal asociada a una llanura costera.

4) Lutitas con yesos laminados y bandeados (Lám. IV-5) y nodulares (Lám. IV-6) correspondientes a sedimentos costeros de sabkha y, a techo, dolomías que culminan la transgresión del Triásico superior.

La sucesión es similar a las de otros puntos del borde sur de la Meseta y muestra, como ellas, el cambio de carácter y estilo fluvial en el tiempo (Fig. 7).

Los sistemas no son confinados pero un gran paleorrelieve central condicionó parcialmente las direcciones del drenaje, junto, probablemente, con cierta subsidencia diferencial a escala local. Las direcciones del sistema representado por el tramo 1 se asocian bien a procedencias del norte del paleorrelieve, mientras que las de los tramos 2 y 3 encajan mejor con una procedencia longitudinal a lo largo de las líneas de máxima subsidencia del sur del paleorrelieve central (Fig. 8).

El control mayor del depósito es la evolución vertical del nivel de base, es decir, el nivel del mar. El comienzo del depósito se relaciona con una fuerte subida del nivel del mar (¿transgresión?) a finales del Triásico medio y, a partir de entonces, la tendencia es a la reducción progresiva de la velocidad de ascenso, con depósito de los materiales fluviales distales del tramo 1 cuyos niveles de edafización son cada vez más abundantes hacia el techo, donde se ha situado una ruptura sedimentaria. Sobre esta megasecuencia de carácter retractivo (¿regresivo?) se desarrolla otra que comprende los tramos 2, 3, 4 y las dolomías suprayacentes, depositada con nivel del mar en ascenso cada vez más rápido. Al principio de la megasecuencia, la detención (o casi) del ascenso provocó un apilamiento de sedimento (tramo 2) con regresión generalizada sin erosión, pero la sucesión revela enseguida el carácter expansivo (transgresivo) de la cuenta (Fig. 7).

Estas dos megasecuencias con carácter de unidades tectosedimentarias (UTS) son comparables con las establecidas en la Cordillera Ibérica y Catalánides y pueden extenderse, en primera instancia (Figura 9), al conjunto de los materiales triásicos de las Cordilleras Béticas.

ABSTRACT

The Triassic red beds along the southeastern edge of the Iberian Meseta (Fig. 1) consist of fluvial and coastal siliciclastic sediments. Their character and depositional architecture change along with time

in response to the dynamic inter-relation between the supply of sediment and the changes of sea level.

Four informal members have been distinguished in the stratigraphic succession (Fig. 2):

1) Red mudstones with sand ribbons (Fig. 3). The sand ribbons are deposits of meandering channels (Fig. 4, Lam I-1, 2, 3; Lam II-1) with some minor braided features. Fine sediments correspond to muddy flood plain deposits with interlayered sandy laterally-piled crevasse splay lobes (Fig. 4, Lam II-1, 2), parallel-laminated sheet flood sandstone and lacustrine (Lam II-3) and pedogenic (Lam II-4) carbonates.

2) Sheet sandstone (Fig. 5) interpreted as proximal fluvial braided deposits with planar and trough (Lam IV-2) cross bedding. Local low-lying areas characterized by alternances of massive and wavy-laminated sandstone (Lam III-2, IV-1) and giant bars with associated large-scale units of sigmoidal cross bedding (Fig. 6, Lam. III-2, 3) occur.

3) Red mudstone with silt layers and scattered gypsum nodules. Towards the base, there are two thicker layers of sandstone (Lam. IV-2, 3). They correspond to distal fluvial meandering deposits in a coastal plain.

4) Red mudstone with laminated (Lam IV-5) and nodular (Lam IV-6) layers of gypsum that correspond to arid sabkha coastal deposits passing upwards into shallow marine dolostones, materializing the Late Triassic transgression.

The described stratigraphic succession is comparable to those of many other outcrops along the southeastern edge of the Iberian Meseta and, like them, it displays the change of character and fluvial style along time (Fig. 7).

The fluvial systems were unconfined but the drainage was partially controlled by a central Paleozoic paleorelief and some local subsidence. Paleocurrents in the lower meandering system (member 1) show a provenance from the areas placed to the north of the paleorelief, whereas those of members 2 and 3 adapt better to a longitudinal system flowing along the subsident areas placed along the southeastern flank of the relief (Fig. 8).

The major control of the facies distribution and fluvial architecture was the evolution of the base level viz. the sea level changes. Sedimentation started in relation with a major rise of sea level (transgression ?) by the end of Middle Triassic and, since then, there is a marked tendency to a slowing down of the rate of rise. The distal fluvial deposits of member 1, with increasingly lower rates of vertical accretion, were laid down during this retractive (offlapping,

regressive ?) megasequence. A second megasequence includes members 2, 3, 4 and the overlying dolostones: sedimentation took place with rising sea level, but the rate of elevation increased with time. At first, the stable (or almost stable) sea level provoked a rapid piling-up of proximal sediments (member 2) that forced the sea to retreat without erosion. Later on, the succession reveals the transgressive (onlapping) character of the basin (Fig. 7).

These two megasequences, considered as tectosedimentary units (TSU), are comparable to those of the Iberian Range and the Catala-nides and they are extended, in a first trial (Fig. 9) to the bulk of the Triassic rocks of the Betic Cordillera.

INTRODUCCION

Las capas rojas del Triásico medio y superior del borde sureste y de la Meseta Ibérica (Fig. 1) están formadas por sedimentos fluviales y fluvio-marinos cuyas asociaciones de facies y arquitectura evolucionan verticalmente, esto es, en el tiempo, desde depósitos de sistemas meandriformes a trenzados y, finalmente, de llanura costera y litorales, marcando la transgresión generalizada de finales del Triásico. Estos cambios obedecen a la interrelación entre el aporte sedimentario y las variaciones del nivel del mar durante esa época.

Es conocido que la disminución de la pendiente a lo largo de un curso fluvial hace decrecer la energía y la descarga de agua y sedimento y queda registrada en la granulometría, las estructuras sedimentarias, el espesor de las secuencias y, en última instancia, en el modelo de sistema fluvial y en la morfología y funcionamiento de los canales. Este hecho ha sido referido con frecuencia en la literatura y, entre otros, cabe citar los trabajos de ALLEN (1965a, 1974) sobre la Old Red Sandstone, de SMITH (1971) referentes al Río Platte y las recopilaciones de MIALL (1977) y de FRIEND (1978) que llama la atención acerca de los rasgos comunes a los sistemas fluviales fósiles.

Pero los ríos también han cambiado de carácter en el transcurso de la historia geológica. A gran escala, SCHUMM (1968) observó que todos los sistemas fluviales pre-Devónicos eran trenzados (*braided*), mientras que a partir de entonces coexistían los trenzados y los meandriformes. Este cambio de carácter está relacionado con la aparición de los vegetales que influyeron notablemente sobre la erosión y los procesos fluviales. COTTER (1978) analizó más de cien interpretaciones y dedujo que el cambio se produjo en el Silúrico, de manera que todos los ríos pre-silúricos eran trenzados. A escala menor, por ejemplo la de una formación, ocurren también cambios de carácter fluvial: NAMI y LEEDER (1978) observaron que la magnitud y la morfología

de los canales fluviales de la Formación Scalby (Jurásico) evolucionaban en el tiempo pasando de trenzados a meandriformes, en relación con un ascenso de nivel del mar.

El objetivo de este trabajo es profundizar en el estudio e interpretación sedimentaria de los materiales triásicos que afloran en los alrededores de Alcaraz (Albacete) en discordancia sobre el paleorrelieve tallado en las cuarcitas paleozoicas (Fig. 1), prestando especial aten-



FIG. 1.—Mapa de localización. Los números se refieren a las columnas de la figura 9. (1) Alcaraz; (2) Alcaudete; (3) Valdepeñas de Jaén; (4) Antequera-El Chorro, y (5) Calar de Santa Bárbara (Sierra de Baza).

FIG. 1.—Location map and (numbers) sections compared in the text and Fig. 9.

ción a la evolución temporal (en la vertical) y a la determinación de los parámetros que la condicionan. Los resultados obtenidos suponen un nuevo punto de vista en muchos aspectos y un avance notable sobre los trabajos anteriores de los propios autores (FERNANDEZ, 1977; FERNANDEZ y DABRIO, 1983, 1985).

DESCRIPCION DE LAS FACIES

La sucesión estratigráfica de Alcaraz (Fig. 2) puede dividirse en cuatro tramos caracterizados por sus asociaciones de facies represen-

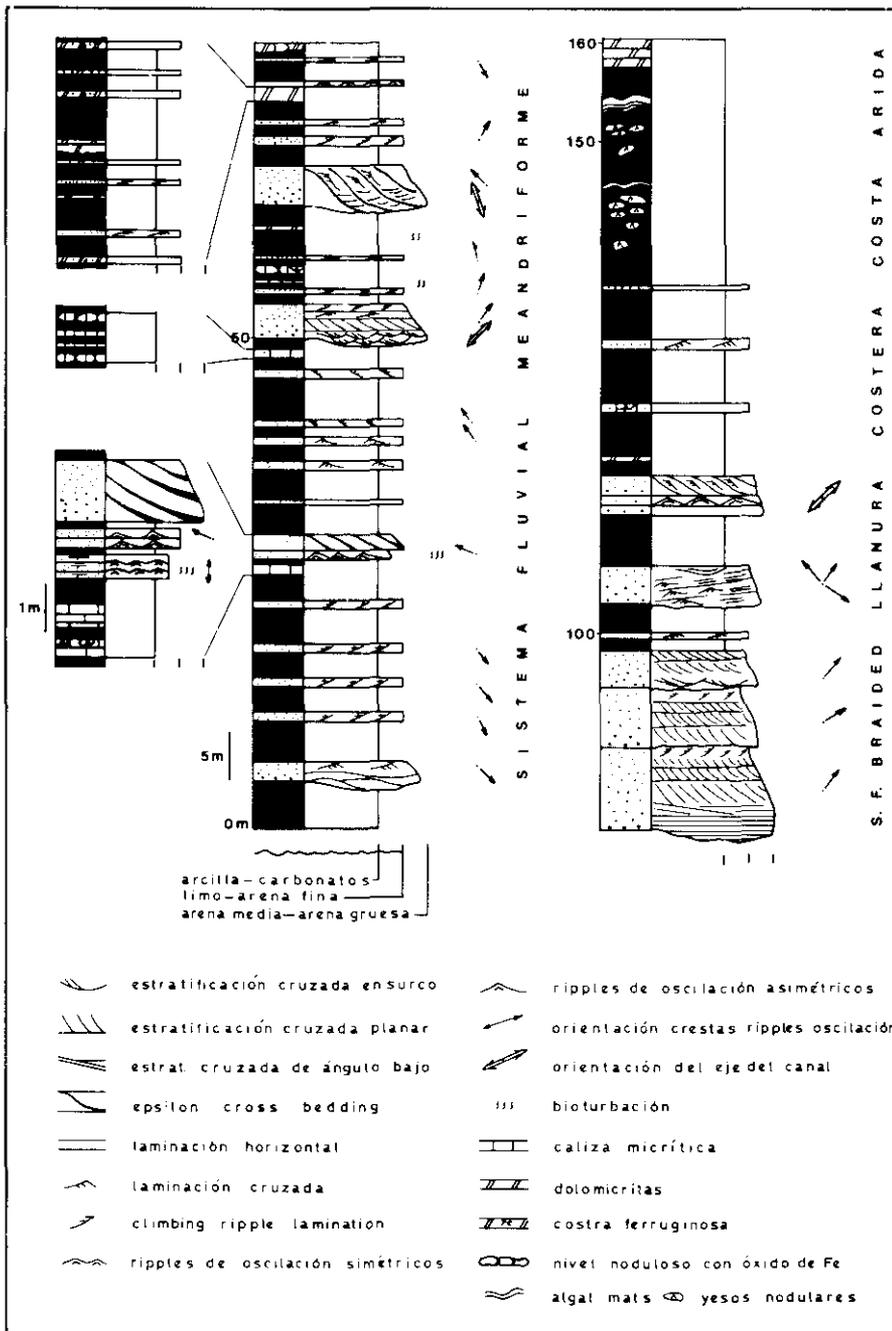


FIG. 2.—Sucesión estratigráfica de Alcaraz, cerca de la gasolinera.

FIG. 2.—Stratigraphic succession of Alcaraz, next to the filling station.

tativas de diversos ambientes sedimentarios como se demostrará luego. En orden ascendente, son:

1) Cuerpos lenticulares de areniscas (*ribbons*) intercalados en una matriz fina constituida por lutitas, limolitas y niveles carbonatados. Representan depósitos de sistemas fluviales de alta sinuosidad (meandriformes) con caracteres locales asimilables a modelos de canales trenzados.

2) Potente capa de morfología tabular (*sheet sandstone*) y gran continuidad lateral, atribuida a depósitos de ríos trenzados.

3) Potente paquete de lutitas con algunos niveles de limolitas y nódulos dispersos de yeso. Hacia la base del tramo aparecen dos bancos de areniscas tabulares con moderada continuidad lateral. Se interpretan como depósitos de un sistema fluvial distal en una llanura costera.

4) Lutitas con yeso nodular y laminado, que corresponden a sedimentos costeros en clima árido.

La sucesión está coronada por dolomías tableadas depositadas en medio marino somero a finales del Triásico.

DEPÓSITOS DE RÍOS MEANDRIFORMES

Comprenden la mitad inferior de la sucesión (tramo 1) y en una primera aproximación se diferencian cuerpos aislados de areniscas de morfología lenticular (canales) en el seno de una matriz fina lutítica (llanura de inundación) con intercalaciones de capas decimétricas de areniscas y niveles centimétricos de carbonatos (Fig. 3).

Depósitos de canal

En el afloramiento destacan cuerpos lenticulares de areniscas similares a los que FRIEND (1983) denominó cintas (*ribbons*), con una extensión lateral de unas decenas de metros (alrededor de 40 m por término medio), un espesor de unos 3 m (Lám. II, Fot. 1) y base erosiva. El sedimento que los forma muestra una clara tendencia granodecreciente a la vez que aumenta el contenido en arcillas hacia el techo. Se aprecian superficies de acreción bien desarrolladas del tipo *epsilon cross bedding* de ALLEN (1965), que se extienden hasta la base del cuerpo sedimentario y que suelen estar jalonadas por láminas de arcilla. Las unidades de acreción lateral muestran estratificación cruzada y, hacia el techo, laminación cruzada debida a la migración de ripples que tienden a ascender por las superficies de acreción lateral

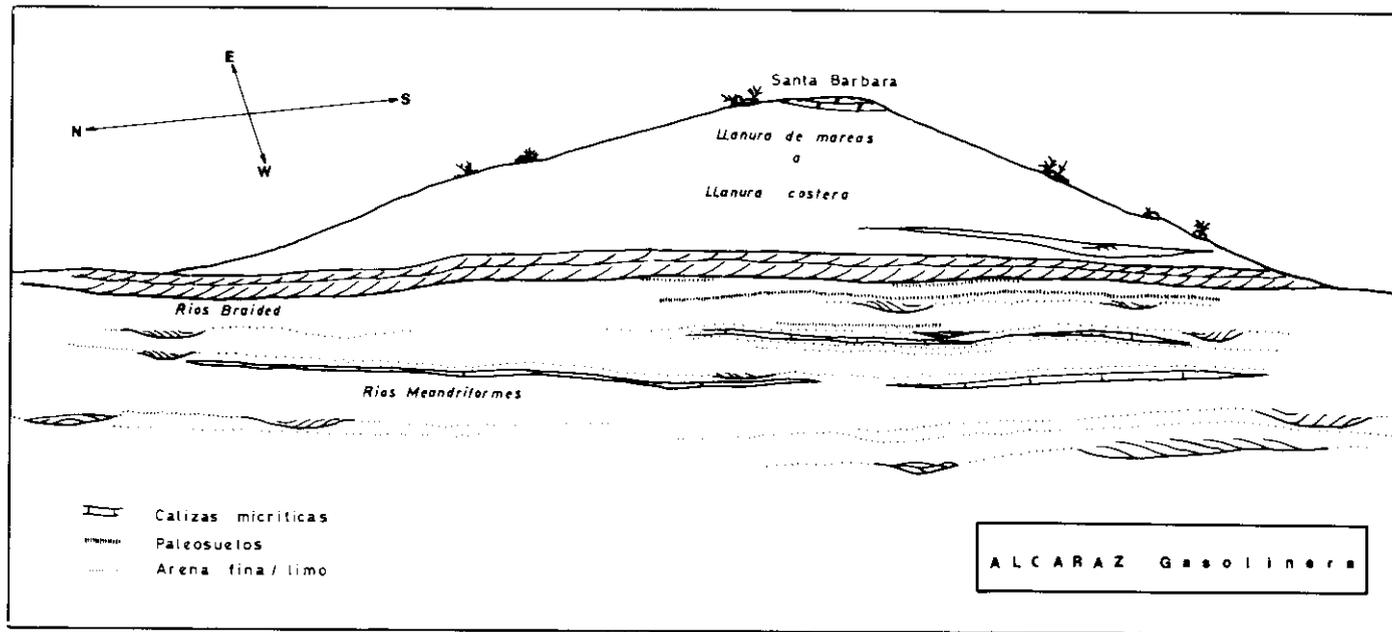


FIG. 3.—Panorámica a partir de una fotografía mostrando los rasgos más sobresalientes de los grupos de facies.

FIG. 3.—Panoramic view drawn from a photograph to show the most prominent features of the assemblages of facies.

(es decir, las medidas de paleocorrientes apuntan en dirección opuesta a la de buzamiento de las láminas de acreción). En algunos casos, la única estructura interna es laminación cruzada.

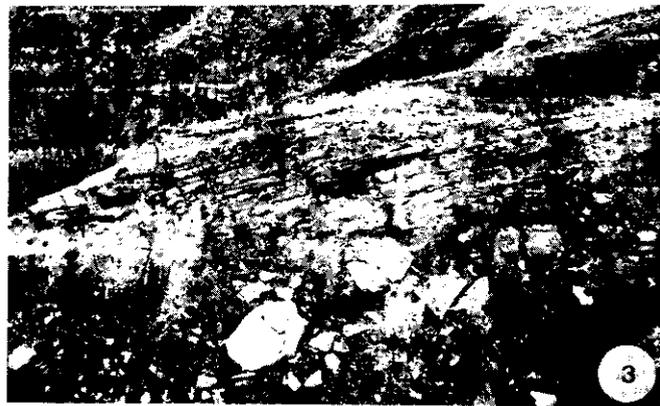
Las características expuestas (Lám. I, Fots. 1 y 3; Fig. 4a), la secuencia *fining-upwards* reflejada en la tendencia granodecreciente y en los tipos de estratificación, y la base erosiva son típicos de los depósitos de barras de meandro (*point bar*) como los descritos por ALLEN (1964, 1965 y 1970) y por Puigdefábregas (1973). Por ello se interpretan estos cuerpos de arenisca como el resultado del depósito en barras de meandro de ríos muy sinuosos cuyos cauces tenían una anchura de 30-40 m y una profundidad de 3-4 m. El hecho de que puedan seguirse las superficies de acreción lateral desde las partes altas de los bancos hasta la base de los paleocanales y el que estén jalonadas por láminas de arcilla atestiguan las grandes fluctuaciones de la descarga fluvial (quedando, incluso, el cauce sin flujo temporalmente) y la irregularidad del crecimiento de la barra de meandro. Probablemente el crecimiento era estacional y el sistema fluvial se ubicaba en una zona de clima árido o semiárido como el que se admite normalmente para esta región durante el Triásico.

En algunos lugares se ve que las unidades de acreción lateral están cubiertas por una capa de arena fina y limo de algunos centímetros de espesor cuya estructura interna consiste en laminación cruzada debida a ripples que migran en dirección opuesta al buzamiento de las unidades mayores (Fig. 4a). En consecuencia, se interpretan como depósitos de bordos (*levees*).

En continuidad con algunas de las unidades de acreción lateral correspondientes a barras de meandros de curvas contiguas se encuentran canales abandonados que están rellenos por unidades que presentan acreción vertical (Fig. 4A y Lám. y Fots. 1 y 2). El abandono de los canales se supone ligado a los cambios de curso del río por avulsión.

En algunos casos las superficies de acreción lateral se observan solamente en la parte alta de la secuencia, mientras que la parte inferior muestra estratificación cruzada en artesa. Esta disposición indica un flujo continuo en el canal en cuyo fondo había dunas activas migrando incluso en épocas de descarga reducida, mientras que las unidades de acreción lateral se generaban sólo en períodos de crecida cuando la descarga era alta. PUIGDEFABREGAS y VAN VLIET (1978) han descrito ejemplos de este tipo en el Terciario del Pirineo.

Localmente, estos ríos meandriformes construyeron cuerpos lenticulares con organización interna propia de canales trenzados, esto es, apilamiento de unidades lenticulares, con estratificación cruzada en artesa hacia la base y laminación cruzada hacia el techo, indicando un mecanismo de acreción vertical (Lám. I, Fot. 2). Corresponde a



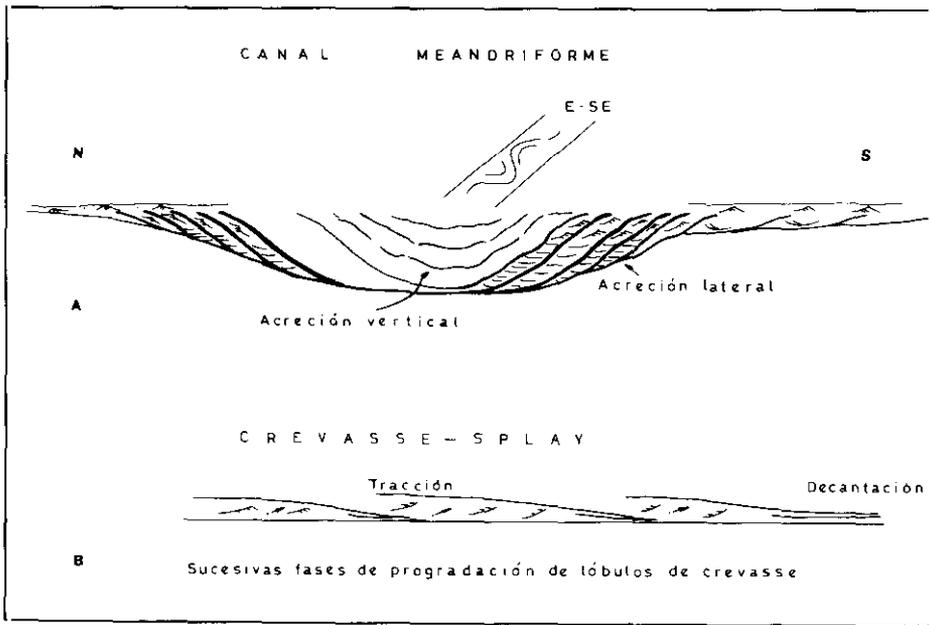


FIG. 4.—(A) Organización interna de un cuerpo lenticular de areniscas en los depósitos de ríos meandriiformes (tramo 1). Se observan las unidades de acreción lateral en curvas de meandros contiguos y el relleno por acreción vertical cuando el canal es inactivo en ese punto. (B) dispositivo de progradación de lóbulos de crevasse splay.

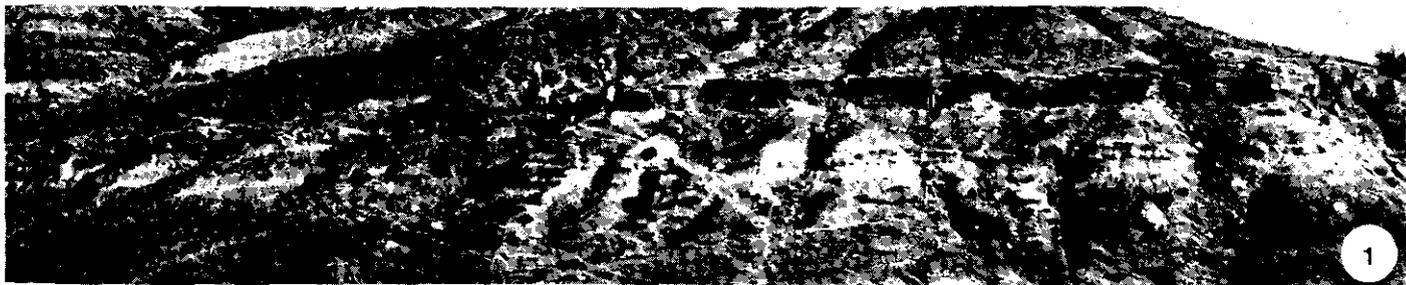
FIG. 4.—(A) Internal structure of a sand ribbon of the meandering river deposits (member 1). Well developed units of lateral accretion formed in adjacent point bars and channel fill with vertical accretion, formed when the channel becomes inactive in this place, are visible. (B) Arrangement of facies in prograding lobes of crevasse-splay.

restos del relleno de los tramos poco o nada sinuosos entre arcos de meandros.

Las direcciones de corrientes y las orientaciones de los ejes de los canales muestran una elevada dispersión pero, teniendo en cuenta la distribución espacial de los cuerpos de arenisca, se deduce una orien-

LÁMINA I.—(1) Capa de arenisca lenticular con estructura de acreción lateral y vertical. A: acreción lateral por relleno de una curva de meandro; B: (y fotografía 3): relleno de la curva siguiente, y C: acreción vertical cuando el canal queda inactivo.—(2) Capa de arenisca lenticular con estructura de acreción vertical.—(3) Epsilon cross bedding en el relleno de un meandro. Véase fot. 1.

LAMINA I.—(1) Sand ribbon with internal structure of lateral and vertical accretion. A: lateral accretion due to filling-up of a meander; B (and Phot. 3): filling of the next meander bend, and C: vertical accretion when the channel becomes inactive. (2) Lenticular sandy body with structure showing vertical accretion. (3) Epsilon cross bedding in the filling of a meander. Compare to Phot. 1.



tación aproximada W/NW - E/SE para los cinturones de meandros, con sentido de flujo hacia el este.

DEPÓSITOS DE LLANURA DE INUNDACIÓN

En la llanura de inundación el depósito dominante corresponde a las lutitas, lo que indica que las corrientes fluviales transportaban una elevada carga en suspensión. En las lutitas masivas se intercalan capas de arenisca y niveles carbonatados.

El espesor de las CAPAS DE ARENISCA no suele superar al metro. Aparentemente muestran una gran continuidad lateral, aunque en la práctica los acuñamientos son muy frecuentes cuando se estudian con detalle. La estructura interna de estas capas está constituida por una sucesión de unidades cuneiformes que simulan una estratificación cruzada de ángulo bajo disponiéndose unas sobre otras según un dispositivo progradante (Fig. 4,B, Lám. II, Fots. 1 y 2). Cada unidad muestra una evolución de energía decreciente en el sentido de la corriente que se registra en la granulometría (pasa de arena media a limo y arcilla) y en las estructuras sedimentarias (de laminación cruzada a laminación horizontal de decantación). Se interpretan estas unidades como debidas a *crevasses*, correspondiendo cada capa a la progradación de varios

LÁMINA II.—(1) Arriba, banco de arenisca de escala métrica en el que se aprecia una zona de adelgazamiento. Corresponde al relleno de dos curvas de meandro del mismo río. Abajo, capa de arenisca con tres episodios de progradación de lóbulos de crevasse.—(2) Capa de arenisca de unos 70 cm de espesor construida por apilamiento de varios episodios de crevasse. En la parte inferior se observa un set de estratificación cruzada que se adelgaza al alejarse del canal, lo cual refleja la pérdida de energía del flujo de ese sentido. La depresión creada por el adelgazamiento de la mitad inferior se rellena por sedimento fino (arena fina/limo) con laminación cruzada originándose una unidad cuyo espesor evoluciona en sentido contrario (a).—(3) Nivel de calizas micríticas laminadas asociadas a lutitas grises con abundante materia orgánica y algún nódulo de yeso. Se asimilan a depósitos de llanura de inundación (floodplain lake).—(4) Aspecto noduloso de las costras calcáreas y ferruginosas desarrolladas en la llanura de inundación por procesos edáficos.

LAMINA II.—(1) Above, sand ribbon (a few metres thick) with a thinner zone. It corresponds to the filling of two meander bends of the same river. In the lower part, sandstone layer showing three episodes of progradation of crevasse-splay lobes. (2) Sandstone layer, 70 cm thick, built up by several episodes of crevasse. In the lower part there is a set of cross bedding that thins away from the channel, along with the loss of energy of the flow in that direction. The depressed area created by the thinning of the underlying unit fills up with cross lamination fine sediments (fine sand and silt). The thickness of this new unit evolves in the opposite direction as that of the underlying unit. (3) Layer of laminated micritic limestones, grey mudstone rich in organic matter and some gypsum nodules, assumed to be a flood-plain lake deposit. (4) Nodular character of the calcareous and ferruginous crusts formed in the flood plain through pedogenic processes.

lóbulo de *crevasse* procedentes del mismo canal y que se dirigen hacia la llanura de inundación. La disminución de energía se produce en la dirección de alejamiento del canal.

Alguna de estas capas pudo originarse por mecanismos de transporte laminar de agua (*sheet flood*), pues su morfología es tabular y su extensión es notablemente mayor que en las anteriores. La estructura interna de estas capas muestra la disminución de la energía en el sentido del alejamiento del canal pasando de laminación cruzada a laminación horizontal tanto hacia el techo como lateralmente.

En suma, los criterios distintivos empleados son los indicados por ALLEN (1964) y LEEDER (1974): las capas que se acuñan rápidamente se interpretan como *crevasses* y las tabulares y más extensas se atribuyen a *sheet flood*.

El espesor de los NIVELES CARBONATADOS, por su parte, oscila alrededor de los 15 cm y, típicamente, presentan una gran continuidad lateral. Pueden diferenciarse dos tipos:

1) Calizas micríticas laminadas con porosidad fenestral (*bird's eyes*), ostrácodos en algunos lugares, mallas de algas y grietas de desecación (Lám. II, Fot. 3). A veces muestran estructura nodulosa y hacia el techo incluyen nódulos de yeso. En íntima asociación con estos niveles carbonatados se encuentran arcillas y limos calcáreos, estos últimos intensamente bioturbados y con *ripples* de oscilación. Teniendo en cuenta todos estos rasgos se asimilan a depósitos de lagos efímeros de la llanura de inundación con influencia esporádica de los desbordamientos de los canales, semejantes a los descritos por FRIEND y MOODY STUART (1970).

2) Niveles nodulosos con muchos óxidos de hierro y manganeso muy afectados por bioturbación debida a raíces (Lám. II, Fot. 4), interpretados como horizontes edafizados (probablemente se trata de verdaderos paleosuelos) mejor desarrollados en las zonas cercanas a los canales donde la humedad sería mayor y permitiría el asentamiento de una vegetación más abundante. En muchos puntos son muy similares a los caliches desarrollados actualmente en climas semiáridos (ALLEN, 1974; LEEDER, 1975).

Interpretación

Las facies descritas corresponden a depósitos de un sistema fluvial meandriforme con canales muy inestables que cambian continuamente de posición en la extensa llanura de inundación. La velocidad de sedimentación era muy elevada y también la tasa de acreción vertical del sistema, de forma que los canales no originan fajas de meandros encajándose sucesivamente y produciendo estructuras en capas de cebo-

lla, sino cintas (*ribbons*) aisladas. Una tasa de crecimiento vertical tan notable atestigua el comportamiento ascendente del nivel del mar que controla el nivel de base del sistema. El aumento de los procesos pedogenéticos hacia el techo del tramo sugieren un mayor tiempo de exposición y tasas más reducidas de sedimentación y, en consecuencia, una ralentización de la velocidad de ascenso del nivel del mar.

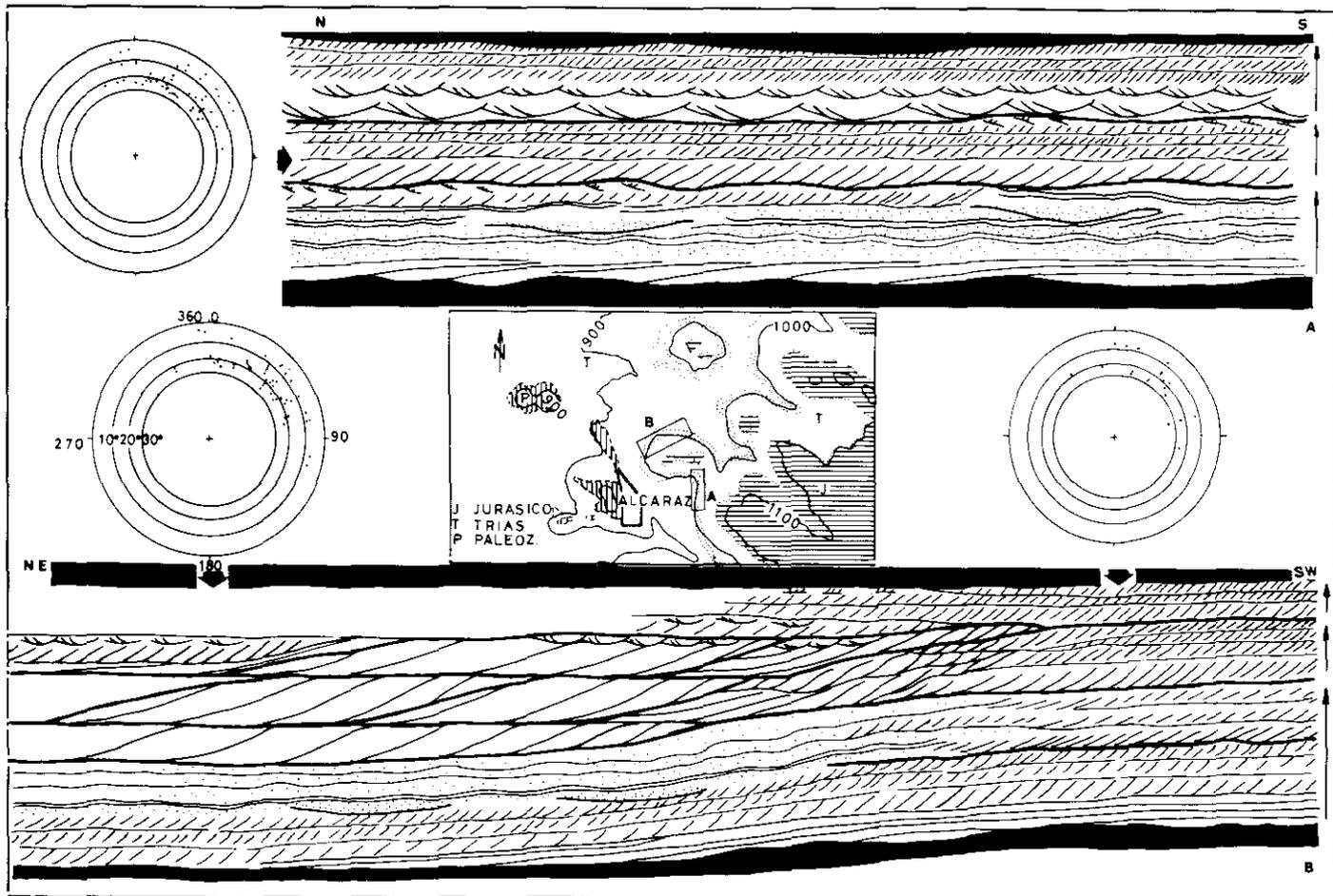
Las grandes fluctuaciones de la descarga de los ríos permitieron que llegaran a la llanura de inundación depósitos de desbordamiento (*overbank*) en forma de *crevasse splays* y de láminas de agua (*sheet flood*) que alternaban con fases de edafización y desarrollo de paleosuelos y precipitación de carbonatos en las charcas de la llanura de inundación. En los canales, las fluctuaciones se marcaban por el carácter discontinuo del crecimiento de las barras de meandro (*point bar*) entre cuyas unidades de acreción lateral se intercalan láminas de arcilla.

DEPÓSITOS DE RÍOS TRENZADOS

Hacia la mitad de la sucesión se encuentra un notable banco de arenisca de morfología tabular a escala regional (*sheet sandstone*) y un espesor medio de unos 15 metros. El contacto con los materiales finos de la llanura de inundación de la unidad infrayacente es neto y ligeramente erosivo, pero no se aprecian evidencias de un encajamiento o incisión importante. La discontinuidad es, sin embargo, muy notoria por las diferencias en la velocidad de sedimentación, la tendencia de la sucesión, las direcciones de paleocorrientes y el ambiente sedimentario implicado.

La secuencia general del banco es granodecreciente (*FU*) y de disminución de la escala de las estructuras sedimentarias primarias, en respuesta a una disminución de la energía hacia el techo. Está integrada, a su vez, por otras de menor orden y del mismo signo, constituidas por estratificación cruzada tabular o en artesa con *sets* de espesor decreciente hacia arriba (Fig. 5, Lám. III, Fot. 1) hasta terminar en laminación cruzada. Los límites de las secuencias son cicatrices erosivas de gran continuidad lateral jalónadas por niveles de arcilla. Las superficies de *inter-set* son planas a excepción de donde conectan aguas abajo con las unidades sigmoidales. Las direcciones de corriente se sitúan siempre en el primer cuadrante, aunque muestran un cierto grado de dispersión.

A la hora de describir el banco debe hacerse especial hincapié en *a*) una zona caracterizada por la alternancia de laminación masiva y ondulada (Láms. III-2 y IV-1), y *b*) otra zona donde se desarrollaron grandes unidades de morfología sigmoidal (Lám. III, Fots. 2 y 3).



a) El paquete con LAMINACION MASIVA Y ONDULADA se sitúa hacia la base del banco (Fig. 5) en áreas que debieron ser ligeramente deprimidas. Se trata de un paquete de varios metros de espesor construido por *sets* de unos 30 cm de espesor de arena media/fina, masiva, que a techo incorporan unos centímetros de laminación ondulada y que, aguas arriba, pasan a estratificación cruzada. Se interpretan como el resultado de un frenado rápido de la corriente fluvial que transportaba y depositaba arena por medio de *megaripples*, cuando penetraba en una zona con agua ligeramente estancada, donde se producía el depósito rápido de la arena media (intervalo masivo) y después el depósito de las fracciones más finas desde la suspensión (intervalo de laminación ondulada) en aguas algo agitadas por la corriente.

b) Las UNIDADES SIGMOIDALES (Fig. 5,B) se suceden tanto en la dirección de la corriente como en la vertical. El espesor máximo de cada unidad es de 1,5 a 2 m y su longitud de 30 m (Lám. III, Fot. 2) y su estructura interna es estratificación cruzada sigmoidal a excepción de la superior que incorpora estratificación cruzada en artesa en el techo.

En una sección paralela a la dirección de la corriente (Fig. 6) se puede observar la evolución siguiente de la estructura interna:

1. Apilamiento de *sets* de estratificación cruzada planar de espesor decreciente hacia arriba (secuencia FU) con superficies de *inter-set* casi planas.

2. Zona de superficies de *inter-set* bastante irregulares donde la estratificación cruzada empieza a ser de tipo sigmoidal.

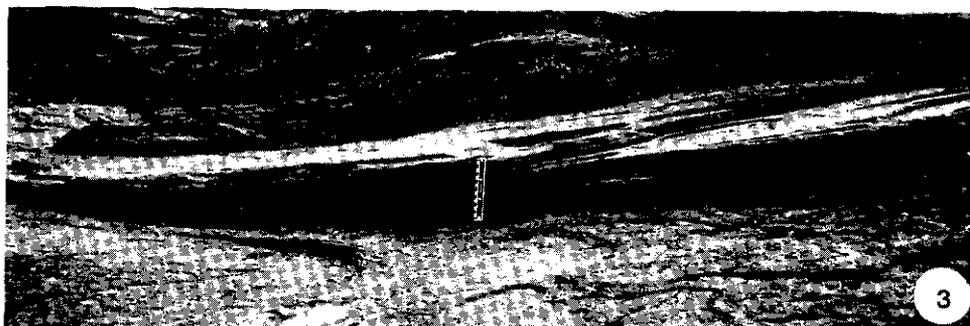
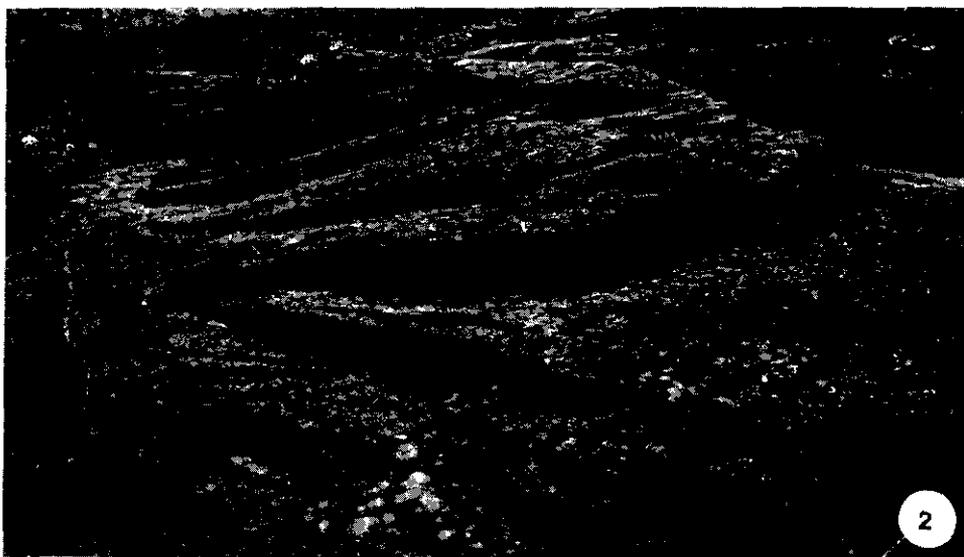
3. Intervalo con grandes unidades de estratificación cruzada sigmoidal (Lám. III, Fots. 2 y 3), cuyas láminas centimétricas buzan alrededor de 15-20° en la parte media, que son valores similares a los medidos en los *foresets* de los *megaripples* de crestas rectas.

4. Aguas abajo, en la dirección de la corriente, las condiciones de observación son deficientes y no se puede seguir bien la evolución lateral, pero parece que pasa de nuevo a estratificación cruzada planar o en surco, a través de un episodio de estratificación cruzada de ángulo bajo.

Desde las experiencias de JOPLING (1965) sobre deltas de laboratorio, se han citado estratificaciones cruzadas sigmoidales en depósi-

FIG. 5.—Esquema de la estructura interna, secuencias de estructuras sedimentarias primarias y datos de paleocorrientes en el banco tabular de areniscas (tramo 2) interpretado como depósitos de canal trenzado.

FIG. 5.—Scheme of the internal structure, sequences of primary sedimentary structures and poleocurrent measurements in the sheet sandstone layer (member 2) interpreted as deposits of braided streams.



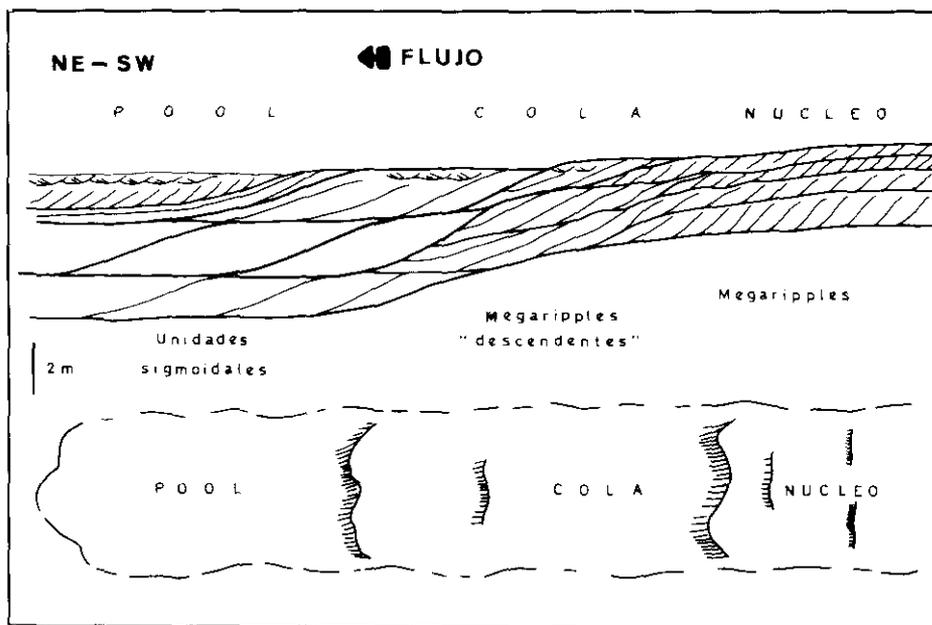


FIG. 6.—Evolución de la estructura interna de una barra arenosa de grandes dimensiones y modelo en planta de las zonas diferenciadas (abajo).

FIG. 6.—Downcurrent evolution of the internal structure of a great bar and (below) plan view of the zones considered.

tos antiguos (*washovers* debidos a tormentas, MORTON, 1978, y barras de meandros, NAMI y LEEDER, 1978) y modernos (migración de *ripples* linguoides en depósitos de llanura de inundación de corrientes efímeras, WILLIAMS, 1971). También en experiencias de laboratorio sobre las condiciones de la transición dunas-lechos planos se encuentran estratificaciones cruzadas sigmoidales en algunos tipos de dunas (*humpback dunes*) y se ha visto que las longitudes relativas del *topset*, *foreset* y *bottomset* son función de la proximidad a las condiciones del estado de lechos planos (SAUNDERSON y LOCKETT, 1983).

LÁMINA III.—(1) Secuencia de sets de estratificación cruzada de espesor decreciente hacia arriba, indicativa de una reducción de la energía.—(2) Unidades sigmoidales en la transición de la cola de una barra a la depresión. En la parte de abajo se observan episodios de arenas masivas y laminadas.—(3) Detalle de la estructura interna de una de las unidades sigmoidales, constituida por estratificación cruzada asimismo sigmoidal.

LAMINA III.—(1) Thinning upwards sequence of cross bedding, indicative of decreasing energy. (2) Sigmoidal units placed in the transition between the tail of a great bar and the pool. In the lower part, massive and wavy laminated sandstones are visible. (3) Close up of the internal structure of a sigmoidal unit made up of sigmoidal cross bedding.

Por otra parte, HASZELDINE (1983) reconstruyó una barra de grandes dimensiones en un canal fluvial del Carbonífero Superior (NE de Inglaterra) y dedujo los principales procesos sedimentarios y los tipos de estratificaciones cruzadas que se producen en el área de cola de la barra. Los distintos tipos de estratificación cruzada pueden relacionarse con la migración aguas abajo de diferentes cuerpos sedimentarios (*sand sheets* y *sand waves*) que descendían por el frente de la barra. Probablemente, en los grandes cuerpos sedimentarios tiene gran importancia el depósito de arena relacionado con cuerpos descendentes de tipo *sand sheet* independientemente del ambiente sedimentario. BLUCK (1971, 1978, 1980 y 1981) ha descrito rasgos similares en depósitos fluviales actuales y fósiles, lo cual sugiere que esta disposición de facies es la norma en los ríos actuales.

En resumen, la disposición y evolución de las facies en este sector del afloramiento representan el depósito de una gran barra (como las que COLEMAN, 1969, denominó *sand waves* y CANT y WALKER, 1978, *sand flat*) y el relleno de la depresión (*pool*) que había aguas abajo de aquélla. El núcleo de la barra tiende a crecer verticalmente por apilamiento de *megaripples* de crestas rectas que transportaban activamente el sedimento sobre la barra en especial durante las épocas de crecida. Estos *megaripples* descendían luego por la suave pendiente de la cola de la barra, generando estratificación cruzada a menudo sigmoidal, y entraban en la zona deprimida (*pool*) donde la velocidad del flujo era comparativamente menor. La consiguiente reducción de la velocidad de la corriente, la gran cantidad de sedimento en suspensión y el espacio disponible a causa del aumento relativo de la profundidad favorecieron el depósito de las grandes unidades sigmoidales.

La pequeña tasa de acreción vertical y la ausencia de rasgos erosivos indicadores de grandes incisiones en los depósitos previos deben estar relacionados con un gran aporte de sedimento y un nivel de base estable o en suave ascenso. En cualquier caso la superposición de varias unidades se debe, según JOPLING (1965), a sucesivas elevaciones del nivel de base.

Interpretación

Considerando la morfología del banco, sus estructuras sedimentarias, secuencias y distribución de las paleocorrientes, se interpreta el banco como un depósito de canales fluviales poco sinuosos (probablemente de tipo trenzado) con elevada relación anchura/profundidad, que se movían con gran facilidad dentro de un cauce amplio, en una llanura aluvial también amplia. La escasez de vegetación y la ausencia de barreras físicas que constriñiesen la llanura aluvial pudieron ser factores que favoreciesen la inestabilidad del sistema, justificando

el carácter poco incisivo de los canales. En las primeras etapas de la implantación del canal el flujo tenía un carácter laminar atestiguado por la laminación horizontal de régimen de flujo alto, con poca tendencia a la excavación de surcos erosivos (*scours*).

Tras estas primeras etapas, el transporte se realizó por *megaripples* que se amontonaban con una tendencia *fining upwards* pero en las zonas ligeramente deprimidas, donde el agua se remansaba, la sedimentación se hizo más rápida y el mecanismo de avalancha era sustituido por los episodios de laminación masiva y ondulada alternantes. Cuando la descarga disminuía, el flujo residual se circunscribía a canales de escala métrica.

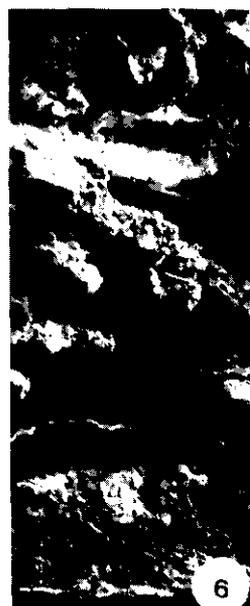
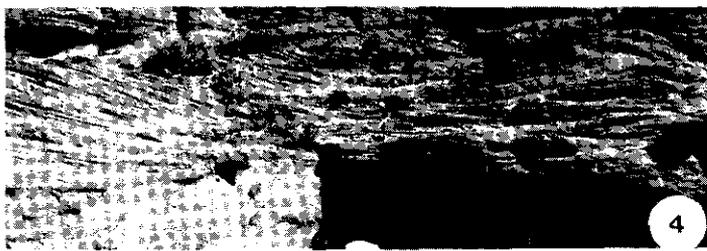
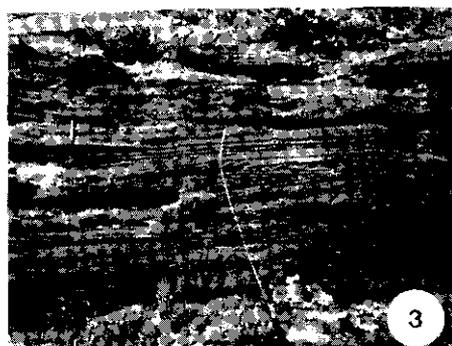
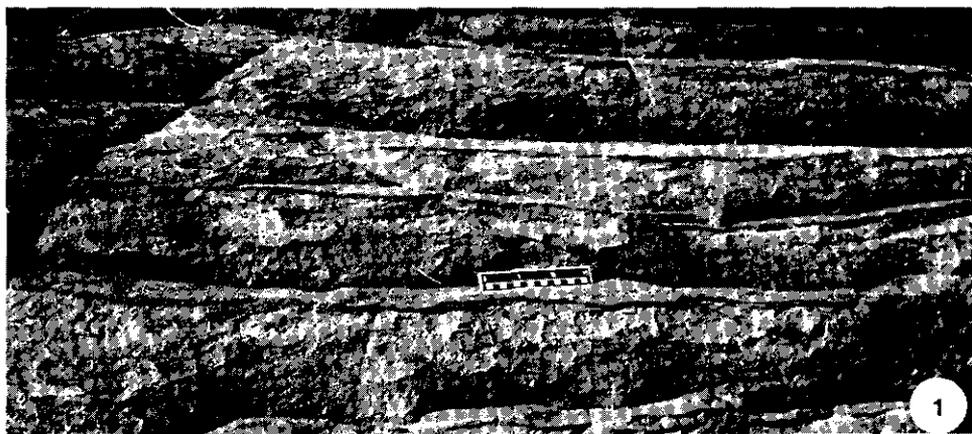
El gran número de secuencias y su espesor apuntan a una tasa de acreción vertical relativamente elevada y, como las secuencias están separadas por superficies erosivas de gran continuidad lateral, ha de suponerse que se formaron por la migración de todo el sistema a través de la llanura aluvial arenosa (FERNANDEZ y DABRIO, 1985; PEREZ-ARLUCEA, RAMOS y SOPEÑA, 1983). A favor de la acreción vertical se desarrollaron grandes barras por cuyos frentes descendían cuerpos más pequeños (*megaripples*) que daban lugar a las unidades sigmoidales en la zona más deprimida, con una disposición que recuerda la *progradación de pequeños deltas (delta foreset, JOPLING, 1965)*. El apilamiento de *megaripples* rellenando canales continuó hasta la última secuencia en la que, tras un episodio de grandes dunas (estratificación cruzada en surco de gran escala, Lám. IV-4), acaba la historia del sistema con un pequeño canal meandriforme.

DEPÓSITOS FLUVIALES EN LLANURA COSTERA

El tercer tramo de la sucesión muestra de nuevo un predominio de los sedimentos finos arcillosos en los que se intercalan niveles de arenisca de escala centimétrica con laminación cruzada, niveles edafizados son desarrollo de paleosuelos análogos a los descritos antes y algunos nódulos de yeso. Destacan, hacia la base, dos bancos de arenisca más potentes que alcanzan los 3-4 m de espesor.

El más bajo de los dos presenta una base neta y ligeramente erosiva sobre las arcillas. El sedimento muestra una ligera tendencia granodecreciente y la estructura interna consiste en laminación horizontal o estratificación cruzada de ángulo bajo y laminación cruzada (Lám. IV, Fot. 3) que refleja unas condiciones de energía relativamente baja. Las paleocorrientes muestran un elevado grado de dispersión entre NW y SE.

El otro banco, en posición estratigráfica más alta, muestra un espesor y una tendencia granodecrecientes similares a las anteriores,



pero en su estructura interna se diferencian dos partes: una inferior constituida por laminación cruzada de *ripples* de oscilación y otra, sobre ella, con estratificación cruzada de acreción lateral (*epsilon cross bedding*) (Lám. IV, Fot. 2). La estructura interna de las unidades de acreción lateral es laminación cruzada debida a la migración de *ripples* de corriente que ascendían por las superficies de acreción.

El conjunto se interpreta como el depósito de un sistema fluvial distal de baja energía asociado, probablemente, con una llanura costera en la que dominan las facies finas de la llanura de inundación con características similares a las de los ríos meandriformes del tramo inferior, pero incorporando nódulos de yeso. Las facies más groseras tienen granulometrías de arena media a limo y forman las capas de mayor espesor que corresponden al relleno de canales que, al menos localmente, eran de alta sinuosidad (meandriformes). El relleno corrió a cargo de corrientes cuya carga era, probablemente, intermedia entre suspensión y mixta (*suspended-load* y *mixed-load*, respectivamente, se gún STEWART, 1983), puesto que, aunque las barras de meandro son predominantemente arenosas, su estructura interna es exclusivamente laminación cruzada indicadora de una energía muy baja y una cantidad elevada de sedimento en suspensión. Ello, con la alta tasa de acreción vertical del sistema, son indicativas de una situación con nivel del mar en rápido ascenso.

La interpretación propuesta para este tramo consiste en un sistema fluvial meandriforme en una llanura costera, aunque sin evidencia clara de la influencia marina, a causa del carácter distal, la baja energía de los sistemas, su elevada velocidad de sedimentación y carga en suspensión, y la posición en la columna, entre depósitos de ríos trezados y de costa árida.

LÁMINA IV.—(1) Alternancia de arenas masivas y con laminación ondulada. La escala mide 15 cm.—(2) Estructura de acreción lateral (*epsilon cross bedding*) sobre un paquete de *ripples* de oscilación. En las unidades de acreción lateral alternan las constituidas por arena media/fina con laminación cruzada y las de arcilla.—(3) Areniscas de grano medio a fino con laminación horizontal, de régimen de flujo bajo, y cruzada. El lápiz mide 13 cm.—(4) Estratificación cruzada en surco (*artesa*) de gran escala debida a la migración de grandes dunas por el fondo del canal (tramo 2).—(5) Yesos bandeados claro-oscuro de escala milimétrica formados por antiguas mallas de algas (transformadas en yeso) de la zona intemareal.—(6) Lutitas rojas con yesos nodulares que llegan a formar capas continuas.

LAMINA IV.—(1) Alternating massive and wavy laminated sandstone. The scale bar is 15 cm long. (2) Structure of lateral accretion (*epsilon cross bedding*) overlying a ripple-laminated interval. The units of lateral accretion are made up of alternating medium to fine sandstone and mudstone. (3) Medium to fine sandstone with lower flow regime even lamination and cross lamination. Pencil size: 13 cm. (4) Large scale trough cross bedding formed by large migrating dunes along the bottom of the channel. (5) Millimetric-banded gypsum corresponding to transformed algal mats grown in the intertidal zone. (6) Lutite mudstone with nodular gypsum that often welds into continuous layers.

DEPÓSITOS DE LLANURAS DE MAREAS DE COSTA ÁRIDA

Se atribuyen a este origen los materiales comprendidos en el tramo lutítico-evaporítico superior que en la zona de Alcaraz está muy mal expuesto en superficie. En consecuencia, no se puede hacer una diferenciación de facies y secuencias tan precisa como en otros puntos de la región (FERNANDEZ y DABRIO, 1985). No obstante, intercalados en las lutitas, se han reconocido los yesos nodulares rojos (Lámina IV, Fit. 6) interpretados como depósitos de *sabkha* en la zona supramareal de una costa árida y los yesos laminados con bandeados claro/oscuro (Lám. IV, Fot. 5) que se asimilan a depósitos laminados de algas (*algal mats*) de la zona intermareal (FERNANDEZ y DABRIO, 1985). La sucesión termina con dolomías tableadas semejantes a las que, en la Cordillera Ibérica, se atribuyen al Rhetiense (GOY y YEBENES, 1977) depositadas originalmente en medio marino somero.

El tramo, en conjunto, ilustra una sucesión de facies propia de una costa en contexto transgresivo con sedimentación abundante, lo cual indica que el nivel del mar estaba en ascenso.

DISCUSION

La sucesión estratigráfica triásica del borde de la Meseta, en los lugares donde es más compleja, permite diferenciar más términos de los observados en Alcaraz (FERNANDEZ y DABRIO, 1985). 1) En la base, depósitos groseros de abanicos aluviales y conglomerados de ríos trezados; 2) un tramo fluvial meandriforme con arcillas y carbonatos de llanura de inundación entre los que se intercalan bancos arenosos con facies de barra de meandro, depósitos de lóbulos de *crevasse-splay* y capas de *sheet flood* (en otros puntos el tramo presenta rasgos de baja sinuosidad); 3) hacia la mitad de la sucesión aparecen uno o varios bancos potentes de arenisca cuya estructura interna apunta a rellenos de canales trezados poco estables; 4) sistema meandriforme distal probablemente de llanura costera, con bancos cuya estructura interna muestra muy baja energía, y 5) depósitos mareales y de *sabkha* árida culminados por carbonatos marinos someros.

En la zona de Alcaraz la sucesión es incompleta pues no se observan los términos basales y, además, los superiores, aunque presentes, están mal expuestos en superficie. Por lo demás, la sucesión es equiparable (Fig. 7) aunque muestra un carácter algo más distal.

El aspecto más llamativo, desde la óptica de este trabajo, es el cambio de carácter y estilo fluvial a lo largo de la sucesión y la determinación de los mecanismos que los controlan.

Los sistemas fluviales que depositaron estos materiales se disponen sobre un paleorrelieve tallado en los materiales paleozoicos de la Meseta Ibérica y que fue cubierto pronto de manera que los ríos no estaban confinados a paleovalles y podían migrar libremente por una extensa llanura aluvial (FERNANDEZ y DABRIO, 1985). Quedó, no obstante, un macizo de sustrato que, por ser demasiado elevado, no llegó a quedar cubierto por los depósitos triásicos y que forma el denominado «relieve paleozoico central», que se extiende hacia el noreste desde el meridiano de Santiesteban del Puerto hasta el de Villapalacios una decena de kilómetros al oeste de Alcaraz y reaparece en puntos aislados cerca de este pueblo (Fig. 8). Al sur del relieve se individualizan tres zonas de máximo espesor de sedimentos triásicos: una entre Vilches y Arquillos, otra en Chiclana de Segura y la tercera alargada desde Puente Génave hacia el noreste algo al sur de Alcaraz. Las direcciones de paleocorrientes medidas en esos puntos indican sentidos hacia afuera del relieve (Fig. 8), por lo que estos máximos deben corresponder a los antiguos valles mayores o áreas más subsidentes que controlaban las zonas de transporte y depósito más activo. Justamente en estas zonas se encuentran mejor desarrolladas las secuencias evaporíticas costeras del tramo superior, depositadas cuando los paleorrelieves locales habían quedado cubiertos, lo que sugiere que la subsidencia ejercía cierto control sobre la distribución de facies y espesores.

Al norte del relieve paleozoico central las direcciones de paleocorrientes tienden a adaptarse a la morfología en fondo de saco, pero el paleorrelieve dejaba de ser un obstáculo continuo a la altura de Villapalacios y los ríos lo sobrepasaron depositando un cierto espesor de sedimento en las partes más deprimidas.

Alcaraz se sitúa en una posición peculiar frente al espolón paleozoico que aflora localmente, en el extremo (?) de uno de los surcos de máxima subsidencia, recogiendo sedimentos de los dos flancos. Si se estudian las direcciones de paleocorrientes a lo largo de la sucesión, no parece haber grandes diferencias a primera vista; sin embargo, el análisis detallado *in situ* revela que la orientación general de las bandas de meandros del tramo inferior se alarga más bien según la dirección WNW-ESE, de modo que las orientaciones de los canales se cruzan con ésta y las direcciones medidas en depósitos de bordos y *crevasses* son divergentes respecto a ellos, con cierta tendencia hacia aguas abajo. Estos sistemas podrían estar relacionados con el drenaje del entrante de Villamanrique-Infantes, al norte del relieve paleozoico central.

En cambio las direcciones de corriente en el tramo arenoso asimilado a canales trenzados muestra una notable homogeneidad y se dirigen hacia el noreste, justamente en continuidad con la banda sub-

	DESCRIPCION	INTERPRETACION	CONTROL
	<p>Arcillas con yesos nodulares y laminados</p>	<p>Deposito en zonas supramareal e intermareal</p>	<p>N.M. EN ASCENSO RAPIDO: TRANSGRESION</p>
	<p>Capas de areniscas con estructuras de acrecion lat. o vert. pero de baja energia.</p>	<p>Sistema fluvial distal en una llanura costera</p>	<p>N.M. EN ASCENSO</p>
	<p>Las facies finas incluyen niveles de limos y paleosuelos</p>	<p>S.F. BRAIDED Desc y energia alta anch/prof elevada</p>	<p>N.M. ESTABLE (O CASI) REGRESION</p>
	<p>Banco tabular. Muestra secuencia "fining-upward" integrada por otras menores F.U.</p>	<p>SISTEMA FLUVIAL MEANDRIFORME con canales inestables</p>	<p>REGRESION LENTO</p>
	<p>Cuerpos lenticulares de areniscas con base neta erosionada y sec. "fining-upward". Son cuerpos aislados con estructuras de acrecion lateral y algunas veces vertical</p>	<p>grandes fluctuaciones de descarga y elevada tasa de sedimentacion en la llanura de inundacion</p>	<p>TRANSGRESION NIVEL DEL MAR EN ASCENSO RAPIDO</p>
	<p>Las facies finas incluyen arcilla, niveles de arena fina/limo, calizas micritas y costras ferruginosas (paleosuelos)</p>	<p></p>	<p></p>
	<p></p>	<p></p>	<p></p>

sidente de Puente Génave-Alcaraz. En consecuencia, estos canales estarían relacionados con un sistema trenzado muy activo fluyendo hacia el noreste, longitudinalmente al sur del relieve paleozoico central.

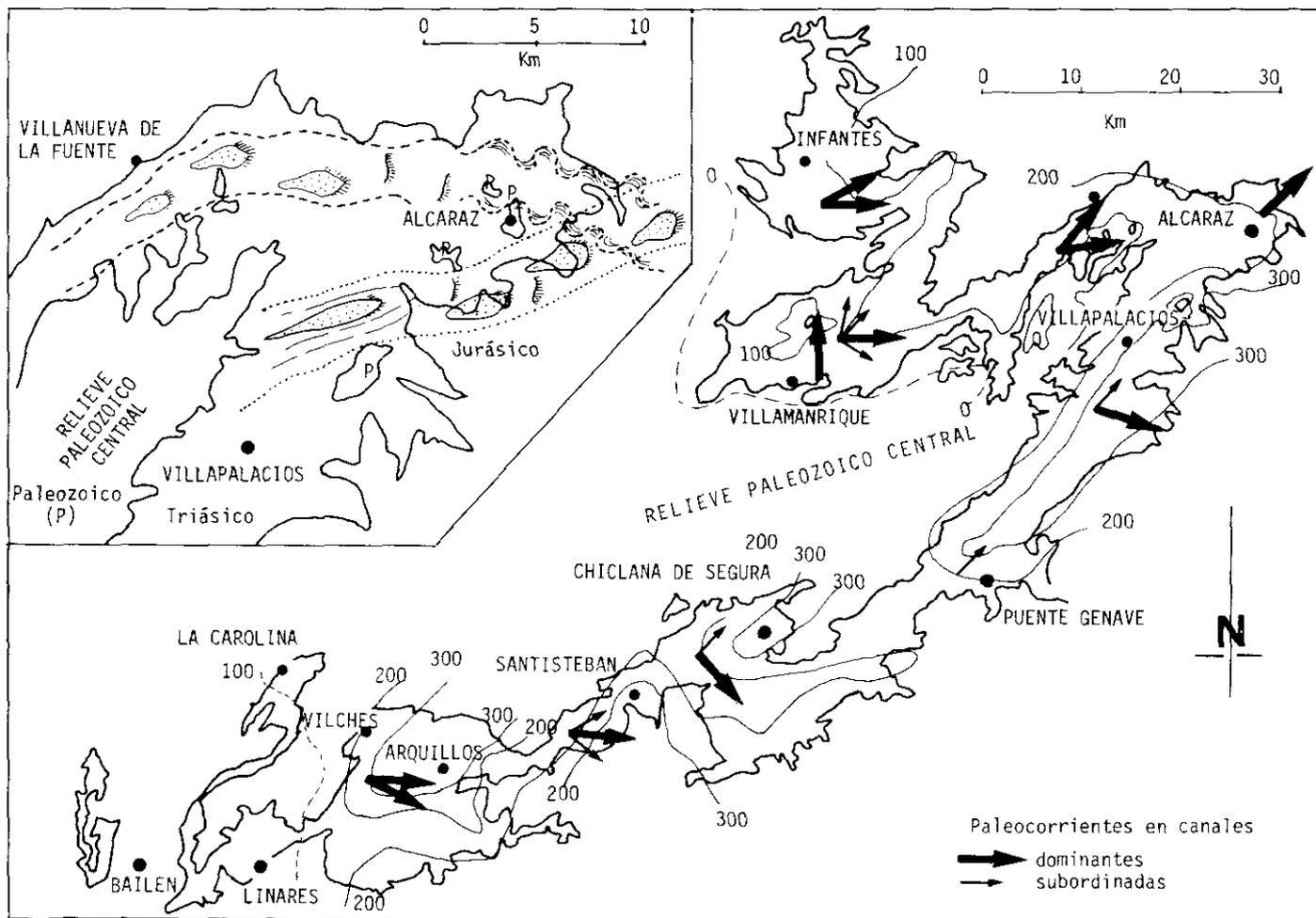
Estos cambios, aunque pequeños, de las direcciones de los sistemas fluviales, coinciden con cambios importantes del modelo fluvial que primero era de alta sinuosidad con barras de meandro y *crevasse-splay* y luego pasa a proximal de tipo trenzado con canales amplios y móviles. La orientación de los canales está controlada por la dirección del drenaje que es función de las paleopendientes y éstas, a su vez, pueden ser el resultado de basculamientos o subsidencias preferenciales de origen tectónico.

Los cambios de carácter y estilo fluvial, generales para los sedimentos triásicos de la región, requieren un control más amplio que es la evolución del nivel de base, es decir, del nivel del mar, y su velocidad relativa en relación con un importante aporte sedimentario.

La evolución del nivel del mar registrada en Alcaraz es, en general, ascendente, pero con importantes variaciones de velocidad (Fig. 7). Durante el depósito del tramo inferior meandriforme, el nivel del mar subía rápidamente al principio, pero, tras cierto tiempo, la velocidad de ascenso se redujo y hacia el techo el ascenso es relativamente lento, con desarrollo de repetidas superficies de edafización y paleosuelos. A partir de ahí cambia la polaridad y se deposita una megasecuencia con nivel del mar en ascenso progresivamente más rápido. Durante el depósito del potente banco tabular de arenisca (tramo 2) el cambio a un sistema aluvial y probablemente trenzado con gran cantidad de sedimento a transportar es indicativo de un episodio de nivel del mar estable o quizá ligeramente en ascenso, de modo que el gran aporte sedimentario se acumuló rápidamente en las cuencas fluviales haciendo retroceder la línea de costa y, con ella, las zonas distales de los ríos (MEGIAS, com. pers., 1985). Es precisamente en ese momento cuando se formaron las grandes unidades sigmoidales cuyo origen podría estar relacionado con la acción de las mareas según algunos investigadores. Es cierto que la gran uniformidad de las paleocorrientes no es un argumento muy fuerte en contra de las mareas, pero la ausencia de rasgos que evidencien la reversión del flujo (en particular se ha intentado, sin éxito, demostrar la existencia de superficies erosivas sigmoidales), la ausencia de verdaderas parejas (*couplets*) de láminas que deberían aparecer en número y extensión suficientes (las únicas

FIG. 7.—*Perfil estratigráfico idealizado en el que se resumen las características más sobresalientes de los ambientes sedimentarios interpretados y controles responsables de la evolución de facies.*

FIG. 7.—*Idealized stratigraphic log resuming the most prominent features of the most prominent features of the assumed sedimentary environments, and controls responsible of the vertical evolution of facies.*



láminas que recuerdan estas parejas son las figuradas en la Lám. III, Fot. 3), la ausencia de rasgos que muestren las variación regular periódica de la velocidad de las corrientes mareales en la sucesión de mareas vivas y muertas, como sería la variación regular del espesor de las láminas del *foreset* (el único caso que podría dar esa apariencia es el de Lám. III, Fot. 2, de la cual la Fot. 3 es un detalle) y el contexto tectosedimentario en un momento de retroceso generalizado de la línea de costa con progradación de los ambientes continentales permiten mantener su atribución fluvial. El sistema, probablemente trenzado, acabó por desarrollar pequeños canales meandriiformes al final de su evolución.

Tras ese episodio proximal y de cambio en las direcciones de flujo de los sistemas fluviales, el nivel del mar comenzó su evolución ascendente acelerada, superando al aporte y la costa se desplazó de nuevo hacia tierra. Sobre los depósitos proximales se instalaron las facies distales de un sistema fluvial con flujo discontinuo cuyos canales sinuosos y de baja energía transportaban sedimentos finos. La estructura interna y las superficies erosivas (*scours*) revelan una cierta anarquía de direcciones y una tendencia al depósito rápido, por medio de corrientes que entran en cuerpos de agua remansada. Esto, junto con los nódulos de yeso y las características litorales de los depósitos suprayacentes, lleva a situar el sistema fluvial en un contexto de llanura costera.

El ascenso del nivel del mar desplazó hacia tierra los ambientes costeros y la antigua llanura costera quedó convertida posteriormente en una *sabkha* evaporítica (tramo superior) donde los depósitos inter y supramareales, que incluían mallas de algas y nódulos de anhidrita, fueron reemplazados por yeso.

Finalmente, la transgresión se materializó en el depósito de carbonatos marinos someros, actualmente dolomitizados, que coronan la sucesión de Alcaraz.

La evolución vertical puede resumirse así: el comienzo del depósito se relaciona con una importante subida del nivel del mar que debió producir una transgresión hacia finales del Triásico medio y, a partir de entonces, se depositó una megasecuencia con nivel del mar en ascen-

FIG. 8.—*Mapa de isopacas y de direcciones de paleocorriente medidas en los depósitos de canal fluvial en el Triásico del borde de la Meseta (espesores en metros) y, recuadrado, modelo hipotético muy simplificado del trazado y características esenciales de los sistemas que depositaron las facies de ríos meandriiformes y trenzados. Discusión en el texto.*

FIG. 8.—*Isopach (metres) and paleocurrent (measured in fluvial channel deposits) maps for the Triassic of the southeastern edge of the Spanish Meseta. In the box, a hypothetical and most simplified fantastic model of the pattern and main characteristics of the systems that deposited meandering and braided facies. See text for discussion.*

so, pero cuya velocidad se hace menor sobre todo hacia el techo del tramo 1, donde se ha situado una importante ruptura sedimentaria. La megasecuencia tiene carácter retractivo y quizá regresivo en las zonas litorales. Sobre ella se deposita otra megasecuencia (tramos 2, 3, 4 y las dolomías suprayacentes) de carácter expansivo y transgresivo depositada con nivel del mar en ascenso cada vez más rápido, en la que la estabilidad (o casi) del nivel del mar al comienzo, produjo un apilamiento de sedimentos y una regresión generalizada sin erosión (tramo 2). La sucesión de facies de esta megasecuencia es parecida a algunos de los ejemplos descritos en la literatura (GRAHAM, 1983).

CORRELACIONES

La edad de los materiales de Alcaraz, deducida a partir de estudios palinológicos (BESSEM, 1981), es Ladiniense hacia la base y Noriense inferior hacia el techo de la sucesión arcillosa. Las dolomías deben corresponder, pues, al Rhetiense como ocurre en la Cordillera Ibérica (GOY y YEBENES, 1977).

La edad y las tendencias sedimentarias de las megasecuencias permiten asimilar la sucesión de Alcaraz a las megasecuencias (unidades tectosedimentarias o UTS) T-3 y T-4 reconocidas ampliamente en el Triásico de la Península Ibérica (salvo en las Béticas) por MEGIAS y VILLENA (1977). La ruptura sedimentaria debe situarse a techo del tramo 1, cuando se ralentiza el depósito y cambia la tendencia (polaridad) de la sedimentación.

Una cuestión que surge entonces es encontrar el equivalente lateral de denominada Arenisca de Manuel que suele mostrar algunos de los rasgos sedimentarios atribuibles a la acción mareal. En primera instancia es tentador escoger el gran banco tabular de arenisca (tramo 2) pero, como se ha expuesto, existen muchas pruebas en favor de su origen fluvial proximal y ninguna clara a favor de la acción de las mareas, a pesar de la cuidadosa inspección que se llevó a cabo destinada a tratar de esclarecer este extremo. Mucho más apropiado parece el correlacionarla con alguno (o ambos) de los bancos de arenisca de la base del tramo 3, atribuidos a un ambiente fluvial distal con influencia marina. Lo que es evidente es la necesidad de llevar a cabo un trabajo de comparación a mayor escala que, por el momento, está en sus albores.

Otro aspecto de interés es la correlación de la sucesión de Alcaraz con las de otros puntos de las cordilleras Béticas, lo que hasta el momento no se ha realizado. Se incluye a continuación un resumen del trabajo de DABRIO (en preparación) sobre el análisis testosedimenta-

rio del Triásico de las Béticas que trata de dar una primera respuesta a esa cuestión.

Hasta ahora la correlación ha sido muy difícil, pues la complicada estructura, asociada a la plasticidad de los materiales, ha dejado en muchos lugares una masa caótica de rocas cuya atribución y comparación resultan poco menos que imposible dadas, de una parte, las recurrencias litológicas en los diversos tramos de las sucesiones y, de otra, la disparidad de facies entre los comparables al Triás germánico y al alpino (alpujarride). No obstante, si se consideran las tendencias de las megasecuencias y la polaridad del depósito, de acuerdo con la metodología de estudio de las UTS (MEGIAS, 1973 y 1982), se pueden alcanzar ciertos resultados que arrojan luz sobre el conjunto en lo referente al Triásico medio y superior, y datos interesantes sobre los

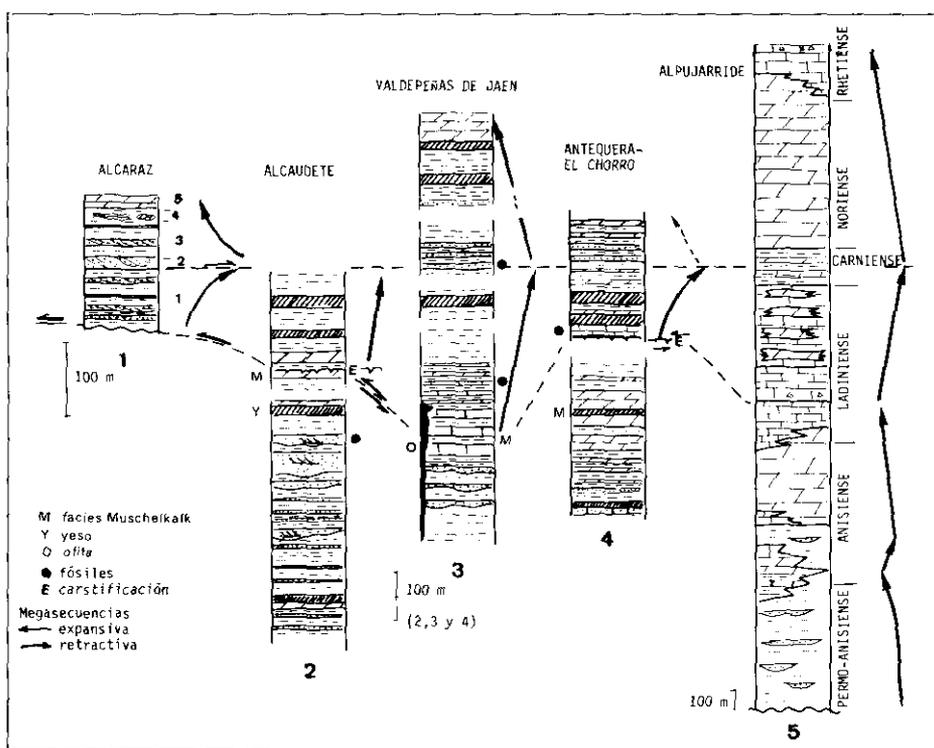


FIG. 9.—Correlación de las sucesiones más representativas de los materiales triásicos del sector central de las Béticas. De una forma intuitiva se indica con flechas el carácter expansivo o retractorio de la cuenca, según la discusión que se recoge en el texto.

FIG. 9.—Correlation of the most representative succession of Triassic rocks in the central area of the Betics. Arrows indicate the expansive or retractive behaviour of the basin, according to the discussion in the text.

términos inferiores, que no suelen encontrarse en superficie, pues quizá jugaron solidariamente con el zócalo hercínico.

Al representar en un gráfico de correlación las sucesiones más conocidas del sector central de la cordillera, se aprecia una semejanza entre ellas, pues aparecen representadas las megasecuencias que se han descrito (Fig. 9). Las sucesiones consideradas, por ahora, son las de Alcaraz, la de Alcaudete (DABRIO, FERNANDEZ y MARTIN, inédita) que ilustra el Triásico de tipo Prebético, la sucesión ideal compuesta aplicable al Subbético norte (BUSNARDO, 1975), la de Antequera-El Chorro representativa del Subbético sur (PEYRE, 1974), teniendo en cuenta, eso sí, que la sucesión del Cerro del Aguila, junto a la estación de Gobantes, está invertida y en consecuencia corresponde al Triás superior en continuidad con los materiales de facies Muschelkalk (al contrario de lo expresado por PEYRE, *op. cit.*) y la sucesión ideal compuesta aplicable al Triásico carbonatado de facies alpujárride (DELGADO et al., 1981).

Si se consideran las edades propuestas y se supone que los materiales de facies Muschelkalk corresponden realmente (y sólo) al Triásico medio, se deducen evoluciones sedimentarias similares en el tiempo, que encajan relativamente bien con los datos de la cordillera Ibérica (DABRIO, en prep.). En conclusión, se pueden extender los datos deducidos en Alcaraz sobre evolución del nivel del mar y su influencia en la sedimentación y en el estilo sedimentario al conjunto de los materiales triásicos de la cordillera Bética como un primer paso de los trabajos de conjunto a emprender en el futuro.

AGRADECIMIENTOS

El Dr. A. G. Megías, amablemente, discutió muchos de los aspectos tratados en este trabajo y aportó valiosas sugerencias, muchas de las cuales se han incorporado en el texto definitivo.

REFERENCIAS

- ALLEN, J. R. L. (1964): Studies in fluvial sedimentation: Six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone. Anglo Welsh. Basin, *Sedimentology*, 3, 163-198.
- ALLEN, J. R. L. (1965a): A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediment, *Sedimentology*, 5, 89-191.
- ALLEN, J. R. L. (1965b): The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales, *Yorks. Geol. Soc. Proc.*, 35, 139-185.
- ALLEN, J. R. L. (1970): Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse members composition and interpretation, *J. Sediment. Petrol.*, 40, 298-323.
- ALLEN, J. R. L. (1974): Studies in Fluvial sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop, *Geol. J.*, 9, 181-208.

- BESSEMS, R. E. (1981): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology 1-Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz region (Southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula, *Rev. Paleobot. Palyn.*, 32, 257-273.
- BLUCK, B. J. (1971): Sedimentation in the meandering River Endrick, *Scott. J. Geol.*, 7, 93-138.
- BLUCK, B. J. (1979): Structure of coarse grained braided stream alluvium, *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 70, 181-221.
- BLUCK, B. J. (1980): Structure, generation and preservation of upward fining braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland, *Trans. Roy. Soc. Edin.*: *Earth. Sci.*, 71, 29-46.
- BLUCK, B. J. (1981): Upper Old Red Sandstone, Firth of Clyde, en *Field Guides to Modern and Ancient Fluvial Systems in Britain and Spain* (Ed. by T. Elliot), 5.14-5.20. *International Fluvial Conference*, Keele University, U.K.
- BUSNARDO, R. (1975): Précédentique et Subbédétique de Jaen à Luccna (Andalousie), Introduction et Trias. Doc. Lab. Geol. Fac. Scy. Lyon, n.º 65, 183 pp.
- 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.
- COLEMAN, J. M. (1969): Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation, *Sedim. Geol.*, 3, 129-239.
- COTTER, E. (1978): The evolution of fluvial style, with special reference to the Central Appalachian Paleozoic, en *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A. D. Miall), *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, 5, 361-383.
- DABRIO, C. J. (en prep.): *Análisis tectosedimentario del Triásico de las Béticas*.
- DELGADO, F.; ESTÉVEZ, A.; MARTÍN, J. M., y MARTÍN-ALGARRA, A. (1981): Observaciones sobre la estratigrafía de la Formación Carbonatada de los Mantos Alpujárrides (Cordillera Bética), *Est. Geol.*, 37, 45-57.
- FERNÁNDEZ, J. (1977): La sedimentación triásica en el borde sureste de la Meseta, Tesis Doctoral, Univ. Granada, 161: 169 pp.
- FERNÁNDEZ, J., y DABRIO, C. J. (1983): Secuencias proximales y distales en ríos de baja sinuosidad, *X Congr. Nacional de Sediment.*, 1-117-120.
- FERNÁNDEZ, J., y DABRIO, C. J. (1985): Fluvial architecture of the Buntsandstein facies red beds in the Middle to Upper Triassic (Ladinian-Norian) of the southeastern edge of the Iberian Meseta (southern Spain), en *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein*, en *Middle Europe* (Ed. por D. Mader), Springer-Verlag (en prensa).
- FRIEND, P. F., y MOODY-STUART, M. (1970): Carbonate deposition on the river floodplains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen, *Geol. Mag.*, 107, 181-195.
- FRIEND, P. F. (1978): Distinctive features of some ancient river systems, en *Fluvial Sedimentology* (Ed. por A. D. Miall), *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, 5, 531-542.
- FRIEND, P. F. (1983): Towards the field classification of an alluvial architecture or sequence, en *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. por J. D. Collison y J. Lewin), *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 6, 345-354.
- GOY, A., y YÉBENES, A. (1977): Características, extensión y edad de la formación dolomías tableadas de Imon, *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 375-385.
- GRAHAM, J. R. (1983): Analysis of the Upper Devonian Munster Basin, an example of a fluvial distributary system, en *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. por J. D. Collison y J. Lewin), *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 6, 473-483.
- HASZELDINE, R. S. (1983): Descending tabular cross-bed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of north-

- east England, en *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. por J. D. Collison y J. Lewin), *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 6, 449-456.
- JOPLING, A. V. (1965): Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas, *J. Sediment. Petrol.*, 35, 777-791.
- LEEDER, M. R. (1974): Lower Border Group (Tournaisian) fluviodeltaic sedimentation and paleogeography of Northumberland Basin, *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 40, 129-180.
- LEEDER, M. R. (1975): Pedogenic carbonate and flood sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial, arid-zone lithofacies, *Geol. Mag.*, 112, 257-270.
- MEGÍAS, A. G. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Prov. de Huesca y Lérida), Tesis Doctoral Univ. Granada (inédita).
- MEGÍAS, A. G. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología*, Argentina, 1982, Actas, I, 385-402.
- MEGÍAS, A. G., y VILLENNA, J. (1977): El Trías germánico en España: paleogeografía y estudio secuencial, *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 37-56.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the Braided-River depositional environment, *Earth. Sci. Revs.*, 13, 1-62.
- MORTON, R. A. (1978): Large-scale rhomboid bed forms and sedimentary structures associated with hurricane washover, *Sedimentology*, 25, 183-204.
- NAMI, M., y LEEDER, M. R. (1978): Changing channel morphology and magnitude in the Scalby Formation (M. Jurassic) of Yorkshire, England, en *Fluvial Sedimentology* (Ed. por A. D. Miall), *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, 5, 431-440.
- PÉREZ-ARLUCEA, M.; RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1983): Sistemas de barras arenosas en los depósitos fluviales del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, *X Congr. Nacional de Sediment.*, 1.86-1.89.
- PEYRE, Y. (1974): *Geologie d'Antequera et de sa region* (Cordillera Bétiques, Espagne), Thèse Univ. Paris, 250 pp.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1973): Miocene point bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain, *Sedimentology*, 20, 133-144.
- PUIGDEFABREGAS, C., y VAN VLIET, A. (1978): Meandering stream deposits from the Tertiary of the Southern Pyrenes, en *Fluvial Sedimentology* (Ed. por A. D. Miall), *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, 5, 469-485.
- SAUNDERSON, H. C., y LOCKETT, F. P. J. (1983): Flume experiments on bedforms and structures at the dune-plane bed transition, en *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Ed. por J. D. Collison y J. Lewin), *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 6, 49-58.
- SCHUMM, S. A. (1968): Speculations concerning palaeohydrologic controls of terrestrial sedimentation, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, 1573-1588.
- SMITH, N. D. (1971): Pseudo-planar stratification produced by very low amplitude sand waves, *J. Sediment. Petrol.*, 41, 69-73.
- STEWART, D. J. (1983): Possible suspended-load channel deposits from the Wealden Group (Lower Cretaceous) of southern England, en *Modern and Ancient Fluvial Systems* (E. por J. D. Collinson y J. Lewin), *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 6, 473-483.
- WILLIAMS, G. E. (1971): Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of central Australia, *Sedimentology*, 17, 1-40.