

ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DEL
SAXONIENSE Y DEL BUNTSANDSTEIN
ENTRE MOLINA DE ARAGON Y ALBARRACIN
(CORDILLERA IBERICA) *

POR
M. PÉREZ-ARLUCEA ** y A. SOPEÑA ***

RESUMEN

Se estudian, desde un punto de vista sedimentológico, las facies Saxoniense (unidad «Lutitas y Areniscas de Tormón») y las cinco unidades en que puede subdividirse el Buntsandstein de este área. Las «Lutitas y Areniscas de Tormón» se interpretan como depósitos de abanicos aluviales, *flood dominated*, que van evolucionando hacia la parte superior a abanicos de tipo *stream dominated*, hasta pasar a los «Conglomerados de la Hoz del Gallo», dentro ya del Buntsandstein. Esta unidad representa un sistema aluvial con características claras de abanicos del segundo tipo, que pasan distalmente a una llanura aluvial de gravas. Las direcciones de paleocorrientes de ambas unidades son transversales a las principales líneas de fractura de dirección NW-SE; y en los niveles más bajos también a relieves locales, como son algunas zonas de umbral.

Por encima de los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» se encuentran las «Areniscas de Rillo de Gallo», el «Nivel de Prados» y las «Areniscas del Río Arandilla». Estas tres unidades representan sistemas fluviales arenosos de diferentes características, con direcciones de paleocorrientes perpendiculares a las que presentan las dos primeras unidades. Se trata, por tanto, de sistemas longitudinales a las principales líneas de fractura de dirección NW-SE.

Por último, los «Limos y Areniscas de Rillo» comienzan con depósitos arenosos y de conglomerados, que representan sistemas fluviales

* Este trabajo ha sido financiado por la C.A.I.C.Y.T. y el C.S.I.C. (Proyecto 452).

** Dpto. Estratigrafía, F. Ciencias Geológicas. U. Complutense. Madrid.

*** Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. Madrid.

de carga mixta. Hacia el techo evolucionan a sedimentos fluviales más distales, presentando una tendencia general granodecreciente.

La evolución general del área de sedimentación y la disposición espacial de las diferentes unidades detríticas parecen indicar un tipo de cuenca de fracturas interiores (IF, de KINGSTON *et al.*, 1983), producida en un ambiente tectónico distensivo. Dentro del sector estudiado, existe un importante área de *horst* denominada por autores previos «Umbral del Tremedal», donde gran parte de las unidades se acuñan. Esta zona está rodeada por un surco donde el espesor de los sedimentos clásticos supera los 800 m.

ABSTRACT

The sedimentological analysis of the Saxonian unit «Lutitas y Areniscas de Tormón» and the five Buntsandstein units of this area provides several examples of alluvial sedimentation.

The unit «Lutitas y Areniscas de Tormón» reflects a flood-dominated, alluvial fan, complex system, which gradually evolved into the unit «Conglomerados de la Hoz del Gallo» (Lowest Buntsandstein) that can be interpreted as stream dominated, alluvial fan deposits passing basinward into a gravel dominated alluvial plain.

Paleocurrent trends of this two clastic units are transversal to the main NW-SE fracture directions in the area (Fig. 6).

The red sandstones that overly the conglomerates, can be divided into three lithostratigraphic units (Fig. 1). This sandstones are interpreted as sandy dominated braided streams flowing according to the main NW-SE fault lines (Fig. 15).

The «Limos y Areniscas de Rillo» unit comprises mixed gravel sand fluviatile deposits evolving up into a more sandy fluvial system with low sinuosity braided channels and, finally, into a more distal alluvial plain. The complete unit shows a fining-upward trend.

The sedimentary evolution of this area, together with the palaeogeographical distribution is interpreted as a interior fracture basin type, according to KINGSTON *et al.* (1983), reflecting a tensional tectonic environment. There is a very outstanding structural feature in this area consisting on a horst, named «Umbral del Tremedal» by previous authors, where many of the clastic and some of the carbonatic units wedges out and some of them have a great thickness decrease. Buntsandstein thickness is about 50 m on the horst area, reaching up to 800 m towards the northeast in the surrounding graben area.

INTRODUCCION

El sector estudiado está comprendido entre las localidades de Molina de Aragón y Albarracín, y se sitúa en la zona central de la Rama

Castellana de la Cordillera Ibérica, dentro de las provincias de Guadalajara y Teruel (Fig. 1). Los principales afloramientos pérmicos y triásicos de este sector aparecen rodeando pequeños núcleos paleozoicos de edad Ordovícico y Silúrico, que constituyen las elevaciones topográficas más importantes de las Sierras de Caldereros, Menera y Albarracín.

Los sedimentos clásticos que marcan el comienzo del ciclo alpino de sedimentación corresponden aquí a las «Lutitas y Areniscas de Tormón». Esta unidad que tiene una edad Pérmico superior (Thuringiense), se apoya en discordancia angular y erosiva sobre materiales paleozoicos más antiguos [Pérmico inferior (?), Ordovícico y Silúrico]. Sobre estos depósitos se sucede un conjunto de unidades que componen el Buntsandstein. En la Sierra de Albarracín, sobre las «Lutitas y Areniscas de Tormón», se encuentra en continuidad sedimentaria la unidad basal del Buntsandstein, denominada «Conglomerados de la Hoz del Gallo». El paso de una unidad a otra es gradual, aunque bastante rápido. Sin embargo, en la parte N del sector estudiado, dentro de la Sierra de Caldereros, ambas unidades están separadas por una suave discordancia cartográfica, lo mismo que ocurre en el área situada al W de Molina de Aragón (RAMOS, 1979).

La edad del comienzo de la sedimentación del Buntsandstein se ha podido establecer mediante el estudio de las asociaciones palinológicas encontradas en los «Conglomerados de la Hoz del Gallo». Estas asociaciones son características del Pérmico superior. Por lo tanto, el límite entre el Pérmico y el Triásico se encuentra por encima de la discordancia que separa las facies «Saxoniense», representadas por las «Lutitas y Areniscas de Tormón», y el Buntsandstein.

Las distintas unidades del Buntsandstein tienen una distribución muy compleja en este sector de la Cordillera Ibérica. Tanto su espesor, que varía entre unos 50 y 800 m, como la disposición areal de las facies de cada una de ellas, están condicionados por la configuración y movilidad del zócalo paleozoico durante la sedimentación. En cuanto a la tendencia evolutiva, se pueden apreciar dos macrosecuencias granodecrecientes (Fig. 1) con un paso de facies fluviales proximales a sistemas más distales (RAMOS y SOPEÑA, 1983; RAMOS *et al.*, 1986).

El paso de la sedimentación continental a los depósitos marinos someros y costeros del Muschelkalk no se produce de forma gradual y en continuidad sedimentaria, sino que existe entre ambos conjuntos de facies un importante nivel de alteración, que supone un período de interrupción en la sedimentación (PEREZ-ARLUCEA y SOPEÑA, 1985).

El Muschelkalk, que marca un hundimiento generalizado de la cuenca de sedimentación y una penetración marina por el E, representa dos importantes episodios transgresivos. El primero de ellos, com-

puesto por materiales carbonáticos sólo se extiende hasta la mitad de la zona estudiada. El segundo comienza con depósitos siliciclásticos de tipo costero y culmina con sedimentos carbonáticos marinos someros y es mucho más extenso hacia el W.

Por encima de los depósitos carbonatados se encuentran las facies terrígenas y evaporíticas del Keuper, que tienen una tendencia general regresivo-transgresiva (Fig. 1). Esta última fase transgresiva culmina con los depósitos carbonáticos del Liásico.

Las unidades carbonáticas y evaporítico-terrígenas superiores presentan una distribución de facies más homogénea y desligada de los efectos tectónicos locales que las unidades del Buntsandstein, si bien algunos de los rasgos paleogeográficos más importantes y permanentes a lo largo de la evolución de la cuenca pérmica y triásica, como es el caso del umbral del Tremedal, dejaron aún sentir su influencia.

LUTITAS Y ARENISCAS DE TORMON

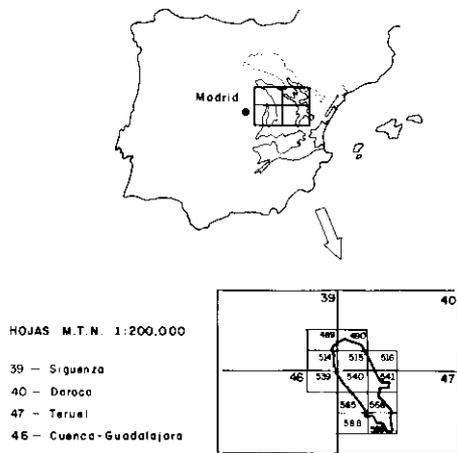
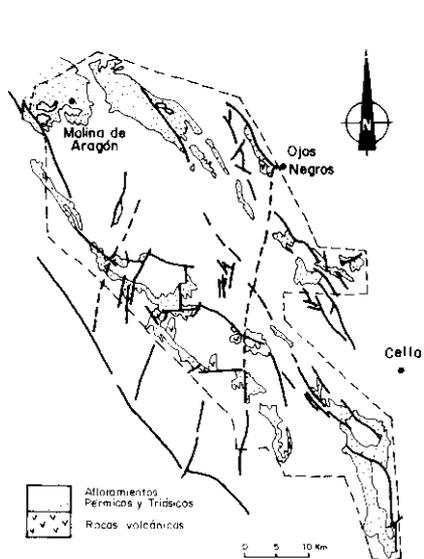
Desde un punto de vista litoestratigráfico se pueden separar dos subunidades dentro de las «Lutitas y Areniscas de Tormón»: una inferior compuesta por conglomerados, denominada T1 y una superior compuesta por lutitas y areniscas, denominada T2 (PEREZ-ARLUCEA y SOPEÑA, 1985).

La subunidad T1 está compuesta en su mayor parte por facies de conglomerados, sobre todo masivos (Fig. 3, Gms.cs. y G.ms.ch), con algunas lutitas y areniscas muy subordinadas. Sin embargo, la subunidad T2 presenta un claro predominio de las facies lutíticas y arenosas. En ella se pueden separar dos grandes tramos, uno inferior donde predominan las lutitas (A, en la Fig. 2) y otro de predominio arenoso (B, Fig. 2).

Las facies principales de esta unidad se han representado en la Fig. 3.

La unidad inferior (T1, Fig. 2) está compuesta en su mayor parte por niveles lenticulares, amalgamados de poca potencia (menos de 1 m) y escasa continuidad lateral de conglomerados masivos (G.ms.cs., Fig. 4, A). Los cantos son, en general, bastante angulosos y heterométricos. La textura de estos conglomerados es de tipo *clast supported*, generalmente cerrada (matriz arenosa). Estas facies representan probablemente sucesivos rellenos rápidos de canal producidos en etapas de avenidas. La presencia de abundantes niveles de rizocreaciones en el techo de los rellenos de canal (Fig. 4, A) indican momentos prolongados de inactividad del sistema aluvial.

En puntos localizados, justo por encima del contacto con el Paleozoico inferior, aparecen depósitos de conglomerados masivos de cantos



- D.T.Im. - "Dolomías tableadas de Imón"
 Y.M.Te - "Yesos y Margas de Teroleja"
 Y.L.Te - "Yesos y Lutitas de Teroleja"
 L.Te - "Lutitas de Teroleja"
 L.Y.Ng - "Lutitas y Yesos de Noguera"
 D.M.C.Ry - "Dolomías, Margas y Calizas de Royuelo"
 D.Tr. - "Dolomías de Tramacastilla"
 L.A.ab.T. - "Limos y Areniscas abigarrados de Torete"
 L.Y.Tr. - "Lutitas y Yesos de Tramacastilla"
 D.M.Ab - "Dolomías y Margas de Albarracín"
 L.A.Ril - "Limos y Areniscas de Rillo"
 A.R.A. - "Areniscas del Rio Arandilla"
 N.P. - "Nivel de Prados"
 A.R.G. - "Areniscas de Rillo de Gallo"
 C.H. - "Conglomerados de la Hoz"
 L.A.Tn. - "Lutitas y Areniscas de Tormón"
 C.V.-S - "Complejo Vulcano-Sedimentario"
 P. Inf. - "Paleozoica inferior"

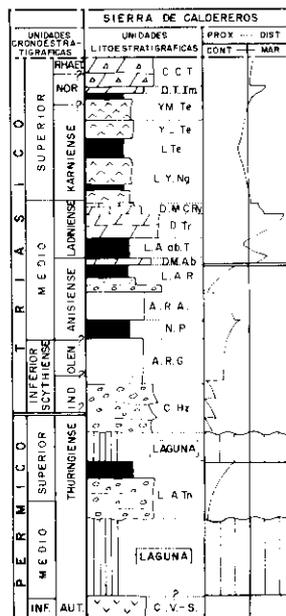


FIG. 1.—Situación del área estudiada. Unidades litoestratigráficas del sector septentrional (Sierra de Caldereros), donde existe un registro completo de todas las unidades.

FIG. 1.—Geological sketch and location map of the region. Generalized stratigraphic sequence (Sierra de Caldereros, Northern area).

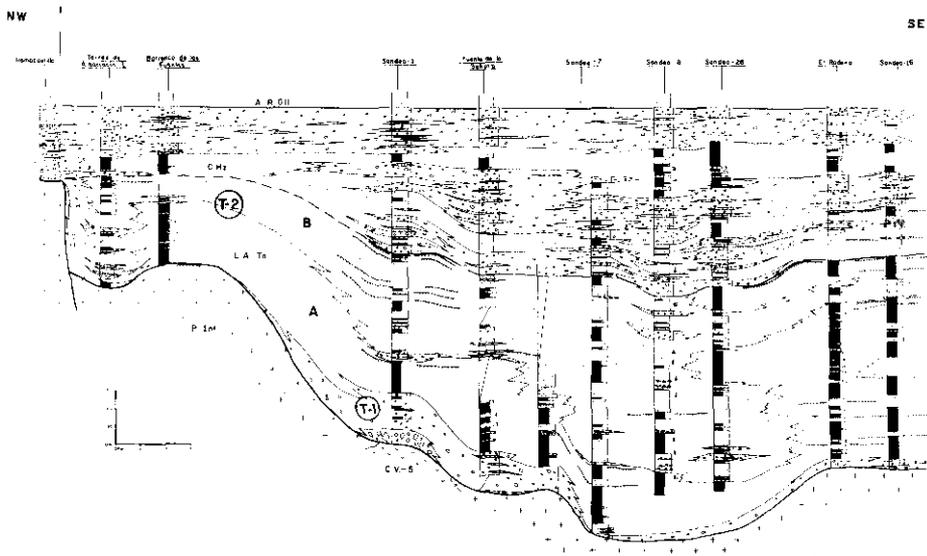


FIG. 2.—Esquema de distribución litológica de las «Lutitas y Areniscas de Tormón» y de los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» en un corte de dirección aproximada NW-SE de la parte central y meridional de la Sierra de Albarracín. T1 y T2 son las dos subunidades de las «Lutitas y Areniscas de Tormón». A, parte inferior, de predominio lutítico de la subunidad T2. B, parte superior de predominio arenoso de la misma subunidad.

FIG. 2.—Vertical profile and distribution of the units «Lutitas y Areniscas de Tormón» (LATn) and «Conglomerados de la Hoz del Gallo» (C.Hz) along the central and southern Albarracín Range. T1, T2 corresponding to the unit «Lutitas y Areniscas de Tormón»; A: lower T2, mud dominated; B: upper T2, sand dominated.

muy heterométricos y polimícticos, con textura granosostenida, abierta o cerrada (G.ms.p.h.). Se encuentran rellenando huecos del relieve y tienen, por tanto, una geometría muy irregular (Figs. 2 y 4B). Estas facies no son muy frecuentes. Se interpretan como depósitos coluviales, semejantes a las que describe HEWARD (1978).

En algunas ocasiones también se pueden encontrar facies de relleno de canal, masivas o con estratificación horizontal (facies G.ms.eh), que presentan un mayor nivel de organización que las anteriores. En éstos, que son más continuos lateralmente, se pueden apreciar, a veces, conglomerados con estratificación cruzada planar (G.ec.p.) que representan barras linguoides o transversales, aunque son más frecuentes las de tipo longitudinal, cuya estructura interna es la estratificación horizontal.

Los depósitos de *mud flow* (facies G.ms.mxs) son muy escasos. Sólo aparecen de forma muy esporádica en la parte N (Sierra de Caldereros).

La geometría a gran escala de los cuerpos sedimentarios, dentro de esta subunidad (Fig. 48), es lenticular. Los niveles lenticulares mayores están compuestos a su vez por rellenos de canal amalgamados, más pequeños. Los conglomerados pasan lateralmente a lutitas con algunos niveles arenosos.

El tramo inferior de la subunidad T2 (A, Fig. 2) presenta un predominio de las lutitas rojas masivas, que incluyen diversos tipos de facies arenosas, sobre todo masivas con bioturbación (Ams.b, Fig. 3) y diversos niveles lenticulares de poca potencia, que van siendo más numerosos hacia el techo.

En la parte inferior, las facies arenosas son poco abundantes. Entre éstas las más frecuentes son las areniscas masivas bioturbadas en niveles tabulares poco potentes y continuos lateralmente, que presentan con bastante probabilidad depósitos no canalizados producidos por un mecanismo de desbordamiento o por corrientes no canalizadas de tipo *sheet flood* (HEWARD, 1978). Además, también se encuentran algunos niveles lenticulares con estratificación cruzada épsilon (A ec.ep) que se interpretan como pequeños canales de alta sinuosidad (Fig. 4C y F). Estos rellenos de canales pueden estar bioturbados, por lo que a veces la estructura interna no se observa con claridad.

Hacia el techo, los niveles arenosos están mejor desarrollados, pudiendo llegar a tener hasta 2 m de espesor. La mayor parte representa depósitos de canales aislados, rellenos por megaripples lunados (A.ec.tr, Fig. 3) y a veces de cresta recta (A.ec.p.) dentro de una llanura aluvial fangosa (Fig. 4D). Estas facies se interpretan como canales de corta duración excavados en etapas de inundación.

En la parte superior aparecen, entre las facies lutíticas, facies de relleno de canales más complejos que los anteriores y de mayor potencia. Los canales, en esta parte, son de relleno múltiple, ya que presentan gran número de cicatrices internas (Fig. 4E). Los rellenos pueden presentar una sucesión de facies de tipo Cl.be-A.ec.tr-A.ec.rp.-A.Lp.-L.ms.b., en la que disminuye el tamaño de grano hacia el techo, indicando un relleno progresivo y abandono del canal. Otras veces se aprecian secuencias granocrecientes con paso de facies arenosas con estratificación cruzada *trough* a conglomerados masivos (Gms.eh, Fig. 3). Estas secuencias pueden indicar la progradación aguas abajo de facies cada vez más gruesas en períodos de descarga creciente.

El tramo superior de la subunidad T2 (B, Fig. 2) está compuesto por areniscas y algunos conglomerados, en niveles de hasta 10 m de espesor, separados por lutitas. Estos niveles de lutitas también pueden tener varios metros de potencia, pero en conjunto son siempre menos potentes que los de areniscas (Fig. 4H).

La mayor parte del tramo está formada por canales de relleno complejo, que dan secuencias que pueden tener tendencia *fining* o *coar-*

		FACIES	DESCRIPCIÓN	TAMAÑO C.	ST.ORG.	EDAF.	UNIDAD
LUTITAS	L.ms.b.		Lutitas masivas bioturbadas	Lutitas y lutitas arenosas			T2
	L.r.v.		Lutitas laminadas	Lutitas y arena fina			T2
ARENISCAS	A.ms.		Areniscas masivas bioturbadas	Arena media a fina			T2
	A.ms.b.						
	A.lp.		Areniscas con laminación paralela	Arena media o gruesa		—	T2
	A.ec.p.		Areniscas con estratificación cruzada planar	Arena media	—		T2
	A.ec.tr.		Areniscas con estratificación cruzada "trough"	Arena media	—	—	T2
	A.ec.ep.		Areniscas con estratificación cruzada "epsilon"	Arena fina o media		—	T2
	A.ec.rp.		Areniscas con "ripples"	Arena media o fina	—	—	T1, T2
	CONGLOMERADOS	G.ms.cs.		Conglomerados masivos "clast supported"	2 - 8 cm.	—	
G.ec.p.			Conglomerados con estratificación cruzada planar	1 - 2 cm. o 3 - 4 cm.	—	—	T1
G.ms.p.h.			Conglomerados masivos "clast-supported" muy heterométricos	cantos de 1 cm. - 50 cm.	—		T1
Cl.be.			Conglomerados de cantos de lutitas	cantos de 1 ó 2 cm. a casi 1 m.	—	—	T2
Gms.mxs.			Conglomerados masivos. "matrix-supported"	3 - 6 cm.	—	—	T1
G.ec.tr.			Conglomerados con estratificación cruzada "trough"	0,5-1cm. 2-4 cm.	—	—	T2
Gms.eh.		Conglomerados con estratificación horizontal o masivos, con granoselección	1-2cm. o 6-8 cm.	—	—	T2	

FIG. 3.—Facies de la unidad «Lutitas y Areniscas de Tormón».

FIG. 3.—«Lutitas y Areniscas de Tormón», depositional facies types.

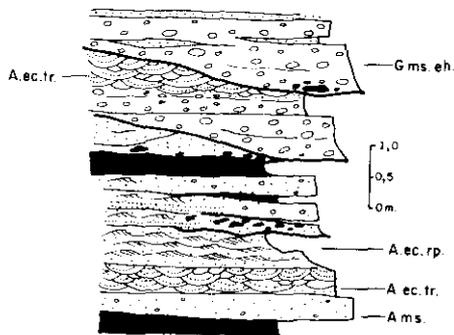
sening upward. Estas últimas comienzan por areniscas con *ripples* (A.ec.rp), a las que suceden areniscas con estratificación cruzada *trough* (G.ec.tr.) y por encima estratificación horizontal (G.ms.eh, Fig. 3). Las cicatrices erosivas con conglomerados intraformacionales son frecuentes. Esta asociación de facies de tendencia granocreciente puede significar el sucesivo relleno de canales de baja sinuosidad de carga mixta (arenas y gravas), que se van enriqueciendo sucesivamente en facies cada vez más gruesas, por un aumento en la competencia de los canales en momentos de crecida, que permite la sedimentación de gravas en zonas más distales.

En algunos puntos, sobre todo en la parte inferior del tramo, se observan facies arenosas en niveles tabulares con tamaño de grano decreciente hasta pasar a lutitas (L.ms.b) (Fig. 4G). Estos depósitos se encuentran disectados por canales pequeños (varios decímetros a 1 m de potencia y de 4-10 m de extensión lateral), que tienen menor continuidad que los niveles arenosos. Esta asociación puede representar unos depósitos de areniscas semejantes a los de *mid fan* próximos a lóbulos de conglomerados, progradantes sobre éstas, en épocas de inundaciones mayores. El mecanismo de sedimentación de gran parte de los depósitos arenosos, tabulares, quizá se deba a procesos de *sheet flood* sucesivos, más que a la sedimentación en canales.

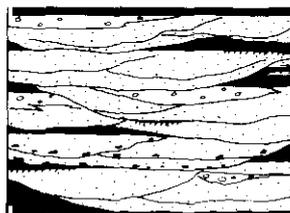
Dentro del tramo arenoso, los niveles de conglomerados son más abundantes en la parte superior donde se pueden apreciar secuencias de tipo *coarsening upward*. A diferencia del tramo inferior, los niveles arenosos aparecen amalgamados, tratándose en su mayor parte de rellenos de canales entrelazados de baja sinuosidad.

En conjunto las «Lutitas y Areniscas de Tormón» representan un sistema complejo de abanicos aluviales de clima árido o semiárido (Fig. 5A). Al comienzo de la sedimentación estos abanicos tendrían unas facies proximales compuestas por conglomerados masivos (subunidad T1) que pasarían a una llanura aluvial distal fangosa con pequeños canales de relleno arenoso. Entre estos depósitos son frecuentes los niveles de *sheet flood* o los depósitos de canales de relleno rápido (parte basal del tramo inferior de la subunidad T2). Posteriormente, se desarrollan abanicos aluviales más complejos y extensos con facies distales semejantes a las anteriores (parte superior tramo A, Fig. 2), facies de abanico medio de tipo braided arenoso (mitad inferior del tramo B de la subunidad T2, Fig. 2) y facies proximales mixtas con areniscas de grano grueso y conglomerados (parte superior del tramo B, Fig. 3). Este cambio se debe muy probablemente a causas alocíclicas, como puede ser una reactivación tectónica, un cambio climático tendente a un régimen de lluvias más abundante o a la combinación de ambas causas. Esta misma tendencia se observará en el

SUBUNIDAD T-2. PARTE SUPERIOR

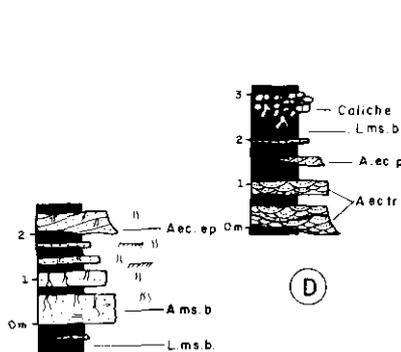


(G)

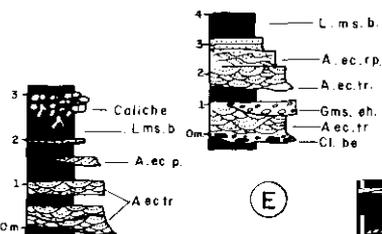


(H)

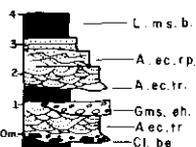
SUBUNIDAD T-2. PARTE INFERIOR



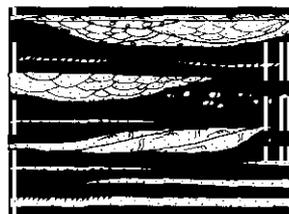
(C)



(D)

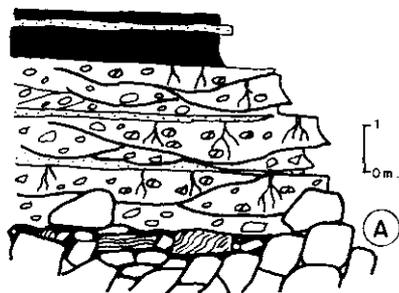


(E)



(F)

SUBUNIDAD T-1



(A)



(B)

tránsito a la unidad siguiente dentro ya del Buntsandstein (Conglomerados de la Hoz del Gallo).

Los sistemas de abanicos aluviales procederían en este caso de relieves relacionados con fracturas de dirección NW-SE y NNE-SSW, entre ellos los que configuran el Umbral del Tremedal (Fig. 5B), como lo demuestran las direcciones de paleocorrientes (Fig. 5) medidas en zonas próximas, que dan direcciones perpendiculares a sus márgenes. El modelo de sedimentación propuesta para esta unidad tiene grandes analogías, en cuanto a la distribución general de facies, con el que describe TURNER (1983) para la Formación Molteno, de edad triásico, en Sudáfrica. Dentro de la Cordillera Ibérica, se han descrito unidades equivalentes a ésta de forma semejante (por ejemplo, RAMOS, 1979, y SOPEÑA, 1979).

CONGLOMERADOS DE LA HOZ DEL GALLO

La distribución de facies dentro de esta unidad no es homogénea, tanto por su naturaleza como por su abundancia relativa. Su contenido y proporción varía tanto en la vertical como geográficamente.

Desde el punto de vista sedimentológico, la unidad se puede dividir en dos tramos: uno inferior, que se encuentra exclusivamente en las zonas que bordean por el N y E el Umbral del Tremedal (Sierra de Caldereros, parte de Sierra Menera y mitad SE de la Sierra de Albarracín), y uno superior que se encuentra en toda la zona estudiada (Fig. 6).

El conglomerado inferior presenta unas asociaciones de facies muy variadas y complejas. Dentro de este nivel se pueden encontrar dos sectores geográficos en los que presenta características diferentes: la parte N, en la que el 90 % de las facies son de conglomerados, y la parte S, correspondiente a la mitad SE de la Sierra de Albarracín, donde los conglomerados aparecen interestratificados con potentes niveles de areniscas y lutitas. En ambas zonas se aprecian dos macrosecuencias granocrecientes (Fig. 6).

En el conglomerado superior se pueden separar tres sectores donde se aprecian facies de características particulares: Una al NW (Sierra

FIG. 4.—Asociaciones de facies y arquitectura fluvial de tres partes de características particulares dentro de las «Lutitas y Areniscas de Tormón». (Explicación en el texto.)

FIG. 4.—Generalized facies distribution corresponding to the unit «Lutitas y Areniscas de Tormón». T1: Lower subunit, gravel dominated. A, main facies associations; B, fluvial architecture. Lower T2: mud dominated; C, D, E main facies associations; F, fluvial architecture. Upper T2: Sand dominated; G, facies associations; H, fluvial architecture.

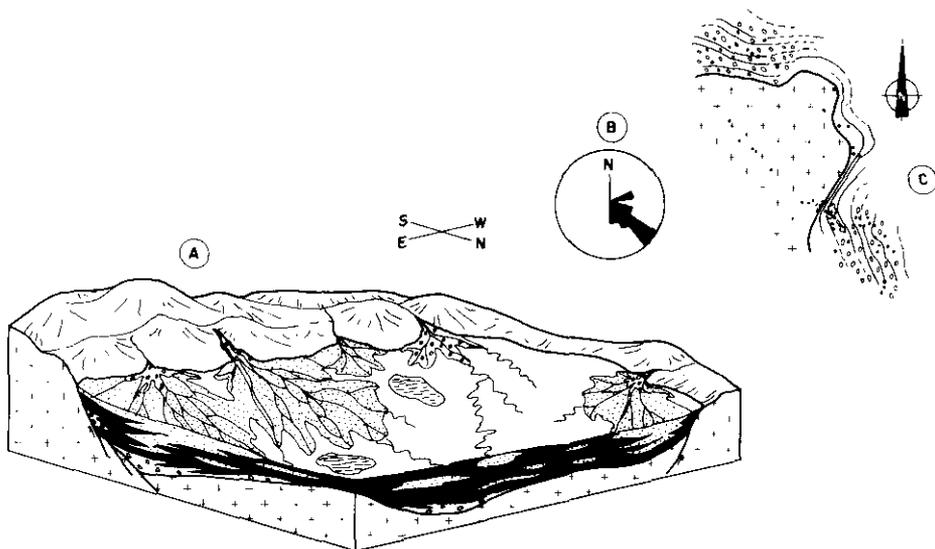


FIG. 5.—A. Reconstrucción ambiental de las «Lutitas y Areniscas de Tormón». B. Direcciones de aporte tomadas en el borde SE del Umbral del Tremedal (ver situación en C). C. Distribución areal de la unidad. En el centro de la zona se ha representado la posición del Umbral del Tremedal (trama de cruces), Sobre el mapa de isopacas (equidistancia: 25 m) de la unidad completa se ha marcado la extensión aproximada de la subunidad T1 (trama de cantos) y uno de los lóbulos arenosos (trama de puntos).

FIG. 5.—A. General depositional model for the unit «Lutitas y Areniscas de Tormón». B. Palaeocurrent trends measured in the sandy deposits near the eastern border of the Tremedal high. (See arrow in C.). C. Generalised palaeogeography of the unit. The Tremedal high is located in the central area (with crosses on the map) the gravels on the map mark the distribution of the T1 unit. The points on the map mark the distribution of a sandy lobe.

Menera, Sierra de Caldereros y mitad NW de la Sierra de Albarracín), en la que predominan los conglomerados masivos; otra es el borde oriental del Umbral del Tremedal, que presenta una asociación de canales complejos y grandes barras con caras de avalancha bien desarrolladas, y, por último, una zona al S de la Sierra de Albarracín, donde el tamaño de cantos es menor, con predominio de las barras de conglomerados y mixtas con caras de avalancha menores que las anteriores y de características algo diferentes.

El conglomerado superior representa una macrosecuencia granodecreciente o granocreciente, que, en la zona del Umbral del Tremedal, donde no existe el conglomerado inferior, se apoya directamente sobre el Paleozoico inferior (Fig. 6).

RAMOS y SOPEÑA (1983) han descrito con detalle, desde un punto de vista sedimentológico, las diferentes facies de los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» en el sector N y más al W, por tanto nos centraremos en este trabajo en las características que presenta más al S y SE esta misma unidad.

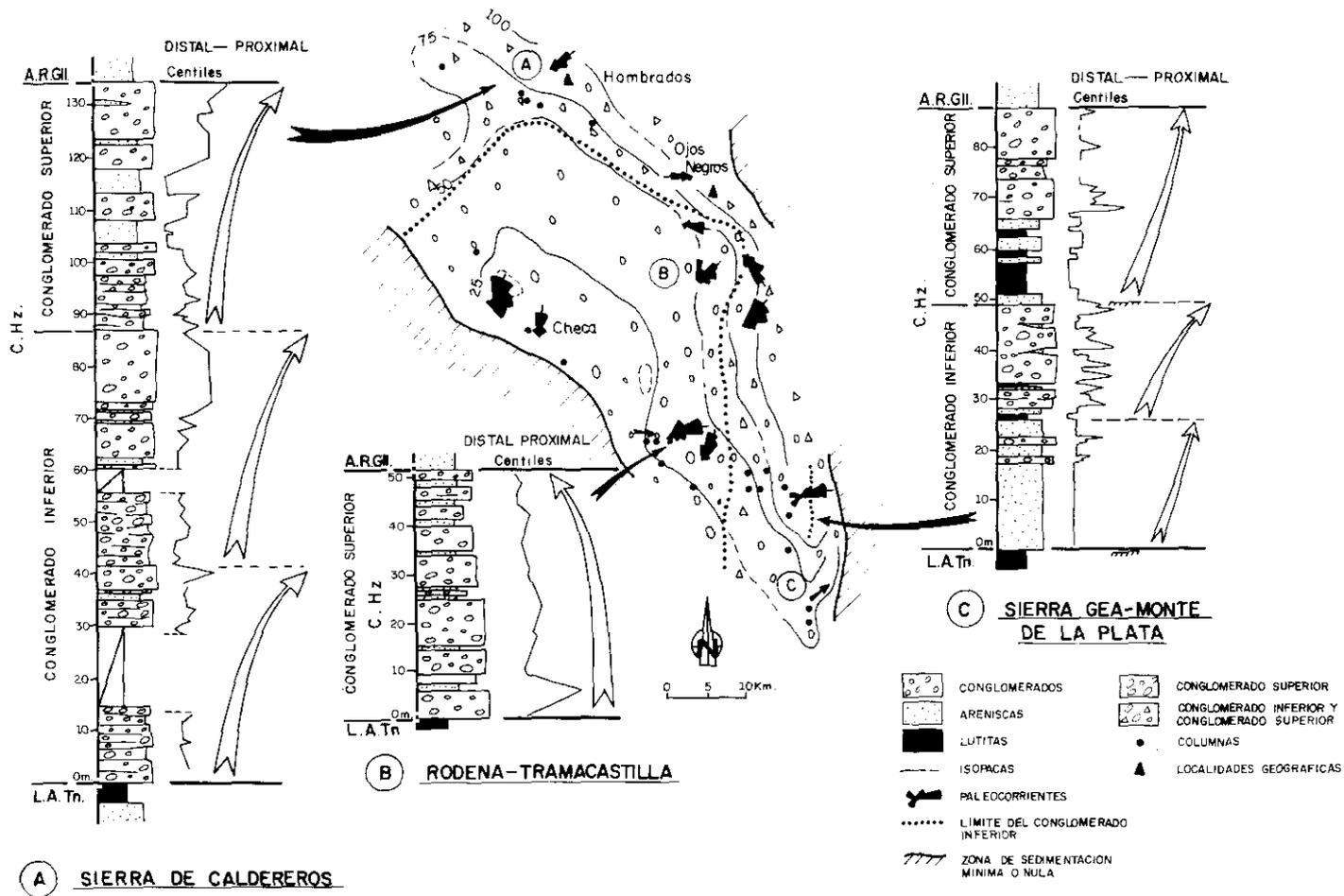
En la parte superior de la Fig. 2 (Da, Db y E) se ha representado la distribución a gran escala de los principales grupos de facies (conglomerados, arenas y lutitas) de los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» en el S de Albarracín, separadas exclusivamente por su litología. Las facies más características, a nivel de mayor detalle, se han representado en el cuadro de la Fig. 7.

El conglomerado inferior (Da y Db) en este sector está compuesto por niveles de conglomerados de varios metros de potencia, separados por grandes tramos de lutitas y areniscas, que pueden tener hasta 15 m de potencia (B, Fig. 8). Dentro de los niveles de conglomerados predominan las facies de estratificación horizontal (Gms.eh), que corresponden a barras longitudinales de muy pequeño tamaño (Fig. 8A y C). En la vertical se aprecia un paso de barras longitudinales con alternancia de texturas abierta y cerrada, con granoselección positiva (equivalente a las facies de tipo «organizado», A de STEEL y THOMPSON, 1983) a barras longitudinales con textura cerrada y de aspecto más masivo (tipo «desorganizado» de las facies A de STEEL y THOMPSON, 1983). RUST (1983) relaciona este hecho con la magnitud del N.º de Froude. Cuando es alto se produce una mayor infiltración de arena entre las gravas, dando textura de tipo cerrado. También indica, a este respecto, que la ausencia de texturas abiertas en las barras de pequeño tamaño puede deberse a una acreción relativamente lenta de los cantos.

Los rellenos de canal que aparecen entre estas facies son de muy diversas características y tamaños. Aparecen pequeños rellenos masivos (G.ms.eh) y de relleno mixto (Fig. 8A y C), con arenas y gravas (G.ec.tr.). Las barras transversales son más abundantes en la parte inferior (Fig. 8C).

Los niveles de litología más fina que se encuentran entre los conglomerados están compuestos por facies arenosas de diverso tipo (A.ec.tr., A.ec.p., A.ec.rp., A.ms.b., etc.) y lutitas masivas (L.ms.b.). Los rellenos de canal que aparecen entre estas facies suelen comenzar por un nivel de conglomerados intraformacionales (Cl.be.). La tendencia es *fining upward* (Fig. 8B). Entre las lutitas puede haber niveles arenosos muy bioturbados (A.ms.b.), que se pueden interpretar como depósitos de desbordamiento, colonizados posteriormente por fauna, y también a veces por vegetación.

Dentro del conglomerado superior se describirán las características que presenta en el borde SE del Umbral del Tremedal (Trama-



castilla-Rodena) y en el SE de la Sierra de Albarracín, ya que, como hemos dicho, existen trabajos previos muy detallados de los conglomerados en este sector (RAMOS y SOPEÑA, 1983; RAMOS, *et al.*, 1986).

En el borde oriental del Umbral del Tremedal, el conglomerado superior se caracteriza por unas asociaciones de facies que indican rellenos de canal complejos y barras con caras de avalancha bien desarrolladas de gran tamaño (Fig. 9).

Las facies de canal se encuentran en niveles de varios metros de potencia y más de 50 m de extensión lateral. La base es erosiva y cóncava, y puede tener bloques de lutitas de hasta 0,5 m. El relleno interno es complejo, presenta conglomerados con estratificación cruzada *trough* (G.ec.tr) en *sets* de hasta 2 m de altura, que pueden significar cuerpos de gravas de cresta sinuosa o barras lobuladas (MIALL, 1981). Estos rellenos de canal son del tipo *Multi-storey fill trough cross-stratification* de RAMOS y SOPEÑA (1983).

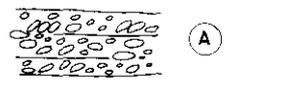
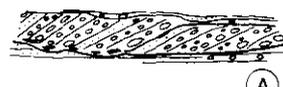
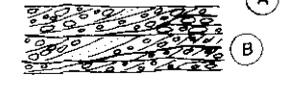
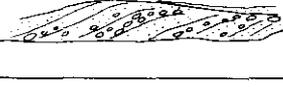
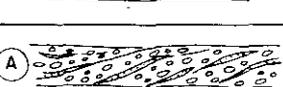
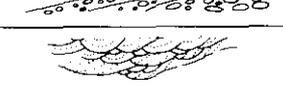
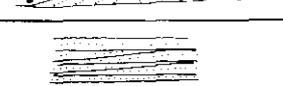
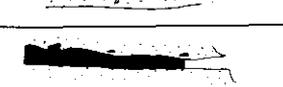
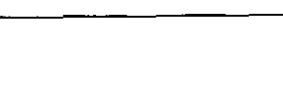
Las barras pueden tener una altura de hasta 3,5 m (Fig. 9) y se pueden seguir a lo largo de 60 m lateralmente. Las láminas de *foreset* presentan alternancias de textura abierta y cerrada, y es frecuente la granoselección positiva. STEEL y THOMPSON (1983) interpretan los cambios de granulometría en las sucesivas láminas como debidos a una combinación del proceso de avalancha de los cantos y a cambios en la competencia del flujo con el tiempo debido a un descenso de éste o a variaciones en la descarga durante las avenidas.

La evolución que se infiere para estas grandes barras con caras de avalancha (G.ec.p) es la siguiente: a partir de una barra de bajo relieve, de techo plano y márgenes más o menos inclinados aguas abajo (6, Fig. 9) se produce la acreción vertical de cantos (4, Fig. 9). Esta acreción puede deberse, como señalan WALKER (1975) y HEIN y WALKER (1977), a que la descarga es suficientemente baja como para que los cantos no se depositen aguas abajo, sino que vayan rodando por el techo, permitiendo su crecimiento en altura de las barras, y se desarrolle al frente una cara de avalancha.

En el techo de las barras se pueden observar pequeñas acanaladuras (a, Fig. 9), que se deben probablemente a un retrabajamiento por un flujo oblicuo a la dirección principal de la corriente en aguas bajas

FIG. 6.—Distribución del Conglomerado inferior y superior sobre el mapa de isopacas de la unidad completa, y principales direcciones de paleocorrientes. A, B y C representan las series sintéticas de los diferentes sectores considerados, en las que se han separado las megasecuencias observadas.

FIG. 6.—Distribution of Lower and Upper conglomerate on the isopach map, showing the overall palaeocurrent trends. A, B, C are general, representative logs from different sectors showing the dominance of major coarsening upwards sequences.

		FACIES	TAMAÑO DE "SET"	TAMAÑO DE CRANO	RASCOS TEXTURALES	
CONGLOMERADOS	G. ms. eh.	 (A)  (B)  (C)	0,4-1 m	3-10 cm	A y B - "clast-supported" - Granoselección positiva o negativa - matriz escasa (t. cerradas)	
	G. ec. p.	 (A)  (B)	1-4 m	1-8 cm	- "clast-supported" - granoselección positiva - textura abierta o cerrada	
	GA. ec. p.	 (A)	0,2-1 m	1-2 cm y 5-6 cm.	- "clast-supported" - granoselección positiva - text. cerrada y abierta alternante	
	G. ec. tr.	 (A)  (B)	0,3-0,6 m	0,2-5 cm Ar. gruesa	- textura abierta y cerrada alternante - "clast-supported" y matriz "supported" alternantes	
	G. ec. tr.	 (A)  (B)	0,4-2 m	1-5 cm	- "clast-supported" - textura cerrada	
	G. al.	 (A)  (B)	1 m	1-5 cm	- "clast-supported" - textura cerrada o abierta	
	G. al.	 (A)  (B)	0,5-2 m	3-20 cm	- "clast-supported" - textura cerrada	
	G. ec. ba.	 (A)	0,1-0,2 m	1-2 cm	- "clast-supported" - granoselección positiva - textura abierta y cerrada	
	ARENISCAS	A. ec. tr.	 (A)	0,2-0,6 m.	Ar. medio-grueso	selección media- algunos cantos dispersos
		A. ec. p.	(B)	0,1-0,3 m.	Ar. medio-grueso	selección media algunos cantos dispersos
Alp.		(A)	0,1-0,6 m.	Ar. media-fino	selección media	
A. ec. ba.		(B)	0,1-0,15 m.	Ar. media-fino	selección media	
A. ec. rp.		(A)	0,1-0,15 m.	Ar. media-fino	selección media	
A. ms. b.		(B)	0,4-1,2 m.	Ar. fina o media	selección media	
L. ms. b.		(A)	0,1-20 m.	Lutita	-	

(EYNON y WALKER, 1974). En períodos de flujo aún más bajo se depositan arenas en algunos canales laterales a las barras, como es el caso de algunos niveles lenticulares de arena (10, Fig. 9).

Los depósitos arenosos de mayor potencia (2 m) y extensión lateral (más de 20 m) con estructura interna compleja (2, Fig. 9) se pueden interpretar como áreas elevadas topográficamente (una isla o una zona de llanura de inundación poco extensa) en la que la sedimentación tendría lugar en épocas de inundaciones fuertes, cuando estas áreas estuvieran sumergidas.

Por último, en el SE de la Sierra de Albarracín, el «conglomerado superior» está compuesto por cantos de menor tamaño y las facies predominantes son las barras de gravas y de litología mixta de arenas y gravas (Fig. 10). Algunas de estas barras tienen la base plano-cóncava, erosiva y se desarrollan a partir de un núcleo preexistente de igual altura que la barra. Este núcleo (parte superior derecha de la Fig. 10) pueden representar un conjunto de barras más antiguas, apiladas (quizá una plataforma de cantos), erosionado en un margen, que funcionaría como una cara de avalancha a partir de la cual va creciendo la barra por caída sucesiva de cantos y formación de las distintas láminas. Estas son de tres tipos litológicos bien diferenciados: conglomerados con matriz arenosa, conglomerados con textura abierta y areniscas. Los tres tipos de láminas alternan dentro de estas barras. El techo de éstas suele estar erosionado o modificado por pequeños canales oblicuos con estratificación cruzada *trough* (G.ec.tr), sin embargo, a veces se conservan niveles horizontales de acreción vertical, de gravas (6, Fig. 10) o de arenas (2, Fig. 10). Este tipo de depósitos representa muy probablemente una acumulación de barras transversales o linguoides en canales de baja sinuosidad. Algunos niveles lenticulares, con estratificación cruzada *trough*, pueden interpretarse como canales laterales a las barras.

Las direcciones de paleocorrientes de esta unidad, tanto en el conglomerado inferior como en el superior, tienen una orientación preferente hacia el N y NE.

En conjunto, los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» pueden interpretarse como un sistema complejo de abanicos aluviales coalescentes de tipo *stream dominated*, cuyos materiales procederían de zonas elevadas situadas al SW, y cuya morfogénesis estaría relacionada con fracturas de dirección NW-SE y NNE-SSW. Algunas direcciones de paleocorrientes, como por ejemplo las obtenidas en Ojos Ne-

FIG. 7.—Facies de la unidad «Conglomerados de la Hoz del Gallo».

FIG. 7.—Depositional facies types from the «Conglomerados de la Hoz del Gallo» unit.

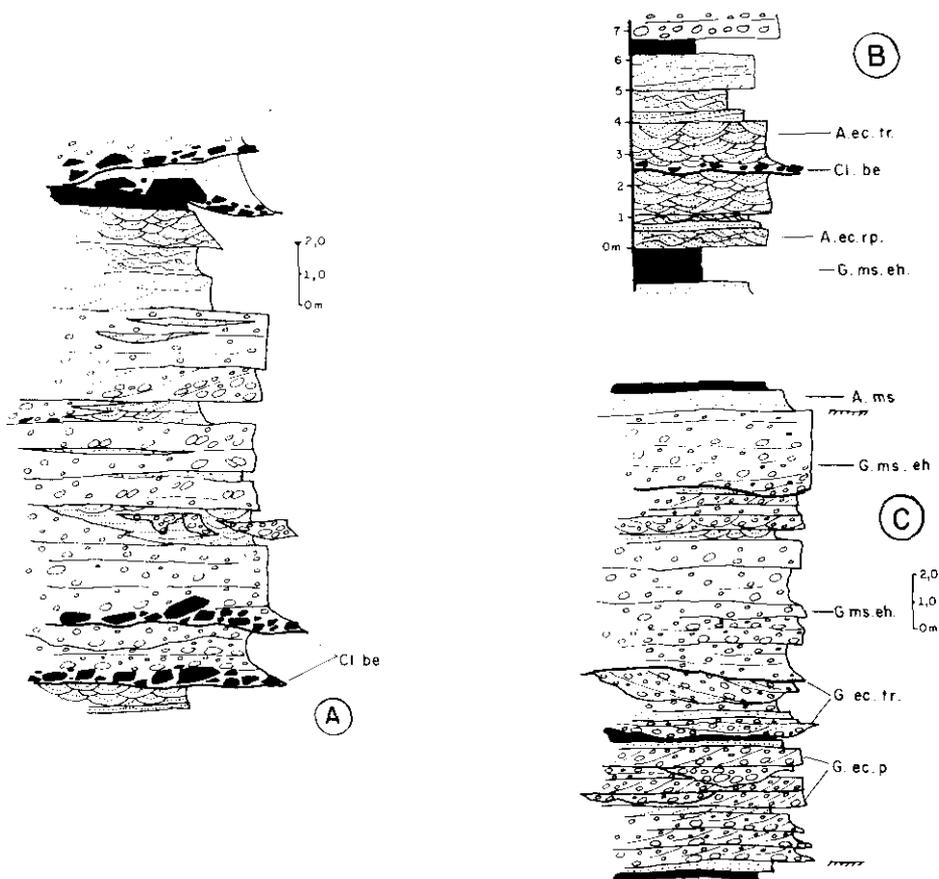


FIG. 8.—Principales secuencias en el Conglomerado inferior al SW de Albarracín. A y C: niveles con predominio de conglomerados. B. Nivel de predominio arenoso entre las facies de conglomerados.

FIG. 8.—Generalized sections showing the overall facies distributions for the lower conglomerate. A and C: gravel dominated. B. Sand and mud dominated between the conglomeratic facies.

gros, se desvían de la tendencia general, debido a la influencia de relieves locales.

Las macrosecuencias granocrecientes que se observan en esta unidad tienen de 40 a 50 m en el NW (Fig. 6A) y de 25-40 m en el SE (Fig. 6C), y están compuestas a su vez por secuencias menores, tanto granocrecientes como granodecipientes, que se deben a causas autocíclicas. Las secuencias de orden mayor, sin embargo, marcan la pro-

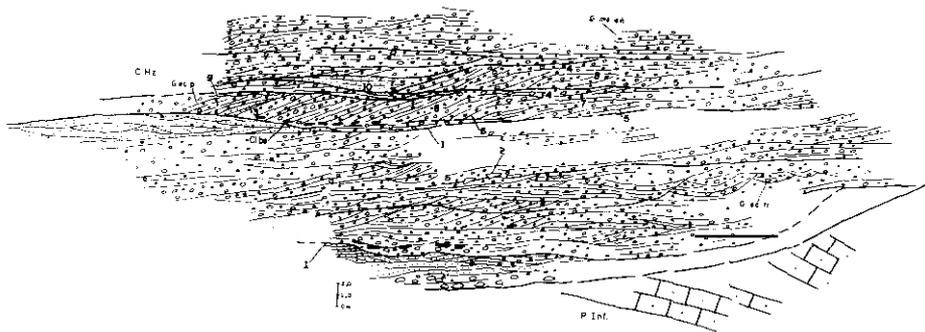


FIG. 9.—Esquema de campo de los Conglomerados de la Hoz del Gallo (Conglomerado superior) en el borde sudoriental del Umbral del Tremedal, sobre el Paleozoico inferior plegado. 1. Superficie erosiva mayor (base de canal); 2. Bloques de cuarcita en la base de un relleno de canal; 3. Acreción frontal de arenas en una barra de gravas con caras de avalancha bien desarrolladas; 4. Láminas horizontales de crecimiento vertical de la barra; 5. Láminas de bajo ángulo en el margen del núcleo de la barra; 6. Láminas de alto ángulo pasando aguas arriba a 7. Láminas horizontales o de bajo ángulo; 8. Superficie erosiva interna; 9. Modificación del techo de la barra por pequeños canales; 10. Relleno mixto de una canal lateral.

FIG. 9.—Field sketch from Upper conglomerate at Tramacastilla (south eastern boundary of Tremedal threshold) unconformable over Lower Palaeozoic quartzites. 1. Mayor scoured base. 2. Quartzites boulders on a channel base. 3. Sandy frontal accretion on a gravel bar. 4. Flat bedded due to vertical accretion on bar top. 5. Low angle accretion beds related to the nucleus of the bar. 6. High angle accretion beds passing upstream into 7. Flat or low angle bedded. 8. Secondary scour surface. 9. Small channels on top of the main bar. 10. Mixed sand-gravel lateral channel fill.

gradación de los sistemas aluviales y se deben probablemente a causas de tipo alocíclico, seguramente de origen tectónico (STEEL y AASHEIM, 1978; RAMOS *et al.*, 1986).

Con bastante probabilidad los «Conglomerados de la Hoz» representan, en la parte NW del área estudiada, un sistema de abanicos aluviales con facies proximales y medias de conglomerados que pasan distalmente a una llanura aluvial de canales entrelazados de baja sinuosidad, con carga preferente de gravas, que estaría representada en parte del conglomerado superior con barras longitudinales de mayor tamaño que las de los niveles inferiores y de mayor estabilidad, como lo demuestran los crecimientos laterales de estas barras (RAMOS y SOPEÑA, 1983) (facies G.ac.l. en la Fig. 7). Sin embargo, en el SE del área estudiada (Sierra Gea y Monte de la Plata), próxima al borde oriental de esta unidad, las facies representan abanicos aluviales más pequeños, con facies proximales de conglomerados, facies de abanico medio de tipo *braided* arenoso no muy desarrolladas y facies más distales de lutitas y areniscas finas bioturbadas.

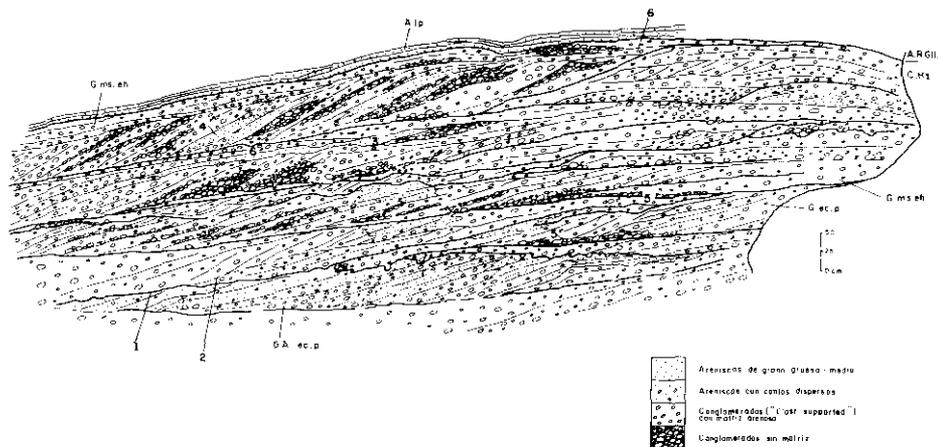


FIG. 10.—Esquema de campo del Conglomerado superior en el SE de la Sierra de Albarracín (Tormón). 1. Superficie erosiva mayor; 2. Superficie de reactivación; 3. Depósito arenoso masivo, en el techo de una barra; 4. Láminas discontinuas de arena en el frente de la barra; 5. «Lag» de cantos gruesos en la base de una barra; 6. Láminas horizontales en el techo de una barra, que pasan aguas abajo, de forma continua, a láminas de alto ángulo.

FIG. 10.—Field sketch from upper conglomerate in the SE of Albarracín Range (Tormón). 1. mayor scour surface; 2. reactivation surface; 3. massive sands on the bar top; 4. discontinuous sand foresets; 5. coarse cobble «lag» at the bar base; 6. flat beds on the bar top, passing downstream to high angle cross-bedding.

El «conglomerado superior» supone una ampliación del área de sedimentación hacia el SW, posiblemente por un proceso de *back-faulting* que retrasa los relieves del área fuente en esa misma dirección. Esto ocasiona que se produzca sedimentación sobre el Umbral del Tremedal que durante el tiempo correspondiente al depósito del conglomerado inferior permaneció como zona elevada.

El conglomerado superior presenta, en general, unas facies de características más distales que el conglomerado inferior, tanto en el NW (RAMOS y SOPEÑA, 1983) como en el SE, en la Sierra de Albarracín. En el borde SE del Umbral del Tremedal (Tramacastilla-Rodena) las facies muestran unas asociaciones que indican canales relativamente estables y de mayor desarrollo junto con grandes barras, con caras de avalancha de más de 3 m de altura y gran continuidad aguas abajo. Posiblemente esta asociación de facies indique también un medio de llanura aluvial situada en posición distal, con canales algo más sinuosos y profundos, como indica MASSARI (1983) en unas facies análogas.

En resumen, se trata probablemente de un sistema de abanicos aluviales que pasaría aguas abajo a un *braid plain* transversal (modelo 1 de MIALL, 1981), a las fracturas NW-SE, como en el caso de los abanicos aluviales.

ARENISCAS DE RILLO DE GALLO

En las Areniscas de Rillo de Gallo más del 90 % de las facies son de composición arenosa (Fig. 11). Los conglomerados son muy escasos, incluso en la parte inferior de la unidad, ya que el límite con los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» es muy neto. Tan sólo en el sector NW (Sierra de Caldereros) existen facies de conglomerados y de litología mixta en los 10 primeros metros de la base. También existen, en este sector, facies de conglomerados en la parte media de la unidad, pero son de naturaleza diferente. Están compuestos por cantos menores de 1 cm, muy mezclados con areniscas de grano muy grueso. Las lutitas son muy escasas y aparecen siempre en pequeños niveles lenticulares, casi siempre menores de 0,5 m, aunque a veces también se aprecian niveles tabulares más continuos.

Las areniscas se componen en su mayor parte de litoarenitas y subarcosas, y son de grano medio y a veces grueso. El tamaño de grano aumenta a veces hacia el techo.

La distribución de facies dentro de esta unidad varía en la vertical. En la parte inferior predominan las facies compuestas, que representan diversos tipos de barras (A.ec.Pl., A.ec.Pv., A.ec.Tw., A.ec.Pt., G.A.ec.P., Fig. 11). Sin embargo, en la parte superior son más abundantes las facies A.ec.tr., que representan rellenos de canal. La mayor parte de las facies que se resumen en la Fig. 12 han sido descritas con detalle en trabajos anteriores (PEREZ-ARLUCEA *et al.*, 1983; RAMOS *et al.*, 1986) y, por tanto, nos centraremos en aquellas que no se ha hecho referencia con anterioridad y en la distribución general de las facies.

En el panel 1 de la Fig. 13 se puede observar un aspecto parcial de la parte inferior de las «Areniscas de Rillo de Gallo». En esta parte, como hemos dicho anteriormente, predominan las facies complejas que interpretamos como barras de diversos tipos. La mayoría de ellas son de composición arenosa, pero en los 10 primeros metros de la unidad se pueden encontrar también barras de conglomerados y de litología mixta (GA,ec.p.).

Las barras de litología mixta están compuestas por conglomerados y arenas. En la parte situada aguas arriba, se encuentra la fracción más gruesa, compuesta por conglomerados. Esta parte, que podemos denominar «cabecera» de la barra siguiendo la nomenclatura de

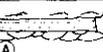
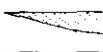
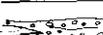
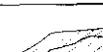
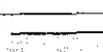
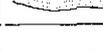
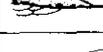
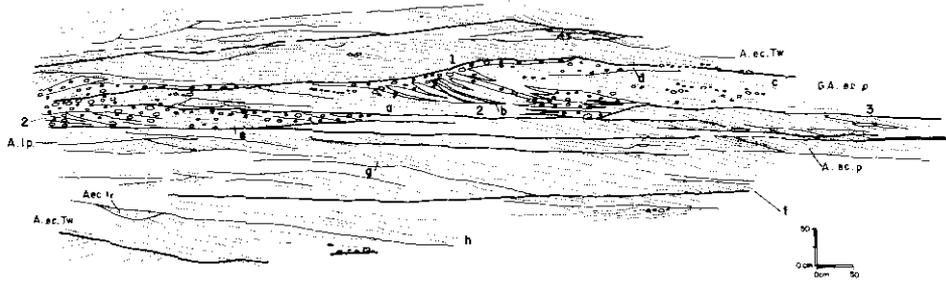
	FACIES	DESCRIPCION	TAMANO DE GRAO		GEOMETRIA	
			1	2		
SIMPLES ARENISCAS	A ec. p	 Areniscas con estratificación cruzada planar	medio-grueso	0,1-1,2 m	1-40 m	Tabular o lenticular muy laxa
	A ec. tr.	 Areniscas con estratificación cruzada "trough". A) "sets" aislados B) "cosets" lenticulares, pequeños C) "cosets" casi tabulares, grandes	medio o fino	0,05 - 1,0 m	0,2 - 8,0 m	Lenticular. Base cóncava y techo plano
	A ec. rp	 Areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala A) niveles tabulares B) de oscilación	medio o fino	< 5 cm	-	A-ripples asimétricos B-ripples simétricos
	A. lp.	 Areniscas con laminación estratificada A) niveles tabulares B) niveles lenticulares de base estuaria	medio o fino	0,2 - 1,8 m	< 20 m	A-tabular B-lenticular de formas irregulares
	A ec. ba	 Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo	medio-grueso	0,2-1,5-0,7 m	-	Tabular
	A. ec. T	 Areniscas con estratificación cruzada "trough" en "sets" aislados simétricos o asimétricos	medio-grueso	2 - 4 m	20-30 m	Lenticular. Base cóncava y techo plano
LUTIT. CONGLOMERADOS	Cl. be.	 Conglomerados de lutitas asociados a cicatrices erosivas	cantos de 0-70 cm.	< 0,5 m	5-25 m	Niveles de cantos
	G.ms. eh.	 Conglomerados masivos	cantos de 2-17 cm.	0,2-0,6 m	5-13 m	Lenticular. Base cóncava y techo plano o algo convexo
	G.ec. tr.	 Conglomerados con estratificación cruzada "trough"	cantos de 2-6 cm.	0,15-0,3 m	< 2 m	Lenticular. Base cóncava y techo plano
COMPUSTAS ARENISCAS	L.ms. lp.	 Lutitas masivas o laminadas. Estructuras de deformación hidroplástica	lutitas y lutitas arenosas	0,2-0,5 m	10-30 m	lenticular o irregular dependiendo de las facies asociadas
	A. ec. Pl.	 Barras arenosas complejas, muy modificadas, con caras de avalancha bien desarrolladas.	Medio-grueso	0,5 - 3,0 m	> 100 m	Compleja. Varios cuerpos lenticulares o tabulares amalgamados
	A ec. Pv.	 Barras arenosas complejas muy modificadas, caras de avalancha bien desarrolladas y acreción vertical en el techo	Medio-grueso	4 - 8 m	> 65 m	Compleja. Cuerpos lenticulares
	A ec. Tw.	 Barras arenosas de bajo relieve con márgenes lobulados	medio a grueso-muy grueso	0,5 - 4,0 m	20 - 30 m	Lenticular. Base ondulada y techo plano o convexo
	A ec. Pt.	 Barras arenosas con un surco frontal	medio	0,5 - 2,5 m	20 - 200 m	Lenticular. Techo ligeramente inclinada aguas arriba. Base plana o algo cóncava
MIXTAS	GA.ec.P.	 Barras de litología mixta. Complejas con estratificación cruzada de alto ángulo que pasan a areniscas no inclinadas.	cantos de 2-4 cm. Ar. medios	0,8-1,0 m	15-20 m	Lenticular. Techo convexo y base plana

FIG. 11.—Facies y asociaciones de facies de la unidad «Areniscas de Rillo de Gallo».

FIG. 11.—Depositional facies types from the «Areniscas de Rillo de Gallo unit».

BLUCK (1971, 1976), puede tener estratificación cruzada con ángulos comprendidos entre 10°-15° (1, panel 1, Fig. 12) o con ángulos más bajos (2, panel 1, Fig. 12). La cabecera de la barra pasa aguas abajo a un cuerpo arenoso, de grano medio, con estratificación cruzada de bajo

PANEL 1



PANEL 2

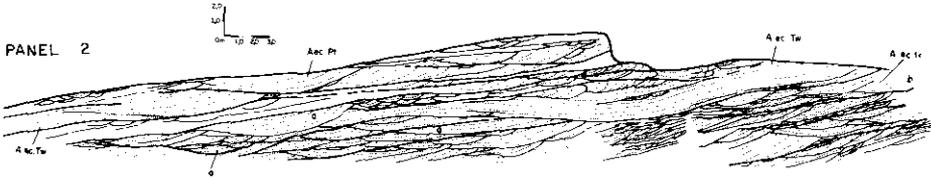


FIG. 12.—Esquema de campo de las «Areniscas de Rillo de Gallo». PANEL I: Parte inferior: 1. Barras de bajo relieve, de tipo A.ec.Tw. 2 y 3. Barras de litología mixta. a y e cola de la barra; con láminas de arena, horizontales o de bajo ángulo (a), a veces con el margen escarpado (e). b y e: cabecera de la barra; con láminas de cantos de alto ángulo (b) o bajo ángulo, progradando a veces sobre la cola (d) con un contacto erosivo. f y g: márgenes escarpados en barras de bajo relieve, de tipo compuesto (A.ec.Tr). h: superficies de reactivación. PANEL 2: parte superior de la unidad. a: «troughs» de gran escala laterales a las barras; b: rellenos de canal (A.ec.tr).

FIG. 12.—Field sketches from the lower (above) and upper (below) parts of the «Areniscas de Rillo de Gallo» unit. PANEL 1 (above): 1: low-relief bars with low angle cross bedded; 2 and 3: mixed gravel-sand bars. a sandy, bar tail, flat or low angle cross beds; e. high angle cross-bedded at the bar margin; b. gravel bar head, high angle cross-bedded d. prograding bar head over bar tail sands. f and g. high angle cross-bedding at the front of a low relief bar, pointing to steep margins. h. reactivation surfaces. PANEL 2 (below): a. Large «trough». b. channel deposits.

ángulo, de láminas planas (2, a y c, panel 1, Fig. 12) o convexas (e, panel 1, Fig. 12). Esta parte corresponde a la «cola» de la barra (*bar tail* en la nomenclatura de BLUCK, 1971, 1976). El contacto entre la cabecera y la cola de la barra puede ser interdigitado (b, panel 1, Fig. 12), neto y erosivo (d, panel 1) o menos frecuentemente, gradual (e, panel 1). A veces, la cabecera se extiende sobre gran parte del cuerpo arenoso (d, panel 1, Fig. 12), progradando horizontalmente por el techo de éste formándose una secuencia de tendencia *coarsening upward*. Según BLUCK (1980), esta disposición se produce en áreas de fuerte segregación del tamaño de las partículas, donde los más gruesos

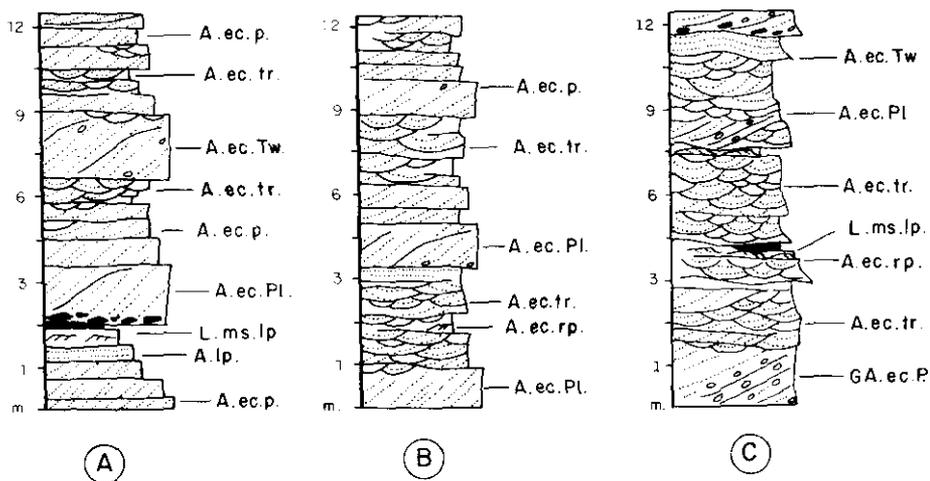


FIG. 13.—Principales tipos de secuencias de las «Areniscas de Rillo de Gallo». A y B son características de la parte inferior de la unidad, y C de la parte superior. A: secuencias con predominio neto de las facies de barras. b) secuencias mixtas con facies de barras y de relleno de canal. C: facies con predominio de los rellenos de canal.

FIG. 13.—Main sequences from the unit «Areniscas de Rillo de Gallo». A (lower part): mainly bar deposits. B (Upper part): mixed bar and channel deposits. C channel-fill deposits with subordinated sand-bars.

Los migra sobre los finos. Teniendo en cuenta la morfología de las láminas, parece que la zona de cola de la barra podría tener un relieve bastante bajo, sin caras de avalancha, salvo localmente en los márgenes, que quedarían representados en zonas de cambio de inclinación en la laminación, como se puede observar en el panel 1 (e, Fig. 12) y que indican pequeños escarpes en el borde frontal.

Las barras arenosas se encuentran como formas más o menos aisladas poco modificadas (A.ec.p.; A.ec.Pt., A.ec.tw.) o muy complejas, formadas por sucesivos episodios de acreción y erosión (A.ec.Pl., A.ec.Pv.). También pueden encontrarse barras de diversa morfología y estructura interna amalgamadas formando cuerpos compuestos asimilables a las plataformas arenosas de CANT y WALKER (1978) o a los *shoals* de ALLEN (1983).

Todos estos tipos de barras (Fig. 11) pueden pasar lateralmente a facies A.ec.tr., que corresponden a megarripples linguoides que migran por los canales situados entre éstas (CANT y WALKER, 1978; ALLEN, 1983). Las facies de relleno de canal se encuentran en niveles lenticulares de poca extensión lateral y casi siempre de menor o igual altura que las barras asociadas. Estas facies no son muy abundantes

en la parte inferior de la unidad, donde se pueden observar grandes extensiones compuestas por barras amalgamadas, entre las que apenas están representadas las facies de canal. Esto puede deberse, quizá, a la unión de varios complejos por adición de barras de forma semejante a la que describen CANT y WALTER (1978) en el río S. Saskatchewan. En estas circunstancias, las secuencias presentan un predominio de las barras (Fig. 12A), aunque a veces también se pueden encontrar secuencias de influencia mixta (Fig. 13B).

Las lutitas son muy escasas. Sólo se encuentran en pequeños niveles lenticulares menores de 15 cm y de escasa extensión lateral, sobre areniscas o limos arenosos con *ripples* de corriente o sobre facies A.ec.tr. Estos niveles pueden representar la sedimentación por decantación de material fino en pequeños surcos residuales, formados tras el relleno de un canal (COLEMAN, 1969), con aguas estancadas.

Las facies de llanura de inundación son prácticamente inexistentes, posiblemente porque en su mayor parte se erosionan al migrar lateralmente las zonas activas del sistema fluvial a otras zonas de la llanura aluvial. Este hecho puede quedar reflejado en las cicatrices ero-

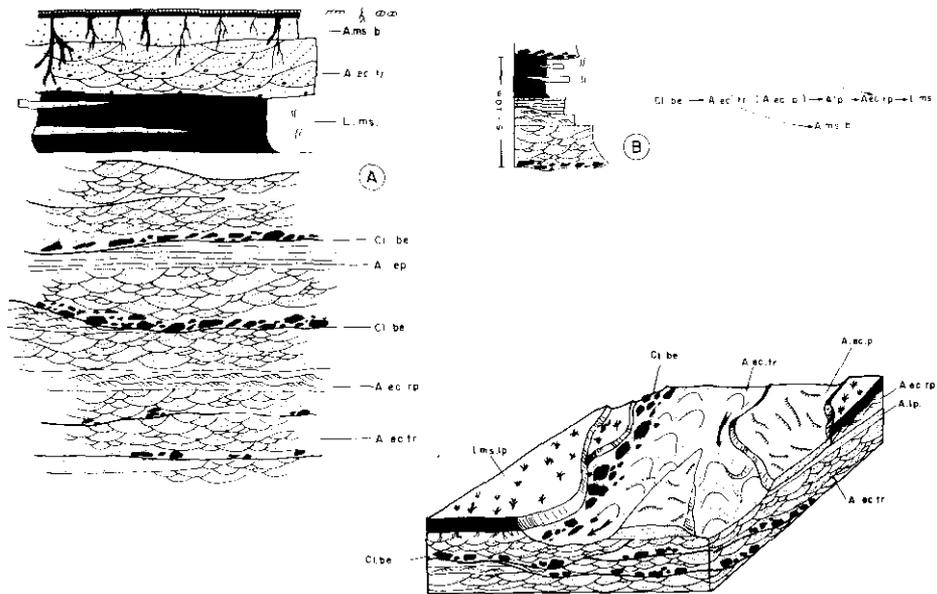


FIG. 14.—Nivel de Prados. A: esquema simplificado de campo de la distribución de facies dentro de esta unidad. B: secuencia ideal completa. C: reconstrucción, supuesta, de una parte de la llanura aluvial dentro del Nivel de Prados.

FIG. 14.—A: simplified field sketch from Prados Level, showing the main facies distribution. B: Main sequence of a channel fill passing into flood plain deposits. C: Block diagram showing the different subenvironments of the alluvial plain.

sivas mayores, que tienen una extensión de varias centenas de metros, y que incorporan frecuentemente cantos de lutitas.

La mitad superior de la unidad difiere notablemente de la inferior, no sólo por el tamaño de grano, que es más grueso, sino por la distribución de las facies (panel 2, Fig. 12). En esta parte predominan de forma clara las facies A.ec.tr. Entre ellas, se pueden encontrar diversos tipos de barras, aunque en este caso están aisladas unas de otras. Las secuencias principales dentro de esta parte de la unidad presentan un predominio claro de los rellenos de canal (Fig. 13C). Entre las facies de barras se pueden encontrar diversos tipos. Uno de ellos aparece bien conservado en el panel 2 de la Fig. 12 (A.ec.Tw.). Estas barras tienen una geometría lenticular, con la base plana en secciones paralelas a la dirección de la corriente y ondulada en secciones transversales. La estructura interna predominante es la estratificación cruzada de bajo ángulo (menos de 10) y puede ser bastante simple o compleja. Los márgenes pueden ser escarpados, dando localmente una estratificación cruzada de alto ángulo. Este tipo de formas son muy semejantes a las *compound bars* de ALLEN (1983).

En conclusión, las «Areniscas de Rillo de Gallo» están formadas por facies correspondientes a un sistema fluvial de canales entrelazados de baja sinuosidad de carga de fondo arenosa. Los niveles de conglomerados que aparecen localmente en la base son probablemente facies resedimentadas heredadas de la unidad anterior (RAMOS *et al.*, 1986).

Las direcciones de paleocorrientes están orientadas preferentemente hacia el S y SE. Se trata de un sistema aluvial longitudinal, paralelo a las direcciones de fracturas principales de dirección NW-SE, y, por tanto, perpendicular a los sistemas de abanicos aluviales de los «Conglomerados de la Hoz del Gallo».

Las facies que se encuentran dentro de las «Areniscas de Rillo de Gallo» presentan analogías con las descritas en el South Saskatchewan (CANT, 1978; CANT y WALKER, 1978) y Platte (SMITH, 1970, 1971; CROWLEY, 1983). Estos ríos se caracterizan por grandes variaciones estacionales en la descarga, con una etapa de inundación estacional relativamente corta y de efecto rápido, y una recesión más gradual (ALLEN, 1983).

La parte inferior se caracteriza por presentar unas secuencias de tendencia granulométrica mal definida (PEREZ-ARLUCEA *et al.*, 1983), semejantes a las de tipo *sand flat* y *mixed influence* de CANT y WALKER (1978), que se encuentran generalmente incompletas y sin facies de canal en la base, en muchos casos. Estas secuencias se deben a la acreción de barras.

Sin embargo, en la parte superior, las secuencias que aparecen conservadas presentan un predominio neto de las facies de canal. Estas secuencias son semejantes a las que se producen en zonas del sistema

fluvial, donde la migración lateral de los canales da como resultado la destrucción casi completa de las barras y posibles plataformas arenosas y la formación de secuencias semejantes a las del tipo *channel aggradation* de CANT y WALKER (1978). Dentro de este sistema, las barras serían cuerpos arenosos altamente inestables, y tendrían una conservación potencial muy baja. Este hecho, junto con un tamaño de grano mayor, en la parte superior de la unidad, pudiera significar una progradación del sistema aluvial, con zonas relativamente más proximales que las presentes en la parte inferior.

NIVEL DE PRADOS

El Nivel de Prados es una unidad de litología arenosa, pero presenta una mayor proporción de niveles de lutitas que la unidad anterior. El tamaño de grano es apreciablemente más fino que el de ésta.

Esta unidad no aflora bien dentro del área estudiada y no puede ser estudiada con mucho detalle. Sólo existen algunos cortes bien expuestos en las proximidades de Ojos Negros y de Albarracín (Cerro de las Quebradas).

La mayor parte de la unidad está formada por una acumulación de secuencias, en su mayor parte incompletas, que representan relleños de canal (Fig. 14), del tipo:

Clbe - A.ec.tr. - (A.ec.p.) - Alp. - A.ec-rp. - Lms.Lp.
A.ms.

Normalmente sólo aparecen los dos primeros términos. Estas secuencias son muy semejantes a las que describe CAMPBELL (1976) en el «Westwater Canyon Member» (Formación Morrison) del Jurásico de Nuevo México, y las secuencias formadas por acreción en canales de CANT y WALKER (1978) en el río Saskatchewan (tramo S).

Dentro del Nivel de Prados, los niveles de lutitas pueden tener hasta 5 m de potencia. Estas facies, generalmente masivas, se deben probablemente a la acreción vertical por decantación en sucesivos momentos de inundación en un área de llanura de inundación.

En general, esta unidad parece representar un sistema fluvial de canales de baja sinuosidad, pero de características más distales que la unidad anterior. La mayor conservación potencial de los depósitos de llanura de inundación, en la parte superior del Nivel de Prados, podría estar de acuerdo con el modelo de migración lateral del cinturón de canales activos de uno a otro lado de la llanura aluvial (BLUCK, 1980). Desafortunadamente no se puede observar la distribución de

facies en la horizontal, a lo largo de la extensión que ocupa esta unidad en el área estudiada y, por tanto, la reconstrucción de este medio con mayor precisión no se puede establecer. Sin embargo, si tenemos en cuenta que el límite de la unidad se encuentra en la parte central de la zona estudiada (PEREZ-ARLUCEA y SOPEÑA, 1985), se puede suponer una migración y retracción del sistema aluvial hacia el NE con respecto a las «Areniscas de Rillo de Gallo», lo que causaría la sedimentación en esta zona de una facies más característica del borde de la cuenca. Sin embargo, tampoco debe descartarse, en principio, que esta unidad suponga, en conjunto, un sistema aluvial más distal que el anterior con respecto al área fuente, con canales algo más sinuosos, transicionales a un sistema fluvial de alta sinuosidad.

ARENISCAS DEL RIO ARANDILLA Y LIMOS Y ARENISCAS DE RILLO

Las «Areniscas del Río Arandilla» presentan unas facies muy semejantes a las de las «Areniscas de Rillo de Gallo», representando un sistema fluvial de canales entrelazados de baja sinuosidad, con carga de fondo predominantemente arenosa. Las direcciones de aporte obtenidas, como en el caso anterior, se dirigen hacia el SE, presentando una dispersión baja.

Sin embargo, presenta un mayor contenido en facies de areniscas con laminación paralela (A.lp.) y estratificación cruzada de bajo ángulo (A.ec.ba.), en niveles tabulares, con abundantes restos vegetales. Estos niveles representan la sedimentación en inundaciones mayores con un régimen de flujo alto (MCKEE *et al.*, 1967).

El mapa de isopacas de esta unidad (PEREZ-ARLUCEA, en prensa) muestra una zona de surco muy potente que pudiera corresponder a un área de fuerte subsidencia. Quizá una mayor tasa de subsidencia haya permitido la mayor conservación de facies de acreción vertical (A.ec.ba. y A.lp.), mucho más abundantes en esta unidad que en las «Areniscas de Rillo de Gallo». El paso del «Nivel de Prados» a las «Areniscas del Río Arandilla» puede significar una reactivación tectónica, con un aumento general en la pendiente, como ya señala RAMOS (1979) para el área situada al NW de Molina de Aragón.

Los «Limos y Areniscas de Rillo» presentan tres zonas de litología diferente. La inferior está compuesta por facies de conglomerados masivos o estratificados, facies mixtas, de conglomerados y arenas masivos o con estratificación cruzada de gran escala y facies arenosas (A.ec.tr.). Esta parte podría interpretarse como un sistema fluvial de canales de baja sinuosidad de carga mixta (gravas y arenas).

La parte media tiene una composición arenosa y presenta un contenido en facies muy semejante al que se observa en las «Areniscas del Río Arandilla», pudiendo ser interpretado de la misma manera.

Por último, la parte superior está compuesta por una alternancia de lutitas y areniscas con algunas intercalaciones dolomíticas. Las lutitas son masivas o laminadas y se encuentran en niveles de 0,2 a 3,2 m (L.ms.lp.). Las facies arenosas son, en general, de menor tamaño (casi siempre menores de 1 m) y suelen tener *ripples* de corriente o de oscilación (A.ec.rp.) o laminación paralela (A.lp.). A veces también se encuentran niveles masivos bioturbados (A.sm.b.) y niveles de arenas finas con pseudomorfos de halita. Esporádicamente se pueden encontrar niveles algo más potentes con estratificación cruzada planar (A.ec.p.).

Las dolomías son bastante arenosas, generalmente masivas. A veces bioturbadas. Se encuentran preferentemente cerca del techo de la unidad.

Estos depósitos representan, en conjunto, una llanura aluvial distal, con pequeños canales de relleno arenoso y probables zonas de sedimentación lacustre, poco desarrolladas y someras, semejantes a las descritas por COLLINSON (1983).

EVOLUCION GENERAL DEL AREA DE SEDIMENTACION

Las facies detríticas de carácter continental, que hemos descrito, están relacionadas muy probablemente con una sedimentación en *grabens* complejos. Dentro de la zona estudiada se puede comprobar que estas unidades clásticas, junto con los sedimentos marinos someros que están representados por el Muschelkalk, muestran una configuración de la cuenca en *horsts* y *grabens*, con un acuñaamiento de unidades hacia las zonas de *horst* (Fig. 15). En este sector, el *horst* se encuentra en el área del Nevero-Tremedal (mitad NW de la Sierra de Albarracín), que constituye lo que se ha venido denominando «Umbral del Tremedal» (TRURNIT, 1964; PEREZ-ARLUCEA y SOPEÑA, 1985, etcétera).

Este modelo de distribución de unidades, con discordancias progresivas hacia las zonas de *horsts*, es característico de cuencas de sedimentación ligadas a una fase distensiva (ARTHAUD *et al.*, 1977), como es el caso del inicio de la sedimentación clástica pérmica y triásica en la Cordillera Ibérica (ALVARO *et al.*, 1978; VEGAS y BANDA, 1982; SOPEÑA *et al.*, en prensa; RAMOS *et al.*, 1986).

Las principales líneas de fracturación que afectaron a la sedimentación de estas unidades son las de dirección NW-SE y NNE-SSW. Estas directrices intervinieron en la configuración de la cuenca y en

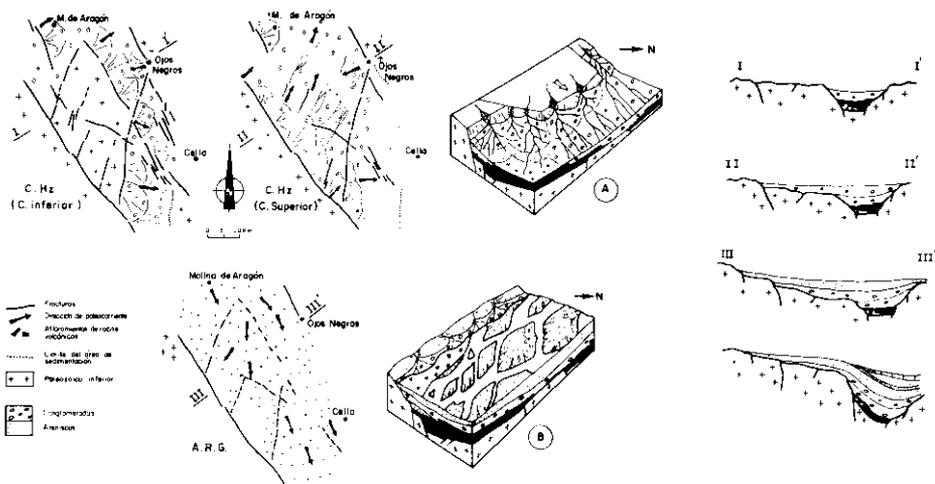


FIG. 15.—Mapas paleográficos del Conglomerado inferior y superior, dentro de los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» y de las «Areniscas de Rillo de Gallo» con las principales líneas de fractura que condicionaron la sedimentación. Modelo deposicional general supuesto para el Conglomerado inferior (A) y las «Areniscas de Rillo de Gallo» (B). Las secciones verticales reflejan la disposición inferida de las unidades en diferentes momentos de la evolución de la cuenca. El último de ellos, situado en la parte inferior, correspondería al Triásico medio después de la sedimentación de la primera barra carbonática del Muschelkalk.

FIG. 15.—Palaeogeographic maps from the Lower and Upper Conglomerate («Conglomerados de la Hoz del Gallo») and the «Areniscas de Rillo de Gallo» unit, showing the main fault zones related to clastic sedimentation and palaeocurrent trends. Depositional models from A. Lower conglomerates and B. Areniscas de Rillo de Gallo. Vertical sections (I-I', II-II', III-III', IV-IV', V-V'), show the basin configurations during different stages. The IV-IV' section represents the evolutionary stage during the Middle Triassic just after the first transgression that generated the Muschelkalk sediments.

muchos casos la distribución de los sedimentos y principales direcciones de paleocorrientes (RAMOS *et al.*, 1986).

La distribución espacial de las «Lutitas y Areniscas de Tormón» y de la parte inferior de los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» están muy condicionadas por los relieves locales que resultan de la subsidencia diferencial asociada al movimiento de bloques ligados a estas fracturas. Tanto las «Lutitas y Areniscas de Tormón» como los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» representan sistemas aluviales transversales a las fracturas de dirección NW-SE y localmente (bordes del Umbral del Tremedal, Fig. 15) a las de dirección NNE-SSW, aunque reflejan modelos de sedimentación diferentes. La primera de estas unidades presenta unas facies de abanicos aluviales desarrollados en un clima con lluvias intensas, pero esporádicas, es decir, en un clima

de tipo semiárido o árido. En el surco situado al N (Sierra de Caldereros), esta unidad presenta una macrosecuencia única de carácter retrogradante, en la que se pasa en la vertical de facies proximales a distales. En este punto el paso a los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» es neto y existe entre ambas unidades una suave discordancia cartográfica. Sin embargo, en la parte S (Sierra de Albarracín), las «Lutitas y Areniscas de Tormón» son concordantes con los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» y el tránsito es gradual, aunque muy rápido. Aquí, la primera de estas unidades presenta dos macrosecuencias, una granodecreciente en la que se pasa de facies proximales a distales, que pudiera equivaler a la existente en la parte N y una granocreciente, más desarrollada, que no se encuentra al N y que presenta una composición diferente a la anterior. La segunda está compuesta por facies proximales, medias y distales, y refleja una red de canales más permanente y jerarquizada que la anterior. Este hecho parece significar un cambio hacia un régimen de lluvias más estabilizado, lo que quizá indique un cambio a condiciones climáticas algo más húmedas. Este cambio, bastante gradual, culminaría en la unidad siguiente (Conglomerados de la Hoz del Gallo), que presenta ya características claras de abanicos aluviales *stream dominated*.

Esta distribución de facies podría además indicar que la sedimentación comenzó en el N. al mismo tiempo que en el surco del SE (Albarracín), y que, por causas tectónicas locales, que actuaron de forma diferencial dentro de la cuenca, cesó la sedimentación en uno de los extremos del sector estudiado (al Norte), mientras continuó de forma ininterrumpida en el SE, pasando en continuidad a los conglomerados del Buntsandstein.

La extensión del área de sedimentación de la parte inferior de los «Conglomerados de la Hoz del Gallo» es muy semejante al de las «Lutitas y Areniscas de Tormón». Las dos macrosecuencias inferiores de los conglomerados se depositaron en la zona de surco que rodea al Umbral del Tremedal por el N y E. Parte de estos materiales podrían proceder del umbral. Sin embargo, posteriormente, debido probablemente a un proceso de *back-faulting* de los sistemas de fracturas que condicionaron la sedimentación de esta unidad, la cuenca se ampliaría hacia el SW, permitiendo la sedimentación de una nueva macrosecuencia, compuesta por abanicos aluviales y llanuras aluviales de gravas progradantes, sobre toda la zona estudiada (Fig. 15). Estos sistemas aluviales presentan direcciones de aporte hacia el N y NE, perpendiculares a las fracturas principales de dirección NW-SE, que para el conglomerado superior se encontrarían en posición más sudoccidental debido a su retroceso. A partir de este momento, el Umbral del Tremedal deja de funcionar como umbral activo, pasando a ser primero un área de sedimentación muy reducida (parte superior de los

«Conglomerados de la Hoz del Gallo» y «Areniscas de Rillo de Gallo») y posteriormente un área elevada de poco relieve que no aporta sedimentos a las cuencas fluviales.

Las «Areniscas de Rillo de Gallo», el «Nivel de Prados» y las «Areniscas del Río Arandilla» son sistemas fluviales con canales de carga de fondo arenosa. Las direcciones de aporte de estas tres unidades se dirigen hacia el S y SE siendo, por tanto, sistemas perpendiculares al anterior (Fig. 15), representado en los «Conglomerados de la Hoz del Gallo». El contacto entre esta unidad y las «Areniscas de Rillo de Gallo» es neto y podría indicar un cambio general en la pendiente y una progradación bastante rápida, quizá en parte lateral, de las areniscas. Los aportes en las unidades arenosas proceden de relieves importantes situados al NW, dentro del Macizo Hespérico.

Por último, los «Limos y Areniscas de Rillo» forman una macrosecuencia granodecreciente que comienza por conglomerados y areniscas que reflejan un sistema fluvial de canales de baja sinuosidad y carga mixta. Por encima pasan a canales del mismo tipo, pero de carga de fondo arenosa y, hacia el techo, a una llanura aluvial distal con facies de llanura de inundación bien desarrolladas y episodios lacustres hipersalinos muy someros.

Esta macrosecuencia es contemporánea en líneas generales con el inicio de la primera transgresión en el Mediterráneo y coincide en gran parte con un momento de no sedimentación en el S de la zona estudiada (Sierra de Albarracín). Esto quiere decir que mientras en el «Umbral del Tremedal» y en el surco S no se estaba produciendo sedimentación, en el surco del NW tenía lugar una sedimentación continental cada vez más atenuada a medida que la transgresión del Tethys progresaba desde el extremo de la Península Ibérica.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Dra. Amparo Ramos la lectura y revisión del manuscrito definitivo.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1983): «Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (Low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders». *Sedimentary Geology*, 33, 237-293.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1978): «Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica». *Libro Homenaje al Prof. Solé-Sabarís*, Barcelona, 172-177.

- ARTHAUD, F.; MEGARD, F., y SECURET, M. (1977): «Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires». *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 1 (1), 147-188.
- BLUCK, B. J. (1971): «Sedimentation in the meandering River Endrick». *Scott. J. Geol.*, 7, 93-138.
- BLUCK, B. J. (1975-76): «Sedimentation in some Scottish Rivers of Low Sinuosity». *Trans. R. Soc. Edinburg, Earth Sci.*, 69 (18), 425-456.
- BLUCK, B. J. (1980): «Structure, generation and preservation of upward fining, braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland». *Trans. R. Soc. Edinburg, Earth Sci.*, 71, 29-46.
- CAMPBELL, C. V. (1976): «Reservoir Geometry of a Fluvial Sheet Sandstone». *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 60, 1009-1020.
- CANT, D. J. (1978): «Development of a facies model for sandy braided river sedimentation. Comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation». In: «*Fluvial sedimentology*». A. D. Miall, ed. *San. Soc. of Petrol. Geol., Mem.*, 5, 627-639.
- 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». *Sedimentary Geology*, 3, 129-239.
- COLLINSON, J. D. (1983): «Sedimentology of unconformities within a fluvio-lacustrine sequence; Middle Proterozoic of Eastern North Greenland». *Sedimentary Geology*, 34, 145-166.
- CROWLEY, K. D. (1983): «Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska: Primary structures and formative processes». *Geol. Soc. of America Bull.*, 94, 117-133.
- 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.
- HEIN, F. J., y WALKER, R. G. (1977): «Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia». *Can. J. Earth Sci.*, 14, 562-570.
- HEWARD, A. P. (1978): «Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero coalfields), northern Spain». *Sedimentology*, 25, 451-488.
- MASSARI, F. (1983): «Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, Southern Alps, Italy». *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 6, 287-300.
- MCKEE, E. D.; CROSBY, E. J., y BERRYHILL, H. L. (1967): «Flood deposits, Bijou Creek, Colorado (June 1965)». *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 3, 829-851.
- MIALL, A. D. (1981): «Analysis of Fluvial Depositional System». *A.A.P.G. Education Course Note Series*, 20, 1-75.
- PÉREZ-ARLUCEA, M. (en prensa): «Estratigrafía del Pérmico y del Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. *Cuadernos de Geología Ibérica*.
- PÉREZ-ARLUCEA, M.; RAMOS, A., y SOPENA, A. (1983): «Sistemas de barras arenosas en los depósitos fluviales del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica». *X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca. Resúmenes*, 86-89.
- PÉREZ-ARLUCEA, M., y SOPENA, A. (1985): «Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel)». *Estudios Geol.*, 41, 207-222.
- RAMOS, A. (1979): «Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Prov. de Guadalajara)». *Tesis Doctoral de la U.C.M. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 6, 313 pp.

- RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1983): «Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain)». *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 6 301-312.
- RAMOS, A.; SOPEÑA, A., y PÉREZ-ARLUCEA, A. (1986): «Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in North-West Iberian Ranges (Central Spain)». *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 6.
- RUST, B. R. (1984): «Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé, Quebec, Canada». *Sedimentology*, 31, 5, 675-695.
- SMITH, N. D. (1970): «The Braided Stream Depositional Environment: Comparison of the Plate River with Silurian Clastic Rocks, North-Central Appalachians». *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 81, 2993-3014.
- SMITH, N. D. (1971): «Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska». *Geol. Soc. America Bull.*, 82, 3407-3420.
- SOPEÑA, A. (1979): «Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara». *Seminarios de Estratigrafía, serie monografías*, 5, 329 pp.
- SOPEÑA, A.; LÓPEZ, J.; ARCHE, A.; PÉREZ-ARLUCEA, M.; RAMOS, A.; VIRGIL, C., y HERNANDO, S. (in litt.): «Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula». *A.A.P.G. Memoir*.
- STEELE, R. J., y AASHEIM, S. M. (1978): «Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway)». In: «*Fluvial Sedimentology*». Ed. by A. D. MIALL. Geological Survey of Canadá, 385-412.
- STEELE, R. J., y THOMPSON, D. B. (1983): «Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England». *Sedimentology*, 30, 341-367.
- TRURNIT, P. (1964): «Trias-Mächtigkeiten in der Sierra de Albarracín, Herperische Ketten (Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*, 11, 641-651.
- TURNER, B. R. (1983): «Braidplain deposition in the Upper Triassic Molteno Formation in the main Karoo (Gondwana) Basin, South Africa». *Sedimentology*, 30 (1), 77-89.
- VEGAS, R., y BANDA, E. (1982): «Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula». *Earth Evolution Sciences*, 4, 320-345.
- WALKER, R. G. (1975): «Conglomerate: sedimentary structures and facies models». In: «Depositional Environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences». *SEPM Short Course*, 2, 133-161.