

ARQUITECTURA FLUVIAL DE LA CUENCA PÉRMICA DEL VIAR (SEVILLA, SO DE ESPAÑA)

S. Sierra y C. Moreno

Departamento de Geología, Universidad de Huelva, 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

Resumen: La Secuencia Detrítica Roja (SDR) constituye la parte superior del relleno de la cuenca pérmica del río Viar, situada en el contacto entre las Zonas de Ossa-Morena (ZOM) y Surportuguesa (ZSP). Son capas rojas de origen fluvial constituidas por conglomerados, lutitas, areniscas, carbonatos pedogénicos y niveles de carbón poco potentes. La arquitectura fluvial y la evolución de las asociaciones de litofacies permiten diferenciar dos episodios fluviales superpuestos en el tiempo, con modelos sedimentarios y evolutivos semejantes. Cada uno de ellos representa la estabilización progresiva del sistema de drenaje fluvial con depósitos de corrientes de baja sinuosidad tipo *braided* en la base y depósitos de corrientes de sinuosidad incipiente en el techo. Las secuencias culminan con depósitos de llanura de inundación y paleosuelos tipo caliches. La cuenca posee una geometría estrecha y alargada en dirección SE-NO. Las direcciones de paleocorrientes indican dos sistemas de transporte diferentes: un sistema principal longitudinal a la cuenca (SE-NO) y un sistema transversal a la misma (SO-NE) más local. La sedimentación estuvo controlada por factores alocíclicos (principalmente procesos tectónicos) y también por factores autocíclicos asociados a unas condiciones climáticas de carácter semiárido y estacional.

Palabras claves: Cuenca del Viar, Pérmico, arquitectura fluvial.

Abstract: The Detritic Red Sequence constitutes the upper filling of the Permian Viar Basin that is emplaced just in the contact between the Ossa-Morena Zone and the Southportuguese Zone. Sediments are constituted by fluvial red beds consisting of conglomerates, sandstones, silts, pedogenic carbonates and coal thin beds. Fluvial architecture and lithofacies association evolution let us to differentiate two superposed similar fluvial episodes. Both show a progressive maturity of the fluvial drainage system with braided river deposition at the bottom and a very low-sinuosity fluvial system at the top. Sequences are capped by wide alluvial plain with "caliche" type soils. Paleocurrent directions point to two different transport systems: a longitudinal system (SE-NW) and a lateral transport system (SW-NE). Sedimentation was controlled by allocyclic factors (mainly tectonic processes) and also by autocyclic factors associated to an arid and seasonal climatic conditions.

Key words: Viar Basin, Permian, fluvial architecture.

Sierra, S. y Moreno, C. (1998): Arquitectura fluvial de la cuenca pérmica del Viar (Sevilla, SO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 197-212

La tectónica tardihercínica que afectó a la Península Ibérica durante el Stephaniense-Autuniense inferior (Arthaud y Matte, 1975, 1977; Capote, 1978; Alvaro *et al.*, 1979) condicionó la formación y distribución de pequeñas cuencas asimétricas, aisladas y alineadas según diversos sistemas de fracturas. Su relleno, fuertemente condicionado por una tectónica sinsedimentaria, consiste en rocas sedimentarias y volcánicas, cuyas características generales recuerdan a las secuencias pérmicas del resto de los Hercínidos Europeos: secuencia mixta de «capas grises y rojas» con intercalaciones volcánicas hacia la base («Pérmico negro», Sopena *et al.*, 1977) y «capas rojas» hacia el techo de la serie («Pérmico rojo», Sopena *et al.*, 1977).

Las cuencas pérmicas del borde SO de la Meseta Ibérica, entre las cuales se encuentra la Cuenca del Viar, son las más meridionales de Europa con esta edad. Reúnen una serie de peculiaridades, fundamentalmente

paleobotánicas, que las diferencian del resto de las cuencas pérmicas de la Península. Incluyen una mezcla floral de especies euroamericanas y "gondwanenses", no conocida en ningún otro depósito de edad equivalente en Europa Occidental, hecho que les confiere connotaciones paleogeográficas especiales (Broutin, 1978, 1981, 1983; Quesada y Garrote, 1983; Quesada *et al.*, 1990). La existencia de especies procedentes de Gondwana indica una conexión geográfica con el continente africano durante el Pérmico, y puede que a través de él con América del Norte. El retraso hasta el Triásico en la migración de la flora africana hacia el resto de la Península y Europa Occidental se debió, probablemente, a la existencia de una cadena montañosa en la zona norte de Ossa-Morena que debió actuar a modo de barrera fitogeográfica (Broutin, 1981; Sierra y Moreno, 1997).

La Cuenca del Viar es la más extensa y potente de las existentes en las zonas meridionales de la Meseta

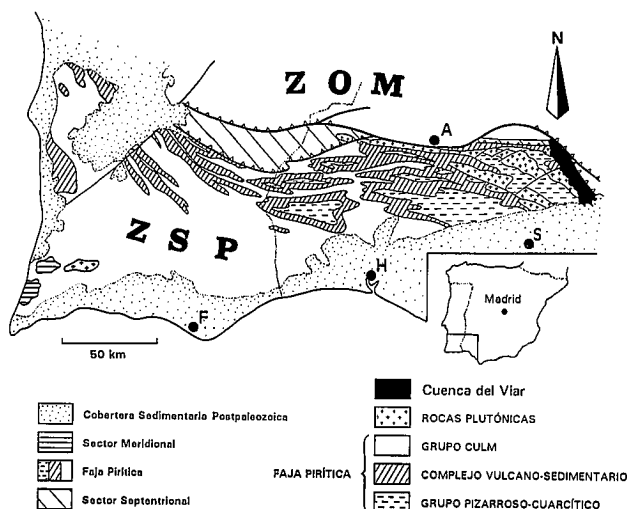


Figura 1.- Mapa geológico del SO de la Meseta. Localización de la Cuenca del Viar. LEYENDA: ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZSP: Zona Surportuguesa. POBLACIONES: A: Aracena; B: Beja; F: Faro; H: Huelva; S: Sevilla (modificado de Sierra y Moreno, 1997)

Ibérica, y reúne unas condiciones excepcionales para el estudio estratigráfico del relleno que la caracteriza. Su localización en el límite entre las Zonas Surportuguesa (ZSP) y Ossa-Morena (ZOM) la convierte, además, en testigo de excepción de las últimas fases de evolución de este contacto (Sierra y Moreno, 1997). Posee una geometría estrecha y alargada, de orientación NO-SE, paralela a la falla inversa que marca su límite oriental y separa las ZSP-ZOM. Hacia el NE limita con la ZOM, al SO con la ZSP y hacia el SE desaparece bajo los sedimentos terciarios de la depresión del Guadalquivir (Fig. 1).

La geometría, orientación y extensión cartográfica actual de la Cuenca del Viar están condicionadas por la actividad tectónica del contacto ZSP-ZOM. En sección transversal, es asimétrica y sus sedimentos representan una cuña cuya potencia máxima se localiza próximo al contacto con OM, donde llega a alcanzar 550 m (García Siniérez, 1944). El relleno de la cuenca está representado por rocas detríticas con intercalaciones de coladas basálticas. Estos materiales fueron datados de Pérmico inferior por Gávala (1927), mediante datos paleobotánicos; posteriormente, Broutin (1981) corrobora esta edad para los materiales de la cuenca mediante estudios paleobotánicos y palinológicos.

La columna estratigráfica (Fig. 2) está constituida por diferentes unidades litológicas que, de muro a techo y según la nomenclatura dada por Simancas (1983a), son las siguientes:

- Miembro basáltico y detrítico rojo Gargantafría (M_1)
- Miembro detrítico-silíceo gris Los Canchales (M_2)
- Miembro basáltico superior (M_3)
- Miembro detrítico rojo y carbonático inferior (M_4)
- Miembro detrítico rojo y carbonático superior (M_5).

La diferenciación de estas unidades sobre el terreno es fácil. Únicamente las unidades superiores (Miembros 4 y 5) no muestran unas características claramente diferenciables y su confusión es frecuente. Probablemente por este motivo, Simancas (1983b) las fusionó en lo que el mismo denominó Secuencia Detrítica Roja (SDR)

Este estudio se centra en el sector meridional de la cuenca donde sólo afloran los sedimentos de los miembros 4 y 5 (Figs. 1 y 2). El análisis sedimentológico de estos materiales pone de manifiesto que la diferenciación en miembros es innecesaria pues constituyen una sola unidad, cuyo nombre de SDR seguimos manteniendo. Son capas rojas de origen fluvial que se extienden hacia el norte sobre las capas del Miembro Gris, mientras que en el área de estudio yacen sobre las rocas de la ZSP (Sierra y Moreno 1995a y b, 1997). Su potencia mínima es de 160 m y está formada por conglomerados, lutitas, areniscas y, en menores proporciones, carbonatos de origen edáfico y niveles de carbón poco potentes (Fig. 3).

Este trabajo pretende reconstruir la arquitectura fluvial de la SDR y su evolución espacio-temporal, además de evaluar los factores que condicionaron su depósito. La metodología utilizada consistió en el levantamiento de 23 columnas estratigráficas a escala 1:100, realización de esquemas de campo detallados, recogida de muestras, construcción de fotomosaicos, correlación de los niveles sobre el terreno y mediante fotografías aéreas a escala 1:20.000. El análisis de facies se ha basado en los estudios de Allen (1983), Miall (1985, 1988, 1992), Marzo *et al.* (1988) y la presentación de los datos se ha inspirado en la llevada a cabo por Ramos y Sopeña (1983), Muñoz *et al.* (1992), García-Gil (1993) y Sánchez-Moya *et al.* (1996).

Litofacies

La Secuencia Detrítica Roja está constituida por sedimentos y rocas mayoritariamente detríticos. Se trata de conglomerados, areniscas y lutitas que se distribuyen en tramos predominantemente conglomeráticos, areniscosos o lutíticos respectivamente (Fig. 3). También existen nódulos y costras carbonatadas y escasos niveles de carbón de potencia centimétrica.

Se han diferenciado un total de 16 litofacies y 22 sublitofacies agrupadas según litología, textura, ordenamiento interno, geometría de las capas y variaciones laterales, siguiendo el esquema de la nomenclatura de Miall (1977, 1978) e introduciendo modificaciones en los casos donde las características específicas de las rocas lo requirieron (Tablas I, II y III).

Litofacies conglomeráticas (Tabla I).

Conglomerados polimodales, poligénicos, de cantos angulosos a muy redondeados. Los cantos son de cuarcita, cuarzo hidrotermal, arenisca, pizarra, esquistos, granitoides y diabasa. Sus proporciones varían arealmente, dependiendo de la geología del

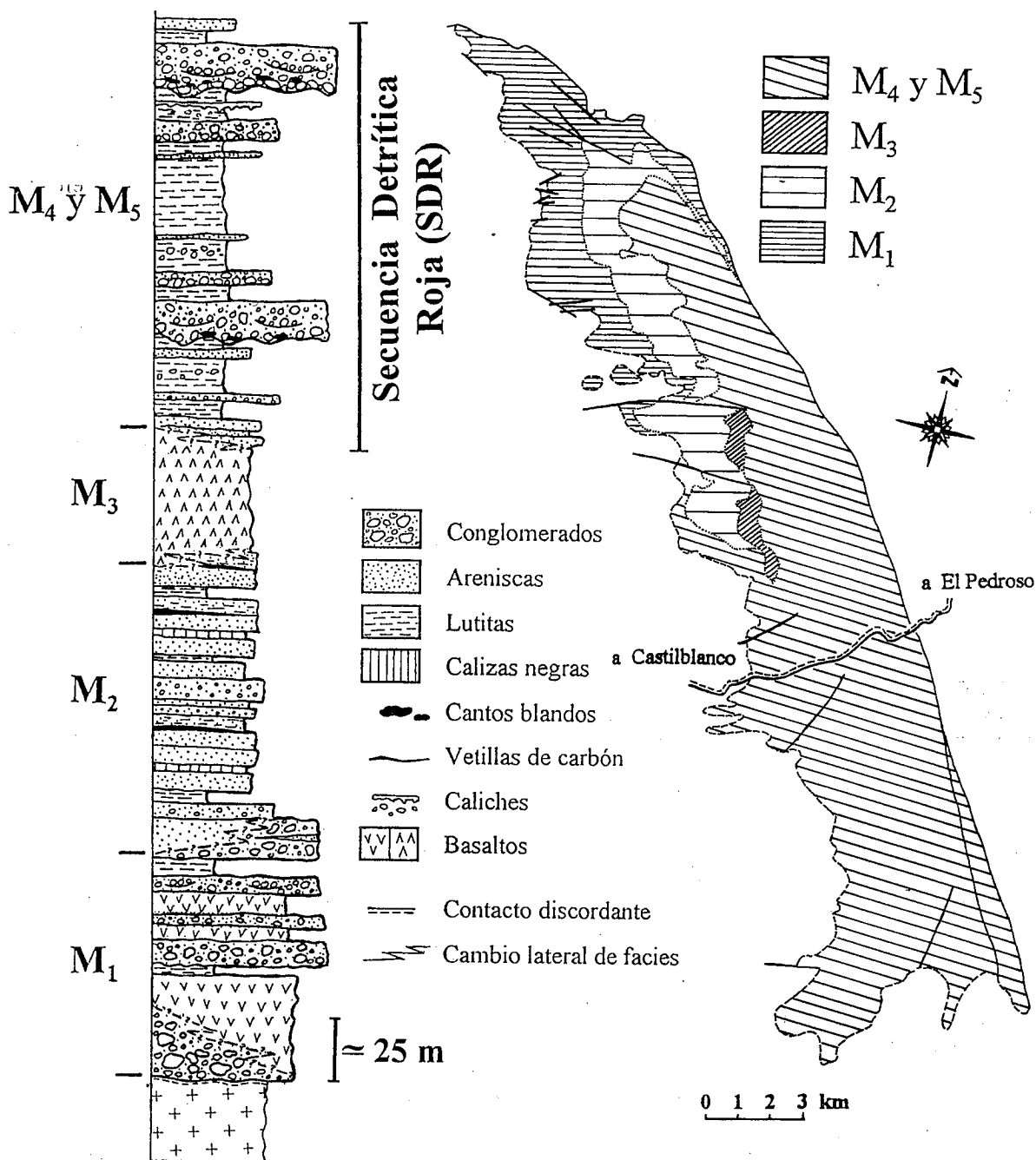


Figura. 2.- Cartografía geológica y columna estratigráfica de la Cuenca del Viar. M1: Miembro basáltico y detrítico rojo, M2: Miembro detrítico-silíceo, M3: Miembro basáltico superior, M4: Miembro detrítico rojo y carbonático inferior, M5: Miembro detrítico rojo y carbonático superior.

sustrato. La matriz (5-50 %) es de arenisca o conglomerado de grano fino y pobremente seleccionada. Es de destacar la gran heterometría de cantos y matriz y la existencia de tamaños intermedios entre ambos. Las litofacies conglomeráticas diferenciadas, en orden de abundancia, son: Gt, Gm, Gms, Gp, Gtt y Gtc, cuyas características principales se resumen en la Tabla I.

Litofacies areniscosas (Tabla II)

Areniscas rojas con tamaño de grano variable, selección pobre y empaquetamiento cerrado por compactación mecánica. Son litarenitas y grauvacas líticas con gran complejidad composicional y abundantes fragmentos lábiles. Su matriz es arcillosa y compar-

te los espacios intergranulares con diversos tipos de cementos, entre los que domina el óxido de hierro (Sierra y Moreno, 1997). Se han considerado seis litofacies de areniscas que, en orden de abundancia, son: Stc, Sc, Sm, Sh, St y Sp. La tabla II muestra las características de los litotipos diferenciados.

Litofacies lutíticas (Tabla III)

Limos y arcillas de intensa coloración rojiza en niveles masivos. A veces engloban depósitos conglomeráticos, areniscosos, carbonatados y, ocasionalmente, carbonáticos. Las areniscas y conglomerados constituyen formas simples y aisladas en la masa lutítica. Los carbonatos, siempre de origen edáfico, se

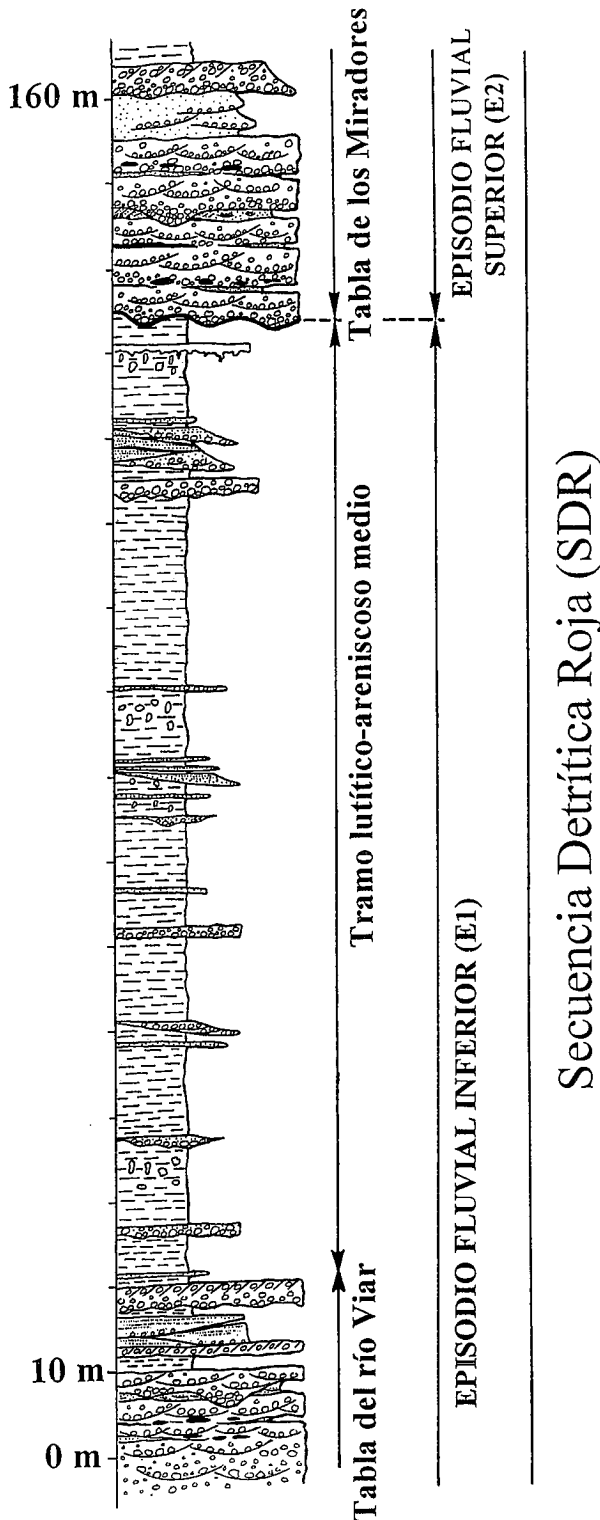


Figura 3.- Columna estratigráfica de la Secuencia Detrítica Roja (SDR) de la Cuenca del Viar.

concentran con morfología variable en determinados niveles, y el carbón aparece en láminas centimétricas ligadas a depósitos alternantes de lutitas y areniscas finas. También las lutitas existen como litología subordinada entre formas de mayor tamaño de grano. Se han distinguido las siguientes litofacidades lutíticas: Fm, Fl, Fcb y Fca, cuyas principales características se resume en la Tabla III.

Asociaciones de litofacies y elementos de la arquitectura fluvial

El análisis de las litofacies, asociaciones de litofacies y cuerpos sedimentarios o "elementos" (Miall, 1985) que componen la arquitectura fluvial en la mitad meridional de la Cuenca del Viar nos ha permitido reconocer tres submedios de depósito dentro del sistema fluvial: 1) submedio de canal, 2) submedio de llanura de inundación y 3) depósitos de flujos densos.

1) Depósitos de canal

Hemos considerado "depósitos de canal" aquellos sedimentos que fueron depositados en el interior del cauce fluvial, sin considerar el proceso que los originó, ni el tipo de cauce. Se incluyen por lo tanto, desde láminas de cantos tapizadores del fondo (*lags*) hasta barras de todo tipo, considerando también lo que tradicionalmente se ha denominado "relleno de canal", es decir, geometrías canaliformes de sedimentos arenosos y/o conglomeráticos que no muestran características de barras y que, generalmente, presentan una distribución vertical estrato y granodecreciente que representa la colmatación de esas geometrías canaliformes.

Barras

Representan las mayores acumulaciones de sedimentos groseros, tanto areniscas como conglomerados. Sus características son variables y pueden agruparse, en función de su litología, en barras conglomeráticas (a) y barras mixtas de areniscas y conglomerados (b).

a) Las barras conglomeráticas (Fig. 4) constituyen el almacén de los tramos conglomeráticos que, con una potencia aproximada de 15 m, se extienden lateralmente por todo el área de estudio (>15 km) (Fig. 3). Su contacto inferior es una superficie erosiva de gran magnitud, equivalente a los contactos de 6º orden de Miall (1988). Internamente son una amalgama de unidades conglomeráticas menores, separadas por superficies erosivas de rango inferior (contactos de 3º orden de Miall, 1988) y pasadas de areniscas y/o lutitas. La geometría de estos cuerpos conglomeráticos menores es a veces difícil de reconstruir. Sus dimensiones son variables, aunque la mayoría son de aproximadamente 50 cm de altura y 10 m de longitud. Las litofacies que definen estos depósitos son, por orden de abundancia: Gta, Gma, Gmb, Gmd, Gp, Stc, Sc y Fcb; con menor frecuencia: Sm, Sh, Sp, St y Fmb (Fig. 4). Son acumulaciones de barras conglomeráticas de cresta sinuosa (Gt, Gm, Sm y Stc) similares a las descritas por Rust (1978) y Miall (1985) y de barras longitudinales (Gm, Sh), habituales en corrientes de tipo *braided* (Eynon y Walker, 1974; Hein y Walker, 1977). Ocasionalmente, consisten en barras transversas de cresta recta (Gp, Gm, Sp y St), en el sentido de Miall (1977,78) y Hein y Walker (1977). Todas ellas suelen aparecer sobre depósitos de *lags* (Gmd).

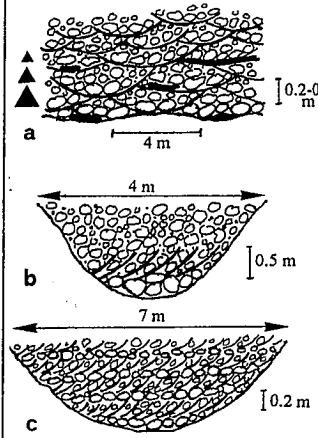
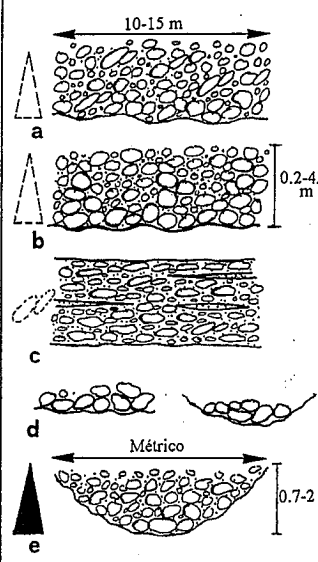
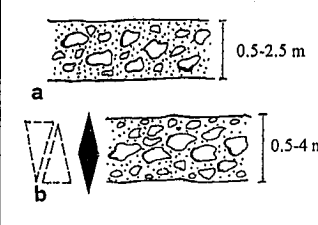
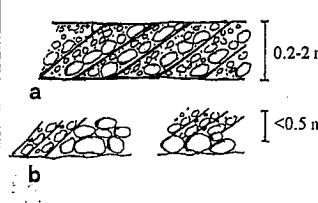
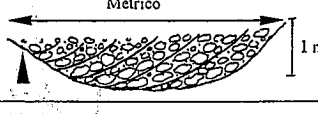

LITOFACIES CONGLOMERÁTICAS	DESCRIPCIÓN	D	d	ASOCIACIÓN	INTERPRETACIÓN
<p>Gt</p> 	<p>Conglomerados con estratificación cruzada en surco (e. c. s.). Cantos subangulosos-subredondeados.</p> <p><u>Sublitofacies</u></p> <p>a) E. c. s. de gran escala. Cuerpos tabulares. En ocasiones imbricación.</p> <p>b) E. c. s. de gran escala. Base de cuerpos canaliformes que culminan con litofacies Gm.</p> <p>c) E. c. s. de mediana escala. Sets separados por bases de cantos en cuerpos canaliformes.</p>	20	3	Gt-Gm-Stc-Fca Armazón de paquetes tabulares de 10-15 m de potencia y más de 15 kilómetros de longitud.	<p>a) Barras de cresta sinuosa</p> <p>b) Relleno simple de canales</p> <p>c) Relleno complejo de canales.</p>
<p>Gm</p> 	<p>Conglomerados "clast-supported". Cantos subredondeados.</p> <p><u>Sublitofacies</u></p> <p>a) Imbricación gruesa de cantos. Base irregular, a veces erosiva.</p> <p>b) Conglomerado politextural con variaciones en el tamaño de grano y en el contenido en matriz (5-40%) dentro del mismo nivel. Base irregular.</p> <p>c) Laminación horizontal marcada por cantos paralelos al muro. Base y techo plano.</p> <p>d) Acumulación de cantos gruesos sin matriz sobre una superficie erosiva.</p> <p>e) Conglomerados masivos con geometrías canaliformes. Base de secuencias positivas.</p>	20	3	a), b) y c) Idem asociación anterior.	<p>a) y b) Barras longitudinales / relleno de canales.</p> <p>c) Barras longitudinales</p> <p>d) "Lag"</p> <p>e) Relleno de canales.</p>
<p>Gms</p> 	<p>Conglomerados "matrix-supported". Cantos angulosos a redondeados. Base plana. Techo plano u ondulado.</p> <p><u>Sublitofacies</u></p> <p>a) Sin cambios gradacionales de tamaño de grano</p> <p>b) Con cambios gradacionales de tamaño de grano</p>	32	3	Asociados a areniscas.	<p>a) Debris-flows.</p> <p>b) Debris-flows con oleadas internas ("surge", NEMEC y STEEL, 1984).</p>
<p>Gp</p> 	<p>Conglomerados con estratificación cruzada planar. Cantos subredondeados a redondeados.</p> <p><u>Sublitofacies</u></p> <p>a) Gradación positiva dentro de cada lámina.</p> <p>b) Laminación cruzada planar y Gm.</p>	15	2	Asociados a los paquetes conglomeráticos tabulares (parte superior). Asociados a areniscas	<p>a) Barras transversas.</p> <p>b) Barras transversas: núcleo y cuerpo.</p>
<p>Gtt</p> 	<p>Conglomerados con estratificación cruzada en surco en cuerpos canaliformes. Cantos subredondeados.</p>	4	1	Aislados en llanura de inundación y/o asociados a areniscas.	Relleno transversal de canales. RAMOS y SOPEÑA, 1983. RAMOS et. al, 1986.
<p>Gtc</p> 	<p>Conglomerados con estratificación subparalela a la superficie basal de cuerpos canaliformes. Aparecen en el techo de formas mayores.</p>	20	4	Asociados a los paquetes conglomeráticos tabulares.	Relleno de geometrías canaliformes de pequeña escala.

Tabla I.- Facies conglomeráticas de la Secuencia Detrítica Roja (SDR).

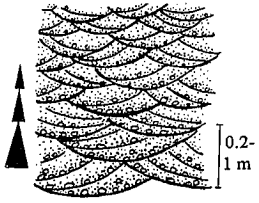
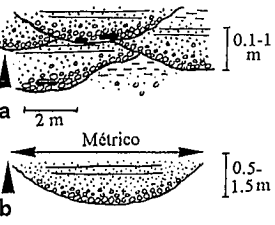
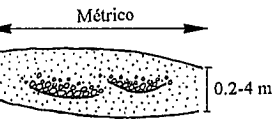
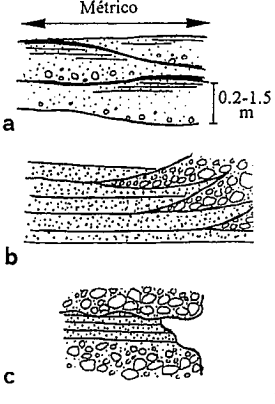
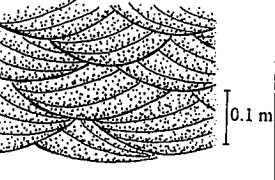
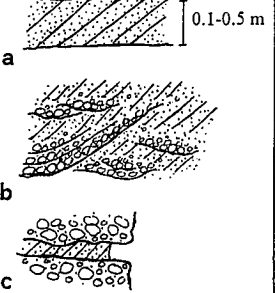
LITOFACIES ARENISCOSAS	DESCRIPCIÓN	Ø	ASOCIACIÓN	INTERPRETACIÓN
Stc	 <p>Areniscas con estratificación cruzada en surco de mediana a gran escala. Engloban cantos orientados según la estratificación o acumulados en la base de los sets. Cuerpos de geometría canaliforme y/o tabular.</p>	Grueso. Micro-conglom	Gt-Gm-Stc-Fca en paquetes conglomeráticos tabulares. Stc-St-Sh en el techo de unidades Gms Gt/Fca-Stc-St-F en paquetes areniscosos tabulares de 7-10 m de potencia y decenas de metros de longitud.	Barras de cresta sinuosa Relleno de canal
Sc	 <p>Areniscas masivas o gradadas con cantos englobados. Geometría canaliforme de base irregular. <u>Sublitofacies</u> a) Cuerpos superpuestos b) Cuerpos aislados en llanura de inundación.</p>	Grueso Micro-conglom	Gt/Gm-Sc en paquetes conglomeráticos tabulares. Gm-Sc-Sh-Fl en cuerpos aislados en llanura de inundación. Sc-Sh en el techo de unidades Gms.	a) y b) Relleno de canal
Sm	 <p>Areniscas masivas con lentejones de "microconglomerados". Cuerpos tabulares o lobulados.</p>	Medio-grueso	Sm-Sh-Gm en paquetes areniscosos tabulares. Sm-Sh-Fl en cuerpos aislados en llanura de inundación.	Barras complejas
Sh	 <p>Areniscas con laminación horizontal o cruzada de bajo ángulo (<10°). <u>Sublitofacies</u> a) Areniscas laminadas. Cuerpos lenticulares. b) Areniscas laminadas que pasan lateralmente a litofacies Gt. c) Marcando el techo de secuencias conglomeráticas.</p>	Medio-grueso	Sm-Sh(a,b)-Gm/Gt en paquetes areniscosos tabulares. Gt/Gm-Sh(c) en paquetes conglomeráticos tabulares.	a) y b) Barras complejas c) Pasadas entre formas mayores
St	 <p>Areniscas con estratificación cruzada en surco de pequeña escala.</p>	Fino-Medio	Gt/Fca-Stc-St-F en paquetes areniscosos tabulares. Gt-St en paquetes conglomeráticos.	Megaripples de cresta sinuosa y/o relleno de canal
Sp	 <p>Areniscas con estratificación cruzada planar de mediana a pequeña escala. <u>Sublitofacies</u> a) En formas tabulares. b) En cuerpos canaliformes. c) Como pasadas entre formas mayores.</p>	Medio-Grueso	Asociados a conglomerados.	Megaripples de cresta recta y/o relleno de canal

Tabla II.- Facies areniscosas de la Secuencia Detrítica Roja (SDR).

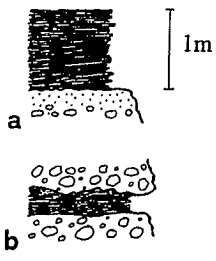
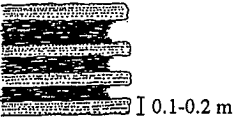
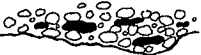
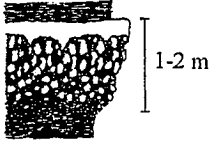
LITOFACIES LUTÍFICAS		DESCRIPCIÓN	ASOCIACIÓN	INTERPRETACIÓN
Fm		Lutitas masivas o con fina laminación horizontal. <u>Sublitofacies</u> a) En depósitos potentes. b) Como pasadas entre formas mayores.	a) Asociadas a carbonatos y areniscas. b) Asociadas a conglomerados (Gt, Gp, Gm).	a) Llanura de inundación. b) Decantación en zonas de canal.
Fl		Alternancia de lutitas y areniscas con laminación paralela. Ocasionalmente, niveles delgados de carbón.	Sm-Sh-Fl en cuerpos tabulares.	Llanura de inundación (Tracción-decantación)
Fcb		Lutitas englobadas como cantos blandos en formas mayores.	Asociadas a conglomerados (Gt, Gm). Asociadas a areniscas (Sc, Sm).	Erosión de depósitos de decantación.
Fca		Concreciones, tubos y costras carbonatadas. Se disponen de forma gradacional.	Aisladas en llanura de inundación.	Caliches

Tabla III.- Facies lutíticas de la Secuencia Detrítica Roja (SDR).

Las numerosas superficies erosivas menores y pasadas de sedimentos finos que separan unidades conglomeráticas permiten individualizar los procesos sedimentarios que las originaron. Durante las etapas de descenso del nivel del flujo, formas areniscosas de menor energía, como barras arenosas (Sm y Stc), fondo plano (Sh) y megaripples (St, Sp), evolucionaron sobre y lateralmente a las formas conglomeráticas mayores, cuyo crecimiento quedó inhibido. En las etapas de ascenso del nivel del flujo, las formas mayores se reactivaron erosionando las estructuras generadas en la etapa anterior y las lutitas que pudieron depositarse en lugares protegidos. El material fino se erosionó e integró en la estructura conglomerática como cantos blandos, tapizando la mayoría de las superficies erosivas que separa cada episodio de depósito. Por todo ello, las barras conglomeráticas no representan un sólo evento sino una historia compleja con múltiples episodios de erosión y sedimentación.

Las paleocorrientes medidas en estratificaciones cruzadas en surco y planares, imbricaciones de cantos y ejes de barras longitudinales, señalan un sentido general hacia el N, aunque con una dispersión que define un abanico de 70° entre las direcciones N320°E y N30°E / Fig. 4).

b) Las barras mixtas de areniscas y conglomerados (Fig. 5) son formas tabulares o lenticulares que se apilan constituyendo el almacén de paquetes de centenares de metros de extensión y 7-10 m de potencia. Es-

tos depósitos son volumétricamente menores que los conglomeráticos. Sin embargo, presentan una mayor complejidad en virtud de la gran variedad de litofacies existentes y de los rápidos cambios de facies laterales y verticales que incluyen (Fig. 5). Las litofacies dominantes son de areniscas (Sm y Sh, ocasionalmente Sp y St), y pasan lateralmente a litofacies conglomeráticas (Gm, Gp) y lutíticas (Fl).

Estos paquetes están constituidos por cuerpos menores de areniscas y conglomerados separados por niveles centimétricos de lutitas bioturbadas. Sus dimensiones son variables, sobrepasando los 20 m de longitud y en torno al metro de potencia. Poseen base plana, ligeramente erosiva, y techo levemente ondulado. Se apilan compensando su geometría, de tal manera que el conjunto muestra morfología tabular. Lateral y verticalmente están relacionados con cuerpos conglomeráticos individuales de morfología lobulada, constituyendo secuencias métricas estrato y granodecrecientes: Gm-Gt-Sm-Sh-Fl (Fig. 5). Se interpretan como barras complejas de mediana a gran escala. Sus láminas internas fueron depositadas horizontales o con un ángulo pequeño, sin pendiente suficiente para desarrollar caras de avalancha. Estos depósitos fueron a veces interrumpidos por pequeños canales conglomeráticos y barras de conglomerados de grano fino, algunas con desarrollo de *foresets*. Todo ello hace suponer una dinámica de barras mixtas de areniscas y conglomerados con características similares a las *plane-bedded simple bars*, y en me-

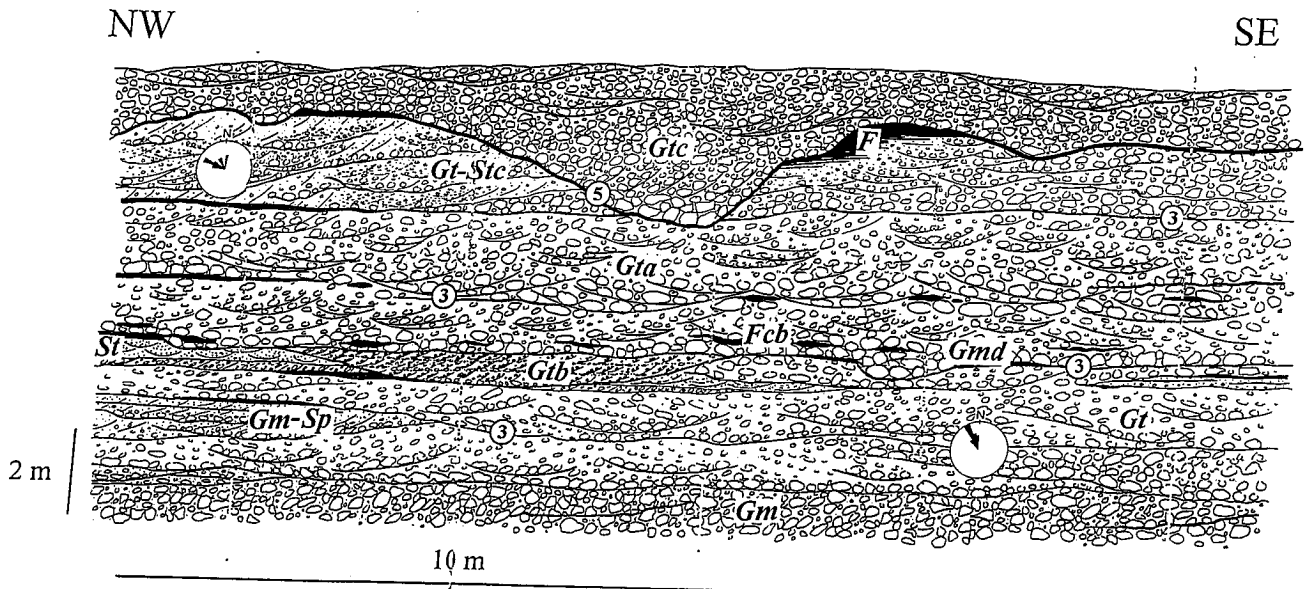


Figura. 4.- Arquitectura fluvial de los tramos conglomeráticos superior e inferior (Tabla del Viar y de los Miradores). Distribución de las principales litofacias conglomeráticas. Barras y canales. Para las siglas de facies ver las tablas I, II y III. Los números indican el orden de las superficies que limitan los cuerpos sedimentarios.

nor medida a las *compound-bars* de Allen (1983). Estas formas probablemente se originaron en canales someros y de baja sinuosidad, por los cuales circulaba un flujo efímero con grandes fluctuaciones de descarga.

Relleno de canal

Son variables en escala y organización interna. Se presentan tanto relacionados con las barras conglomeráticas (a) y mixtas (b) como aislados en las llanuras de la llanura de inundación (c).

(a) Los canales relacionados con barras conglomeráticas son anchos y poco potentes (Fig. 4), con un relleno complejo donde son numerosas las superficies erosivas y las pasadas de grano fino. En función de la litología existen dos tipos: conglomerático-areniscosos y conglomeráticos. Las dimensiones de los canales varían de un tipo a otro, los primeros son de mediana a pequeña escala mientras que los segundos son de escala mayor (Fig. 4).

Los depósitos conglomerático-areniscosos se disponen en cuerpos cuya potencia y longitud varían entre 0,5 y 1,5 m y 5 a 15 m, respectivamente. Se suelen superponer en la vertical constituyendo niveles de potencia métrica, localizados sobre y lateralmente a las barras de cresta sinuosa de las tablas conglomeráticas (Fig. 4). Su estructura interna está constituida por secuencias positivas de tipo Gm-Sp-Sh-F o Gt-Stc-St-F. Se interpretan como canales menores de poca estabilidad lateral. Las paleocorrientes medidas en ellos manifiestan una mayor dispersión (N300°E-N50°E) que los medidos en las barras conglomeráticas. Este hecho posiblemente se debe a que las barras existentes en el paleocauce fluvial condicionaron la dirección del flujo en cada punto local y, con ello, las direcciones de los canales menores.

Los depósitos exclusivamente conglomeráticos son de gran escala y con tendencia tabular. Se extienden más de 30 m con una potencia variable entre 0,8 y 5 metros. Esta variabilidad de espesor está condicionada por una base fuertemente erosiva que presenta grandes surcos de hasta 3-4 m de profundidad por 5-7 m de anchura. Internamente presentan litofacias Gm y Gt sin una tendencia vertical definida (Fig. 4). Se interpretan como el relleno de canales mayores de gran amplitud generados en las etapas de fuertes inundaciones (*bank-full*).

(b) Los canales relacionados con barras mixtas son cuerpos de conglomerados de grano fino, con base erosiva, a menudo cubierta por alineaciones de cantos blandos, y techo plano o convexo. Sus dimensiones oscilan entre los 1,5 y 2 m de potencia con una anchura de 30 m (Fig. 5). Están integrados por litofacias Gm/Fcb, Gt y, en menor medida, Stc, según una tendencia vertical grandecreciente. Representan el relleno de canales de baja sinuosidad.

(c) Los canales aislados en la llanura de inundación pueden ser de dos tipos en función de la escala y organización interna:

Canales de areniscas de gran escala y tendencia tabular aislados en la llanura de inundación. Tienen una extensión lateral superior a 100 m y potencia reducida (3-4 m, Fig. 6). La base, erosiva y ligeramente curva, constituye una superficie de 5° orden (Miall, 1988). Contienen litofacias Sm, Sh, Fl, Gm, Fcb y Gtt que se ordenan en secuencias estrato y grano decrecientes. Se interpretan como el relleno y colmatación de canales mayores de baja sinuosidad, por los que circularon corrientes con régimen fluctuante. En los períodos de menor energía se produjo la sedimentación de finos, mientras que las capas más competentes se depositaron en las etapas de reactivación del flujo.

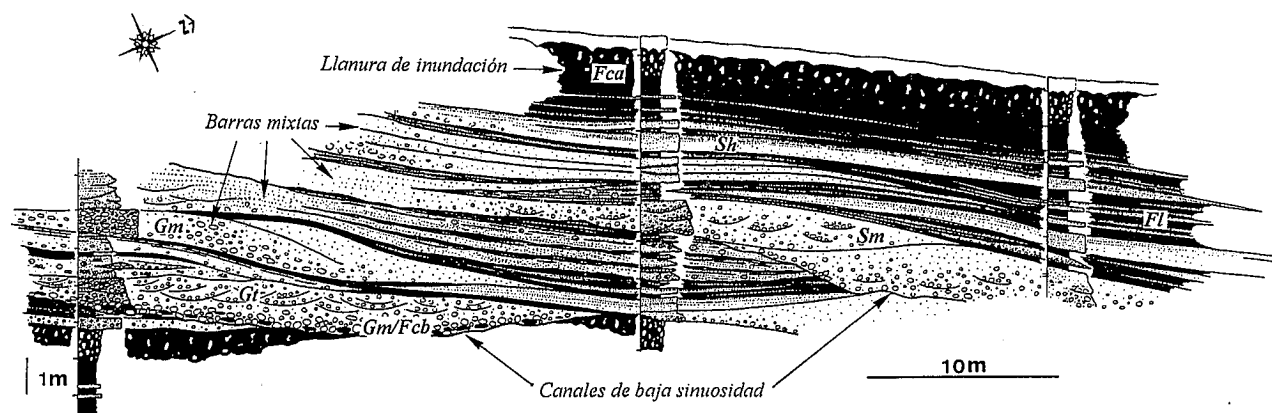


Figura. 5.- Arquitectura fluvial del tramo lutítico-areniscoso medio. Se muestran las diferentes facies y la relación entre ellas. Barras, canales y llanura de inundación. Para las siglas de facies ver las tablas I, II y III.

Canales conglomeráticos de mediana/pequeña escala incluidos en la llanura de inundación. Son formas aplanadas (0.3 - 2 m) y alargadas (9 - 30 m) de base cóncava erosiva y techo difuminado por disminución gradual del tamaño de grano (Fig. 7). Esta geometría recuerda a las formas *ribbons* descritas por Friend (1983), Marzo *et al.* (1988), Muñoz *et al.* (1992) y Rhee *et al.* (1993), entre otros. Presentan un surco central estrecho donde se asienta el mayor espesor de sedimentos, que se adelgaza lateralmente. La base es ligeramente asimétrica, con un margen neto y escarpado, y otro menos marcado y lateralmente gradacional con las facies lutíticas. Aparecen de modos diversos: aisladas, superpuestas en la vertical, o bien alineadas lateralmente formando afloramientos acordonados de varias decenas de metros. En este último caso, incluyen además, superficies de acreción lateral. La secuencias más características son Gme ó Gtt-Sc-Fl, Gme ó Fcb-Sh-Fl y Sc-Sh-Fl. Las paleocorrientes, medidas en ejes de canales, indican una dispersión de 90° entre NO y NE. Se interpretan como el relleno rápido de canales someros sinuosos, dada la existencia de superficies de acreción lateral, asimetría de sus márgenes (Rhee *et al.*, 1993) y presencia de litofacies Gtt, descrita e interpretada como estratificación cruzada de relleno transversal de canal (Ramos y Sopena, 1983; Ramos *et al.*, 1986). La inestabilidad lateral de estos canales hace que se desplacen de forma intermitente sobre la llanura de inundación, preservándose las sucesivas canalizaciones (*scours*). Dado que están relacionados lateralmente con los canales mayores de baja sinuosidad, podrían tratarse de la zona de canales secundarios que drenan las áreas a ambos lados de un canal troncal, tales como las descritas por Viseras y Fernández (1994). El funcionamiento de uno u otro tipo de canal estaría condicionado por las fluctuaciones del flujo. Durante las grandes avenidas las corrientes se canalizan por conductos anchos y de baja sinuosidad, pero al descender la intensidad de la corriente y en época de flujo reducido, las aguas se canalizan en una red de cauces menores de sinuosidad mayor.

2) Depósitos de llanura de inundación

Son lutitas rojas masivas o con una fina laminación horizontal (litofacies Fl), depositados por decantación en la llanura de inundación (Reineck y Singh, 1975; Miall,

1977, 1978) que intercalan localmente niveles de areniscas y pasadas de carbón, así como carbonatos de tipo caliche. En función de la distribución y abundancia de estas litologías asociadas se consideran dos tipos de depósitos:

Llanura de inundación con depósitos arenosos

Consiste en la alternancia de niveles lutíticos y capas discontinuas de areniscas masivas y/o laminadas horizontalmente (litofacies Fl) constituyendo secuencias estrato y grano decrecientes de escala decamétrica (Figs. 5 y 6). Con frecuencia están bioturbados y, ocasionalmente, presentan restos de filamentos carbonosos de origen vegetal y niveles centimétricos de carbón (1-2 cm), ambos asociados a una coloración verdosa-amarillenta que evidencia condiciones reductoras locales.

Representan una sedimentación rítmica que obedece a procesos de tracción-decantación en las zonas de margen de canal. Son depósitos de *levees* que se originaron por desaceleración de flujos efímeros no confinados, emplazados sobre la llanura de inundación cuando la corriente sobrepasaba los márgenes naturales del canal principal (Reineck y Singh, 1975; Miall, 1977, 78). Sin embargo, esta posibilidad no es la única, y depósitos con similares características han sido recientemente interpretados como facies distales de canales de *crevasse-splay* (Rhee *et al.*, 1993).

Llanura de inundación con niveles de caliches

Consisten en concreciones carbonatadas, eventualmente tubos y costras, integradas en las lutitas de la llanura de inundación. Se concentran en niveles de gran extensión lateral (más de 15 km) y potencia variable entre 1 y 2 m (Figs. 5 y 6) que representan perfiles verticales de suelos inmaduros similares al tipo A, ocasionalmente a los tipos B y C, de la clasificación de paleosuelos calcáreos de la Old Red Sandstone definida por Allen (1964). Su existencia indica períodos de inactividad, en los que ni la sedimentación ni la erosión fueron importantes (Bown y Kraus, 1987).

3) Depósitos de flujos densos

Son cuerpos tabulares de potencia decamétrica (10-12 m) que afloran en una estrecha franja adosada al lí-

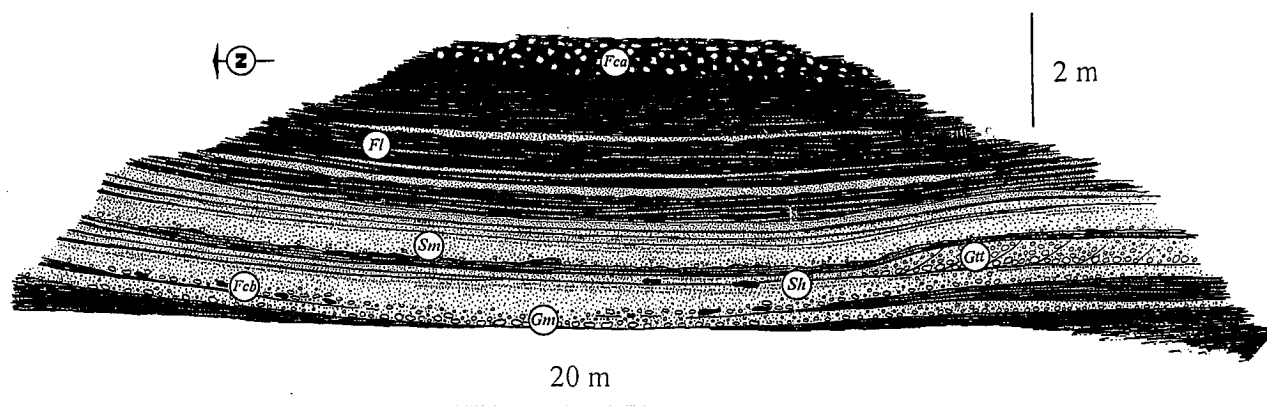


Figura 6.- Esquema de la geometría de los cuerpos arenosos que aparecen englobados en las lutitas del tramo lutítico-arenoso. Canales mayores de baja sinuosidad y llanura de inundación. Para las siglas de facies ver las tablas I, II y III.

mite de la cuenca con la ZSP. Están constituidos por unidades amalgamadas de conglomerados Gmsa y Gmsb de geometría tabular y potencias entre 0,10 y 2,5 m, a las que se asocian depósitos canaliformes de areniscas Stc, Sp, Sc, y Sh (Fig. 8).

Estos conglomerados presentan características peculiares: sus cantos son mayores que los del resto de los conglomerados de la SDR, muestran mayor grado de heterometría y sus litologías equivalen a los materiales de la ZSP más próximos. Los cuerpos de areniscas son de dos tipos: de pequeña escala (0,3x1,3m), situados a techo de los depósitos conglomeráticos, y de escala mayor (0,8x30m) y en continuación lateral a los mismos. En ambos casos constituyen secuencias positivas granodecrecientes.

Las paleocorrientes medidas en alineaciones de cantos y ejes de surcos indican direcciones comprendidas entre N40°E y N70°E y un sentido de avance hacia el NE.

Estos depósitos se interpretan como flujos hiperconcentrados que transportaron sedimentos a modo de *debris-flows* desde la ZSP hacia la cuenca. Estos flujos fueron perdiendo competencia y evolucionando a corrientes menos densas con oleadas internas (*surge*, Nemec y Steel, 1984), que llegaron a ser tractivas y originaron campos de *megaripples* de cresta sinuosa (Stc), *megaripples* de cresta recta (Sp) y laminación paralela (Sh). Representan aportes laterales de poca entidad que se integraban rápidamente al sistema de drenaje principal de la cuenca (SE-NW) sin llegar a desarrollar abanicos aluviales en sentido estricto.

Evolución de la arquitectura fluvial

El análisis sedimentológico de la Secuencia Detrítica Roja en la mitad meridional de la cuenca pérmica del Viar manifiesta importantes variaciones en la facies, asociaciones de facies y elementos de la arquitectura fluvial, tanto vertical como lateralmente. La interrelación de estos elementos nos permite reconstruir la evolución espacio-temporal de la arquitectura sedimentaria.

La disposición vertical de los sedimentos de la SDR define una columna estratigráfica formada por tres tramos litológicos que, de muro a techo, son (Figs. 2 y 3):

- Tramo conglomerático inferior (Tabla del río Viar).
- Tramo lutítico y arenoso medio.
- Tramo conglomerático superior (Tabla de Los Miradores).

Los tramos conglomeráticos resaltan en la topografía de la cuenca a modo de tablas que se interdigitan con lutitas y areniscas vertical y lateralmente hacia el NO.

Adosada al límite de la cuenca con la ZSP, aparece una estrecha franja de conglomerados y areniscas depositados mediante mecanismos asociados a corrientes de densidad que han sido tratados de manera individual.

Las características internas de cada uno de los tramos de la columna estratigráfica, ya analizadas en los apartados anteriores, ponen de manifiesto la sedimentación en un sistema fluvial complejo, cuya dinámica y evolución produjo facies y asociaciones de facies fluviales diferentes durante el Pérmico inferior. El análisis de estas facies y su distribución vertical permiten diferenciar dos episodios fluviales, superpuestos en el tiempo y separados por una superficie erosiva principal (contacto de 6° de Miall, 1988) (Fig. 3). Ambos episodios, a los que hemos denominado episodio fluvial inferior (E1) y episodio fluvial superior (E2), comparten modelos sedimentarios y evolutivos semejantes (Sierra y Moreno, 1995a).

Episodio fluvial inferior (E1)

Este episodio comprende los tramos conglomerático inferior y lutítico-arenoso medio ordenados según una secuencia grano y estratodecreciente de conglomerados, areniscas y lutitas, cuya potencia es de 120-130 m (Fig. 3). Esta secuencia representa la evolución de una red de drenaje tipo *braided* con carga de grava hacia un sistema más maduro con carga fundamentalmente arenosa.

La base del episodio fluvial inferior (Tabla del río Viar) está constituida por los cuerpos conglomeráticos ya descritos, que suponen la interdigitación y superposición

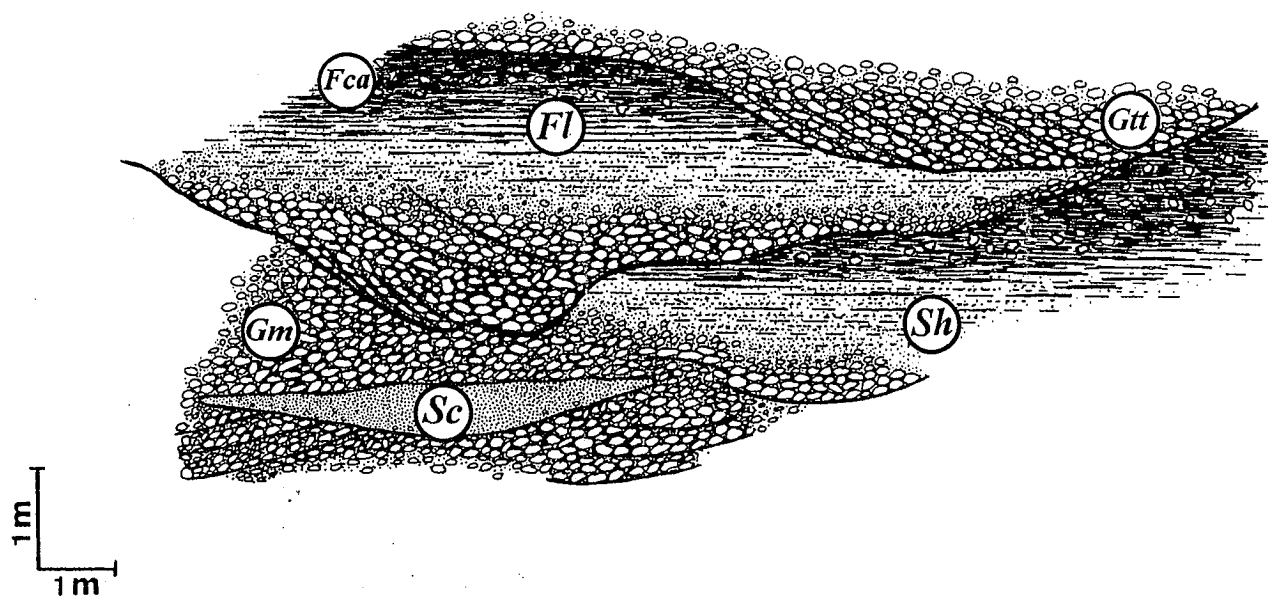


Figura 7.- Esquema de los canales conglomeráticos menores que aparecen intercalados entre las lutitas de la llanura de inundación. Para las siglas de facies ver las tablas I, II y III.

de barras y canales, probablemente, de un sistema fluvial *braided* semejante a los modelos 2 y 3 de Miall (1985).

En sección vertical, estos conglomerados se interdigitan con las areniscas y lutitas del tramo lutítico-areniscoso medio (Fig. 3), reconociéndose un cambio en la arquitectura fluvial. Los elementos morfológicos propios del sistema *braided* (barras conglomeráticas y canales menores) van perdiendo importancia a favor del desarrollo de barras mixtas y canales microconglomeráticos de baja sinuosidad que, probablemente, formarían parte de un sistema de corrientes efímeras muy fluctuantes, con rasgos transicionales entre los modelos 11 y 12 de Miall (1985). Finalmente, hacia el techo de la secuencia dominan formas lenticulares más simples aisladas en extensos depósitos de llanura de inundación (canales arenosos mayores de baja sinuosidad y canales conglomeráticos menores de sinuosidad mayor), donde los niveles de caliches son frecuentes. Este esquema arquitectónico está representado en la fig. 9. El tramo lutítico-areniscoso medio culmina con un horizonte de caliches bien desarrollado que supone un período de estabilidad relativamente prolongado. Las direcciones de paleocorrientes se mantienen con una tendencia hacia el NO durante todo el episodio fluvial.

Una evolución similar del estilo fluvial se reconoce lateralmente desde el SE hacia el NO. Los conglomerados de la tabla del río Viar se interdigitan con los materiales del tramo lutítico-areniscoso medio hacia el NO, registrando un incremento en la estabilidad lateral y sinuosidad de los canales y un mayor desarrollo de depósitos de llanura de inundación y niveles de caliches en el mismo sentido de las paleocorrientes.

El Episodio fluvial superior (E2)

Representa los 30-40 m superiores de la SDR (Fig. 3) y en ellos se vuelve a repetir, aunque de forma in-

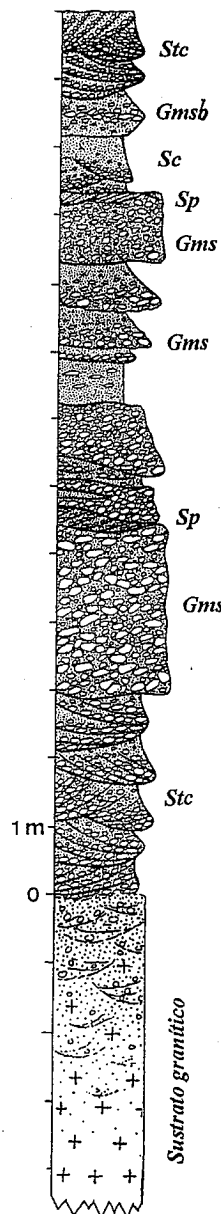


Figura 8.- Columna estratigráfica levantada en el límite ZSP-Cuenca del Viar donde se muestran las facies conglomeráticas características de este borde (Gms). Se aprecia el contacto gradual sustrato-cuenca.

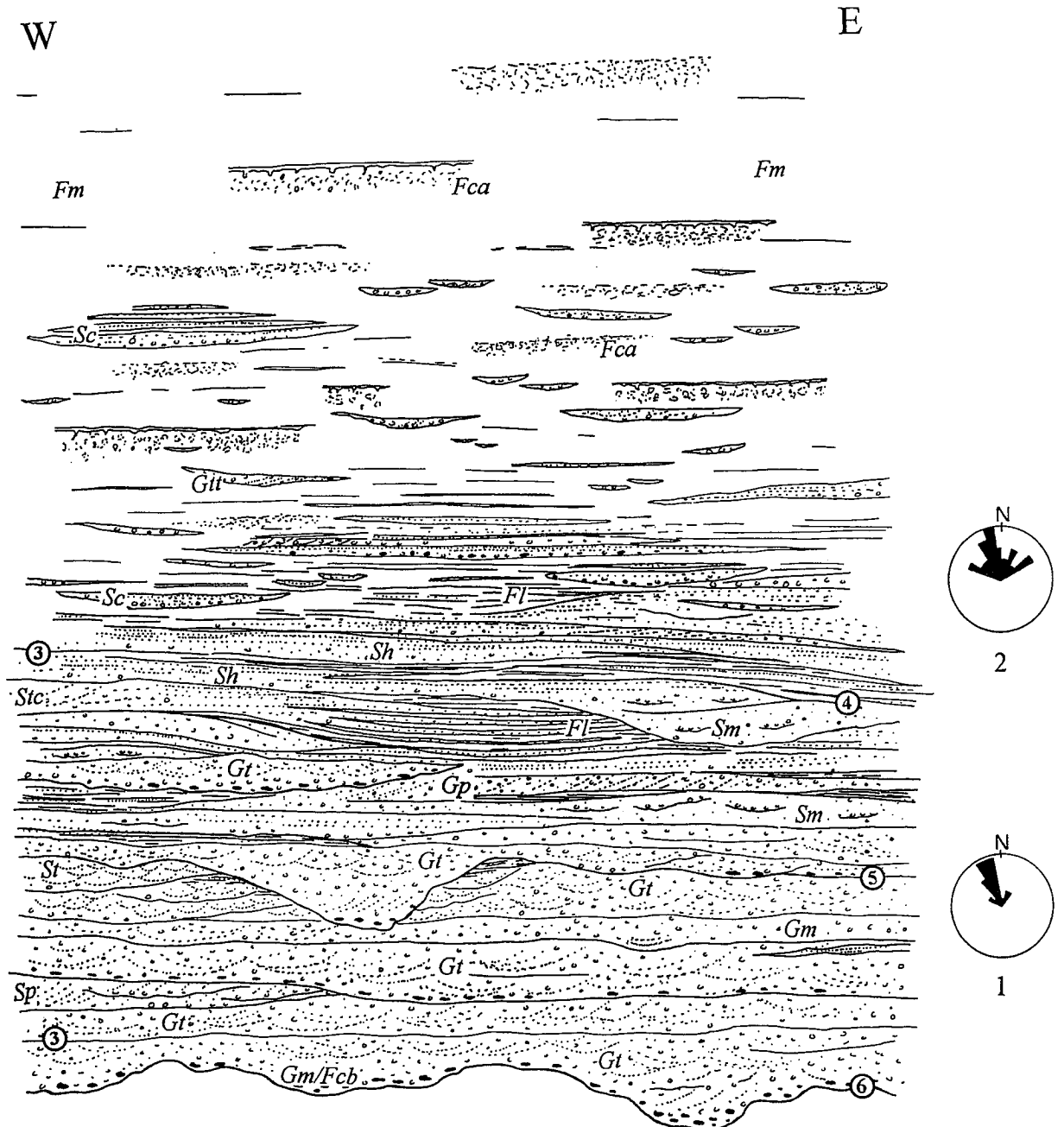


Figura 9.- Arquitectura general de los episodios fluviales inferior y superior (E1 y E2). Para las siglas de facies ver las tablas I, II y III. Los números indican el orden de las superficies que limitan los cuerpos sedimentarios. 1 y 2 muestran las medidas de paleocorrientes tomadas en los tramos conglomeráticos inferior y superior (1) y en el tramo lutítico-arenoso medio (2).

completa, el patrón sedimentario que define el episodio E1. Aquí, el tramo conglomerático superior (o Tabla de los Miradores) y los depósitos de areniscas y lutitas son semejantes a los vistos anteriormente. Sobre una superficie erosiva de gran magnitud (contacto de 6° de Miall, 1988), que señala el inicio brusco del episodio fluvial E2, aparece la «Tabla de Los Miradores», la cual se extiende lateralmente 12 km con una potencia de 20 a 30 m. Su arquitectura fluvial es similar a la de la Tabla del río Viar: depósitos de barras y canales en un sistema fluvial de baja sinuosidad tipo *braided*. No existen tampoco diferencias apreciables en cuanto a las direcciones de paleocorrientes, ni en la evolución lateral y ver-

tical de la arquitectura de facies; solamente la ausencia de las lutitas de la llanura de inundación, tan características en el episodio fluvial E1, diferencia la estratigrafía de los dos episodios fluviales y, probablemente, esta ausencia sea debida a erosión posterior.

Independientes de los episodios fluviales descritos, aparecen adosados al límite occidental de la cuenca depósitos de flujos densos y corrientes tractivas de corto recorrido. Suponen un sistema de drenaje lateral de flujos de alta densidad que, procedentes de la ZSP, originaron depósitos voluméricamente de poca entidad, que no llegaron siquiera a desarrollar abanicos aluviales.

Controles de depósito.

La acumulación de sedimentos fluviales está determinada por la interrelación de procesos alocíclicos y autocíclicos (Beerbower, 1964). En la Cuenca del Viar estos procesos dejaron su impronta en las facies sedimentarias, las características petrográficas de las areniscas y en la geometría actual de la cuenca.

El análisis de facies de la Secuencia Detrítica Roja pone de manifiesto la existencia de dos episodios fluviales superpuestos en el tiempo y con características sedimentarias semejantes. Esta similitud entre ambos episodios fluviales sugiere que los factores autocíclicos, causantes directos de las facies sedimentarias, no variaron a lo largo de la sedimentación fluvial. Sin embargo, la existencia de un contacto neto entre un episodio fluvial y otro (superficie erosiva mayor de 6° orden) sugiere también la existencia de un control alocíclico. Este condicionante externo a la propia cuenca estaría relacionado con un proceso brusco capaz de reactivar casi instantáneamente la tasa de sedimentación. Dos posibilidades pudieron hacer posible esta situación: un cambio climático repentino o un pulso tectónico.

Para evaluar la influencia que las condiciones climáticas ejercieron sobre los materiales de la Secuencia Detrítica Roja, se han considerado los siguientes indicadores paleoambientales: asociaciones de litofacies, existencia de paleosuelos tipo caliche y, también, las características petrográficas de las areniscas, puestas de manifiesto en trabajos anteriores (Sierra, 1995; Sierra y Moreno, 1995b, 1997).

El análisis sedimentario de la SDR refleja una dinámica fluvial enérgica y fluctuante, ríos *braided* y corrientes efímeras. Estos sistemas se dan hoy preferencialmente en regiones semiáridas, con períodos estacionales secos y lluviosos. En estas regiones, las lluvias esporádicas y la escasa vegetación favorecen la erosión y la formación de corrientes someras y enérgicas en canales de gran anchura. Los períodos estacionales generan fluctuaciones de caudal y modifican las estructuras de alto flujo durante los períodos de flujo bajo y viceversa (Ramos, 1989). En nuestro caso también condicionaron la sinuosidad de los canales. Dado que estas condiciones son favorables para el establecimiento de ambos sistemas fluviales (ríos *braided* y corrientes efímeras), la aparición de uno u otro en la SDR estuvo controlada por otros factores relativos al aporte sedimentario, gradiente topográfico, tasa de subsidencia, etc.

La existencia de caliches en la SDR confirma el predominio de estas condiciones. En la actualidad, la formación de caliches y otros suelos ricos en carbonatos se desarrollan en ambientes áridos a semiáridos, con lluvias marcadamente estacionales, y una temperatura anual relativamente alta (Goudie, 1973). En la Cuenca del Viar la aridez no tuvo que ser extrema, dada la ausencia de depósitos de evaporitas y la existencia de niveles carbonosos, acumulaciones de restos de plantas, y signos de una gran bioturbación local.

La abundancia de minerales químicamente inestables y la presencia constante de óxido de hierro como *coating* y cemento en las areniscas de la SDR (Sierra y Moreno, 1997), apuntan también hacia unas condiciones ambientales áridas.

Se concluye pues la existencia de un ambiente semiárido y estacional que permaneció constante durante la sedimentación de la SDR. La posibilidad de un cambio climático brusco queda entonces descartada, puesto que no hay modificación ni en el carácter de las facies ni en las condiciones ambientales deducidas de las mismas.

La tectónica sí debió jugar un papel importante en la Cuenca del Viar, condicionando los cambios sedimentarios mayores y el modelo de transporte general. También debió controlar el grado de influencia de las áreas circundantes sobre la composición de los aportes y la localización de la cuenca de drenaje principal (Sierra y Moreno, 1997).

Posiblemente la actividad tectónica que afectó la sedimentación del Viar estuvo relacionada con un borde de cuenca activo durante el Pérmico. En la actualidad, el borde oriental de la Cuenca del Viar es una falla inversa, localmente denominada "Falla del Viar", que separa la ZSP y la propia cuenca de la ZOM (Fig. 1). El carácter geotectónico del contacto entre estas dos Zonas del Macizo Ibérico (ZSP y ZOM) es muy discutido y ha sido últimamente estudiado por Castro *et al.* (1996a) y Castro *et al.* (1996b). Simancas (1983a) caracterizó la Falla del Viar como una falla inversa de fuerte buzamiento y, recientemente, ha sido redefinida por García-Navarro y Sierra (1998) como una zona de cizalla frágil con desarrollo de fallas inversas y cabalgamientos. Esta falla tiene una historia compleja y sus últimos movimientos fueron posteriores a la colmatación de la cuenca. La actividad postsedimentaria de esta fractura modificó las dimensiones originales de la cuenca y deformó los materiales de la SDR próximos a la misma, enmascarando los datos referidos al borde de cuenca original. A pesar de ello, la cuenca sí parece reflejar su geometría inicial, puesto que la dirección actual de máximo alargamiento de la misma (NNO-SSE) coincide con la dirección general de paleocorrientes (hacia N330°E-N340°E), con el sentido de evolución lateral de las facies y con las direcciones generales de los cuerpos sedimentarios.

Aunque la caracterización del borde de cuenca original es hasta el momento desconocida, posiblemente estaría relacionado con una fractura paralela a la actual Falla del Viar y situada más hacia el norte. Varios datos apoyan esta idea: a) la geometría de la cuenca se ha mantenido invariable hasta la actualidad; b) los estudios de procedencia de los detritus (Sierra y Moreno, 1997) indican un área fuente con una ubicación más septentrional que el borde oriental actual y c) la ausencia de depósitos que evidencien un drenaje lateral procedente de OM (abanicos aluviales), máximo si tenemos en cuenta que la ZOM fue la principal área fuente de los sedimentos de la cuenca (Sierra y Moreno,

1997). Los movimientos tectónicos de este borde activo original, probablemente, reactivó los relieves próximos, cuya erosión aportó una gran cantidad de detritus groseros a la cuenca. Este hecho debió favorecer el desarrollo de un sistema de corrientes *braided* con carga de grava y gran movilidad lateral (Tabla del río Viar). Al ir descendiendo el gradiente topográfico y el aporte sedimentario, los procesos autocíclicos fueron adquiriendo un papel más relevante. El sistema evolucionó entonces hacia una red fluvial más madura, con canales de sinuosidad incipiente e incluso media, y extensos depósitos de llanura de inundación (tramo lutítico-areniscoso medio). Este episodio fluvial culmina con un paleosuelo de caliches bien desarrollado, indicativo de un período de equilibrio entre los procesos de erosión-sedimentación. Tras este período, un nuevo pulso tectónico, reaviva los relieves circundantes y rejuvenece la red fluvial, estableciéndose de nuevo un sistema *braided* de gravas («Tabla de Los Miradores») que vuelve a evolucionar hacia condiciones más estables.

El sistema de drenaje fundamental fue longitudinal (hacia N330°E-N340°E), comparable a los modelos de transporte-sedimentación propuestos para cuencas semigraben asociadas a sistemas de fracturas (Alexander y Leeder, 1987; Leeder y Gawthorpe, 1987), donde el drenaje de la cuenca se efectúa según un sistema fluvial paralelo al accidente tectónico principal (drenaje longitudinal), y en los bordes domina el transporte lateral a modo de abanicos aluviales (transporte lateral). En la Cuenca del Viar la única evidencia de transporte lateral conservada son los depósitos de flujos densos procedentes de la ZSP. El depósito de abanicos aluviales, que sin duda tuvo lugar en el borde oriental de la cuenca, fue erosionado.

Conclusiones

Del análisis sedimentológico de la Secuencia Detrítica Roja de la mitad sur de la Cuenca del río Viar se obtienen las siguientes conclusiones:

1) La serie estratigráfica de la Secuencia Detrítica Roja está formada, de muro a techo, por los siguientes tramos litológicos: tramo conglomerático inferior, tramo lutítico y areniscoso medio y tramo conglomerático superior.

2) La arquitectura fluvial de la SDR representa dos episodios fluviales (E1 y E2) superpuestos en el tiempo, separados por una superficie erosiva mayor y con modelos sedimentarios y evolutivos semejantes.

3) Cada episodio fluvial representa la estabilización del sistema de drenaje, que evolucionó desde una red inmadura de corrientes rectas tipo *braided*, hacia un sistema más estable de sinuosidad incipiente, que culminó con el desarrollo de extensos depósitos de llanura de inundación y paleosuelos tipo caliche.

4) La existencia de dichos episodios fluviales se debió a factores alocíclicos, ligados a procesos tectónicos sinsedimentarios.

5) Los cambios sedimentarios menores (superficies erosivas menores, pasadas de grano fino entre formas mayores, variaciones en la sinuosidad de los canales, etc) se debieron a factores autocíclicos.

6) Todos estos acontecimientos sucedieron bajo un régimen climático semiárido y estacional que permaneció constante durante la sedimentación de la Secuencia Detrítica Roja.

7) Las paleocorrientes indican una paleopendiente de la cuenca hacia el NO y un drenaje longitudinal (sistema fluvial). Los únicos aportes laterales conservados en el registro estratigráfico son depósitos tipo *Debris Apron* procedentes de la ZSP.

8) La cuenca no conserva sus dimensiones originales. Los abanicos aluviales que debieron depositarse adosados al borde oriental fueron erosionados. A pesar de ello, la cuenca conserva su geometría inicial.

Agradecemos las aportaciones a este trabajo del Dr. A. Sopeña y otro revisor anónimo así como del editor de esta revista, Dr. J.P. Calvo, que han contribuido a la mejora del manuscrito original. El trabajo ha sido financiado por la Junta de Andalucía (PAI-GRUPO RNM 0173) y por la Universidad de Huelva (PPI).

Bibliografía

- Alexander, J. y Leeder, M.R. (1987): Active tectonic control on alluvial architecture. En: *Recent developments in fluvial sedimentology* (Flores, R., Ethridge, F., y Harvey, M., Eds.), *Spec. Public. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 39: 243-252.
- Allen, J. R. L. (1964): Studies in fluvial sedimentation: six cyclothem from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, 3: 163-198.
- Allen, J. R. L. (1983): Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheet (low-sinuosity braided streams) in the Brownstone (Lower Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol.*, 33: 237-293.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Libro Homenaje al Prof. L. Solé Sabaris. *Acta Geol. Hispánica*, 14: 172-177.
- Arthaud, F. y Matte, Ph. (1975): Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la formation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Arthaud, F. y Matte, Ph. (1977): Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1305-1320.
- Beerbower, J.R. (1964): Cyclothem and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169:31-42.
- Bown, T.M. y Kraus, M. J. (1987): Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Jour. Sediment. Petrol.*, 57: 587-601.
- Broutin, J. (1978): *Dadoxylon* (Cordaioxylon) sp. Grand-Eury, 1877. Note préliminaire sur les bois fossiles du

- Permien du rio Viar (Province de Séville, Espagne). *C. R. 103 Congr. Nat. Soc. Sav. Nancy, Sci. fasc. III*, pp 47-52.
- Broutin, J. (1981): *Étude paleobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la Zone d'Ossa-Morena (environs de Guadalcanal, Espagne du Sud). Implications paléogéographiques et stratigraphiques*. Th. Doct., Université Paris, 234 p.
- Broutin, J. (1983): El Pérmico del borde suroeste de la Meseta. En: *Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero* (Martínez, C., Coord). Madrid, p. 441-450.
- Capote, R. (1978): *Tectónica española*. Seminario sobre criterios sísmicos de proyecto en instalaciones nucleares y Obras Públicas, 1-46. Madrid.
- Castro, A., Fernández, C., de la Rosa, J., Moreno-Ventas, I. y Rogers, G. (1996a): Significance of MORB-derived Amphibolites from the Aracena Metamorphic Belt, Southwest Spain. *J. Petrol.*, 37: 235-260.
- Castro, A., Fernández, C., de la Rosa, J., Moreno-Ventas, Y., El Hmidi, H., El Biad, M., Bergamin, J.F. y Sánchez, N. (1996b): Triple-junction migration during Paleozoic plate convergence: the Aracena Metamorphic Belt, Hercynian Massif, Spain. *Geol. Rundsch.*, 85: 180-185.
- Eynon, G. 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.
- Friend, P. F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Collison, J. D. y Lewin, J., Eds.), *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6: 345-354.
- García Sñeriz, J. (1944): Investigación sísmica en la cuenca del Viar. En: *La interpretación geológica de las mediciones geofísicas aplicadas a la prospección*. Mem. IGME, III.
- García-Gil, S. (1993): The fluvial architecture of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain. *Sedimentology*, 40: 125-143.
- García-Navarro, E. y Sierra, S. (1998): Evolución tectónica del borde oriental de la Cuenca del Viar (ZSP). *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4):223-232.
- Gavala, J. (1927): Memoria correspondiente a la Hoja de Cantillana. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, IX, 3ª ser., 1-79.
- Goudie, A. (1973): *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*. Clarendon Press, Oxford, 174 p.
- 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, 4 (1): 562-570.
- Leeder, M.R. y Gawthorpe, R.L. (1987): Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. En: *Continental extensional tectonics* (Corward, M.P., Dewey, J.F. Y Hancock, P.L., Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28: 139-152.
- Marzo, M., Nijman, W. y Puigdefábregas, C. (1988): Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstone, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 35: 719-738.
- Miall, A.D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, 13: 1-62.
- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (Miall, A.D., Ed.), *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 597-604.
- Miall, A.D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. En: *Recognition of Fluvial Depositional Systems and Their Resource Potencial* (Flores, R. M., Ethridge, F. G., Miall, A. D., Galloway, W. E. y Fouch, T. D., Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course Notes*, 19: 33-81.
- Miall, A.D. (1988): Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sediment. Geol.*, 55: 233-262.
- Miall, A.D. (1992): Alluvial deposits. En: *Facies Models, Response to Sea Level Change* (Walker R. G. y James N. P., Eds), *Geol. Assoc. of Canada*, 119-142 p.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (1992): Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsandstein, Triassic, central Spain. *Sediment. Geol.*, 75: 257-281.
- Nemec, W. y Steel, R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Koster, E.H. y Steel, R.J., Eds.), *Can. Soc. Petr. Geol.*, Mem. 10: 1-31.
- Quesada, C. y Garrote, A. (1983): Carboniferous geology of the Sierra Morena. Guidebook of field trip D. *10th Int. Carboniferous Congr. Madrid*, 1-104 p.
- Quesada, C., Robardet, M. y Gabaldón, V. (1990): Synorogenic Phase (Upper Devonian - Carboniferous - Lower Permian). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R. D. y Martínez, E., Eds), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 273-278 p.
- Ramos, A. y Sopeña, A. (1983): Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Collison, J. D. y Lewin, J., Eds.), *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6: 301-312.
- Ramos, A., Sopeña, A., y Pérez-Arlucea, M. (1986): Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Jour. Sediment. Petrol.*, 56, 6: 862-875.
- Ramos, A. (1989): Sistemas aluviales Braided. En: *Sedimentología* (Arche, A., Ed.). CSIC, Vol. I: 67-106.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. (1975): *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin, 437 p.
- Rhee, C.W., Ryang, W.H. y Chough, S.K. (1993): Contrasting development patterns of crevasse channel deposits in Cretaceous alluvial successions, Korea. *Sediment. Geol.*, 85: 401-410.
- Rust, B.R. (1978): Depositional models for braided alluvium. En: *Fluvial Sedimentology* (Miall, A.D., Ed.), *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 605-625.
- Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. y Ramos, A. (1996). Infill Architecture of a Nonmarine Half-Graben Triassic Basin (Central Spain). *Jour. Sed. Res.*, 66, 6: 1122-1136.
- Sierra, S. (1995): *Análisis estratigráfico de la mitad sur de la cuenca Pérmica del rio Viar (Sevilla, España)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Huelva, 94 p. (inéedita).
- Sierra, S. y Moreno, C. (1995a): La Cuenca Pérmica del rio Viar, SO de España:Arquitectura fluvial. En: *Comunicaciones, XIII Congreso Español de Sedimentología*, Teruel, 117-118.
- Sierra, S. y Moreno, C. (1995b): La Cuenca Pérmica del rio Viar, SO de España: Análisis petrográfico de las areniscas. En: *Comunicaciones, XIII Congreso Español de*

- Sedimentología*, Teruel, 119-120.
- Sierra, S. y Moreno, C. (1997): La Cuenca Pérmica del río Viar, SO de España: Análisis petrográfico de las areniscas. *Cuad. Geol. Ibérica*, 22, 447-472.
- Simancas, J. F. (1983a): *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 438 p.
- Simancas, J. F. (1983b): Estudio estratigráfico de la cuenca del Viar. *Temas Geol. Min.*, 50 Reunión del Grupo de Ossa-Morena, Bélmez (Cordoba), pp 7-17.
- Sopeña, A., Virgili, C., Hernando, S. y Ramos, A. (1977): El Pérmico continental en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 11-34.
- Viseras, C. y Fernández, J. (1994): Channel migration patterns and related sequences in some alluvial fan systems. *Sediment. Geol.*, 88: 201-217.

Manuscrito recibido el 5 de Octubre de 1997

Aceptado el manuscrito revisado el 19 de Julio de 1998