

Influencia del substrato sobre la arquitectura y características texturales de los sistemas fluviales: Desarrollo de paleovalles y su relleno

Influence of substratum lithology on architecture and textural features of fluvial systems: Development and infill of paleovalleys

J.I. Santisteban (*), C.J. Dabrio (**) y R. Mediavilla (***)

(*) C/ Real, 35, 2ºB, 28770-Colmenar Viejo (Madrid).

(**) Dpto. Estratigrafía, Fac. Geología, Univ. Complutense de Madrid

(***) ITGE, Polígono de la Calera s/n, Tres Cantos (Madrid).

ABSTRACT

Oligocene sedimentation into SW border of Duero Basin (Spain) took place in a tectonically active basin margin. Close examination of these deposits and their relations to paleotopography reveals a strong interaction between the degree of valley incision, i.e. paleovalley development, and architecture of the deposits. Uplift of the margin basin coupled to differences in the erosionability of the substratum of (future) river valleys led to inhomogeneous response along the river beds that resulted in paleotopographical constraints for the incising sedimentary systems. Hard-rocks in the substratum conditioned the development of narrow, usually deeply-incised, paleovalleys. By contrast, cut areas where the substratum consisted of soft rocks allowed the development of wider, shallower valleys. The relatively-narrow passageways cut into areas with hard substratum filled up with coarse sediments related to hyperconcentrated flows, whereas the wider valleys cut into softer terrains contain well-differentiated finer-grained channel-floodplain deposits. The close concordance between hydrological equations and field observations confirms that textural and architectural features are strongly dependent on the morphological setting.

Key-words: *substratum lithological inhomogeneities, paleovalleys morphology, spatial architectural and textural differences, incision-infill.*

Geogaceta, 20 (2) (1996), 285-288

ISSN: 0213683X

Introducción

Los sedimentos aflorantes en la Fosa de Alba-Villoria (SO de la Cuenca del Duero, Fig. 1a) han sido clásicamente interpretados como resultado de una sedimentación en ambientes fluviales (Corrochano *et al.*, 1983) dentro de un contexto tectónico activo.

Estudios más recientes (Santisteban *et al.*, 1991, 1996) asignan estos materiales al Oligoceno y los ubican rellenando una topografía generada durante el episodio de fracturación inmediatamente anterior que modificó substancialmente la configuración de la cuenca.

Se trata de unidades arcóscas, con dominio de las facies de gravas, que forman una secuencia granocreciente. Estos sedimentos rellenan depresiones tectónicas de importante relieve. Se diferencian dos sectores: en el meridional los sedimentos se

alojan en depresiones más o menos angostas excavadas en el zócalo hercínico; en el septentrional, se disponen en una amplia fosa tectónica cuya pared O está constituida por rocas del zócalo.

Ligadas a estas variaciones paleopaisajísticas se observan variaciones espaciales de la organización y textura de estos sedimentos, que son una de las características más llamativas de estos sedimentos y que son el objetivo del presente trabajo.

El paleovalle del Tormes durante el Oligoceno

A partir de la cartografía de los materiales pertenecientes a esta unidad, se ha podido reconstruir la morfología aproximada del paleovalle por el que discurrieron los sistemas que los generaron (Fig. 1b). Este se caracteriza por un tramo superior (al S) an-

gosto (2000 m de anchura máxima) y de pendientes altas (3.6%), un tramo intermedio (pendientes $\approx 2\%$, anchura ≈ 4000 m) donde se produce una confluencia con un sistema de características similares, y un tramo inferior (al N) de pendientes moderadas (1%) y gran anchura (>10000 m).

Origen de los paleovalles

La génesis de los paleovalles es un fenómeno cuya explicación generalmente se obvia considerando que son producto de la "erosión s. l.". Sin embargo, en áreas como la que se presenta, en las que coinciden varios aspectos: gran diferencia en las morfologías del paleovalle según los tramos, aparente independencia de los paleovalles de actividad tectónica, y substanciales diferencias en el substrato, merece la pena entrar algo más en detalle sobre su génesis.

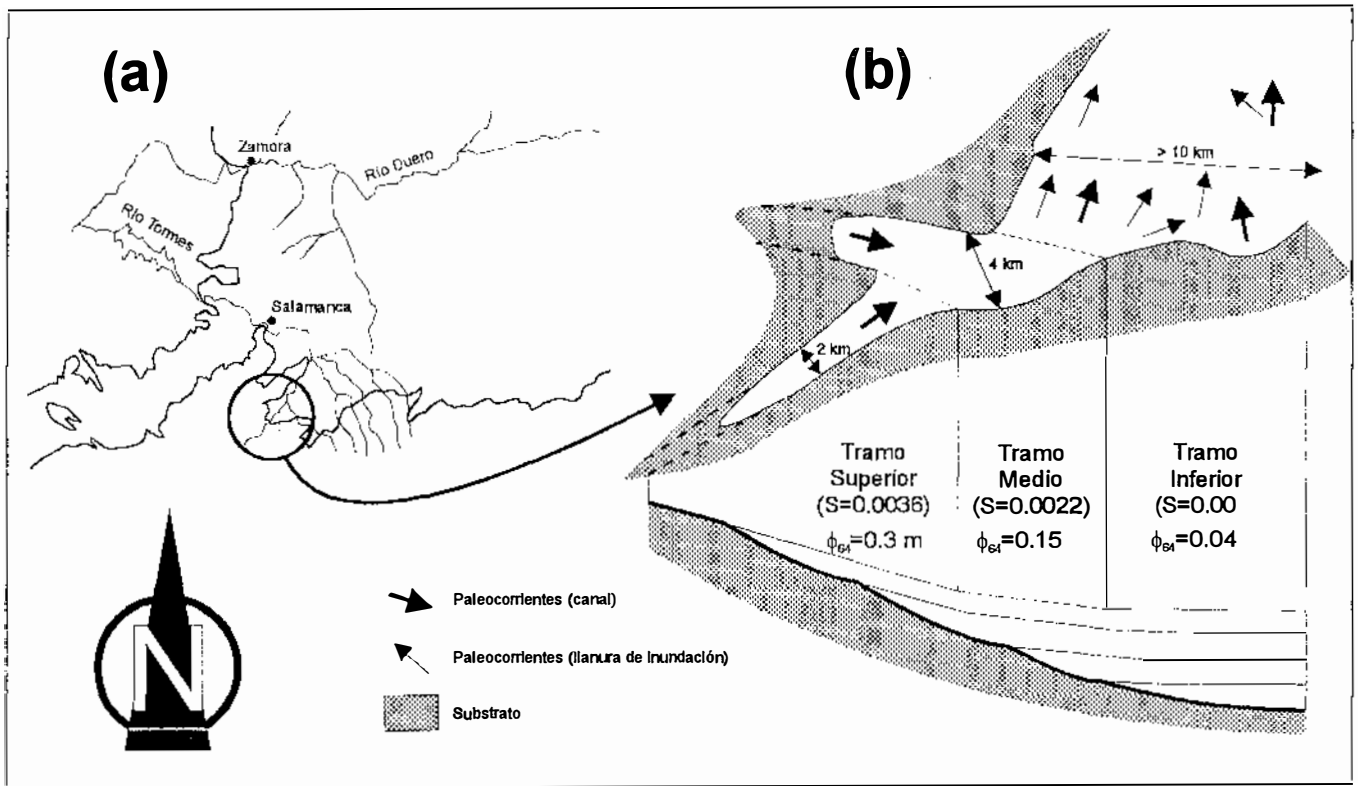


Fig.1.- (a) Situación del área de estudio. (b) Tramos morfológicos del paleovalle del Tormes y corte (no a escala) del mismo.

Fig. 1.- (a) Location of the studied area. (b) Morphological reaches of Tormes paleovalley and cross section (without scale).

Partiendo de un paisaje sin grandes irregularidades, en el que dominan los flujos superficiales (*sheet-flows u overland-flows*) la presencia de pequeñas irregularidades da lugar a la concentración del flujo iniciándose la incisión vertical (Moss *et al.*, 1982). Así, a partir de una pequeña depresión, las aguas tienden a concentrarse y progresivamente van ensanchando y profundizando esta depresión. En las áreas de substrato "blando" la velocidad de erosión es varios órdenes de magnitud superior a la de las áreas de substrato "duro" (en nuestro caso en la cabecera). Esta desigualdad inicial tiene como resultado el que las áreas aguas abajo alcancen más rápido un perfil relativamente estable, con pendientes más suaves, a partir del cual comenzará a dominar la erosión lateral frente a la vertical y la agradación comenzará a ser cada vez más importante. Mientras, en el área proximal, se acelerará la incisión vertical debido al incremento de pendiente local provocado por esta tasa desigual de incisión. En este estadio, mientras que en tramo inferior se puede comenzar a acumular sedimento, en el tramo superior seguimos erosionando hasta un punto en el

que el valle alcanza una configuración de pendientes estables. La relación anchura/profundidad del valle es inferior al caso anterior, debido a que la incisión lateral en este tramo es muy lenta (por la dureza de las paredes). Así, la diferencia de erosionabilidad produce el que las morfologías y pendientes sean diferentes en uno y otro tramo y esto trae consigo el que la respuesta sedimentaria posterior sea diferente también.

El caso del tramo intermedio es otra cosa ya que en este punto se produce un aporte adicional de caudal con una componente direccional oblicua al flujo. Esto produce, por una parte, una transferencia de momento ligada al ángulo de confluencia y un aumento en la capacidad erosiva de las paredes ligada al nuevo caudal local y a las variaciones geométricas. Así, por una parte, este incremento de la erosión trae consigo un ensanchamiento local en el punto de confluencia mientras que, una vez recuperadas espacialmente las direcciones, todo continúa igual. Así se crea un cuello de botella que constituye una trampa para el sedimento aportado, aparte de poder producir una disminución en la capacidad de transporte al haber incrementado la anchura.

El relleno

Los sedimentos que se observan en el tramo superior (Fig. 2a) se organizan en cuerpos plano-cóncavos rellenos por facies arcóscas de grano grueso ($\phi_{64} > 30$ cm, $\phi_{90} > 45$ cm) muy heterométricas, de aspecto masivo, con fábricas clastosoportadas planares o una burda imbricación. No se observa ningún tipo de ordenamiento o selección interna y sólo se aprecian superficies de amalgamación discontinuas de geometría plano-cóncava, casi tabular.

En el tramo intermedio, los sedimentos se organizan en múltiples cuerpos canaliformes superpuestos, caracterizados por un relleno dominado por las facies de fondo de canal y barras incipientes, dando lugar a un sistema de cauces con pequeños canales múltiples (Fig. 2b). Es evidente en estos casos una clara segregación de poblaciones en el relleno, observándose una brusca alternancia de facies groseras ($\phi_{64} \approx 15$ cm, $\phi_{90} \approx 30$ cm) seguidas por facies "finas" (0.5-1 cm).

El tramo inferior se caracteriza por la presencia de cuerpos canaliformes y tabulares de gravas (Fig. 2c) con tamaños de grano clara-

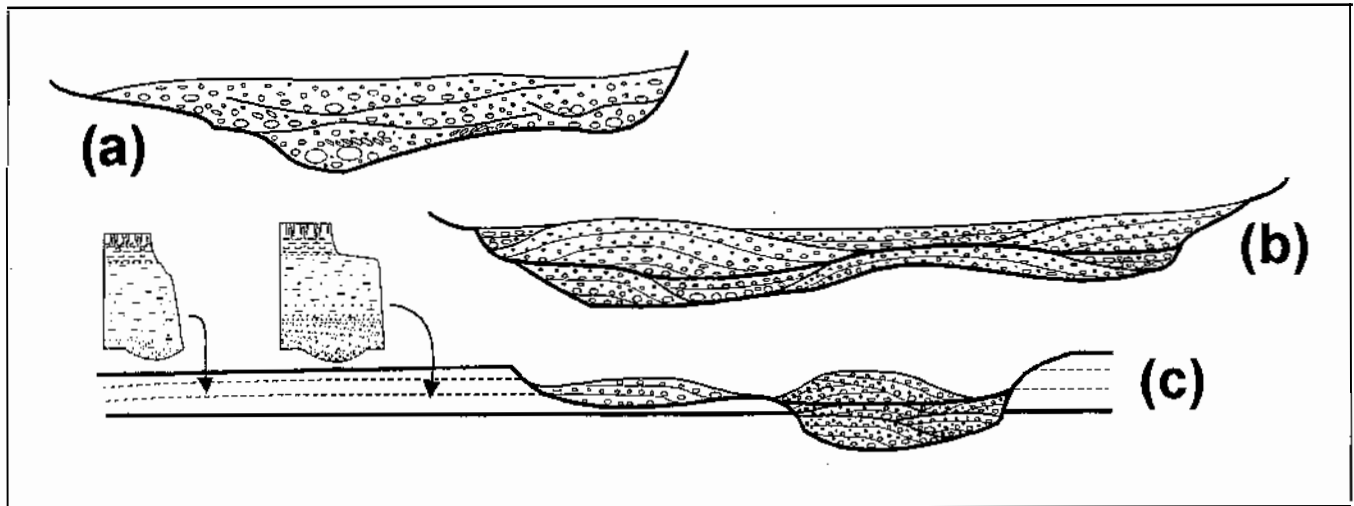


Fig. 2.- Rasgos principales de los depósitos fluviales del (a) tramo superior, (b) tramo medio y (c) tramo inferior.

Fig. 2.- Main features of fluvial channels from (a) upper reach, (b) intermediate reach and (c) lower reach.

mente inferiores a los anteriores ($\phi_{64} \approx 4$ cm en los cuerpos canalizados y $\phi_{64} \approx 1.5$ cm en los tabulares). Los cuerpos canalizados, con una relación anchura/profundidad superior a los precedentes, están constituidos por depósitos ordenados en unidades interpretables como barras diagonales y linguoides someras con escaso desarrollo de las facies de lag. En este caso los sistemas que se observan tienden a ser trenzados con un bajo índice de trenzamiento, sencillos de baja sinuosidad, o sistemas mixtos. Los cuerpos tabulares se interpretan, a partir de su relación con los cuerpos canalizados, sus estructuras y paleocorrientes, como depósitos de llanura de inundación de gravas.

Modo de transporte y régimen

Teniendo en cuenta las particularidades expuestas para cada tramo, y considerando las características del valle fluvial en cada uno de ellos, podemos realizar una aproximación de las diferencias hidráulicas existentes.

De acuerdo con Ferguson (1994), la profundidad crítica (d_c) para transportar un tamaño de grano dado (D) viene dada por $d_c = \tau^* R D / S$ (donde S es la pendiente, R es la densidad relativa y τ^* es el esfuerzo de cizalla crítico adimensional = 0.06). Teniendo en cuenta que sólo durante los mayores desbordamientos pueden ser movidas las fracciones mayores (Carling, 1988) podemos considerar que la anchura del valle es la anchura del flujo. Con estas hipótesis se aplica la ecuación de Keulegan (Church *et al.*, 1990) $1/f^{1/2} = (1 - 0.1D/R_h) 2.03 \log$

$(12.2R_h/D)$ (donde R_h es el radio hidráulico) y podemos encontrar la velocidad crítica a partir de la ecuación de Chezy, $V = (gR_h S/a)^{1/2}$ (donde $a = f/8$). A partir de este punto, y teniendo en cuenta la ecuación de caudal $Q = wdV$ (w , anchura; d , profundidad) y que en este tipo de ríos en los puntos de cambio de pendiente no se producen cambios notorios de velocidad (Ferguson y Ashworth, 1991), podemos evaluar el efecto del cambio de los parámetros morfológicos del valle (anchura y pendiente) en el sistema fluvial.

La evaluación de las ecuaciones mencionadas para el tramo superior nos indican que, para un tamaño medio de 30 cm, la profundidad crítica para que se realice el transporte es de unos 8.3 m, dando una velocidad de 7.8 m/s y un caudal de 1.29×10^5 m³/s.

Considerando que en el tramo intermedio se produce una confluencia con un sistema de dimensiones similares, por lo que podemos suponer una duplicación de caudal, en este tramo el caudal sería de 2.58×10^5 m³/s, la profundidad de flujo similar a la anterior y el ta-

maño de grano máximo transportable del orden de 16 cm. Finalmente, en el tramo inferior, el caudal se mantendría constante (no se observan nuevos aportes) lo que nos daría un tamaño de grano máximo de 3.5 cm y una profundidad de flujo del orden de 3.3 m.

Es notorio en todos estos casos la similitud entre los resultados de las ecuaciones y los tamaños de grano observados en campo (Tabla 1). Ello nos lleva a considerar, a partir de estas ecuaciones los efectos de los parámetros morfológicos del valle con respecto a las características texturales del sistema fluvial. En la figura 3a se ha representado diversas curvas, a partir de estas ecuaciones, en las que se ha representado el tamaño de grano máximo transportable para anchura de valle variable con diferentes pendientes. En ella es fácil de apreciar la rápida disminución del tamaño de grano a medida que aumenta la anchura del valle, que sigue una curva hiperbólica. Una relación similar se observa entre la pendiente y el tamaño de grano (Fig. 3b) si bien, en este caso, la tendencia es lineal.

En cuanto a los estilos, el tramo supe-

Tramo	$\phi_{64\text{obs.}}$ (m)	$\phi_{64\text{calc.}}$ (m)	Anchura (w, m)	Pendiente (S)	Profundidad crítica (d_c , m)	Caudal (Q , m ³ /s)
Superior	0.3		2000 m	0.0036	8.29	1.29×10^5
Medio	0.15	0.167	4000 m	0.0022	8.29	2.58×10^5
Inferior	0.4	0.033	> 10000 m	0.001	3.316	2.58×10^5

Tabla 1.- Características texturales, morfológicas e hidráulicas observadas y calculadas.

Table 1.- Observed and calculated textural, morphological and hydraulic features.

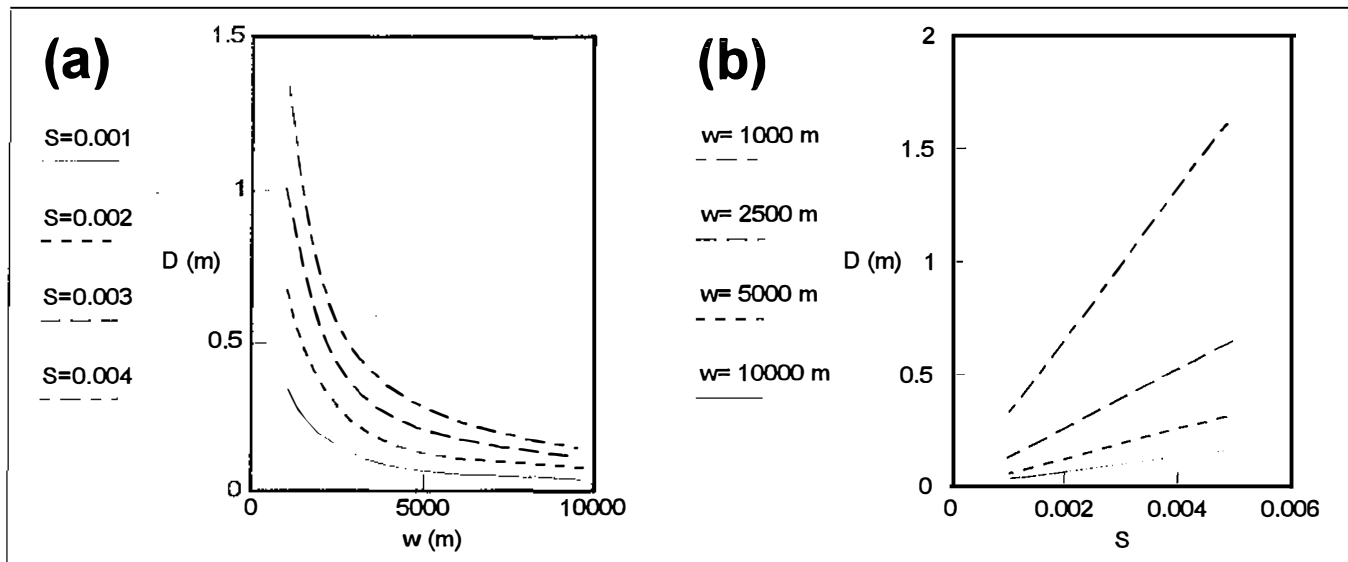


Fig. 3.- Variación del tamaño de grano en función de (a) la anchura del valle (w: anchura, S: pendiente) y (b) en función de la pendiente (w y S como en el caso anterior).

Fig. 3.- Grain size changes in relation to (a) valley width (w: valley width, S: slope) and (b) to slope (w and S as the previous).

rior, se caracterizaría por rápidas e importantes descargas de sedimento que dificultarían el desarrollo de configuraciones del lecho estables. En este caso podríamos hablar de un régimen torrencial del canal y depósitos caóticos. En el tramo intermedio, la restricción existente en el paleovalle inhibiría la preservación de llanuras de inundación debido a la importante erosión ligada a los bruscos cambios de régimen. Sin embargo, la pérdida de pendiente registrada en este tramo y el relativo ensanchamiento del valle darían como resultado una descarga lineal de sedimento claramente inferior permitiendo así una mejor organización de los sedimentos. Finalmente, en el tramo inferior, los paisajes abiertos permitirían la formación y preservación de llanuras de inundación de gravas. Estas llanuras de inundación muestran como característica la

presencia de flujos paralelos al eje de drenaje que evidenciaría el que, durante los momentos más importantes de las avenidas, gran parte del paleovalle se comportaba como canal activo.

Conclusiones

Los sistemas fluviales, en áreas de tránsito entre diferentes dominios paisajísticos, muestran una importante dependencia de sus características texturales y arquitecturales con respecto a las características morfológicas del área en que se desarrollan. Así, las variaciones de pendiente y del área potencial de canalización (anchura del valle) (Fig. 3) son parámetros a tener en cuenta a la hora de realizar la interpretación de dichas variaciones, antes de atender a interpretaciones relacionadas con factores externos a la cuenca sedimentaria.

Referencias

Carling, P. (1988). *Earth Surf. Proc. Landforms*, 13: 355-367.
 Corrochano, A.; Carballeira, J.; Pol, C. y Corrales, I. (1983). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XIX: 187-199.
 Church, M.; Wolcott, J. y Maizels, J. (1990). *Earth Surf. Proc. Landforms*, 15: 475-480.
 Ferguson, R. (1994). *Earth Surf. Proc. Landforms*, 19: 179-186.
 Ferguson, R. y Ashworth, P. (1991). *Earth Surf. Proc. Landforms*, 16: 65-82.
 Moss, A.J.; Green, P. y Hutka, J. (1982). *Earth Surf. Proc. Landforms*, 7: 401-415.
 Santisteban, J.I.; Mediavilla, R. y Martín-Serrano, A. (1991). *Acta Geol. Hispànica*, 26: 133-148.
 Santisteban, J.I.; Martín-Serrano, A.; Mediavilla, R. y Dabrio, C.J. (1996). In Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (eds.) *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge Univ. Press: 196-202.