



TRANSPORTE DE FONDO Y DINÁMICA SEDIMENTARIA EN UN RÍO ALTAMENTE REGULADO: EL BAJO EBRO (NE PENÍNSULA IBÉRICA)

Damià Vericat

Centre for Catchment and Coastal Research, Institute of Geography and Earth Sciences,
University of Wales Aberystwyth, Ceredigion SY23 3DB, UK
ddv@aber.ac.uk

Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, Pujada del Seminari s/n, E-25280, Solsona, España

Ramon J. Batalla

Department de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida
Av. Alcalde Rovira Roure 177, E-25198 Lleida, España
rbatalla@macs.udl.es

Celso Garcia

Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears
Ctra. Valdemossa km 7.5, E-07122 Palma de Mallorca, España
celso.garcia@uib.es

Resumen

Este trabajo analiza el transporte de fondo (tasas y granulometría) en relación con las variaciones temporales en la granulometría del lecho del río Ebro, en su tramo bajo y durante el periodo hidrológico 2002-2004. La alta magnitud de las crecidas (Q_8) sucedidas en el 2002-2003 provocó una elevada actividad sedimentaria, especialmente en relación con la rotura de la coraza superficial del lecho. Dicho proceso produjo un incremento progresivo en las tasas de transporte a causa de la incorporación del material subsuperficial a la carga de fondo. El flujo conjunto de materiales superficiales y subsuperficiales se considera como la causa principal que explica la elevada dispersión granulométrica de la carga de fondo durante las crecidas. Los caudales alcanzados durante las crecidas de 2003-2004 fueron de menor magnitud y con menor competencia para movilizar todas las fracciones granulométricas de la superficie del lecho. El movimiento de las partículas de mayor tamaño fue hidráulicamente limitado, lo que generó un transporte de fondo selectivo. Dicha dinámica fue la responsable del desarrollo de una nueva coraza superficial que redujo la disponibilidad de sedimentos y, consecuentemente, las tasas de transporte de fondo.

Palabras clave: carga de fondo, coraza superficial, disponibilidad de sedimentos, crecidas, presas

Abstract

This study analyses the rates and the grain-size distributions of the bedload transport in relation to the temporal variations of river bed material in the lower Ebro during 2002-2004. High magnitude floods (Q_8) occurred in 2002-2003 lead to an increment of the sedimentary activity in the river-channel (e.g., break-up of the armour layer). As a consequence of that bedload transport rates increased, especially due to the increasing role of the subsurface sediments in the transport. The combined transport of both surface and subsurface material appears to be the main cause of the high sorting observed in the bedload grain-size distributions. In contrast, floods in 2003-2004 (Q_8) were not competent enough to entrain the coarsest surface particles. Consequently, coarse particles were hydraulically-limited and subsequent bedload transport was selective. This fact enhanced the development of a new armour layer that caused a reduction in sediment availability, hence in bedload transport rates.

Keywords: bedload transport, armouring, sediment availability, floods, regulated river

Introducción

Las presas interrumpen la continuidad de la transferencia de sedimentos y alteran el régimen de caudales de los ríos. Los embalses retienen todo los sedimentos gruesos (i.e., carga de fondo) y porcentajes importantes de sedimentos finos (i.e., sedimentos en suspensión) transportados desde aguas arriba (e.g., Meade y Parker, 1985; Topping *et al.*, 2000). De la misma forma, las presas tienden a reducir la frecuencia y la magnitud de las avenidas (e.g., Kondolf y Matthews, 1993; Sear, 1995). Dichas alteraciones son las responsables de diversos cambios morfo-sedimentarios, cuya magnitud está directamente relacionada con el tamaño de la presa y el régimen de caudales (Batalla *et al.*, 2004), la forma del lecho, los procesos fluviales, y la operatividad de la presa (Petts, 1984; Williams y Wolman, 1984; Friedman *et al.*, 1998; Brandt, 2000; Phillips, 2001 y 2003; Graf 2001). Aguas abajo de las presas las crecidas pueden no ser suficientemente competentes para transportar los sedimentos proveniente de los tributarios y, como consecuencia, se produce sedimentación en el lecho (Howard y Dolan, 1981; Church, 1995; Topping *et al.*, 2000). Dicha sedimentación cambia la distribución granulométrica y puede causar alteraciones ecológicas importantes, por ejemplo en el hábitat ictícola (e.g., Suttle *et al.*, 2004). Contrariamente, cuando el caudal liberado tiene capacidad para movilizar la mayoría de las fracciones del lecho, el efecto principal es la incisión del lecho (Gomez, 1983; Kondolf, 1997; Surian y Rinaldi, 2003). A modo de ejemplo Williams y Wolman (1984) describieron una incisión de hasta 6 metros aguas abajo de la presa de Davis, en el río Colorado, Arizona. Finalmente, si la tensión de corte del flujo es menor que la tensión requerida para la movilización de las partículas más gruesas de la superficie, pero suficiente para mover el material más fino, la distribución granulométrica superficial aumenta progresivamente de tamaño y, como consecuencia, el lecho se acoraza (Parker y Klingeman, 1982; Parker y Sutherland, 1990; Gomez, 1994). El grado de acorazamiento puede determinar las tasas de transporte de fondo y su distribución granulométrica (i.e., reducción de la cantidad de sedimentos transportados y de su tamaño, Parker y de Sutherland, 1990; Knighton, 1998). Las superficies acorazadas presentan un mayor tamaño y están mejor clasificadas que el material subyacente, y su estabilidad está básicamente controlada por la magnitud de las crecidas. En algunos casos el desarrollo de la coraza puede llegar a limitar la incisión del lecho (e.g., Hammad, 1972; Xu, 1996).

El tramo bajo del río Ebro ha experimentado importantes alteraciones aguas abajo del complejo de embalses formado por el de Mequinenza, de Riba-roja y de Flix. Dichas alteraciones incluyen la disminución de la magnitud y de la frecuencia de las crecidas (Batalla *et al.*, 2004), la proliferación de la vegetación acuática (Palau *et al.*, 2004) y, la reducción

de la carga sólida e incisión del lecho (Vericat y Batalla, 2005a, 2006). De la misma forma, Vericat *et al.* (2006a,b) analizan las variaciones espaciales y temporales de la distribución granulométrica y del acorazamiento del lecho durante el periodo hidrológico 2002-2004. Los autores concluyen en que el la granulometría de los sedimentos del lecho del río varía sustancialmente en el tiempo y en el espacio, variabilidad controlada básicamente por la magnitud de las crecidas. En concreto, este artículo describe el comportamiento en las tasas de transporte de fondo con relación a las variaciones espaciales y temporales de la granulometría del lecho analizadas por Vericat *et al.* (2006a,b) durante el periodo 2002-2004.

1. Área de Estudio

La cuenca del río Ebro tiene una superficie aproximada de 85.530 km², y está ubicada en el nordeste de la Península Ibérica (Figura 1). La precipitación media anual de la cuenca es de alrededor a los 600 mm. La aportación media anual en Tortosa (última de las estaciones de aforo de la cuenca, Figura 1) es de 14.300 hm³. Alrededor de 190 embalses regulan entorno del 60% de la aportación media anual (Batalla *et al.*, 2004). El caudal máximo registrado en Tortosa en el período post-embalses (i.e., 1970-2004) ha sido de 3.300 m³/s en 1982, claramente inferior al estimado durante el período pre-embalses, 12.000 m³/s en 1907 (Novoa, 1984).

En el tramo bajo de la cuenca del río Ebro se localiza uno de los complejos de embalses más grandes de la Península Ibérica con una capacidad de regulación del 13% de la aportación media anual. El embalse de Mequinenza tiene una capacidad de 1.534 hm³ y está en operación desde 1966. A continuación de dicha presa se localiza la de Riba-roja (207 hm³, 1969) y, por último, el embalse de Flix (11 hm³, 1948) (Figura 1). Para el objetivo de este estudio se considera tramo bajo del río Ebro la zona delimitada por la presa de Flix y el municipio de Móra d'Ebre, ubicado 28 km aguas abajo de ésta. La magnitud de las crecidas frecuentes (crecidas asociadas a periodos de retorno entre 2 y 25 años, i.e., Q₂ y Q₂₅) en este tramo se ha reducido un 25% (Batalla *et al.*, 2004). De la misma forma, los embalses retienen importantes porcentajes de los sedimentos transportados desde aguas arriba. Vericat y Batalla (2006) analizan el transporte de sedimentos aguas arriba de la presa de Mequinenza y en Móra d'Ebre, aguas abajo de la presa de Flix, durante el periodo 2002-2004. La carga media anual de sedimentos transportada aguas arriba de los embalses es de de 1,6 · 10⁶ toneladas, la mayoría transportada en suspensión. Por el contrario, la carga media anual en Móra d'Ebre es de 0,45 · 10⁶ toneladas (60% en suspensión y 40% como carga de fondo). El aporte de sedimentos aguas abajo de la presa de Flix es también inexistente debido a que el principal tributario, el río Siurana (Figura 1) está regulado por tres embalses y sufre

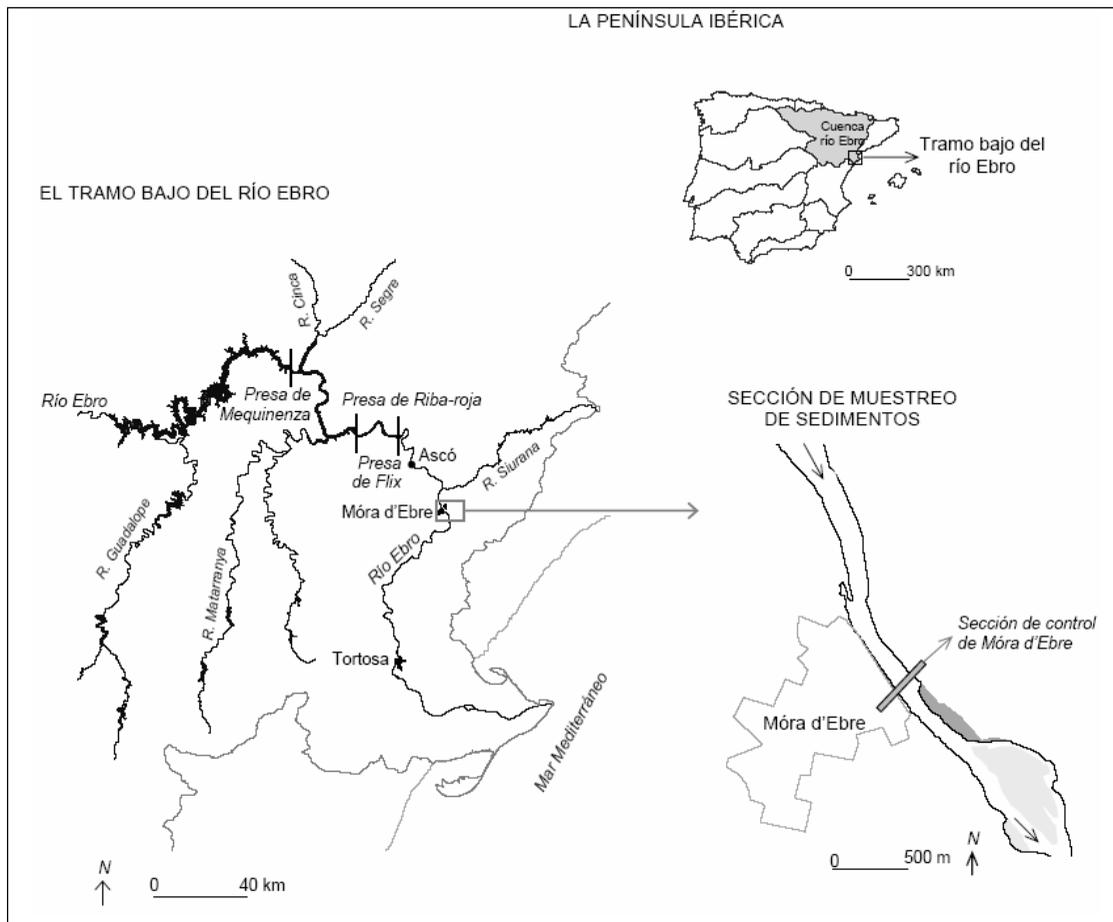


Figura 1 - Localización del área de estudio en el tramo bajo del río Ebro.

importantes extracciones de áridos. Las alteraciones hidrológicas pero en mayor medida la reducción del suministro de sedimentos en el tramo bajo del río Ebro son las causas de los cambios observados en su morfología y ecología (e.g., Sanz *et al.*, 1999; Vericat y Batalla, 2006; Palau *et al.*, 2004).

2. Métodos

2.1. Hidrología

Los datos de caudal utilizados en este estudio son los registrados en la estación de aforos de Ascó (A163) situada 10 km aguas arriba de la sección de muestreo de sedimentos de Móra d'Ebre (Figura 1). Entre ambas secciones no existen aportaciones de agua significantes. Los caudales se transitaron desde la sección de aforo mediante el método de Muskingum y han sido corroborados mediante mediciones directas de caudal (velocidad del flujo, profundidad y anchura del cauce) realizadas durante el muestreo de carga de fondo (para más detalles ver Vericat y Batalla, 2005a y 2006).

2.2. Transporte de fondo

La carga de fondo se muestreó durante diversas crecidas acontecidas entre 2002 y 2004 en la sección de control de Móra d'Ebre (Figura 1). Las muestras se tomaron mediante un Helley-Smith de 152 mm de abertura de boca y 76 kg de peso (para más detalles sobre la eficiencia en el muestreo ver Vericat *et al.*, 2006c). El muestreo se realizaba desde un puente con una grúa y en una única vertical situada en el centro de la sección. Vericat y Batalla (2005b) analizaron la variabilidad espacial y temporal de la carga de fondo en la sección de muestreo de Móra d'Ebre. Observaron que la variabilidad espacial en las tasas de transporte de fondo es inferior a la variabilidad temporal durante caudales competentes y constantes. Por tanto, la mayor variabilidad temporal justifica el muestreo en una única vertical. El tiempo de muestreo no excedió de 5 minutos, consiguiendo con ello que las muestras no superasen el 50% de la capacidad de recogida del instrumento de muestreo. De esta manera se asegura una mayor eficiencia en el muestreo (e.g., Emmett,

1980; Habersack y Laronne, 2001). El intervalo de muestreo fue de treinta minutos y el peso de las muestras fue inferior casi siempre a 13 kg. Las muestras se recogían y transportaban al laboratorio, donde se secaban, tamizaban y pesaban para estimar la tasa de transporte y calcular la distribución granulométrica de cada una de ellas.

2.3. Granulometría del lecho

Los datos granulométricos utilizados en este trabajo corresponden a los analizados por Vericat *et al.* (2006a). Dichos autores analizan muestras granulométricas del lecho tomadas en 8 barras expuestas durante caudales base y en posiciones sedimentológicas equivalentes aguas abajo de la presa de Flix. El material superficial se caracterizó mediante el método de los transectos lineales (Wolman, 1954). Se midió el eje *b* de 3.000 partículas durante la campaña de campo de 2002 y de 2003. El material subsuperficial se caracterizó mediante el método volumétrico con previa extracción de la capa superficial (Church *et al.*, 1987). Se tamizaron un total de 880 kg durante las dos campañas (ver Vericat *et al.*, 2006a para más detalles metodológicos). Dichas muestras han sido la base para el cálculo de la distribución superficial y subsuperficial media del tramo de estudio del año 2002 y 2003. Las distribuciones granulométricas medias presentadas en este estudio se han calculado mediante la suma no ponderada de las muestras obtenidas en las 8 secciones de control. Se asume una contribución de todo el tramo del río a la carga de fondo a partir de la condición de continuidad del transporte de sedimentos durante caudales competentes.

3. Resultados

3.1. Dinámica de la carga de fondo durante las crecidas de 2002-2003

Durante el año hidrológico 2002-2003 se muestrearon un total de tres crecidas en la sección de Móra d'Ebre (Tabla

1 y Figura 2). La primera de ellas ocurrió en diciembre de 2002. Se trató de una crecida experimental diseñada y realizada específicamente para el control de la vegetación acuática en el cauce (Palau *et al.*, 2004). Las crecidas de febrero y marzo fueron naturales, en las que se registraron caudales pico asociados a periodos de retorno de hasta 8 años (i.e., Q_8). Se obtuvieron 134 muestras de carga de fondo. Debido a problemas técnicos no se muestreó la crecida de mayo de 2003.

3.1.1. Tasas de transporte y distribución granulométrica de la carga de fondo

La crecida de Diciembre de 2002 tuvo un caudal pico de 1.700 m³/s (Figura 2). El calado (i.e., 5,6 m) asociado a dicho caudal en la sección de muestreo generó una tensión de corte aproximada de 47 N/m² (valor estimado a partir de la ecuación de duBoys). La pendiente media del lecho en el tramo de estudio es $8,5 \times 10^{-4}$. La tasa media instantánea de carga de fondo de las muestras obtenidas (i_{b-m}) fue de 15 g/ms. El valor medio de las distribuciones granulométricas de la carga de fondo (D_{50-ib}) osciló entre 3 y 105 mm. El D_{50-ib} medio fue de 21 mm, con una desviación estándar (σ) de ± 22 mm y un error estándar (ϵ) de ± 3 mm ($\epsilon = \sigma/\sqrt{N}$, donde σ es la desviación estándar y N el número de datos). El índice de dispersión medio de las distribuciones granulométricas calculado según Folk y Ward (1957) ($\sigma_{F\&W}$) se estimó en 0,9 (i.e., clasificación moderada) con una σ de $\pm 0,3$. El tamaño máximo de las partículas capturadas (D_{max-ib}) varió entre 4 y 116 mm, con un valor medio de 36 mm, una σ de ± 31 mm, y un ϵ de ± 4 mm (Tabla 2).

El caudal máximo de la crecida de Febrero de 2003 fue de 2.500 m³/s (i.e., 7,6 m, 63 N/m²), el máximo caudal registrado durante el período de estudio (Figura 2). La i_{b-m} fue de 143 g/ms. El D_{50-ib} osciló entre 4 y 74 mm, con un valor medio de 19 mm ($\sigma \pm 10$ mm y $\epsilon \pm 4$ mm) (Tabla 2). El D_{50-ib} medio fue muy similar al obtenido durante la crecida de Diciembre de 2002 y, en cambio, el rango de los D_{50-ib} es claramente inferior. Dicha

Tabla 1. Principales parámetros hidrológicos en la sección de control de Móra d'Ebre durante las crecidas de 2002-2004.

Crecida	Caudal máximo (m ³ /s)	Periodo de retorno (Qi) ¹	Duración de la crecida (días)	Muestras de carga de fondo (número)
Diciembre 2002	1.700	3,5	8	46
Febrero 2003	2.500	8	20	59
Marzo 2003	2.000	4,5	17	29
Mayo 2003	1.500	2,5	11	-
Noviembre 2003	1.355	2	21	36
Posteriores a noviembre 2003	1.200	1,7	-	15

¹ Períodos de retorno calculados a partir de las series de caudal de la estación de aforos de Tortosa (A027) para el periodo considerado post-embalses (1970-actualidad), ver Batalla *et al.* (2004) para más detalles

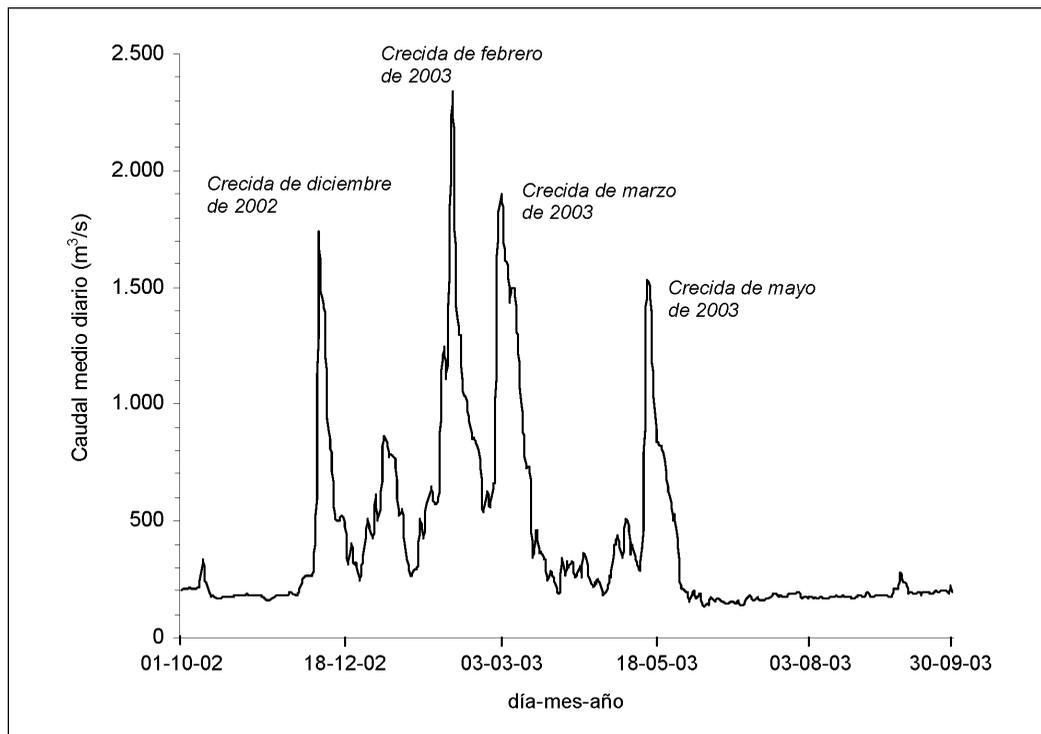


Figura 2 - Caudal medio diario en la sección de control de Móra d'Ebre (Figura 1) durante el año hidrológico 2002-2003.

diferencia se refleja en la reducción de la desviación estándar de los valores medios. El $\sigma_{F\&W}$ medio de las muestras fue de 1,0 (i.e., distribuciones moderadamente clasificadas). El tamaño del D_{max-ib} osciló entre 8 y 87 mm, con un promedio de 53 mm. Dicho valor fue 17 mm superior al obtenido durante la crecida de Diciembre de 2002 (Tabla 2).

El caudal máximo registrado durante la crecida de Marzo de 2003 fue de 2.000 m³/s (i.e., 6,3 m, 52 N/m²) (Figura 2). La i_{b-m} registrada durante la crecida fue de 350 g/ms, claramente superior a las obtenidas en las avenidas

precedentes. El aumento de i_{b-m} indica una mayor disponibilidad de sedimentos en el lecho del río. El D_{50-ib} osciló entre 2 y 44 mm, con un valor medio de 17 mm, inferior a los de las crecidas anteriores (Tabla 2). La desviación estándar y el error de estimación también muestran valores inferiores a los de Diciembre de 2002 y Febrero de 2003. El $\sigma_{F\&W}$ medio de las muestras fue de 1,0 ($\sigma \pm 0,2$ mm) valores muy similares a los obtenidos anteriormente. El tamaño del D_{max-ib} osciló entre 31 y 90 mm, con una media situada en 53 mm (Tabla 2).

Tabla 2. Principales parámetros de las muestras de carga de fondo obtenidas en la sección de muestreo de Móra d'Ebre durante las crecidas de 2002-2004.

Crecida	i_{b-m} ¹ (g/ms)	Valor medio D_{50-ib} ² (mm)	Valor medio D_{maxib} ³ (mm)	Valor medio de $\sigma_{F\&W}$ ⁴
Diciembre 2002	15	21	36	0,9
Febrero 2003	143	19	53	1,0
Marzo 2003	350	17	53	1,0
Noviembre 2003	70	17	46	1,1
Posteriores a noviembre 2003	60	19	48	1,0

¹ Tasa media instantánea de carga de fondo durante el muestreo

² Tamaño medio de las distribuciones granulométricas de la carga de fondo (D_{50-ib})

³ Tamaño máximo de las partículas capturadas en las muestras de carga de fondo (D_{max-ib})

⁴ Índice de dispersión Folk y Ward (1957) ($\sigma_{F\&W}$)

3.1.2. Comparación entre el material del lecho y la carga de fondo

La figura 3 muestra la relación entre la distribución granulométrica media del lecho en el verano de 2002 y los

límites de las distribuciones granulométricas de la carga de fondo de las crecidas de 2002-2003. En las distribuciones granulométricas medias del lecho y de la carga de fondo se ha realizado un corte en 1 mm para evitar incluir partículas que pudiesen ser transportadas en suspensión.

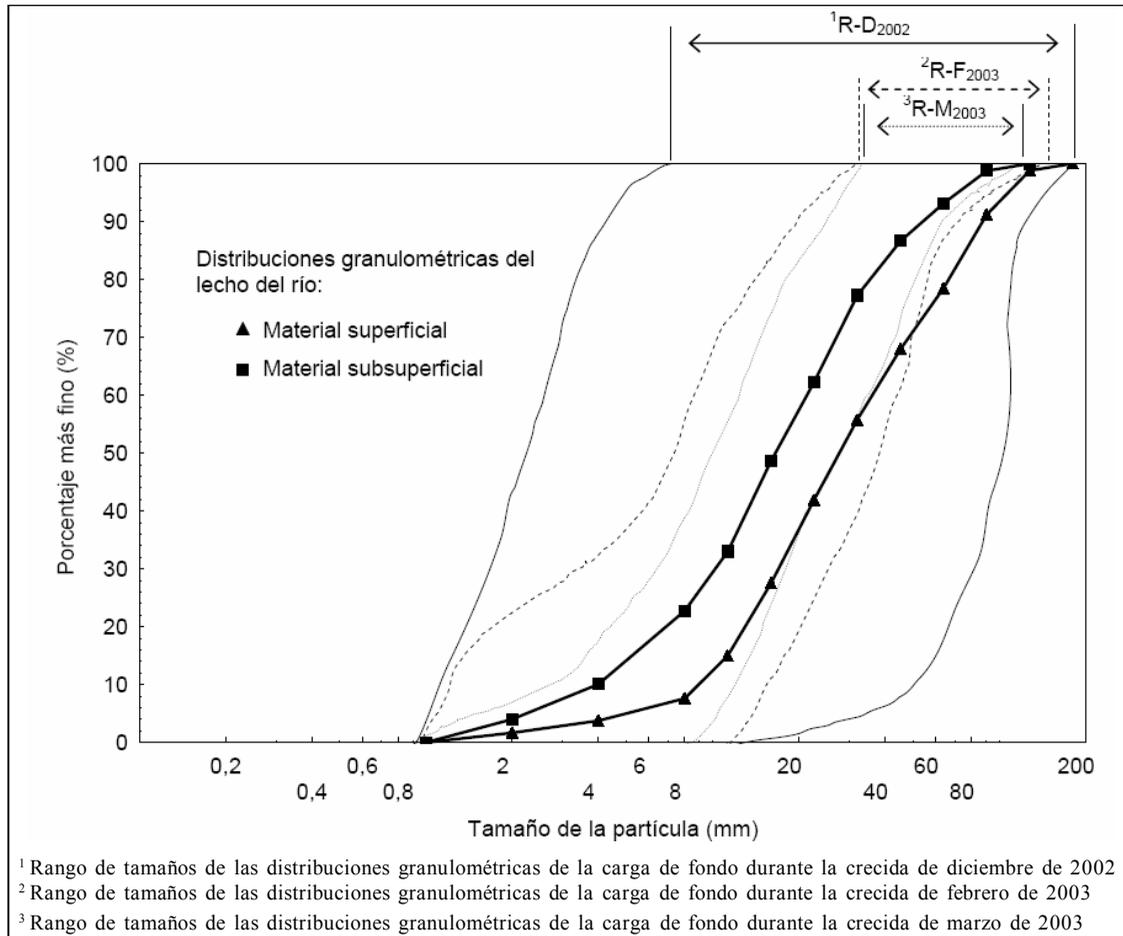


Figura 3 - Distribuciones granulométricas superficial y subsuperficial (media para el conjunto de las secciones de estudio) en el verano de 2002 en relación con los rangos granulométricos de las muestras de carga de fondo para cada una de las crecidas de 2002-2003.

Durante la crecida de Diciembre de 2002 el tamaño medio de la carga de fondo ($D_{50-ib} = 21$ mm) fue inferior al valor medio de la distribución superficial ($D_{50-s} = 28$ mm) y superior al subsuperficial ($D_{50-ss} = 17$ mm). Por su parte, el intervalo granulométrico de la carga de fondo contiene tanto la distribución superficial como la subsuperficial. En esta crecida, la primera muestra de carga de fondo se obtuvo con un caudal de $1.525 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que, según la ecuación de Shields, el caudal crítico para el D_{50-s} es de alrededor de $600 \text{ m}^3/\text{s}$. Dicho caudal se había ya alcanzado 6 horas antes de que el material superficial del lecho se pusiera en movimiento, período durante el cual no se recogió carga de fondo. El retraso en la movilización del material se puede relacionar

tanto con el acorazamiento superficial (Vericat *et al.*, 2006a) después de dos años sin crecidas como con la gran cantidad de macrófitos presentes en el lecho del río (Palau *et al.*, 2004). Una vez movilizado el material superficial, las partículas subsuperficiales contribuyeron de manera destacada a la carga de fondo. El flujo conjunto de ambos tipos de materiales se puede considerar como la causa más probable para explicar la alta dispersión de la granulometría de la carga de fondo. La alta variabilidad del D_{50-ib} entre muestras consecutivas es también una consecuencia del comportamiento errático de la carga de fondo (i.e., alta variabilidad), así como de la acción combinada de los materiales superficial y subsuperficial durante la fase inicial de transporte (Figura 4). El tamaño de

las partículas más gruesas transportadas (D_{max-ib}) también mostró una alta variabilidad tal y como demuestra el valor de dispersión ($\sigma \pm 32$ mm).

La reducción de la σ en los D_{50-ib} obtenidos en febrero de 2003, queda reflejada en la disminución de la anchura del intervalo granulométrico de la carga de fondo (Figura 3). La media de D_{50-ib} en febrero fue muy similar a la media de D_{50-ss} y 9 mm más fino que el D_{50-s} . El intervalo de la carga de fondo contiene toda la distribución granulométrica subsuperficial del lecho y gran parte de la superficial, excepto las fracciones más gruesas. Este hecho se puede atribuir al cambio de las características granulométricas del lecho después de la crecida de diciembre de 2002. Siguiendo la tendencia

observada durante la crecida de febrero, la amplitud en el rango de la carga de fondo disminuyó también durante la de marzo de 2003 (Figura 3). Los valores de D_{max-ib} no difirieron significativamente de los obtenidos en febrero de 2003. El promedio de D_{50-ib} (17 mm) es prácticamente igual a la mediana de la distribución subsuperficial, y 12 mm más fino que el valor medio de la distribución superficial (Figura 3, Tabla 2). La relación tan directa entre el tamaño de las muestras de carga de fondo y el del material subsuperficial consolida la hipótesis del incremento de la disponibilidad de sedimentos como consecuencia de la ruptura de la coraza durante la crecida de diciembre de 2002.

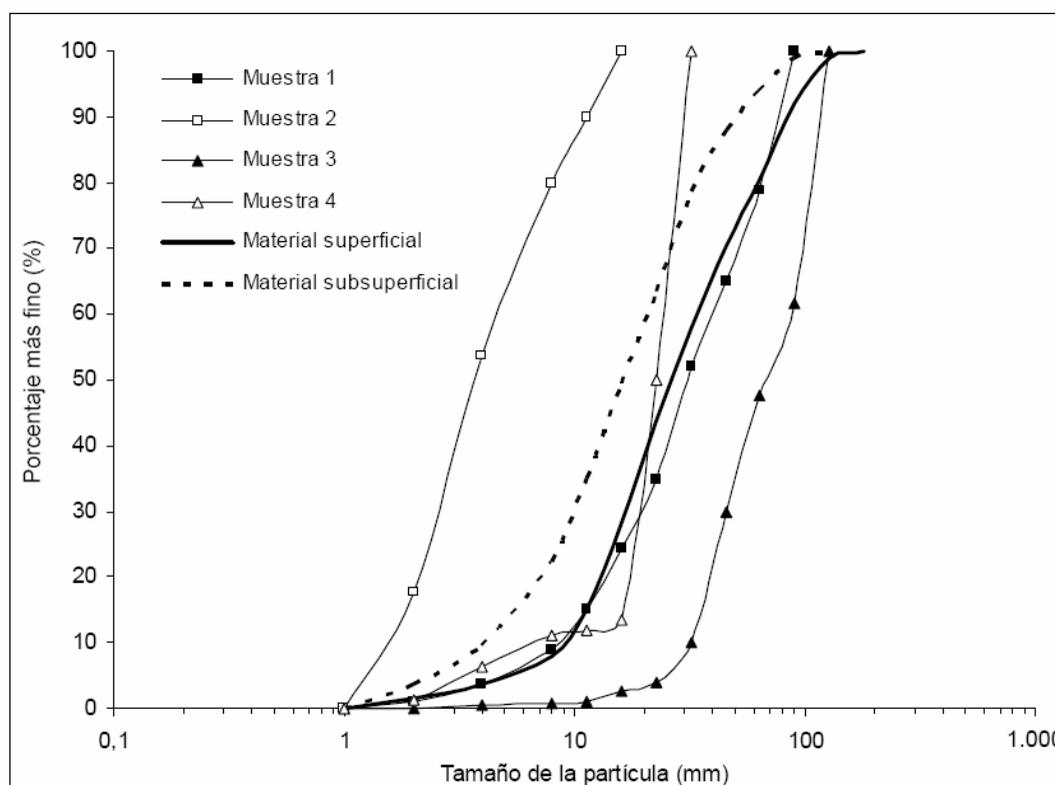


Figura 4. Distribución granulométrica de las cuatro primeras muestras de carga de fondo de la crecida de diciembre de 2002 en comparación con la granulometría del lecho del río. El intervalo de muestreo fue de 30 minutos y el tiempo de muestreo 3 minutos. El inicio de movimiento del material del lecho se alcanzó 6 horas después de superarse el umbral crítico teórico.

3.2. Dinámica de la carga de fondo durante las crecidas de 2003-2004

Las crecidas registradas en el tramo bajo del río Ebro durante el año hidrológico 2003-2004 fueron de baja magnitud ($<Q_2$) (Figura 5 y Tabla 1). La primera crecida ocurrió en noviembre de 2003. Se trató de una nueva crecida de mantenimiento especialmente diseñada y realizada para controlar la proliferación de vegetación acuática (Batalla *et*

al., 2006), de la misma manera que se hizo en diciembre de 2002. El caudal máximo instantáneo en la sección de muestreo fue de 1.355 m³/s, caudal asociado a un calado de 4,8 m, y que generó una tensión de corte aproximada de 39 N/m² (Figura 5). El caudal crítico necesario para movilizar el D_{50-s} fue igualado o superado el 40% del tiempo durante el transcurso del año 2003-2004, el doble de tiempo que durante el año 2002-2003.

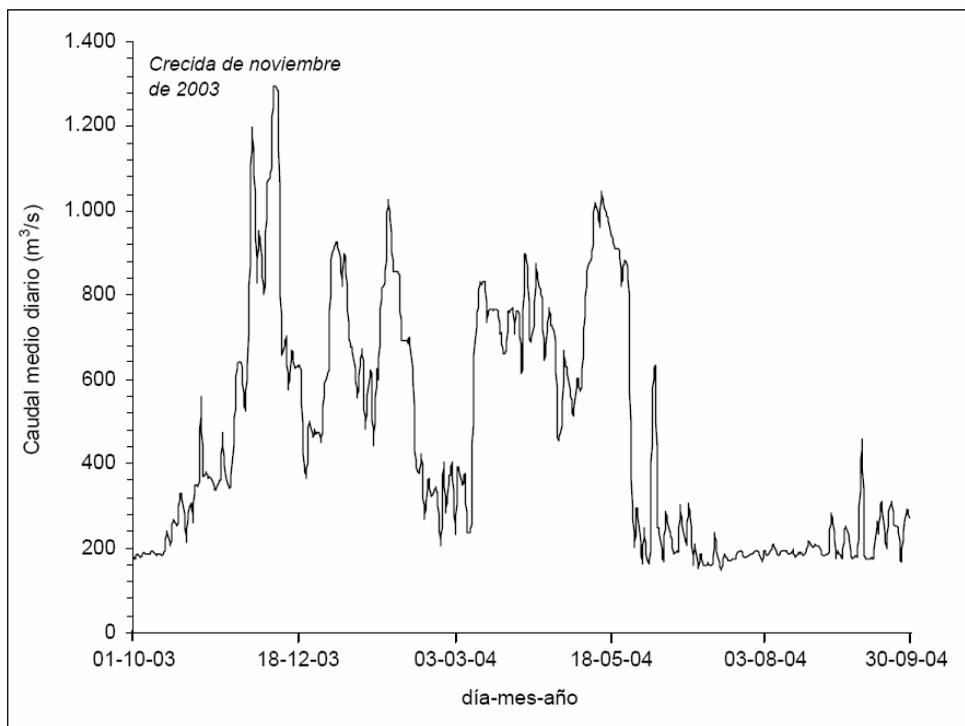


Figura 5 - Caudal medio diario en la sección de control de Móra d'Ebre (Figura 1) durante el año hidrológico 2003-2004.

3.2.1. Tasas de transporte y distribución granulométrica de la carga de fondo

Se obtuvieron 51 muestras de carga de fondo (Tabla 2) en la sección de Móra d'Ebre, 36 de las cuales durante la crecida de noviembre de 2003 (Figura 5). La tasa media instantánea (i_{b-m}) fue de 70 g/ms. El valor medio de las distribuciones granulométricas (D_{50-ib}) osciló entre 4 y 44 mm, rango similar al obtenido durante la crecida de marzo de 2003 con un caudal máximo 700 m³/s superior. El D_{50-ib} medio fue de 17 mm, con una desviación estándar (σ) de ± 7 mm y un error estándar (ϵ) de $\pm 1,2$ mm. El índice medio de dispersión de Folk y Ward (1957) ($\sigma_{F\&W}$) se estimó en 1,1 (i.e., distribución mal clasificada) con una σ de $\pm 0,1$. El tamaño máximo de las partículas capturadas (D_{max-ib}) varió entre 15 y 87 mm, con un valor medio de 46 mm, una σ de ± 14 mm, y un ϵ de $\pm 2,3$ mm (Tabla 2).

Durante las crecidas registradas después de noviembre de 2003 (Figura 5) se obtuvieron 15 muestras de carga de fondo de manera discontinua. Los caudales durante el muestreo oscilaron entre 725 m³/s (i.e., 30 N/m²) y 1.135 m³/s (i.e., 37 N/m²). Con estas muestras se completó el conjunto del rango de caudales registrado durante el año. La i_{b-m} fue de 60 g/ms. El D_{50-ib} osciló entre 12 y 30 mm, con un valor medio de 19 mm ($\sigma \pm 4,5$ mm y $\epsilon \pm 1,2$ mm). El D_{50-ib} medio fue de nuevo muy similar al obtenido durante la crecida de noviembre de 2003; en cambio, el rango de los D_{50-ib} fue

claramente más pequeño. El $\sigma_{F\&W}$ medio de las muestras fue de 1,0 (i.e., distribuciones moderadamente clasificadas). El tamaño del D_{max-ib} osciló entre 32 y 75 mm, con un valor medio de 48 mm (Tabla 2).

3.2.2. Comparación entre el material del lecho y la carga de fondo

Los límites superior e inferior de las distribuciones granulométricas de las muestras de carga de fondo de las crecidas de 2003-2004 se han comparado con la distribución granulométrica media superficial y subsuperficial del lecho del río obtenida en el verano de 2003. En las distribuciones granulométricas se realizó un corte en 1 mm para evitar incluir partículas que pudiesen ser transportadas en suspensión (Figura 6).

Durante la crecida de noviembre de 2003 el tamaño medio de la carga de fondo ($D_{50-ib} = 17$ mm) fue inferior al valor medio de la distribución superficial ($D_{50-s} = 29$ mm) y prácticamente igual al D_{50-ss} . El intervalo granulométrico de la carga de fondo contiene el 70% de la distribución superficial y el 90% de la subsuperficial (Figura 6). Esta situación sugiere que el transporte de las partículas más gruesas fue limitado hidráulicamente, fenómeno que se incrementó durante las crecidas posteriores, en las que el D_{50-ib} fue mayor (19 mm). En dichas crecidas el D_{50-ib} fue inferior al D_{50-s} y similar al D_{50-ss} (Figura 6). Los límites superior e inferior de las

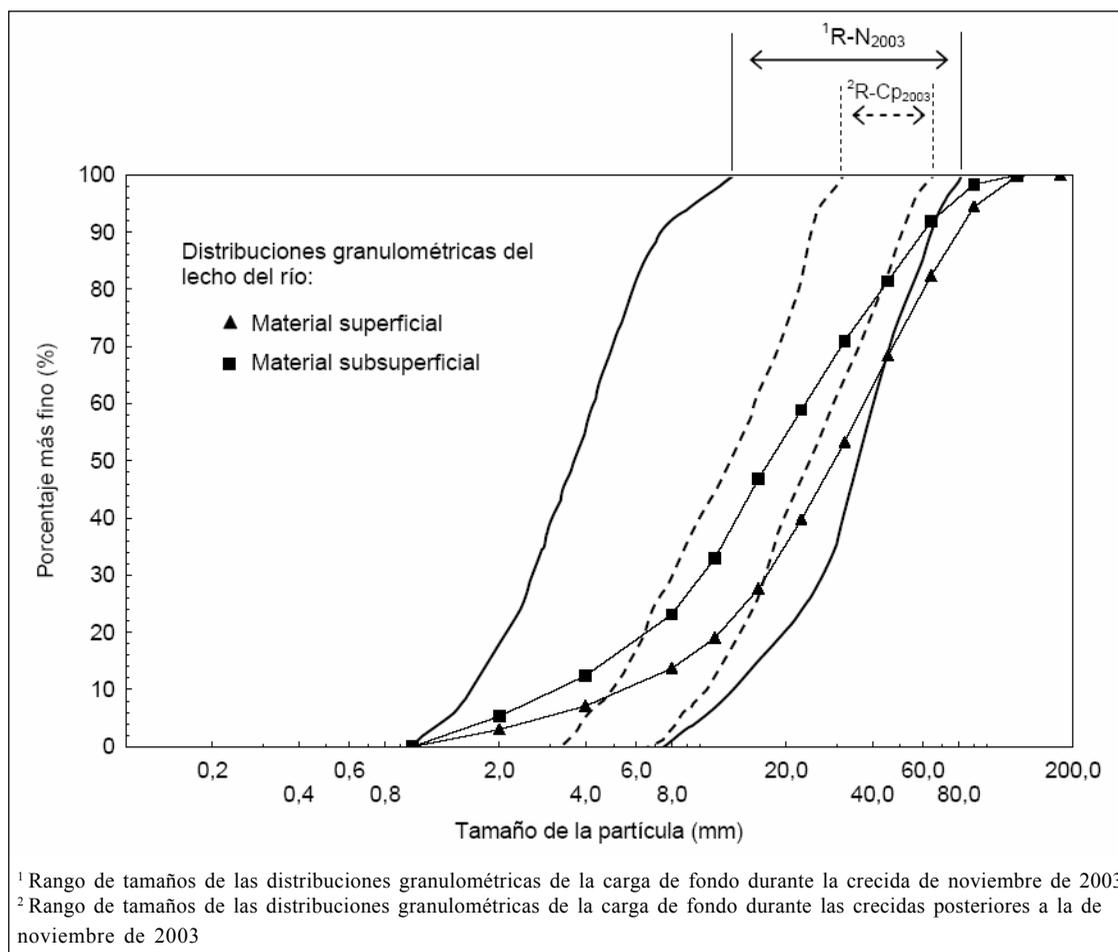


Figura 6. Distribuciones granulométricas superficial y subsuperficial (media para el conjunto de las secciones de estudio) en el verano de 2003 en relación con los rangos granométricos de las muestras de carga de fondo para cada una de las crecidas de 2003-2004.

distribuciones del lecho no están incluidos en el rango granométrico de las muestras de carga de fondo. El transporte de las fracciones más gruesas fue de nuevo limitado hidráulicamente. La ausencia de partículas finas en las muestras de carga de fondo se atribuye a una baja disponibilidad en el lecho, proceso que no había sido observado durante noviembre de 2003 (Figura 6).

4. Discusión

Las crecidas de alta magnitud (i.e., Q_8) registradas durante el año hidrológico 2002-2003 provocaron la ruptura de la coraza del lecho, movilizándolo y transportando la mayoría de las fracciones granulométricas del material superficial y subsuperficial. Vericat y Batalla (2006) analizaron la dinámica erosiva en las 8 secciones de control durante el periodo 2002-2004. Para el periodo 2002-2003 el resultado fue una incisión generalizada en el lecho del río y una reducción del

acorazamiento (para más detalles en la variación del acorazamiento ver Vericat *et al.*, 2006a, b). Contrariamente, y tal y como muestran Vericat *et al.* (2006a, b), las crecidas de menor magnitud (i.e., $<Q_2$) ocurridas en 2003-2004 reestablecieron de nuevo una coraza superficial en numerosas secciones del lecho del río. Este fenómeno fue la consecuencia de la imposibilidad de movilizar todos los tamaños de la distribución granulométrica del lecho (i.e., fracciones cuyo transporte fue hidráulicamente limitado), lo que incrementó la estabilidad del lecho (i.e., reduciendo la erosión) y disminuyó la disponibilidad de sedimentos (i.e., reduciendo las tasas de carga de fondo). Este proceso también ha sido descrito durante ensayos en canales experimentales (Wilcock y McArdell, 1997). No se observaron procesos de incisión del lecho en el tramo de estudio en verano de 2004 (Vericat y Batalla, 2006). La magnitud de las crecidas ha determinado la dinámica del transporte de fondo y la granulometría del lecho del río Ebro aguas abajo de Flix, todo ello en un contexto de nulo aporte de sedimentos.

En condiciones naturales, aquellas crecidas que alcanzan caudales competentes movilizan la mayoría de las fracciones superficiales y subsuperficiales del lecho, manteniendo de esta forma sus funciones ecológicas y transfiriendo sedimentos aguas abajo. Contrariamente, en condiciones de reducción de la disponibilidad de sedimentos (e.g., aguas abajo de embalses) este tipo de crecidas causan procesos de incisión. Por el contrario, si las crecidas tienen sólo capacidad suficiente para movilizar una parte de las fracciones granulométricas superficiales, el transporte de sedimentos es selectivo y, en consecuencia, el principal proceso es el aumento de la diferencia de tamaños entre el material superficial y el subsuperficial (i.e., acorazamiento). Este proceso incrementa el déficit de sedimentos aguas abajo aunque también minimiza la incisión del cauce, tal como se ha observado en el tramo bajo del río Ebro.

El estudio demuestra que el transporte de fondo en el tramo bajo del río Ebro está determinado por la dinámica de los sedimentos del lecho, siendo el acorazamiento un proceso activo en sistemas fluviales regulados. Los resultados son de gran utilidad práctica para el apoyo al diseño y realización de acciones de restauración fluvial en grandes ríos regulados.

Agradecimientos

Esta investigación se realizó en el marco del proyecto REN2001-0840-C02-01/HID, financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología. El primer autor disfrutó de una beca del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Los datos hidrológicos fueron suministrados por la Confederación Hidrográfica del Ebro. El Ayuntamiento de Móra d'Ebre proporcionó ayuda logística, Albert Rovira colaboró en el trabajo de campo y de laboratorio, y Michael Church realizó una primera revisión del análisis de los datos

Referencias

- Batalla, R.J., Kondolf, G.M. y Gomez, C.M. (2004) Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin, NE Spain. *Journal of Hydrology*, 290: 117-136.
- Batalla, R.J., Vericat, D. y Palau, A. (2006) Sediment transport during a flushing flow in the lower Ebro River. Sediment dynamics and the hydromorphology of fluvial systems, IAHS Publication 306, Wallingford.
- Brandt, S.A. (2000) Prediction of downstream geomorphological changes after dam construction: a stream power approach. *International Journal of Water Resources Development*, 16(3): 343-367.
- Church, M. (1995) Geomorphic response to river flow regulation: case studies and time-scales. *Regulated Rivers: Research and Management*, 11(1): 3-22.
- Church, M., Mclean, D.G. y Wolcott, J.F. (1987) River bed gravels: sampling and analysis. En: Thorne C. R., Barthurst J.C. y Hey R.D. (eds.): *Sediment transport in gravel-bed rivers*. John Wiley and Sons, Chichester, 43-88.
- Emmett, W.W. (1980) A Field Calibration Of The Sediment Trapping Characteristics Of The Helley-Smith Bedload Sampler. US Geological Survey Professional Paper 1139.
- Folk, R.L. y Ward, C. (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1): 3-26.
- Friedman, J.M., Osterkamp, W.R, Scott, M.L. y Auble, G.T. (1998) Downstream effects of dams on channel geometry and bottomland vegetation: Regional patterns in the Great Plains. *Wetlands*, 18: 619-633.
- Gomez, B. (1983) Temporal variations in bedload transport rates: the effect of progressive bed armouring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8: 41-54.
- Gomez, B. (1994) Effects of particle shape and mobility on stable armour development. *Water Resources Research*, 30(7): 2229-2239.
- Graf, W.L. (2001) Damage control: restoring the physical integrity of America's rivers. *Annals of the Association of American Geographers*, 91: 1-27.
- Habersack, H.M. y Laronne, J.B. (2001) Bed load texture in an alpine gravel bed river. *Water Resources Research*, 37(12): 3359-3370.
- Hammad, H.Y. (1972) River bed degradation. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division*, 98: 591-607.
- Howard, A. y Dolan, R. (1981) Geomorphology of the Colorado River in Grand Canyon. *Journal of Geology*, 89: 269-297.
- Knighton, D. (1998) *Fluvial Forms and Processes: a New Perspective*. Arnold, London, 386 p.
- Kondolf, G.M. y Matthews, W.V.G. (1993) Management of coarse sediment in regulated rivers of California. University of California Water Resources Center: Davis, California.
- Kondolf, G.M. (1997) Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environmental Management*, 21(4): 533-551.

- Meade, R.H. y Parker, R.S. (1985) Sediment in rivers of the United States. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2275.
- Novoa, M. (1984) Precipitaciones y avenidas extraordinarias en Catalunya. Proceedings of the Jornadas de Trabajo sobre Inestabilidad de laderas en el Pirineo: Barcelona; 1-15.
- Palau, A., Batalla, R.J., Rosico, E., Meseguer, A. y Vericat, D. (2004) Management of water level and design of flushing floods for environmental river maintenance downstream of the Riba-Roja Reservoir (Lower Ebro River, NE Spain). Proceedings of the International Conference HYDRO 2004: A New Era for Hydropower. Porto, Portugal, 18-21 October 2004.
- Parker, G. y Klingeman, P.C. (1982) On why gravel bed streams are paved. *Water Resources Research*, 18: 1409-1423.
- Parker, G. y Sutherland, A.J. (1990) Fluvial armour. *Journal of Hydraulic Research*, 28: 529-544.
- Petts, G.E. (1984) *Impounded Rivers. Perspectives for Ecological Management*. Wiley, New York; 326 p.
- Phillips, J.D. (2001) Sedimentation in bottomland hardwoods downstream of an east Texas dam. *Environmental Geology*, 40: 860-868.
- Phillips, J.D. (2003) Toledo Bend Reservoir and geomorphic response in the lower Sabine River. *River Research and Applications*, 19: 137-159.
- Sanz, M.E., Avendaño, C. y Cobo, R. (1999) Influencia de los embalses en el transporte de sedimentos hasta el río Ebro (España). Proceedings of the Congress on Hydrological and geochemical processes in large-scale river basins. HIBAM: Shahin, 1985
- Sear, D.A. (1995) Morphological and sedimentological changes in a gravel-bed river following 12 years of flow regulation for hydropower. *Regulated Rivers: Research and Management*, 10: 247-264.
- Surian, N. y Rinaldi, M. (2003) Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50: 307-326.
- Suttle, K.B., Power, M.E., Levine, J.M. y Mcneely, C. (2004) How fine sediment in riverbeds impairs growth and survival of juvenile salmonids. *Ecological applications*, 14(4): 969-974.
- Topping, D.J., Rubin, D.M. y Vierra, L.E. (2000) Colorado River sediment transport 1. Natural sediment supply limitation and the influence of Glen Canyon Dam. *Water Resources Research*, 36(2): 515-542.
- Vericat, D. y Batalla, R.J. (2004) Efectos de las presas en la dinámica fluvial del curso bajo del río Ebro. *Cuaternario y Geomorfología*, 18(1-2): 37-50.
- Vericat, D. y Batalla, R.J. (2005a) Sediment transport in a highly regulated fluvial system during two consecutive floods (Lower Ebro River, NE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 385-402.
- Vericat, D. y Batalla, R.J. (2005b) Bedload variability under low sediment transport conditions in the lower Ebro River (NE Spain). En: Batalla, R.J. y Garcia, C. (eds.): *River/Catchment Dynamics: Natural Processes and Human Impacts*. IAHS Publication 299, IAHS Press, Wallingford, 171-178.
- Vericat, D. y Batalla, R.J. (2006) Sediment transport in the lower Ebro River (NE Iberian Peninsula). *Geomorphology* (doi:10.1016/j.geomorph.2005.09.017)
- Vericat, D., Garcia, C. y Batalla, R.J. (2006a): Variaciones temporales y espaciales en la granulometría del tramo bajo del Ebro. *Cuaternario y Geomorfología*, 20(1-2).
- Vericat, D., Batalla, R.J. y Garcia, C. (2006b): Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: the lower Ebro. *Geomorphology* 76, 122-136.
- Vericat, D., Church, M. y Batalla, R.J. (2006c) Bedload bias: comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) Helley-Smith samplers in a gravel-bed river. *Water Resources Research*, 42 (doi:10.1029/2005WR004025).
- Wilcock, P.R. y Mcardell, B.W. (1997) Partial transport of a sand/gravel sediment. *Water Resources Research*, 33(1): 235-245.
- Williams, G.P. y Wolman, M.G. (1984) *Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers*. US Geological Survey Professional Paper 1986.
- Wolman, M.G. (1954) A method of sampling coarse bed material. *American Geophysical Union Transactions*, 35: 951-956.
- Xu, J. (1996) Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment. *Geomorphology*, 17: 351-359.