

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XVIII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**INICIO DEL TRANSPORTE SÓLIDO DE FONDO EN DOS RÍOS DE ALTA
PENDIENTE: EL TRES ARROYOS (CHILE) Y EL RIO CORDON (ITALIA)**

LUCA MAO ^a
GEERTRUI PAULA UYTTENDAELE ^b
ANDRÉS IROUMÉ ^c
MARIO ARISTIDE LENZI ^d

RESUMEN

Este trabajo presenta un análisis del estado crítico de inicio del transporte de fondo basado sobre la obtención de datos de campo en dos pequeñas cuencas de alta montaña: el Tres Arroyos en los Andes de Chile y el Río Cordon en los Alpes de Italia. El inicio del movimiento es cuantificado a través del uso de tres distintos métodos: transporte de piedras coloreadas, competencia de las avenidas y competencia del flujo. Los resultados se expresan en términos de esfuerzo tangencial y caudal crítico dimensionales y adimensionales, y son usados para identificar los efectos relativos al *hiding/protrusion effect* y a la resistencia inducida por las formas de fondo en el estado crítico de inicio del movimiento. En general el movimiento de los elementos del lecho es más bien selectivo. Esto confirma el efecto de *hiding/protrusion effect* proporcionado por las granulometrías particularmente heterogéneas de los sedimentos. Además, este estudio confirma el efecto de la macrorugosidad del lecho (morfología a *step-pools*) en la disipación energética y en el aumento aparente del esfuerzo tangencial crítico adimensional.

^a Investigador, Dip. Territorio e Sistemi Agro-Forestali, Università di Padova, Italia, luca.mao@unipd.it

^b Escuela de Graduados, Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Austral de Chile, truiuyttendaele@gmail.com

^c Profesor Titular, Instituto de Manejo Forestal, Universidad Austral de Chile, airoume@uach.cl

^d Profesor Catedrático, Dip. Territorio e Sistemi Agro-Forestali, Università degli Studi di Padova, Italia, marioaristide.lenzi@unipd.it

1. INTRODUCCIÓN

La cuantificación del estado crítico de inicio del transporte de partículas no cohesivas tiene una gran importancia en muchos trabajos de ingeniería hidráulica, en particular en caso de aplicación de fórmulas de transporte de fondo (Bathurst *et al.*, 1987), de evaluaciones de carácter geomorfológico y de reconstrucción paleohidráulica y en la identificación de la estabilidad y calidad de los habitats fluviales (Buffington y Montgomery, 1997).

El estado crítico de inicio del transporte puede ser expresado en términos de velocidad crítica, de potencia crítica (Ferguson, 2005), de número de Froude crítico (Aguirre-Pe *et al.*, 2003), de caudal crítico unitario (Schoklitsch, 1962; Bathurst *et al.*, 1987) y de esfuerzo crítico tangencial (dimensional o adimensional). Los términos más utilizados son los de caudal y esfuerzo crítico. El caudal unitario crítico ($q_c = Q_c/B$) puede ser también expresado en forma adimensional (q_c^*) a través de:

$$q_c^* = q_c / (gD^3)^{0.5} \quad (1)$$

donde g es la aceleración de la gravedad (9.81 m s^{-2}) y D es un diámetro de referencia. Para un cierto diámetro de la partícula, el caudal unitario adimensional está relacionado inversamente a la pendiente del cauce (Schoklitsch, 1962; Bathurst *et al.*, 1987). El esfuerzo crítico adimensional (t_c^*), llamado también parámetro de Shields, es el término más usado para expresar el estado crítico de inicio del movimiento,

$$t_c^* = t_c / (r_s - r)gD \quad (2)$$

donde t_c es el esfuerzo crítico dimensional (en N m^{-2}) para el diámetro D , $t_c = \rho_s Rh^3 S$, Rh es el radio hidráulico (en m), S es la pendiente del cauce (en m m^{-1}), ρ_s y ρ son las densidades de sedimentos y fluido (en Kg m^{-3}), respectivamente. Considerando el diámetro medio (D_{50}) de una mezcla aproximadamente homogénea de sedimentos y condiciones de flujo turbulento y pendiente nula, Shields (1936) propuso un valor igual a 0.056 para el esfuerzo crítico adimensional (t_{c50}^*). De hecho, Buffington y Montgomery (1997) demostraron que el uso de distintas metodologías de evaluación del estado crítico causa errores en su cuantificación. En el caso de ríos de gravas (*gravel-bed rivers*), donde la turbulencia es alta y la sumergencia relativa (relación entre calado del flujo y la granulometría del lecho) es bajo, Buffington y Montgomery (1997) reportan valores de t_{c50}^* variables entre 0.03 y 0.086. Además de la metodología de evaluación del estado crítico, hay otros factores que influyen el esfuerzo crítico adimensional, tal como la heterogeneidad granulométrica del lecho (Carling, 1983; Hammond *et al.*, 1984), interacciones relativas entre elementos de distinto tamaño (cuán protegidas o expuestas quedan algunas partículas con respecto a otras o *hiding/protrusion effect*: Parker *et al.*, 1982; Andrews, 1983; Ashworth y Ferguson, 1989), la pendiente del lecho y la sumergencia relativa (Bathurst *et al.*, 1987). La presencia de formas de fondo en los cauces naturales representa también una fuente relevante de resistencia adicional al flujo, especialmente en ríos de montaña con estructuras morfológicas a *step-pool* (Petit, 1990; MacFarlane y Wohl, 2003). En este caso, si no se procede a una partición de la resistencia en sus componentes, se obtiene un aumento aparente del esfuerzo crítico adimensional (Buffington y Montgomery, 1997; Ferguson, 2005).

Muchos trabajos de investigación han estudiado el *hiding/protrusion effect* en el caso de granulometría superficial del lecho particularmente heterogénea, con el propósito de establecer si

el inicio del transporte de partículas de distintos diámetros es selectivo (*size-selective*) o no (equimovilidad, *equimobility*). En el primer caso no habría *hiding/protrusion effects*, el parámetro de Shields (t_c^*) sería igualmente aplicable a todas las clases granulométricas y el valor de esfuerzo tangencial dimensional sería diferente para cada clase granulométrica. Por el contrario, en el caso de “equimovilidad” el esfuerzo tangencial dimensional tiene un valor único para todas las clases granulométricas, ya que todas las partículas se deberían mover en correspondencia del mismo caudal. Los datos experimentales han dado resultados a veces contradictorios, con evidencias de transporte selectivo (Fahnestock, 1963; Carling, 1983; Hammond *et al.*, 1984) o de equimovilidad (Parker *et al.*, 1982; Andrews, 1983), dependiendo probablemente de la metodología aplicada, del rango de caudales investigados y de la granulometría del lecho (gruesa-fina / homogénea-heterogénea).

Este trabajo tiene por objetivo investigar el estado crítico de inicio del movimiento en el caso de ríos de montaña de elevada pendiente y granulometría particularmente gruesa y heterogénea, a través del análisis de datos de campo relevados en dos cuencas experimentales, la del Tres Arroyos (Andes, Chile) y la del Río Cordon (Alpes, Italia). Los dos sitios de estudio tienen dimensión de cuenca comparable (5 km^2) y están morfológicamente caracterizados por formas de fondo a *step-pool*. El inicio del movimiento ha sido cuantificado a través del uso de tres métodos distintos: transporte de piedras coloreadas, competencia de las avenidas y competencia del flujo. Los resultados se presentan en términos de esfuerzo tangencial y caudal crítico dimensionales y adimensionales, y son usados para identificar los *hiding/protrusion effects* y de resistencia inducida por las formas de fondo en el estado crítico de inicio del movimiento.

2. ÁREAS DE ESTUDIO

Las dos áreas de estudio consideradas son la cuenca de alta montaña del Río Cordon, ubicada en los Alpes italianos, y la del Tres Arroyos situada en la precordillera Andina en la IX Región de Chile (Figura 1).

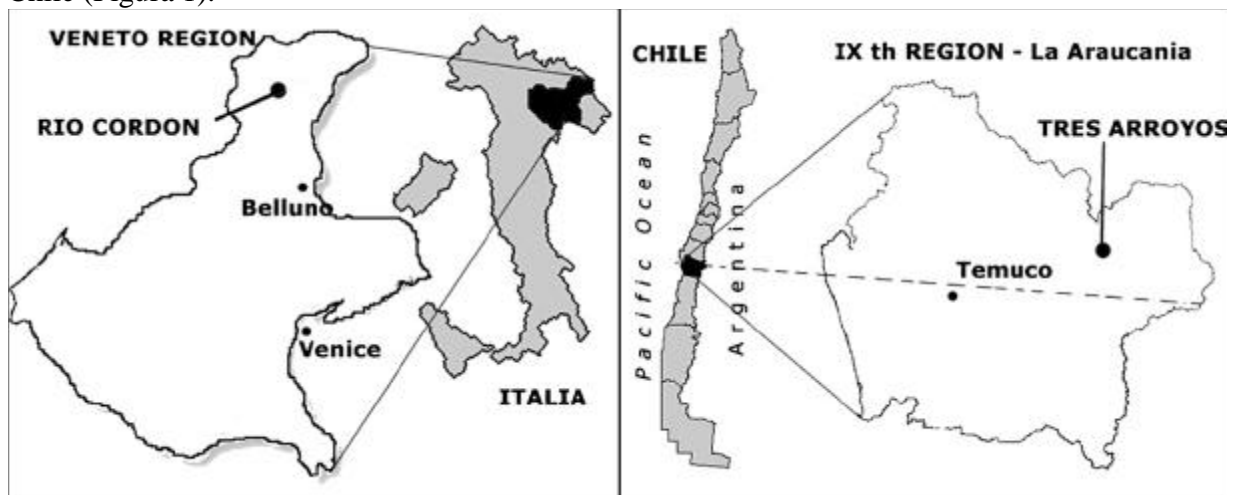


Figura 1. Ubicación de las cuencas del Río Cordon y del Tres Arroyos

Las dos cuencas tienen superficie comparable ($\sim 5 \text{ km}^2$) pero se distinguen por precipitación media anual y cobertura forestal. Las principales características fisiográficas y climatológicas de ambas cuencas se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1: Características principales de las cuencas Tres Arroyos y Río Cordón

	Río Cordón	Tres Arroyos
Área de la cuenca (km ²)	5.00	5.93
Altitud mínima (msnm)	1763	1080
Altitud máxima (msnm)	2748	1856
Longitud del cauce principal (km)	2.84	3.5
Precipitación anual (mm)	1100	2203
Caudal máximo medido (m ³ s ⁻¹)	10.4	14.0
Temperatura anual media (° C)	2.0	8.5

La cuenca del Río Cordón está dominada geológicamente por una matriz dolomítica, lo que genera suelos poco profundos en general. La mayor parte del área de la cuenca (61%) está cubierta por pastizales de montaña, un 7% corresponde a superficie forestal arbolada con buena cubierta protectora y el resto puede considerar improductivo (rocas, canchales, etc.). Sus mayores descargas (tanto líquidas como sólidas) se producen hacia el final de la primavera coincidiendo con la fusión del manto de nieve, y en el otoño debido a tormentas atlánticas (avenidas de larga duración). En verano, las mayores descargas están asociadas a tormentas aisladas de corta duración. El río Cordón se caracteriza por una importante descarga sólida en sus momentos de crecida. Los sedimentos disponibles para el transporte los proporcionan principalmente las alteraciones lineales y puntuales sobre el terreno (deslizamientos superficiales, conchas de erosión, etc.), así como los materiales previamente depositados sobre su cauce.

La cuenca vertiente al río Cordón dispone en su sección de cierre de una estación de medida para caudales tanto líquidos como sólidos (Figura 2). Esta estación permanece operativa desde 1986 y proporciona información continua de descargas líquidas y sólidas y, dentro de éstas últimas, diferencia entre el transporte en suspensión y el transporte de fondo. Para ello separa mediante una rejilla los materiales transportados por la corriente de diámetro superior a 20 mm, que los deposita sobre una plazoleta, donde son medidos cada 5 minutos mediante 24 sensores de ultrasonidos, mientras que el flujo líquido atraviesa un estanque, donde se decantan los materiales más finos que pasan a través de la rejilla con el flujo líquido. Dos turbidímetros (Hach SS6 y Partech 7000-3RP) miden en continuo la concentración de los sedimentos en suspensión. Mayores informaciones sobre la estación son proporcionadas por Lenzi *et al.* (2004).

El perfil longitudinal del río Cordón manifiesta las típicas unidades morfológicas que caracterizan a los pequeños arroyos de montaña con pendiente elevada (3 % < i < 15 %) y lechos con sedimentos gruesos y altamente heterogéneos (Figura 3). En el río Cordón se encuentran tramos con morfologías de salto-resalto (*step-pool*), rápidos (*cascade*), rápidos y remansos (*riffle-pool*) y tramos mixtos. La pendiente media del cauce aguas arriba de la estación experimental es de 13.6%. La granulometría superficial fue estimada a través de un muestreo numeral en parrilla de casi 1000 elementos. Las dimensiones de los principales diámetros característicos, derivados de la curva granulométrica truncada inferiormente a 4 mm, son las siguientes: $D_{16}=37$ mm, $D_{50}=119$ mm, $D_{84}=357$ mm, $D_{90}=451$ mm. El diámetro medio es de 112 mm. El ancho medio del cauce en condiciones de *bankfull* ($Q_{BF}=2.3$ m³ s⁻¹; Lenzi *et al.*, 2004) es de 5.3 m, aproximadamente.



Figura 2. Vistas de las estaciones del Río Cordon (a la izquierda) y del Tres Arroyos (a la derecha)



Figura 3. Vistas de los cauces del Río Cordon (a la izquierda) y del Tres Arroyos (a la derecha)

La cuenca experimental del estero Tres Arroyos se ubica en la Reserva Forestal Malalcahuello, en la IX Región de la Araucanía, provincia de Malleco (Chile). La región del Estero Tres Arroyos se caracteriza principalmente por la deposición de secuencias sedimentarias, de gran espesor, que son originadas por la actividad volcánica en la región. Las deposiciones superficiales datan del Pleistoceno y el Holoceno y provienen del volcán Lonquimay que se encuentra en las cercanías de la cuenca de estudio (Iroumé, 2003). Los suelos de la cuenca Tres Arroyos, originados por la actividad volcánica, son caracterizados por un alto contenido de arenas (68%), una gran velocidad de infiltración y un contenido de 30 y 2% de limo y arcilla respectivamente. Casi un 79% del área está cubierta por bosques de *Nothofagus* spp. y *Araucaria*. La cabecera de la cuenca está formada por escoria volcánica sin cobertura vegetal, cubriendo un 21% de la superficie total. Más de un 72% de la precipitación anual ocurre durante el periodo de abril-septiembre. Si bien parte de las precipitaciones son nivales, el régimen hidrológico es definido principalmente por las lluvias.

El cierre de la cuenca controlada corresponde a una sección natural del cauce, dotada de un hidrómetro a presión conectado a un datalogger (Figura 2). El hidrómetro registra el calado a nivel horario desde octubre de 1997 (Iroumé, 2003; Uyttendaele, 2006). Relaciones entre la concentración de sedimentos en suspensión (muestras obtenidas en forma manual) y el arrastre de fondo (muestras obtenidas mediante un muestreador del tipo *Helley Smith*) con el caudal líquido fueron elaborados para estimar el transporte sólido (Iroumé, 2003).

La pendiente media del cauce aguas arriba (100 m) de la sección controlada es de 7.6%. Morfológicamente el cauce manifiesta las típicas formaciones a *step-pool*. Además, la gran cantidad de troncos y detritos vegetales presentes en el cauce permiten la formación de acumulaciones estables (Andreoli, 2007) del tipo *valley-jams* y *flow-deflection jams* (Figura 3). La granulometría superficial, muestreada en campo con la misma metodología utilizada en el caso del Río Cordon, corresponde a los siguientes diámetros característicos: $D_{16}=15$ mm, $D_{50}=67$ mm, $D_{84}=278$ mm, $D_{90}=356$ mm (Uyttendaele, 2006). El diámetro medio es de 74 mm.

3. METODOLOGÍA

3.1 Definición del inicio del movimiento

El inicio del movimiento de cada partícula que forma parte del cauce en ambos torrentes fue determinado mediante los siguientes tres métodos: a) transporte de piedras coloreadas, b) competencia de las avenidas (*flood competence*) y c) competencia del flujo (*flow competence*). En el torrente Tres Arroyos se aplicaron los métodos a) y c), mientras en el Río Cordon, se aplicaron los métodos a) y b).

El método de la competencia del flujo analiza la dimensión (diámetro) de la partícula mas grande capturada mediante el uso de un muestreador de arrastre de fondo, y lo relaciona al caudal instantáneo medido a la hora de muestreo (Andrews, 1983). En consecuencia, el caudal registrado en el momento del muestreo se define crítico para el transporte de la partícula de diámetro mayor capturado con el muestreador (relación entre Q_{ci} y D_i). En el caso del torrente Tres Arroyos se utilizó un muestreador de tipo *Helley-Smith* (Figura 2, ancho de la boca de muestreo igual a 152 mm y aperturas de la bolsa porosa de 0.25 mm). Aunque la determinación del inicio de movimiento depende de la eficiencia del muestreador, modo de muestreo del mismo y disponibilidad de sedimentos a ser transportados (Buffington y Montgomery, 1997), este método es ampliamente utilizado en estudios de transporte de sedimentos (Andrews, 1983; Carling, 1983). En un reciente estudio, Vericat *et al.* (2006) demostraron cómo los muestreadores del tipo *Helley-Smith* pueden presentar una baja eficiencia de captura de las partículas transportadas al fondo en caso de posicionamiento incorrecto del aparato en el fondo del lecho y en caso de bloqueo por parte de partículas inmóviles de gran dimensión. En el caso del Tres Arroyos, los muestreos de arrastre de fondo se realizaron en el Tres Arroyos desde un puente temporáneo bajo pero lo suficientemente alto para no interferir con el flujo y localizado inmediatamente aguas abajo de la sección de control (Figura 2). En estas condiciones, el operador tuvo siempre buenas condiciones de muestreo, de modo tal de poder considerar la eficiencia de captura siempre aceptable. Además, el ancho de la boca del muestreador ha siempre sido mayor de 5 veces el máximo diámetro capturado (18 mm, en correspondencia de un caudal de $0.67 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), que Vericat *et al.* (2006) indican como condición mínima por el uso eficiente del muestreador *Helley-Smith*. Durante la campaña de muestreo (2002-2004) se obtuvieron muestras mediante el posicionamiento del muestreador desde el puente en tres verticales, de similar interdistancia y

siendo representativo para toda la sección durante un tiempo de 60 segundos en cada punto de muestreo. Además del caudal líquido al momento del muestreo, el diámetro máximo del elemento capturado ha sido determinado (Uyttendaele, 2006).

En lo que se refiere al método de la competencia de las avenidas (*flood competente*), este considera la dimensión (diámetro) de la mayor partícula transportada durante una crecida (D_i), y las relaciona con el caudal máximo (pico) del mismo evento (Q_{ci}). Este método se utilizó en el caso del Río Cordon, considerando los caudal pico de 15 crecidas registradas desde 1986 (Lenzi *et al.*, 2004) y también las curvas granulométricas del material transportado al fondo, de las cuales se derivaron los diámetros máximos capturados por la estación experimental.

La metodología del transporte de las piedras coloreadas ha sido extensamente usada para la determinación del inicio del transporte y para la determinación de la intensidad y longitud de transporte (Wilcock, 1997; Church y Hassan, 2002; Lenzi, 2004). El método prevé el posicionamiento de una suficiente cantidad de partículas coloreadas sobre el lecho del cauce y en el monitoreo del transporte después ciertas avenidas. Se considera crítico el caudal hábil al desplazamiento de una partícula por una longitud mínima igual al diámetro de la partícula misma. Se supone entonces que el diámetro superior de la clase granulométrica más gruesa movilizadada durante un evento (D_i) tiene un caudal crítico de movimiento (Q_{ci}) igual al caudal máximo ocurrido durante la crecida. En el caso del Tres Arroyos, un total de 98 partículas, con diámetros entre 50 y 350 mm fueron posicionadas sobre el cauce (Figura 2). En el Río Cordón, dos grupos de 430 piedras con un tamaño entre 32 y 512 mm fueron puestos en el torrente y fueron monitoreados en sus movimientos después de varias avenidas, incluyendo un evento extraordinario con recurrencia aproximada de 50 años (Lenzi, 2004; Lenzi *et al.*, 2004).

3.2 Sección representativa y ley de resistencia al flujo

Para poder relacionar el tamaño del sedimento (D_i) con las variables hidráulicas (radio hidráulico R_h , calado h , ancho B , área mojada A) correspondientes al caudal crítico del inicio de movimiento (Q_{ci}), es necesario elegir una sección transversal representativa y una ley de resistencia hidráulica que describa la rugosidad a diferentes niveles hidrométricos. Las dos secciones representativas de los dos torrentes fueron elegidas entre 5 (para el Tres Arroyos) y 30 (para el Río Cordon) secciones transversales medidas topográficamente en campo en el 2004. Como secciones representativas se consideraron las que mayormente se acercaban al promedio en las relaciones entre $h-R_h$, $h-B$ y $h-A$, de las varias secciones transversales.

Por lo que concierne la ley de resistencia hidráulica, se usó para ambos torrentes una fórmula empírica experimental derivada de numerosas mediciones de campo de velocidad media y geometría hidráulica en varios tramos a *step-pools* del Río Cordon (Comiti *et al.*, 2007)

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Caudal crítico

El rango de caudales críticos identificados depende de la metodología utilizada para identificar las condiciones del inicio de movimiento. El método de la competencia del flujo, implicando el uso de un muestreador manual, permite ser usado solo durante caudales medio-bajos, cuando el transporte sólido es de baja intensidad. Los caudales medidos durante las campañas de muestreo en el Tres Arroyos, varían entre 0.08 y 0.84 m³ s⁻¹, con un diámetro mayor de los sedimentos

capturados con el *Helley-Smith* entre 1 y 18 mm. El método de la competencia de las avenidas (*flood competence*) aplicado en el Río Cordón, permitió medir las condiciones del inicio de movimiento para caudales mayores (entre 1.47 y 10.41 m³ s⁻¹) y, consecuentemente, permitió también investigar un mayor tamaño de sedimentos (desde 90 hasta 1024 mm). El transporte de las piedras marcadas, permitió la investigación de caudales menores para el Tres Arroyos (desde 0.51 hasta 3.75 m³ s⁻¹) respecto al Río Cordón (desde 0.50 hasta 4.80 m³ s⁻¹), con un rango de tamaño de los sedimentos transportados entre 50-350 y 38-430 mm, respectivamente.

Considerando la totalidad de los datos a disposición (N=98), la relación entre el caudal crítico unitario (q_{ci} , en m² s⁻¹) y el tamaño relativo de los sedimentos (D_i/D_{50}) toma forma de potencia con coeficiente y exponente de 0.286 y 0.433, respectivamente (Tabla 2). En la misma tabla se evidencian también los valores de regresión obtenidos usando el caudal crítico adimensional (q_{ci}^*), y el esfuerzo crítico dimensional (t_{ci} , en N m⁻²) y adimensional (t_{ci}^*). Sin embargo, las regresiones son significativamente diferentes cuando los métodos de muestreo son analizados en forma independiente (Tabla 2). Considerando por separado el Río Cordón y el Tres Arroyos, los exponentes de las relaciones entre q_{ci} y D_i/D_{50} son, respectivamente, de 0.619 y 0.373. Expresando el caudal unitario crítico en forma adimensional ($q_{ci}^* = q_{ci} / (gD_i^3)^{0.5}$), se aprecia mejor la diferencia de exponentes para los dos cursos de agua (Figura 4), con un valor menor para el Río Cordón (-0.881) y mayor para el Tres Arroyos (-1.128).

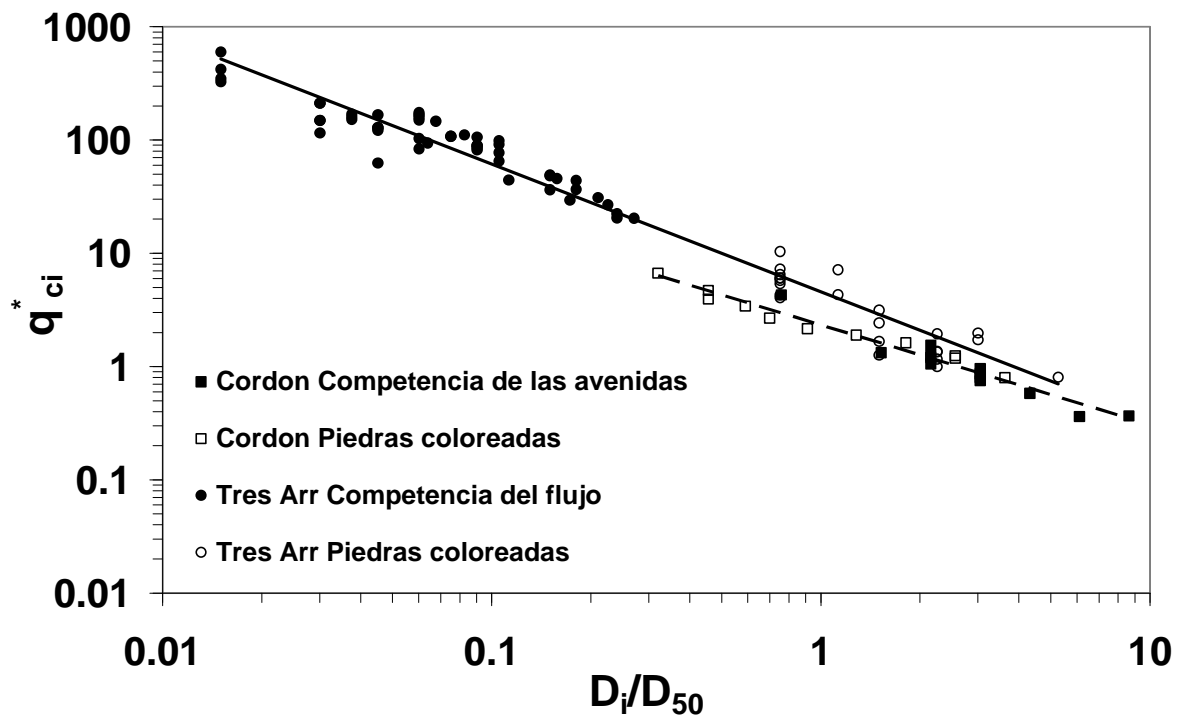


Figura 4. Relación entre el caudal crítico unitario adimensional (q_{ci}^*) y el tamaño relativo de los sedimentos D_i/D_{50} . Las regresiones obtenidas para los dos ríos son evidenciadas por separado (Tres Arroyos en línea continua y Río Cordón en línea intermitente).

Tabla 2. Estadísticas de las regresiones entre el caudal crítico unitario (q_{ci}), el caudal crítico unitario adimensional (q^*_{ci}) y la fuerza tangencial adimensional (t^*_{ci}), en función del tamaño relativo de los sedimentos (D_i/D_{50}).

	N	a	b	R ²	Error Estándar
$q_{ci}=a(D_i/D_{50})^b$					
Cordon Competencia de las avenidas	13	0.342	0.475	0.754	0.071
Cordon Piedras coloreadas	11	0.299	0.724	0.965	0.049
Tres Arroyos Competencia del flujo	51	0.422	0.561	0.692	0.123
Tres Arroyos Piedras coloreadas	23	0.225	0.364	0.228	0.160
Río Cordon	24	0.298	0.619	0.915	0.070
Tres Arroyos	74	0.247	0.372	0.746	0.147
Todos los datos	98	0.286	0.433	0.833	0.145
$q^*_{ci}=a(D_i/D_{50})^b$					
Cordon Competencia de las avenidas	13	2.674	-1.025	0.936	0.071
Cordon Piedras coloreadas	11	2.335	-0.776	0.969	0.049
Tres Arroyos Competencia del flujo	51	7.864	-0.943	0.863	0.122
Tres Arroyos Piedras coloreadas	23	4.181	-1.136	0.766	0.160
Río Cordon	24	2.326	-0.881	0.956	0.070
Tres Arroyos	74	4.591	-1.128	0.964	0.147
Todos los datos	99	3.743	-1.191	0.966	0.166
$t^*_{ci}=a(D_i/D_{50})^b$					
Cordon Competencia de las avenidas	13	0.205	-0.723	0.955	0.041
Cordon Piedras coloreadas	11	0.190	-0.578	0.981	0.029
Tres Arroyos Competencia del flujo	51	0.288	-0.678	0.910	0.070
Tres Arroyos Piedras coloreadas	23	0.201	-0.792	0.830	0.091
Río Cordon	24	0.189	-0.639	0.971	0.041
Tres Arroyos	74	0.212	-0.787	0.976	0.084
Todos los datos	98	0.211	-0.783	0.982	0.080
$t_{ci}=a(D_i)^b$					
Cordon Competencia de las avenidas	13	108.471	0.278	0.774	0.071
Cordon Piedras coloreadas	11	50.116	0.422	0.968	0.049
Tres Arroyos Competencia del flujo	51	82.044	0.321	0.698	0.123
Tres Arroyos Piedras coloreadas	23	92.915	0.208	0.263	0.160
Río Cordon	24	66.979	0.360	0.918	0.070
Tres Arroyos	74	96.407	0.210	0.747	0.147
Todos los datos	98	84.967	0.284	0.852	0.145

4.2. Esfuerzo tangencial crítico

La forma mas común de expresar el estado crítico de inicio del movimiento de partículas incoherentes en un cauce es la del esfuerzo tangencial crítico, evaluado como $t_{ci} = Rh_c * S * \rho * g$ donde Rh_c es el radio hidráulico crítico (en m) correspondiente a la descarga crítica para el movimiento de un cierto D_i , S es la pendiente (en $m \cdot m^{-1}$), ρ es la densidad del flujo (en $kg \cdot m^{-3}$) y g es la aceleración de la gravedad (en $m \cdot s^{-2}$). La relación entre el esfuerzo tangencial y el

diámetro de las partículas se visualiza en la Figura 5. En la misma figura se evidencian las relaciones propuestas por los siguientes Autores (t_{ci} en $N\ m^{-2}$ y D_i en m):

$$\text{Hammond } et\ al.\ (1984) \quad \text{por } 5 < D_i < 40\ \text{mm} \quad t_{ci} = 38 \cdot D_i^{0.42} \quad (3)$$

$$\text{Carling (1983)} \quad \text{por } 10 < D_i < 200\ \text{mm} \quad t_{ci} = 63 \cdot D_i^{0.38} \quad (4)$$

$$\text{Fahnestock (1963)} \quad \text{por } 60 < D_i < 480\ \text{mm} \quad t_{ci} = 176 \cdot D_i^{0.48} \quad (5)$$

Es evidente como los valores de esfuerzo tangencial medidos en el Río Cordon y en el Tres Arroyos sean más altos de los obtenidos a través de las citadas ecuaciones, calibradas para ríos de grava y sin formas de fondo muy desarrolladas. De hecho los coeficientes de las regresiones obtenidas (Tabla 2) son más alto de los citados. En relación a los exponentes de las regresiones (Tabla 2), estos son más bajos de los exponentes de las ecuaciones (3), (4) y (5).

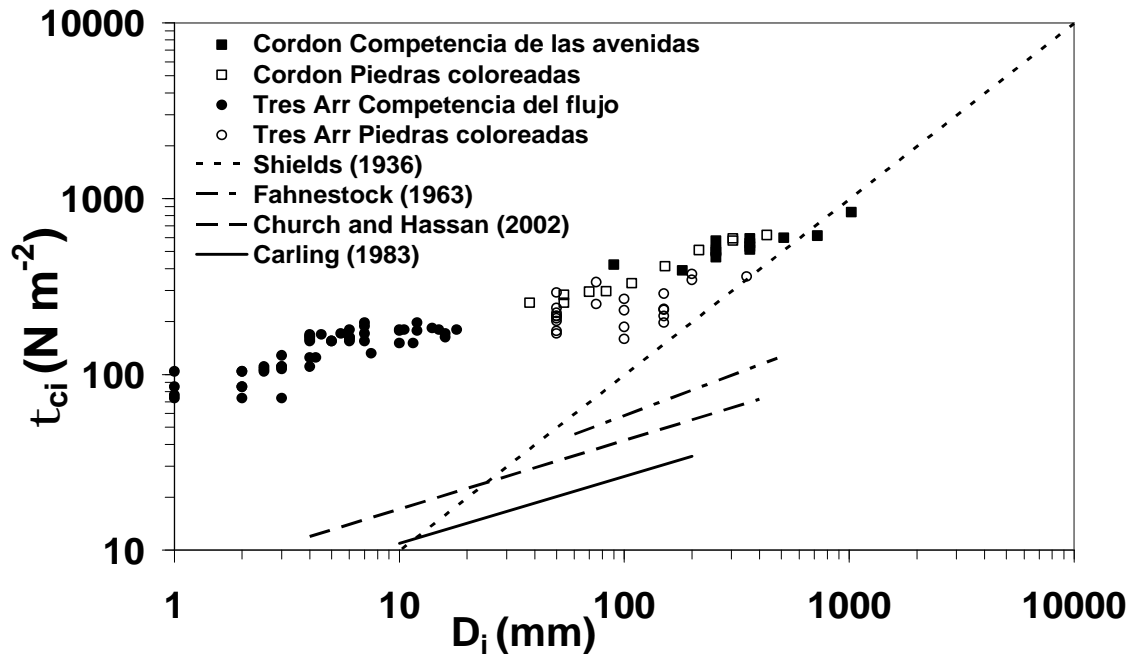


Figura 5. Relación entre el esfuerzo tangencial crítico (t_{ci}) y el tamaño de los sedimentos transportados D_i . Son graficadas también las ecuaciones 3, 4, 5 y la formula de Shields (1936).

Aunque el uso del método del esfuerzo crítico tangencial implique la posibilidad de cometer mayores errores de evaluación en caso de ríos de montaña (Bathurst *et al.*, 1987; Ferguson, 2005), el grado de selectividad/equimovilidad del transporte de fondo se cuantifica normalmente a través del exponente (b) de la relación entre t_{ci}^* y D_i/D_{50} (Tabla 2 y Figura 6). Un valor cercano a 1, sugiere condiciones de equimovilidad, mientras valores inferiores a la unidad implican un inicio del transporté sólido de forma mas selectiva (Parker *et al.*, 1982). Considerando todo los datos a disposición, el exponente de -0.783 sugiere un inicio de movimiento selectivo ($b < 1$) y un alejamiento de las condiciones de equimovilidad. Este valor de $b = -0.783$ (Tabla 2) se acerca a los valores obtenidos durante estudios realizados en ríos de granulometría gruesa y heterogénea (*gravel-bed rivers*) con morfologías de tipo rápido-remanso (*riffle pools*) ($b = -0.74$ por Ashworth

y Ferguson, 1989; $b = -0.68$ por Carling, 1983), y también asemeja al valor publicado por Marion y Weirich en 2003 ($b = -0,73$) que estudiaron el transporte sólido en un río con morfologías de salto-resalto o *step-pool* (Toots Creek, Ouachita Mountains, USA).

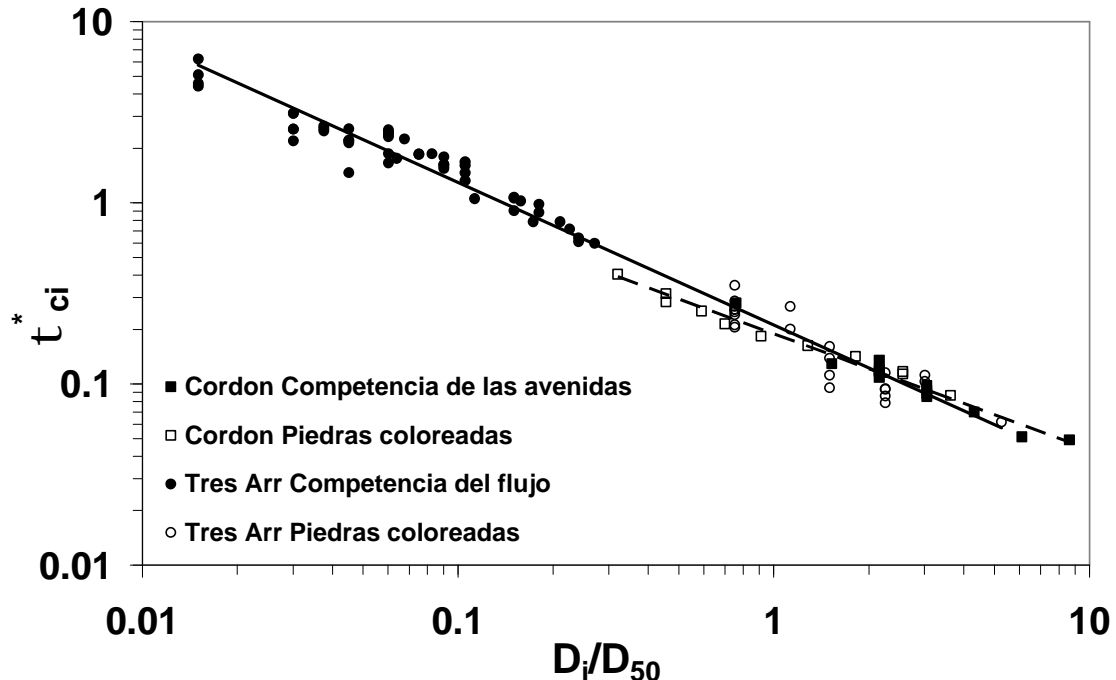


Figura 6. Relación entre la fuerza tangencial adimensional (t_{ci}^*) y D_i/D_{50} . Las regresiones entre ambas variables para Tres Arroyos (línea continua) y Río Cordon (línea discontinua)

El valor inferior del exponente para el Río Cordon ($b = -0.639$), en comparación con el Tres Arroyos ($b = -0.787$), sugiere un mayor grado de transporte selectivo en el inicio del movimiento para el primer curso de agua (Figura 6). Esto puede, por lo menos parcialmente, ser interpretado por los mayores efectos de escondido-protección que proporcionan las partículas más gruesas a las más pequeñas (*hiding-protrusion*) en el Río Cordon, debido a la mayor heterogeneidad de los sedimentos. Sin embargo, es también probable que las incertidumbres en las comparaciones de datos adquiridos para la aplicación de diferentes métodos (Buffington y Montgomery, 1997), contribuyan a definir la diferencia en el valor de b de los dos ríos. De otra parte, Mao y Lenzi (2007) analizando el transporte sólido fraccional de 15 avenidas llegaron a la conclusión de que el transporte sólido en el Río Cordon ocurre en forma selectiva solo durante eventos ordinarios o de baja intensidad (tiempo de recurrencia < 5 años), mientras que la condición de movimiento en estado de equimovilidad se manifiesta durante crecidas poco frecuentes y de elevada magnitud (tiempo de recurrencia > 50 años).

Los valores de los coeficientes a en la relación t_{ci}^* versus D_i/D_{50} (Tabla 2), que representan el valor del esfuerzo crítico adimensional necesario para el movimiento de una partícula de diámetro igual al D_{50} , son muy altos en comparación con estudios previos (Parker *et al.*, 1982; Andrews, 1983; Carling, 1983; Ashworth y Ferguson, 1989). Esto puede ser explicado solo parcialmente por los diferentes métodos aplicados, siendo la mayor causante el efecto de una mayor rugosidad en torrentes de montaña respecto a ríos de gravas de pendiente mas moderada. Sin embargo, los dos torrentes estudiados presentan morfología del cauce a salto-remansos (*step-pools*) muy desarrolladas, que representan una forma adicional muy importante de resistencia al

flujo (Petit, 1990; Buffington y Montgomery, 1997; MacFarlane y Wohl, 2003; Canovaro *et al.*, 2004). Los *step-pools* induciendo una importante disipación de energía, provocan un aumento aparente del esfuerzo tangencial crítico adimensional (Chin y Wohl, 2005). De hecho, usando todos los datos, el coeficiente a asume el valor de 0.211 (Tabla 2), mucho más alto del rango de valores de 0.04-0.08 reportados en presencia de ríos sin formas de fondo tan desarrolladas. Esto no es sorprendente considerando que no ha sido considerada ninguna partición del esfuerzo tangencial en el cálculo del valor de t_{ci}^* . Canovaro *et al.* (2004) han recientemente determinado a través de experimentaciones de laboratorio, que los *step-pools* contribuyen al 80% de la resistencia al flujo. También Wilcox y Wohl (2006) encontraron que la contribución de las formas de fondo a escalones a la resistencia al flujo total en ríos de alta pendiente es del 70-90%. Descontando el aporte del 80% de los *step-pools* a la resistencia al flujo, el valor obtenido (20% de 0.211) es de aproximadamente 0.04, comparable a los esfuerzos crítico adimensionales para el movimiento de una partícula de diámetro igual al D_{50} , en ríos sin formas de fondo (Buffington y Montgomery, 1997).

La diferencia en los valores de a en la relación t_{ci}^* versus D_i/D_{50} (Tabla 2; Figura 6) para el Tres Arroyos (0.212) y el Río Cordón (0.189) sugiere una mayor disipación de energía en el torrente Andino. Lo anterior es confirmado por la presencia de *step-pools* en un tramo de 100m, aguas arriba de la estación principal del Tres Arroyos, que están más desarrollados que aquellos presentes en la cuenca Alpina. Además, la gran cantidad de madera presente en el cauce del Tres Arroyos, permite la formación de *log-steps* y *valley-jams* (Andreoli, 2007), que son acumulaciones de detrito vegetal organizadas transversalmente a la corriente. Estas formaciones, además de retener sedimentos, aumentar la diversidad morfológica y permitir la excavación de pozas aguas abajo, tienen el poder de aumentar considerablemente la resistencia total al flujo (Curran y Wohl, 2003; MacFarlane y Wohl, 2003). Para torrentes con formas de fondo a escalones (*step-pool*) Wilcox y Wohl (2006) han medido mayor resistencia hidráulica en el caso de presencia adicional de detrito leñoso. En el caso del Tres Arroyos, en los 300 m aguas arriba de la estación fluviométrica Andreoli (2007) ha medido cantidades de 2000 m³ de detrito leñoso por hectárea de canal (~ 1000 m³ por km de cauce) y ha evaluado que el 40% de los escalones están constituidos por acumulaciones de material leñoso. Por otra parte, en el Río Cordón no hay ningún *log-step* u otro tipo de organización de material leñoso debido a que sólo el 7% de la cuenca está cubierta por vegetación arbórea.

CONCLUSIONES

La cuantificación del estado crítico de inicio de movimiento de partículas no cohesivas es muy importante en muchas aplicaciones de ingeniería hidráulica, fluviomorfología y ecohidrología. Su cuantificación en los dos sitios de estudio considerados pone de manifiesto como distintas metodologías de evaluación puedan conducir a resultados diferentes, pero más importante, como en los ríos considerados, el inicio de movimiento esté asociado más bien al concepto de transporte selectivo que a aquel de la “equimovilidad”. Esto confirma el *hiding/protrusion effect* proporcionado por las granulometrías particularmente heterogéneas de los sedimentos. Además, este estudio confirma el efecto de la macrorugosidad del lecho (morfología a *step-pools*) en la disipación energética y en el aumento aparente del esfuerzo tangencial crítico adimensional. Los mayores valores de esfuerzo tangencial adimensional (t_{ci}^*) para el Tres Arroyos respecto al Río Cordón se justifican por la presencia de *step-pools* más desarrollados y por la ocurrencia de acumulaciones de detrito leñoso en el cauce del Tres Arroyos.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se desarrolló en el marco de una tesis de doctorado, apoyada con fondos del Gobierno Chileno provenientes del programa MECESUP y de la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica. La tesis de doctorado se realizó como parte del programa de co-tutela existente entre la Universidad Austral de Chile y la Università degli Studi di Padova (Italia). El análisis y la elaboración de los datos relativos al presente artículo ha sido efectuado en el marco de las actividades desarrolladas por la Universidad Austral de Chile y por la Universidad de Padua (Italia) en el ámbito del proyecto financiado por la Unión Europea, EPIC FORCE (INCO-CT2004-510739, "Evidence-based policy for integrated control of forested river catchments in extreme rainfall and snowmelt, política basada sobre evidencias para el control integrado de las cuencas fluviales forestadas en presencia de eventos extremos". Los autores agradecen especialmente a la Dirección General de Aguas por haber iniciado en el año 1997 el programa de monitoreo de la cuenca del Estero Tres Arroyos en la Reserva Forestal de Malalcahuello, y por su continuo apoyo y soporte a las actividades de medición de campo realizadas en el periodo 1997-2007.

REFERENCIAS

- Aguirre-Pe, J., M.L. Olivero, y A.T. Moncada. 2003. Particle densimetric Froude number for estimating sediment transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(6), 428-437.
- Andreoli, A. 2007. Volume and Characteristics of Woody Debris in Mountain Rivers of Italian Dolomites and Southern Andes. Thesis Doctoral. Università di Padova, Italia y Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile. 116 p.
- Andrews, E.D. 1983. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1225-1231.
- Ashworth, P.J., y R.I. Ferguson. 1989. Size-selective entrainment of bedload in gravel-bed streams. *Water Resources Research*, 25, 627-634.
- Bathurst, J.C., W.H. Graf, y H.H. Cao. 1987. Bed load discharge equations for steep mountain rivers. En: Thorne, C.R., J.C. Bathurst, y R.D. Hey (eds.), *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers*. Wiley, Chichester, UK, 453-491.
- Buffington, J.M., y D.R. Montgomery. 1997. A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water Resources Research*, 33, 1993-2029.
- Canovaro, F., E. Paris, y L. Solari. 2004. Influence of macro-roughness arrangements on flow resistance. En: Greco, M., A. Carravetta, y R. Della Morte (eds.), *River Flow 2004 Conference Proceedings*, Taylor y Francis, London, 287-293.
- Carling, P.A. 1983. Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 135-138.
- Chin, A., y E.E. Wohl. 2005. Toward a theory for step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography*, 29(3), 275-296.
- Church, M., y M.A. Hassan. 2002. Mobility of bed material in Harris Creek. *Water Resources Research*, 38(11), doi:10.1029/2001WR000753.
- Comiti, F., L. Mao, A. Wilcox, E.E. Wohl, y M.A. Lenzi. 2007. Field-derived relationships for flow velocity and

resistance in high-gradient streams. *Journal of Hydrology*, 340, 48-62.

Curran, J.H., y E.E. Wohl. 2003. Large woody debris and flow resistance in step-pool channels, Cascade Range, Washington. *Geomorphology*, 51, 141-157.

Fahnestock, R.K. 1963. Morphology and hydrology of a glacial stream - White River, Mount Rainer, Washington. USGS Professional Papers, 442-A, 70.

Ferguson, R.I., 2005. Estimating critical stream power for bedload transport calculations in gravel-bed rivers. *Geomorphology*, 70, 33-41.

Hammond, F.D.C., A.D. Heathershaw, y D.N. Langhorne. 1984. A comparison between Shields' threshold criterion and the movement of loosely packed gravel in a tidal channel. *Sedimentology*, 31, 51-62.

Iroumé, A. 2003. Transporte de sedimentos en una cuenca de montaña en la Cordillera de los Andes de la Novena Región de Chile. *Bosque*, 24(1), 125-136.

Lenzi, M.A. 2004. Displacement and transport of marked pebbles, cobbles and boulders during floods in a steep mountain stream. *Hydrological Processes*, 18(10), 1899-1914.

Lenzi, M.A., L. Mao, y F. Comiti. 2004. Magnitude-frequency analysis of bed load data in an Alpine boulder bed stream. *Water Resources Research*, 40, W07201, doi:10.1029/2003WR002961.

MacFarlane, W.A., y E.E. Wohl. 2003. Influence of step composition on step geometry and flow resistance in step-pool streams of the Washington Cascades. *Water Resources Research*, 39(2), DOI 10.1029/2001WR001238.

Mao, L., y M.A. Lenzi. 2007. Sediment mobility and bedload transport conditions in an alpine stream. *Hydrological Processes*, 21(14), 1882-1891

Marion, D.A., y F. Weirich. 2003. Equal-mobility bed load transport in a small, step-pool channel in the Ouachita Mountains. *Geomorphology*, 55, 139-154.

Parker, G., P.C. Klingeman, y D.G. McLean. 1982. Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *Journal of the Hydraulic Division ASCE*, 108(4), 544-571.

Petit, F. 1990. Evaluation of grain shear stresses required to initiate movement of particles in natural rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 135-148.

Schoklitsch, A., 1962. *Handbuch des Wasserbaues*. Springer-Verlag, Wien, Austria.

Shields, A., 1936. Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitt. Preuss. der Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*. Berlin, 26, pp. 26.

Uyttendaele, G.P. 2006. Procesos de transporte de sedimentos en áreas de montaña, comparación entre la cuenca del Río Cordón (Alpes, Italia) y el Estero los Tres Arroyos (Andes, Chile). Thesis Doctoral. Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile y Università degli Studi di Padova, Italia, 236 p.

Vericat, D., M. Church, y R.J. Batalla. 2006. Bed load bias: Comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) Helley-Smith samplers in a gravel bed river. *Water Resources Research*, 42, W01402, doi:10.1029/2005WR004025.

Wilcock, P.R., 1997. Entrainment, displacement and transport of tracer gravels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(12), 1125-1138.

Wilcox, A.C., y E.E. Wohl. 2006. Flow resistance dynamics in step-pool stream channels: 1. Large woody debris and controls on total resistance. *Water Resources Research*, 42, W05418, doi:10.1029/2005WR004277.