

APLICACIÓN DE FÓRMULAS DE TRANSPORTE DE FONDO A UN RÍO DE GRAVAS: COMPARACIÓN CON LAS TASAS REALES DE TRANSPORTE OBTENIDAS EN EL RÍO TORDERA.

Celso García y María Sala¹

RESUMEN: La instalación de dos trampas automáticas en el lecho de gravas del río Tordera ha permitido medir de manera continua el transporte de fondo durante las crecidas. Estas tasas de transporte han sido comparadas con cinco de las fórmulas más utilizadas en ríos de gravas. Ninguna de ellas predice de manera fiable el transporte de fondo. La ecuación de Parker et al. (1982) obtiene los mejores resultados con una sobrestimación media de 10,6 veces el valor real medido. Estos resultados son consecuencia del tiempo que transcurre entre las crecidas, permitiendo el desarrollo de una coraza superficial y cambiando los tamaños de las partículas que configuran las formas más móviles del lecho.

INTRODUCCIÓN

Desde que du Boys (1879) presentó la primera ecuación para el cálculo del transporte de fondo hasta nuestros días han aparecido un amplio número de fórmulas, basadas en cuatro enfoques, según hayan utilizado:

- La tensión de arrastre sobre el lecho del río (p.e.: du Boys, 1879)
- El caudal (p.e.: Schoklitsch, 1934)
- Una función estocástica para el movimiento (p.e.: Einstein, 1950)
- la potencia hidráulica (p.e.: Bagnold, 1980).

La mayoría de las fórmulas se han desarrollado a partir de experimentos realizados en canales experimentales, con los que se ha intentado obtener una relación entre el transporte de fondo y las condiciones hidráulicas del flujo o la sedimentología. Las fórmulas obtenidas han sido posteriormente mejoradas con más ensayos o con datos de campo (Gomez y Church, 1989). Asimismo, varios autores han realizado detallados análisis extensivos sobre la capacidad de predicción de las diversas fórmulas. Muchos de estos análisis han sido publicados bien en libros de ingeniería como Yalin (1977), Vanoni (1975), Garde y Ranga Raju (1977), Simons y Senturk (1977) y Maza-Álvarez y García-Flores (1996), o bien en artículos científicos de carácter geomorfológico como Carson y Griffiths (1987), Gomez y Church (1989) o Batalla (1997).

El principal problema que se encuentra al aplicar una fórmula es que ésta ha sido elaborada y calibrada con

datos de laboratorio bajo condiciones de flujo uniformes y sobre la base de relaciones específicas entre variables hidráulicas, condiciones sedimentológicas del lecho y tasas de transporte de material. Algunas fórmulas han sido calibradas con datos de un río en particular o derivadas para un río específico (Parker et al., 1982); por ello, al aplicarlas a un río de diferentes características, los resultados no son tan buenos. Las dificultades técnicas en la obtención de datos de campo sobre transporte de fondo han limitado los trabajos de calibración y el desarrollo de nuevas fórmulas o modelos. La falta de bases de datos sobre medidas continuas del transporte de fondo en diferentes ríos, que abarquen un amplio rango de condiciones hidráulicas y sedimentológicas, es una de las dificultades que podría resolver la Geomorfología fluvial apoyando los trabajos de ingeniería y de planificación en la calibración o en la selección de una fórmula.

De manera secundaria hay que destacar, al seleccionar una fórmula para su aplicación, el problema que representa la existencia de varias versiones y las diferentes notaciones utilizadas, así como los errores cometidos por las diferentes versiones de la fórmula original que han pasado de generación en generación repitiéndose sin posibilidad de corrección (Carson y Griffiths, 1987). Es normal encontrarse con que al aplicar los mismos valores a una fórmula, pero en las diferentes versiones, se obtienen datos completamente distintos.

Las fórmulas utilizadas en este trabajo para la predicción de tasas de transporte de fondo y su comparación con las observadas en el río Tordera son las de:

¹ GRAM, Grup de Recerca Ambiental Mediterrània. Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional. Universitat de Barcelona Tel.: 93 440 92 00 ext. 3199 Fax: 93 449 85 10 e-mail: garcia@trivium.gh.ub.es

Artículo publicado en *Ingeniería del Agua*. Vol.5 Num.1 (marzo 1998), páginas 59-72, recibido el 16 de septiembre de 1997 y aceptado para su publicación el 23 de marzo de 1998. Pueden ser remitidas discusiones sobre el artículo hasta seis meses después de la publicación del mismo. En el caso de ser aceptadas, las discusiones serán publicadas conjuntamente con la respuesta de los autores en el primer número de la revista que aparezca una vez transcurrido el plazo indicado.

- Meyer-Peter *et al.* (1934)
- Meyer-Peter y Müller (1948)
- Schoklitsch (1950)
- Bagnold (1980)
- Parker *et al.* (1982)

extraídas de los trabajos originales o bien de alguno de los libros de ingeniería citados anteriormente. Todas ellas derivadas hacia la obtención de tasas de transporte de fondo ($\text{kg f m}^{-1} \text{s}^{-1}$) en peso seco por unidad de tiempo y por unidad de espacio. La selección de las fórmulas se ha realizado en función de su uso para ríos de gravas.

ÁREA DE ESTUDIO

El río Tordera, en su cabecera, es un río perenne con lecho de gravas localizado en la Cordillera Prelitoral de las Cordilleras Costero Catalanas (*Figura 1*). Su red de drenaje transcurre por la vertiente sudoeste del macizo del Montseny. La cuenca de drenaje, en la estación de control del transporte de fondo, tiene un área de 35 km^2 (*Figura 2*). La pendiente media del cauce es del 2% en el tramo de 70 metros aguas arriba de la sección de medida del transporte de fondo. El 87% de la cuenca está configurada por pizarras del Cámbrico, un 11 % por granodioritas y hay pequeñas áreas formadas por diques porfídicos, arcillas rojas y areniscas del Triásico.

El clima de la cabecera del Tordera puede clasificarse como mediterráneo marítimo con una influencia montañosa importante. La precipitación media anual en el centro de la cuenca, situada a 500 m de altitud, oscila entre los 800 y los 1000 mm. En la punta Este de la cabecera (a 1712 m) es de 1042 mm, a partir de un registro de 40 años. Las variaciones en la precipitación son muy acusadas debido al gradiente altitudinal y a la dirección de los vientos. La vegetación cubre más del 80 % de la superficie y forma un bosque de encinas.

El cauce, con una anchura media de 5,5 metros, está formado por una sucesión de rápidos, pozas y lechos planos, en algunos casos con pequeñas barras. Los márgenes que definen el canal tienen una pendiente moderada y el caudal bankfull (cauce lleno) tiene una profundidad media que va desde los 48 a los 60 cm y se corresponde con un caudal superior a los $4,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Debido a la necesidad de diferenciar la superficie o coraza del material que se encuentra debajo de ella o subsuperficie, se realizó una granulometría separada de cada capa. Para caracterizar la superficie se utilizó el método de Wolman (1955) recogiendo partículas a cada paso que efectúa una persona en varias secciones hasta recoger un total de 100 rocas. A cada roca se le mide su eje b y se clasifica en clases granulométricas. En el centro del canal se desvió el agua y se retiraron las partículas expuestas en la superficie. Una vez retiradas estas partículas, y en el mismo lugar, se recogieron 60 kg de muestra volumétrica. Esta muestra, una vez seca, se tamizó a los mismos intervalos granulométricos que la muestra superficial. Los resultados obtenidos por medio de estas dos técnicas son comparables (Kellerhals y Bray, 1971)

y han dado un D_{50} superficial de 53,5 mm y un D_{50} subsuperficial de 15,8 mm. La relación entre la coraza y la subsuperficie ($D_{50}/D_{50\text{sub}}$) es 3,4.

Durante dos años se ha medido el transporte de fondo por medio de dos trampas automáticas con un sistema de presión sobre un cojín (García *et al.*, 1996). Este sistema de medida, también denominado Birbeck, ha sido utilizado con éxito en otros ríos de gravas perennes (Reid *et al.*, 1980), estacionales (Kuhnle *et al.*, 1988) y efímeros (Laronne *et al.*, 1992). Las dos trampas instaladas en el Tordera, conjuntamente con una serie de sensores de nivel, configuran una estación automática que permite la medida de las tasas de transporte, el calado, la pendiente de la superficie del agua y el caudal. En este período de estudio se han registrado cuatro crecidas cuyos datos son los utilizados en este análisis.

La estación automática permite la captura de datos cada minuto. Debido a la variabilidad temporal del transporte de fondo (fluctuaciones producidas por un movimiento discontinuo del material), las tasas de transporte utilizadas corresponden a períodos de quince minutos, es decir, a la media aritmética de los quince valores obtenidos cada minuto (García, 1997). En total doscientos veinte valores correspondientes a momentos de ascenso o descenso en el calado (ver anejo 1).

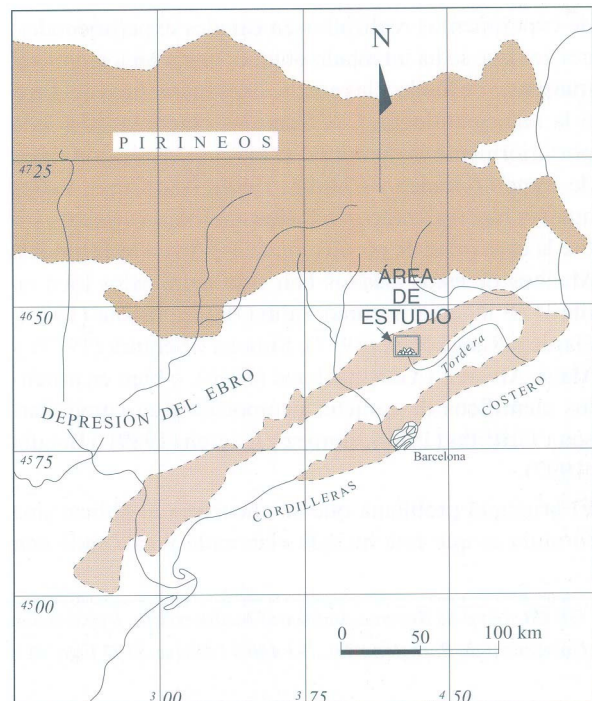


Figura 1. Localización del río Tordera

| | i_b ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) | R (m) | τ ($N\ m^{-2}$) | Q ($m^3\ s^{-1}$) | ω ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) | u ($m\ s^{-1}$) |
|----------|-----------------------------------|----------------|---------------------------|--------------------------|--------------------------------------|------------------------|
| 12/95 | 0,059 | 0,28 | 58,0 | 2,250 | 5,4 | 0,94 |
| 16/12/95 | 0,134 | 0,30 | 60,2 | 2,501 | 5,9 | 0,98 |
| 16/12/95 | 0,036 | 0,32 | 64,4 | 3,015 | 6,8 | 1,07 |
| 16/12/95 | 0,273 | 0,33 | 66,4 | 3,279 | 7,3 | 1,11 |
| 16/12/95 | 0,675 | 0,32 | 65,4 | 3,138 | 7,1 | 1,09 |
| 16/12/95 | 0,313 | 0,32 | 65,5 | 3,153 | 7,1 | 1,09 |
| 16/12/95 | 0,421 | 0,34 | 69,7 | 3,730 | 8,2 | 1,18 |
| 16/12/95 | 0,351 | 0,35 | 72,3 | 4,115 | 8,8 | 1,23 |
| 16/12/95 | 0,223 | 0,41 | 82,8 | 5,842 | 11,8 | 1,45 |
| 16/12/95 | 0,402 | 0,42 | 86,4 | 6,504 | 12,9 | 1,52 |
| 16/12/95 | 0,829 | 0,41 | 83,3 | 5,928 | 11,9 | 1,46 |
| 16/12/95 | 0,180 | 0,42 | 85,2 | 6,278 | 12,5 | 1,50 |
| 16/12/95 | 0,361 | 0,43 | 87,0 | 6,614 | 13,0 | 1,53 |
| 16/12/95 | 0,367 | 0,44 | 89,7 | 7,128 | 13,9 | 1,59 |
| 16/12/95 | 0,342 | 0,42 | 85,7 | 6,365 | 12,6 | 1,51 |
| 16/12/95 | 0,111 | 0,44 | 89,2 | 7,037 | 13,7 | 1,58 |
| 16/12/95 | 0,168 | 0,45 | 91,6 | 7,526 | 14,5 | 1,63 |
| 23/1/96 | 0,104 | 0,30 | 60,5 | 2,529 | 5,9 | 0,99 |
| 23/1/96 | 0,075 | 0,30 | 61,1 | 2,607 | 6,1 | 1,00 |
| 23/1/96 | 0,057 | 0,31 | 62,7 | 2,802 | 6,4 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,170 | 0,31 | 62,9 | 2,824 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,093 | 0,30 | 62,1 | 2,724 | 6,3 | 1,02 |
| 23/1/96 | 0,144 | 0,31 | 62,4 | 2,763 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,048 | 0,31 | 63,1 | 2,848 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,176 | 0,31 | 62,5 | 2,774 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,094 | 0,31 | 62,5 | 2,771 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,119 | 0,31 | 62,8 | 2,813 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,069 | 0,30 | 62,1 | 2,722 | 6,3 | 1,02 |
| 23/1/96 | 0,200 | 0,31 | 62,8 | 2,816 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,035 | 0,31 | 63,2 | 2,855 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,076 | 0,31 | 63,5 | 2,903 | 6,6 | 1,05 |
| 23/1/96 | 0,053 | 0,31 | 62,9 | 2,818 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,110 | 0,31 | 63,1 | 2,852 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,071 | 0,31 | 62,6 | 2,787 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,077 | 0,31 | 63,9 | 2,954 | 6,7 | 1,06 |
| 23/1/96 | 0,030 | 0,31 | 63,7 | 2,921 | 6,7 | 1,05 |
| 23/1/96 | 0,039 | 0,31 | 63,3 | 2,874 | 6,6 | 1,05 |

| | i_b ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) | R (m) | τ ($N\ m^{-2}$) | Q ($m^3\ s^{-1}$) | ω ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) | u ($m\ s^{-1}$) |
|---------|-----------------------------------|----------|---------------------------|------------------------|--------------------------------------|----------------------|
| 23/1/96 | 0,040 | 0,31 | 63,2 | 2,864 | 6,6 | 1,05 |
| 23/1/96 | 0,087 | 0,31 | 62,8 | 2,817 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,042 | 0,31 | 63,2 | 2,862 | 6,6 | 1,05 |
| 23/1/96 | 0,064 | 0,31 | 62,5 | 2,779 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,022 | 0,31 | 62,8 | 2,807 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,089 | 0,31 | 63,1 | 2,845 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,089 | 0,31 | 62,4 | 2,766 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,045 | 0,31 | 62,6 | 2,782 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,110 | 0,31 | 62,6 | 2,782 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,125 | 0,30 | 61,9 | 2,699 | 6,2 | 1,02 |
| 23/1/96 | 0,023 | 0,30 | 62,2 | 2,732 | 6,3 | 1,02 |
| 23/1/96 | 0,098 | 0,31 | 62,3 | 2,751 | 6,3 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,069 | 0,30 | 61,4 | 2,645 | 6,1 | 1,01 |
| 23/1/96 | 0,042 | 0,31 | 62,4 | 2,767 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,011 | 0,31 | 62,4 | 2,767 | 6,4 | 1,03 |
| 23/1/96 | 0,024 | 0,30 | 61,3 | 2,628 | 6,1 | 1,01 |
| 23/1/96 | 0,066 | 0,30 | 61,3 | 2,624 | 6,1 | 1,01 |
| 23/1/96 | 0,051 | 0,30 | 61,1 | 2,606 | 6,1 | 1,00 |
| 23/1/96 | 0,091 | 0,30 | 60,9 | 2,578 | 6,0 | 1,00 |
| 23/1/96 | 0,035 | 0,30 | 61,1 | 2,602 | 6,1 | 1,00 |
| 23/1/96 | 0,069 | 0,30 | 61,3 | 2,629 | 6,1 | 1,01 |
| 23/1/96 | 0,051 | 0,30 | 60,6 | 2,541 | 5,9 | 0,99 |
| 23/1/96 | 0,075 | 0,30 | 60,4 | 2,523 | 5,9 | 0,99 |
| 23/1/96 | 0,052 | 0,30 | 60,6 | 2,551 | 6,0 | 0,99 |
| 23/1/96 | 0,051 | 0,30 | 60,4 | 2,522 | 5,9 | 0,99 |
| 23/1/96 | 0,021 | 0,30 | 60,4 | 2,526 | 5,9 | 0,99 |
| 23/1/96 | 0,118 | 0,29 | 59,8 | 2,451 | 5,8 | 0,97 |
| 23/1/96 | 0,010 | 0,29 | 60,1 | 2,485 | 5,8 | 0,98 |
| 23/1/96 | 0,046 | 0,29 | 60,0 | 2,476 | 5,8 | 0,98 |
| 23/1/96 | 0,014 | 0,29 | 60,2 | 2,495 | 5,9 | 0,98 |
| 23/1/96 | 0,077 | 0,29 | 60,0 | 2,478 | 5,8 | 0,98 |
| 23/1/96 | 0,010 | 0,29 | 59,8 | 2,453 | 5,8 | 0,98 |
| 23/1/96 | 0,042 | 0,29 | 59,6 | 2,427 | 5,7 | 0,97 |
| 23/1/96 | 0,060 | 0,29 | 59,6 | 2,424 | 5,7 | 0,97 |
| 23/1/96 | 0,026 | 0,29 | 59,5 | 2,414 | 5,7 | 0,97 |
| 23/1/96 | 0,052 | 0,29 | 59,2 | 2,385 | 5,6 | 0,96 |
| 23/1/96 | 0,022 | 0,29 | 58,7 | 2,325 | 5,5 | 0,95 |

| | i_b ($kg\ m^{-1}\ S^{-1}$) | R (m) | τ ($N\ m^{-2}$) | Q ($m^3\ s^{-1}$) | ω ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) | u ($m\ s^{-1}$) |
|---------|-----------------------------------|----------|---------------------------|------------------------|--------------------------------------|----------------------|
| 23/1/96 | 0,025 | 0,29 | 58,7 | 2,330 | 5,5 | 0,95 |
| 23/1/96 | 0,040 | 0,29 | 58,8 | 2,333 | 5,5 | 0,95 |
| 23/1/96 | 0,036 | 0,29 | 58,8 | 2,343 | 5,6 | 0,96 |
| 23/1/96 | 0,068 | 0,29 | 58,3 | 2,281 | 5,4 | 0,94 |
| 23/1/96 | 0,013 | 0,28 | 58,1 | 2,258 | 5,4 | 0,94 |
| 23/1/96 | 0,057 | 0,28 | 57,6 | 2,204 | 5,3 | 0,93 |
| 23/1/96 | 0,046 | 0,29 | 58,4 | 2,288 | 5,5 | 0,95 |
| 23/1/96 | 0,070 | 0,28 | 57,5 | 2,192 | 5,3 | 0,93 |
| 23/1/96 | 0,016 | 0,28 | 57,6 | 2,200 | 5,3 | 0,93 |
| 23/1/96 | 0,026 | 0,28 | 57,4 | 2,187 | 5,3 | 0,93 |
| 23/1/96 | 0,035 | 0,28 | 57,5 | 2,198 | 5,3 | 0,93 |
| 23/1/96 | 0,019 | 0,28 | 57,4 | 2,184 | 5,3 | 0,93 |
| 23/1/96 | 0,027 | 0,28 | 57,8 | 2,225 | 5,3 | 0,93 |
| 23/1/96 | 0,051 | 0,28 | 56,5 | 2,087 | 5,1 | 0,91 |
| 23/1/96 | 0,020 | 0,28 | 56,5 | 2,084 | 5,1 | 0,91 |
| 23/1/96 | 0,025 | 0,28 | 56,5 | 2,087 | 5,1 | 0,91 |
| 23/1/96 | 0,026 | 0,27 | 56,0 | 2,037 | 5,0 | 0,90 |
| 23/1/96 | 0,012 | 0,28 | 56,3 | 2,064 | 5,0 | 0,90 |
| 23/1/96 | 0,021 | 0,29 | 59,7 | 2,439 | 5,7 | 0,97 |
| 23/1/96 | 0,039 | 0,30 | 60,3 | 2,508 | 5,9 | 0,99 |
| 23/1/96 | 0,025 | 0,30 | 61,1 | 2,604 | 6,1 | 1,00 |
| 23/1/96 | 0,037 | 0,30 | 61,8 | 2,684 | 6,2 | 1,02 |
| 23/1/96 | 0,018 | 0,31 | 63,0 | 2,836 | 6,5 | 1,04 |
| 23/1/96 | 0,062 | 0,31 | 63,3 | 2,874 | 6,6 | 1,05 |
| 23/1/96 | 0,116 | 0,32 | 64,3 | 3,004 | 6,8 | 1,07 |
| 23/1/96 | 0,041 | 0,32 | 65,0 | 3,087 | 7,0 | 1,08 |
| 23/1/96 | 0,130 | 0,32 | 65,4 | 3,144 | 7,1 | 1,09 |
| 23/1/96 | 0,158 | 0,33 | 66,9 | 3,337 | 7,4 | 1,12 |
| 23/1/96 | 0,200 | 0,33 | 67,4 | 3,406 | 7,6 | 1,13 |
| 23/1/96 | 0,314 | 0,33 | 68,1 | 3,500 | 7,7 | 1,14 |
| 23/1/96 | 0,201 | 0,33 | 68,3 | 3,529 | 7,8 | 1,15 |
| 23/1/96 | 0,299 | 0,34 | 68,9 | 3,618 | 7,9 | 1,16 |
| 23/1/96 | 0,253 | 0,33 | 68,1 | 3,511 | 7,8 | 1,15 |
| 23/1/96 | 0,140 | 0,33 | 67,6 | 3,443 | 7,6 | 1,14 |
| 23/1/96 | 0,089 | 0,34 | 68,4 | 3,546 | 7,8 | 1,15 |
| 23/1/96 | 0,079 | 0,33 | 68,3 | 3,533 | 7,8 | 1,15 |
| 23/1/96 | 0,083 | 0,33 | 68,2 | 3,519 | 7,8 | 1,15 |

TRANSPORTE DE FONDO EN RÍOS

| | i_b ($kgm^{-1}s^{-1}$) | R (m) | τ (Nm^{-2}) | Q (m^3s^{-1}) | ω ($kgm^{-1}s^{-1}$) | u ($m s^{-1}$) |
|----------|-------------------------------|----------|-------------------------|----------------------|----------------------------------|---------------------|
| 23/1/96 | 0,161 | 0,33 | 67,8 | 3,470 | 7,7 | 1,14 |
| 23/1/96 | 0,136 | 0,33 | 67,7 | 3,450 | 7,6 | 1,14 |
| 23/1/96 | 0,092 | 0,33 | 67,3 | 3,397 | 7,5 | 1,13 |
| 14/10/96 | 0,089 | 0,41 | 83,4 | 5,952 | 12,0 | 1,46 |
| 14/10/96 | 0,250 | 0,41 | 83,9 | 6,041 | 12,1 | 1,47 |
| 14/10/96 | 0,128 | 0,40 | 82,5 | 5,779 | 11,7 | 1,44 |
| 14/10/96 | 0,344 | 0,41 | 84,1 | 6,074 | 12,2 | 1,47 |
| 14/10/96 | 0,305 | 0,41 | 84,1 | 6,080 | 12,2 | 1,48 |
| 14/10/96 | 0,070 | 0,41 | 84,1 | 6,071 | 12,2 | 1,47 |
| 14/10/96 | 0,067 | 0,41 | 84,4 | 6,119 | 12,2 | 1,48 |
| 14/10/96 | 0,095 | 0,41 | 83,2 | 5,913 | 11,9 | 1,46 |
| 14/10/96 | 0,085 | 0,41 | 83,0 | 5,879 | 11,8 | 1,45 |
| 14/10/96 | 0,070 | 0,41 | 83,1 | 5,887 | 11,9 | 1,45 |
| 14/10/96 | 0,098 | 0,40 | 82,3 | 5,752 | 11,6 | 1,44 |
| 14/10/96 | 0,058 | 0,40 | 81,6 | 5,617 | 11,4 | 1,42 |
| 14/10/96 | 0,014 | 0,40 | 81,1 | 5,538 | 11,3 | 1,41 |
| 14/10/96 | 0,022 | 0,40 | 80,6 | 5,451 | 11,1 | 1,40 |
| 14/10/96 | 0,031 | 0,39 | 80,1 | 5,360 | 11,0 | 1,39 |
| 14/10/96 | 0,013 | 0,39 | 80,3 | 5,400 | 11,0 | 1,40 |
| 14/10/96 | 0,034 | 0,39 | 80,5 | 5,437 | 11,1 | 1,40 |
| 14/10/96 | 0,041 | 0,39 | 80,0 | 5,352 | 11,1 | 1,39 |
| 14/10/96 | 0,032 | 0,39 | 80,1 | 5,356 | 11,0 | 1,39 |
| 14/10/96 | 0,017 | 0,39 | 80,3 | 5,395 | 11,0 | 1,40 |
| 14/10/96 | 0,024 | 0,39 | 80,0 | 5,355 | 11,0 | 1,39 |
| 14/10/96 | 0,023 | 0,38 | 78,3 | 5,061 | 10,8 | 1,36 |
| 14/10/96 | 0,012 | 0,37 | 75,9 | 4,672 | 10,0 | 1,31 |
| 14/10/96 | 0,022 | 0,36 | 73,2 | 4,250 | 9,3 | 1,25 |
| 12/11/96 | 0,046 | 0,28 | 57,8 | 2,232 | 5,3 | 0,94 |
| 12/11/96 | 0,142 | 0,30 | 61,3 | 2,635 | 6,1 | 1,01 |
| 12/11/96 | 0,054 | 0,31 | 62,4 | 2,760 | 6,4 | 1,03 |
| 12/11/96 | 0,026 | 0,31 | 62,5 | 2,770 | 6,4 | 1,03 |
| 12/11/96 | 0,023 | 0,31 | 62,3 | 2,750 | 6,3 | 1,03 |
| 12/11/96 | 0,014 | 0,31 | 62,7 | 2,794 | 6,4 | 1,03 |
| 12/11/96 | 0,016 | 0,31 | 62,3 | 2,750 | 6,3 | 1,03 |
| 12/11/96 | 0,064 | 0,31 | 62,9 | 2,827 | 6,5 | 1,04 |
| 12/11/96 | 0,160 | 0,32 | 64,7 | 3,054 | 6,9 | 1,08 |
| 12/11/96 | 0,120 | 0,33 | 67,9 | 3,484 | 7,7 | 1,14 |

| | i_b ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) | R (m) | τ ($N\ m^{-2}$) | Q ($m^3\ s^{-1}$) | ω ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) | u ($m\ s^{-1}$) |
|----------|-----------------------------------|----------|---------------------------|------------------------|--------------------------------------|----------------------|
| 12/11/96 | 0,114 | 0,35 | 71,1 | 3,926 | 8,5 | 1,21 |
| 12/11/96 | 0,389 | 0,37 | 76,0 | 4,685 | 9,8 | 1,31 |
| 12/11/96 | 0,280 | 0,37 | 76,4 | 4,744 | 9,9 | 1,32 |
| 12/11/96 | 0,215 | 0,37 | 76,3 | 4,725 | 9,9 | 1,31 |
| 12/11/96 | 0,133 | 0,37 | 76,0 | 4,682 | 9,8 | 1,31 |
| 12/11/96 | 0,144 | 0,37 | 75,1 | 4,540 | 9,6 | 1,29 |
| 12/11/96 | 0,061 | 0,37 | 74,7 | 4,479 | 9,5 | 1,28 |
| 12/11/96 | 0,035 | 0,37 | 74,5 | 4,445 | 9,4 | 1,28 |
| 12/11/96 | 0,039 | 0,36 | 74,1 | 4,385 | 9,3 | 1,27 |
| 12/11/96 | 0,058 | 0,36 | 74,4 | 4,436 | 9,4 | 1,28 |
| 12/11/96 | 0,055 | 0,37 | 74,6 | 4,468 | 9,5 | 1,28 |
| 12/11/96 | 0,070 | 0,37 | 74,5 | 4,453 | 9,4 | 1,28 |
| 12/11/96 | 0,081 | 0,36 | 74,2 | 4,396 | 9,3 | 1,27 |
| 12/11/96 | 0,037 | 0,37 | 74,9 | 4,516 | 9,5 | 1,29 |
| 12/11/96 | 0,040 | 0,37 | 74,8 | 4,500 | 9,5 | 1,28 |
| 12/11/96 | 0,032 | 0,37 | 74,5 | 4,446 | 9,4 | 1,28 |
| 12/11/96 | 0,016 | 0,37 | 74,7 | 4,474 | 9,5 | 1,28 |
| 12/11/96 | 0,042 | 0,36 | 74,0 | 4,376 | 9,3 | 1,27 |
| 12/11/96 | 0,031 | 0,36 | 73,9 | 4,358 | 9,3 | 1,27 |
| 12/11/96 | 0,015 | 0,36 | 73,3 | 4,259 | 9,1 | 1,25 |
| 12/11/96 | 0,037 | 0,36 | 72,9 | 4,195 | 9,0 | 1,24 |
| 12/11/96 | 0,057 | 0,35 | 72,4 | 4,131 | 8,9 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,015 | 0,36 | 72,5 | 4,141 | 8,9 | 1,24 |
| 12/11/96 | 0,039 | 0,35 | 71,7 | 4,025 | 8,7 | 1,22 |
| 12/11/96 | 0,030 | 0,35 | 70,6 | 3,860 | 8,4 | 1,20 |
| 12/11/96 | 0,020 | 0,34 | 70,2 | 3,801 | 8,3 | 1,19 |
| 12/11/96 | 0,011 | 0,34 | 69,8 | 3,739 | 8,2 | 1,18 |
| 12/11/96 | 0,040 | 0,34 | 69,1 | 3,650 | 8,0 | 1,17 |
| 12/11/96 | 0,020 | 0,34 | 68,7 | 3,588 | 7,9 | 1,16 |
| 12/11/96 | 0,011 | 0,34 | 68,4 | 3,543 | 7,8 | 1,15 |
| 12/11/96 | 0,019 | 0,33 | 67,9 | 3,484 | 7,7 | 1,14 |
| 12/11/96 | 0,018 | 0,33 | 67,7 | 3,457 | 7,7 | 1,14 |
| 12/11/96 | 0,020 | 0,33 | 68,3 | 3,539 | 7,8 | 1,15 |
| 12/11/96 | 0,015 | 0,33 | 67,9 | 3,480 | 7,7 | 1,14 |
| 12/11/96 | 0,056 | 0,34 | 68,5 | 3,556 | 7,8 | 1,15 |
| 12/11/96 | 0,021 | 0,34 | 68,8 | 3,604 | 7,9 | 1,16 |
| 12/11/96 | 0,026 | 0,33 | 68,0 | 3,495 | 7,7 | 1,14 |

TRANSPORTE DE FONDO EN RÍOS

| | i_b ($kgm^{-1}s^{-1}$) | R (m) | τ (Nm^{-2}) | Q (m^3s^{-1}) | ω ($kgm^{-1}s^{-1}$) | u ($m s^{-1}$) |
|----------|-------------------------------|----------|-------------------------|----------------------|----------------------------------|---------------------|
| 12/11/96 | 0,023 | 0,33 | 68,0 | 3,489 | 7,7 | 1,14 |
| 12/11/96 | 0,014 | 0,34 | 68,8 | 3,598 | 7,9 | 1,16 |
| 12/11/96 | 0,039 | 0,34 | 69,8 | 3,742 | 8,2 | 1,18 |
| 12/11/96 | 0,041 | 0,35 | 70,7 | 3,882 | 8,4 | 1,20 |
| 12/11/96 | 0,150 | 0,36 | 72,9 | 4,208 | 9,0 | 1,25 |
| 12/11/96 | 0,163 | 0,36 | 74,1 | 4,390 | 9,3 | 1,27 |
| 12/11/96 | 0,055 | 0,35 | 72,3 | 4,111 | 8,8 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,024 | 0,35 | 72,1 | 4,076 | 8,8 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,015 | 0,35 | 72,2 | 4,102 | 8,8 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,014 | 0,35 | 72,2 | 4,098 | 8,8 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,032 | 0,35 | 72,4 | 4,122 | 8,8 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,010 | 0,36 | 72,5 | 4,134 | 8,9 | 1,24 |
| 12/11/96 | 0,062 | 0,36 | 72,8 | 4,182 | 9,0 | 1,24 |
| 12/11/96 | 0,047 | 0,35 | 72,3 | 4,109 | 8,8 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,025 | 0,35 | 72,3 | 4,113 | 8,8 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,035 | 0,35 | 72,0 | 4,063 | 8,7 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,019 | 0,35 | 72,4 | 4,131 | 8,9 | 1,23 |
| 12/11/96 | 0,077 | 0,36 | 72,6 | 4,162 | 8,9 | 1,24 |
| 12/11/96 | 0,028 | 0,36 | 73,4 | 4,278 | 9,1 | 1,25 |
| 12/11/96 | 0,100 | 0,36 | 74,1 | 4,389 | 9,3 | 1,27 |
| 12/11/96 | 0,054 | 0,37 | 75,3 | 4,580 | 9,6 | 1,29 |
| 12/11/96 | 0,076 | 0,37 | 75,6 | 4,618 | 9,7 | 1,30 |
| 12/11/96 | 0,016 | 0,37 | 75,9 | 4,662 | 9,8 | 1,31 |
| 12/11/96 | 0,080 | 0,37 | 75,8 | 4,654 | 9,8 | 1,30 |
| 12/11/96 | 0,058 | 0,37 | 76,5 | 4,759 | 10,0 | 1,32 |
| 12/11/96 | 0,068 | 0,38 | 77,0 | 4,839 | 10,1 | 1,33 |
| 12/11/96 | 0,046 | 0,38 | 78,0 | 5,006 | 10,4 | 1,35 |
| 12/11/96 | 0,092 | 0,38 | 78,5 | 5,086 | 10,5 | 1,36 |
| 12/11/96 | 0,077 | 0,39 | 79,2 | 5,217 | 10,7 | 1,37 |
| 12/11/96 | 0,121 | 0,39 | 80,3 | 5,398 | 11,0 | 1,40 |
| 12/11/96 | 0,146 | 0,40 | 81,2 | 5,558 | 11,3 | 1,42 |
| 12/11/96 | 0,127 | 0,40 | 81,3 | 5,567 | 11,3 | 1,42 |
| 12/11/96 | 0,354 | 0,40 | 82,5 | 5,780 | 11,7 | 1,44 |
| 12/11/96 | 0,191 | 0,41 | 83,1 | 5,886 | 11,9 | 1,45 |
| 12/11/96 | 0,028 | 0,41 | 83,0 | 5,865 | 11,8 | 1,45 |

Para la crecida de mayor magnitud, los datos utilizados corresponden a la fase de ascenso del hidrograma, ya que a partir de un cierto momento las trampas quedaron llenas y no se registraron las tasas de transporte de fondo. Hemos creído conveniente utilizar todas las tasas de transporte en el análisis para comprobar el grado de predicción de las fórmulas ante una base de datos tan amplia y tan diferente entre crecidas.

APLICACIÓN DE LAS FÓRMULAS DE TRANSPORTE DE FONDO

La fórmula de Meyer-Peter et al.

Meyer-Peter et al. (1934) desarrollaron en el laboratorio Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) de Zurich, Suiza, una ecuación para el cálculo del transporte de fondo a partir de los experimentos realizados con gravas uniformes de 5,1 y 28,6 mm y con los datos de Gilbert (1914), una de las bases de datos más utilizada para obtener fórmulas de carga de fondo, cuyos experimentos se realizaron con gravas de 3,17, 4,94 y 7,08 mm.

La fórmula, que tiene la forma de una ecuación basada en el caudal, se expresa en tasa de transporte en peso seco, y es igual a:

$$i_b = (250q^{2/3} S - 42.5 D_{35})^{3/2}$$

donde q es el caudal unitario en $m^2 s^{-1}$, S la pendiente, D_{35} el tamaño característico del sedimento en metros y la tasa de transporte de fondo (i_b) en $kg m^{-1} s^{-1}$. La versión de esta fórmula ha sido extraída de Gomez y Church (1989), con idéntica notación a la de Maza-Álvarez y García-Flores (1996).

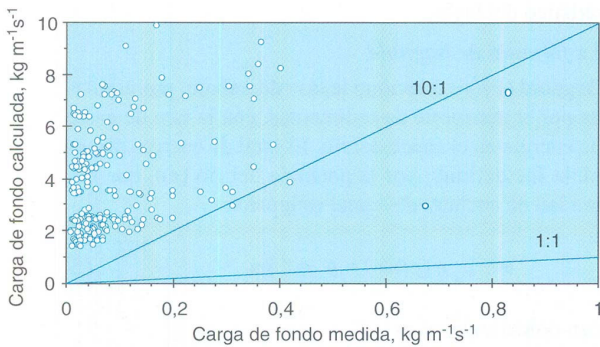


Figura 3. Comparación entre el transporte de fondo medido en el río Tordera y el calculado según la fórmula de Meyer-Peter et al. (1934). La línea continua de 1:1 une los puntos que corresponderían a la predicción exacta y la de 10:1 une los puntos que corresponderían a la predicción diez veces superior al valor real medido en el campo.

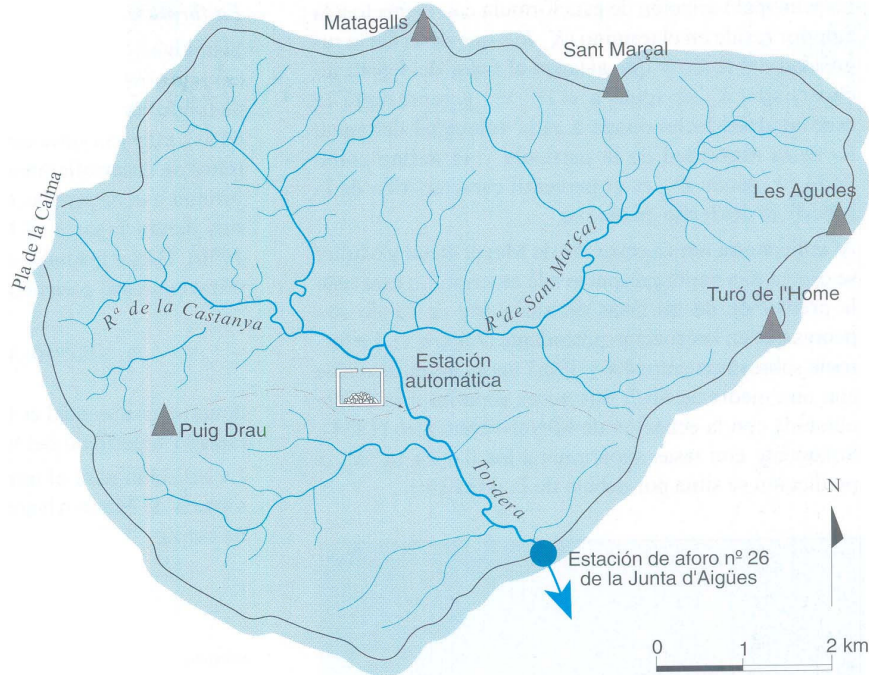


Figura 2. Cuenca alta del río del río Tordera. Localización de la estación automática para el control del transporte de fondo

Al comparar los datos obtenidos con los de campo (Figura 3) se observa que la fórmula sobrestima las tasas de transporte y se aleja de la línea de predicción diez veces superior al valor real (10:1). Las tasas calculadas por la ecuación oscilan entre 2,1 y 226,6 veces las medidas en el campo, con un valor medio de sobrestimación para todos los datos de 43,4 veces.

La fórmula de Meyer-Peter y Müller

Las modificaciones realizadas en la primera fórmula llevaron a Meyer-Peter y Müller (1948) a enunciar una segunda fórmula apoyada en más experimentos con material uniforme y de diferentes tamaños. La relación obtenida, en versión de Garde y Ranga Raju (1977), se expresa como:

$$\left(\frac{K_B}{K_G}\right)^{3/2} \frac{RS}{((\gamma_s - \gamma)/\gamma)D} = \left[0,047 + 0,25 \frac{q_s^{2/3}}{D\{(\gamma_s - \gamma)/\gamma\}^{1/3} g^{1/3}} \right] \tag{2}$$

donde γ_s es el peso específico del sedimento en $kg m^{-3}$, γ es el peso específico del agua, R el radio hidráulico en metros, S la pendiente, D es el tamaño medio de las partículas de la superficie en metros y q_s es el caudal sólido unitario en $m^2 s^{-1}$. Para obtener una tasa de transporte en peso seco ($kg m^{-1} s^{-1}$) el caudal sólido unitario se multiplica por el peso específico del sedimento ($2650 kg m^{-3}$).

La principal variación de esta fórmula con respecto a la anterior reside en el término (K_B/K_G) que describe la rugosidad del lecho y que alcanza el valor de 1 para lechos lisos. K_B es igual a $u/Y^{2/3} \cdot S^{1/2}$ y representa la rugosidad del lecho donde u es la velocidad del agua; K_G es la rugosidad de la partícula y se define como $26/D_{90}^{1/6}$, donde D_{90} es el percentil característico de la superficie del lecho en metros.

Al aplicar esta nueva ecuación de Meyer-Peter y Müller se espera una mejora respecto a la anterior. En este caso la predicción de las tasas de transporte de fondo son peores que en la ecuación precedente (Figura 4). La fórmula sobrestima entre 4,4 y 390,7 veces las tasas reales con una media de 86,7, dos veces superior a la media obtenida con la ecuación de Meyer-Peter *et al.* (1934). Solamente con tasas superiores a los $0,4 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ la predicción se sitúa por debajo de la recta 10:1.

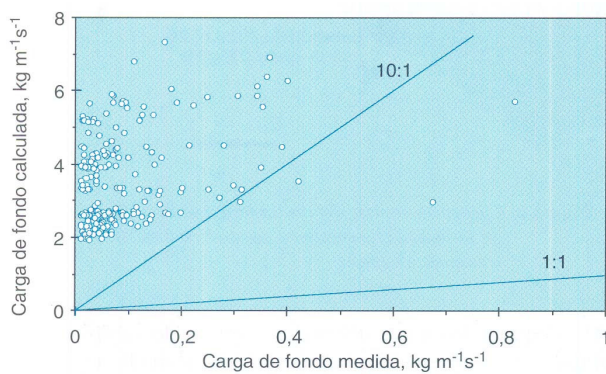


Figura 4. Comparación entre los resultados obtenidos al aplicar la fórmula de Meyer-Peter y Müller (1948) y los medidos en el río Tordera. La línea continua de 1:1 une los puntos que corresponderían a la predicción exacta. La recta 10:1 une los puntos que corresponderían a la predicción diez veces superior al valor real medido en el campo.

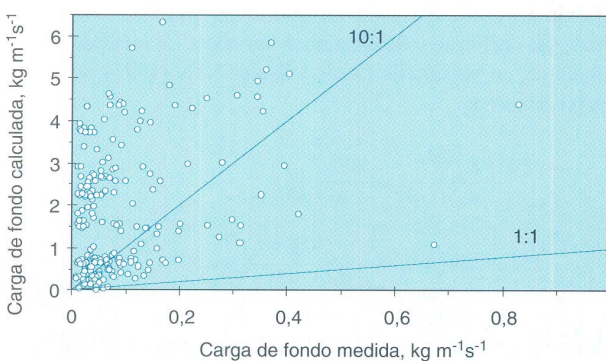


Figura 5. Comparación entre el transporte de fondo medido en el río Tordera y el calculado según la fórmula de Schoklitsch (1943). La línea continua de 10:1 une los puntos que representan una predicción diez veces superior al valor real medido en el campo. La línea continua de 1:1 une los puntos que corresponderían a la predicción exacta.

La fórmula de Schoklitsch

Schoklitsch utilizó el caudal crítico en lugar de la tensión de arrastre para obtener su ecuación de transporte de fondo. Sus experimentos en el laboratorio con arenas de 1-2 mm y la serie de datos de Gilbert (1914) le permitieron desarrollar una primera fórmula en 1934. Esta fórmula fue mejorada con más experimentos y datos de ríos dando lugar a la fórmula de 1943 (Schoklitsch, 1950). Dicha fórmula se basa en la ecuación de caudal crítico unitario para el inicio del movimiento:

$$q_c = 0,26 \{(\rho_s / \rho_w) - 1\}^{5/3} D_{40}^{3/2} S^{-1,17} \quad (3)$$

donde q_c es el caudal crítico unitario en $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$, y D_{40} es el tamaño superficial del lecho en metros.

La ecuación para el transporte de fondo en peso seco, tomada de Maza-Álvarez y García-Flores (1996), queda como:

$$i_b = 2500 S^{3/2} (q - q_c) \quad (4)$$

siendo q el caudal unitario en $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$.

En la Figura 5 se muestran los resultados obtenidos al aplicar la fórmula y compararlos con los valores medidos. Las tasas de transporte de fondo sobrestiman entre 0,9 y 283,3 veces las tasas de transporte medidas, con una media de 42,9 veces el valor real. Estos resultados mejoran notablemente los obtenidos por Meyer *et al.* (1934) y Meyer-Peter y Müller (1948). Un buen número de datos se coloca debajo de la línea de predicción 10:1. Los resultados, en parte, apoyan a los autores que piensan en el caudal como un buen predictor del transporte de fondo en ríos de montaña.

En el apartado de inicio del movimiento hemos visto que la ecuación de caudal crítico unitario de Schoklitsch da un valor más elevado que el observado en el campo, pero al cambiar el D_{40} por el D_{16} el valor se acercaba al medido. Hemos aplicado el percentil D_{16} a la fórmula y los resultados obtenidos son peores, ya que las tasas aumentan considerablemente al bajar el tamaño característico del lecho.

La fórmula de Bagnold

Bagnold (1966) relacionó la tasa de trabajo, representada por el transporte de sedimentos, con la tasa de gasto de energía en el cauce del río. El total de energía disponible fue definido por la potencia del río (ω), que por unidad de anchura del canal es igual a:

$$\omega = \rho_w \cdot g \cdot Q \cdot (S / w) = \rho_w \cdot g \cdot Y \cdot S \cdot u \quad (5)$$

con unidades en w m^{-2} .

Sus experimentos comparaban el río con un motor, el cual debía trabajar a una potencia determinada eficaz para mover el sedimento. La dificultad para establecer la eficiencia del motor junto con la aparición de series de datos de campo fiables con los que poder contrastar su modelo teórico llevaron a Bagnold (1980, 1986) ha-

cia una aproximación empírica. A los datos obtenidos en un canal experimental por Williams (1970) unió las medidas de Leopold y Emmet (1976) en East Fork River (Wyoming) y de Emmet (1976) en los ríos Snake y Clearwater (Idaho y Washington respectivamente) para obtener la fórmula de 1980:

$$i_b = \frac{\gamma_s}{\gamma_s - \gamma} i_b \left[\frac{\omega - \omega_0}{(\omega - \omega_0)_r} \right]^{3/2} \left(\frac{Y}{Y_r} \right)^{-2/3} \left(\frac{D}{D_r} \right)^{-1/2} \quad (6)$$

donde ω_0 es la potencia específica crítica del río y es igual a:

$$\omega_0 = 5,75 \cdot [2,65 \cdot 0,04]^{3/2} (g/\rho)^{1/2} D^{3/2} \log(12Y/D) \quad (7)$$

Los valores de referencia arbitrarios que corresponden a la tasa de transporte (i_{br}), al exceso de potencia específica $((\omega - \omega_0)_r)$, a la profundidad (Y_r) y al tamaño (D_r) son:

$$i_{br} = 0,1 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1} \quad (\omega - \omega_0)_r = 0,5 \text{ W m}^{-2}$$

$$Y_r = 0,1 \text{ m} \quad D_r = 0,0011 \text{ m}$$

En la *Figura 6* se muestran los valores calculados mediante la fórmula de Bagnold y su comparación con los datos reales. El modelo de Bagnold es el que peor se ajusta a las tasas de transporte de fondo medidas en el Tordera. La sobrestimación oscila entre las 31 y 2.864 veces los valores reales. La media es de 624 veces. Sólo en un caso la predicción es 10 veces el valor real.

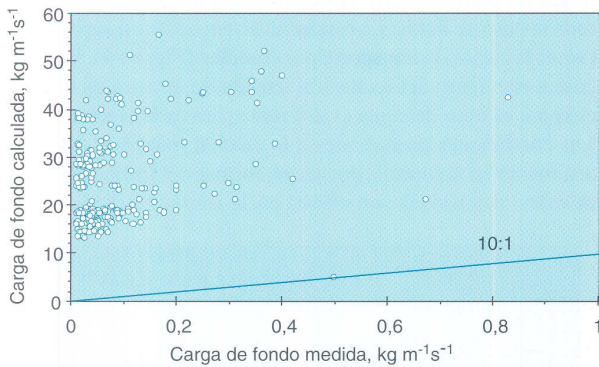


Figura 6. Comparación entre los resultados calculados y los medidos al aplicar la fórmula de Bagnold (1980) en el río Tordera. La línea continua de 10:1 une los puntos que representan una predicción diez veces superior al valor real medido en el campo.

La fórmula de Parker, Klingeman y McLean

La fórmula de Parker et al. (1982) difiere del resto de fórmulas en que se basa única y exclusivamente en datos de campo. Los valores proceden del río Oak Creek, cuya base de datos (Milhous, 1973), como ya hemos comentado a lo largo de este trabajo, es de las más completas y fiables. Oak Creek es un río pequeño, con una anchura media de 3,65 m y una pendiente del 1,4 %.

El Tordera tiene 5,5 m de anchura y una pendiente del 2%. Es importante señalar que este Oak Creek tiene bien desarrollada una coraza superficial con un D_{50} de 54 mm y un D_{50} subsuperficial de 20 mm. Estas características marcaron el desarrollo de la fórmula de Parker et al. (1982), quienes buscaron una relación donde se reflejara el efecto del desarrollo de una coraza superficial en el transporte de fondo. La tasa de transporte de fondo, en peso seco, viene definida por:

$$i_b = 1400 \cdot (W^* \cdot g^{1/2} \cdot (Y \cdot S)^{3/2} / 2,65) \quad (8)$$

donde:

$$W^* = 0.0025 \cdot \exp\{14.2(\phi_{50} - 1) - 9.28 \cdot (\phi_{50} - 1)^2\} \quad (9)$$

$$\text{si } 0,95 < \phi_{50} < 1,65$$

$$W^* = 11,2 \left(1 - \frac{0,822}{\phi_{50}} \right)^{4,5} \quad \text{si } \phi_{50} > 1,65 \quad (10)$$

$$\phi_{50} = \tau^*_{50} / 0,0876 \quad \text{y} \quad \tau^*_{50} = 0,606 \cdot R \cdot S / D_{50sub} \quad (11)$$

donde D_{50sub} es el tamaño medio del sedimento subsuperficial.

Parker et al. (1982) desarrollaron la fórmula al mismo tiempo que la teoría de la movilidad equitativa. A partir del análisis de los datos de Oak Creek encontraron que todos los tamaños exhibían movilidad equitativa una vez alcanzada la condición crítica que rompía la coraza. Por ello, la fórmula sólo es aplicable si $\phi_{50} > 0,95$, es decir, cuando se rompe la coraza. Esto justificaría el uso del D_{50sub} para caracterizar el lecho, porque una vez rota la superficie del lecho es el material de la subsuperficie, de menor tamaño, el que contribuye al transporte de fondo.

Los valores obtenidos por la fórmula de Parker et al. (1982) son los que mejor se ajustan a las tasas reales de transporte de todas las ecuaciones vistas hasta el momento. Una parte importante de los valores predcidos coinciden con los reales. De los valores calculados el máximo es de 78 veces el valor real (*Figura 7*).

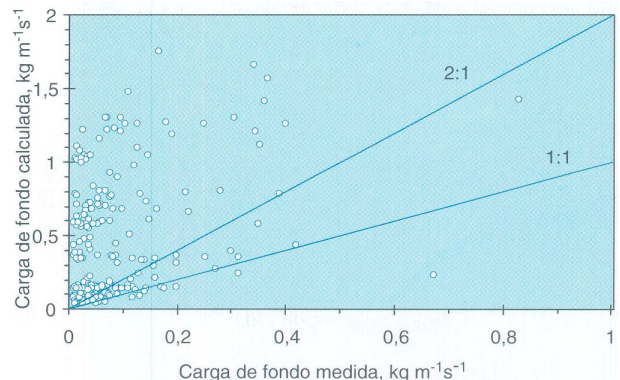


Figura 7. Comparación entre los resultados calculados al aplicar la fórmula de Parker, Klingeman y McLean (1982), y los medidos en el río Tordera. Las rectas 1:1 y 2:1 unen los puntos correspondientes a una predicción perfecta y dos veces superior al valor real, respectivamente

La obtención de estos resultados para el río Tordera se debe a la similitud en algunas características con Oak Creek, como por ejemplo en cuanto a tamaños: el mismo D_{50} superficial de 54 mm y un D_{50} subsuperficial de 16 mm en el Tordera por 20 mm en Oak Creek.

Otro de los factores que justifican su mejor grado de predicción, respecto a las otras fórmulas, sería la presencia de una coraza de la que depende, en gran parte, el transporte de fondo en el río Tordera.

COMPARACIÓN ENTRE LAS FÓRMULAS Y LAS TASAS DE TRANSPORTE DE FONDO

La comparación entre los valores estimados mediante las diferentes fórmulas versus las tasas de transporte de fondo medidas en el Tordera para cinco crecidas ofrece unos resultados decepcionantes: ninguna de las cinco fórmulas analizadas predice de manera fiable las tasas de transporte de fondo, bajo condiciones hidráulicas distintas y cambiantes en un río de gravas como el Tordera. El elevado valor en la estimación de las tasas por medio de las fórmulas se refleja en la *Tabla 1*, donde se muestra los resultados obtenidos al comparar cada valor calculado, mediante las ecuaciones, con el valor real, medido en el campo. En términos generales la fórmula propuesta por Parker *et al.* (1982) presenta los mejores resultados con una sobrestimación media de 10,6 veces el valor real medido. Las ecuaciones de Schoklitsch y Meyer-Peter, en un segundo grupo, sobrevaloran, de manera considerable, el valor real obtenido en el campo con una media de 43 veces. La ecuación de Meyer-Peter y Müller se sitúa en tercer lugar con un valor medio de 86,7. Una de las maneras de comprobar el grado de relación entre las fórmulas y el transporte de fondo es por medio de la tensión de arrastre ejercida por el río durante el transporte (*Figura 8*). En ella se observa que la función de Parker *et al.* (1982) es la única que predice de manera correcta algunas tasas de transporte, y curiosamente aquellas tasas de transporte elevadas que se registran

| | Media aritmética | Desviación típica | Coefficiente de variación |
|----------------------------------|------------------|-------------------|---------------------------|
| Meyer-Peter ('34) | 43,4 | 43.5 | 1 |
| Schoklitsch ('43) | 42,9 | 52.7 | 1.2 |
| Meyer-Peter y Müller ('48) | 86,7 | 79.7 | 0.9 |
| Bagnold ('80) | 623,9 | 579.7 | 0.9 |
| Parker, Klingeman y McLean ('82) | 10.6 | 13.9 | 1.3 |

Tabla 1. Media aritmética, desviación típica y coeficiente de variación obtenidos al comparar el valor calculado por las ecuaciones con el real medido en el campo. La sobrestimación media es para el total de los 220 valores utilizados en el estudio.

con la menor tensión de arrastre. Esto es debido a que la función, derivada a partir de los datos de Oak Creek, utiliza una tensión crítica de arrastre más baja de la que se necesita realmente en el Tordera.

Destaca la ecuación de Schoklitsch (1943) con una buena predicción de las tasas de transporte registradas con las tensiones de arrastre más bajas. Pero a diferencia de la ecuación de Parker *et al.* (1982), la recta de la ecuación tiene una pendiente más elevada que predice un aumento rápido en las tasas de transporte al aumentar la tensión de arrastre. En el gráfico también se refleja la elevada sobrestimación de las fórmulas de Meyer-Peter y Müller y la de Bagnold.

Cabe preguntarse en este punto el porqué de este bajo poder de predicción de las ecuaciones utilizadas para toda la base de datos. La respuesta se encuentra si separamos las tasas de transporte por crecidas (*Figura 9*). El comportamiento del lecho a la tensión de arrastre ejercida por el flujo del agua es diferente para cada crecida. Las condiciones precedentes a la crecida (tamaños del sedimento en la superficie, coraza, formas del lecho más móviles, rugosidad) son claves en la respuesta del le-

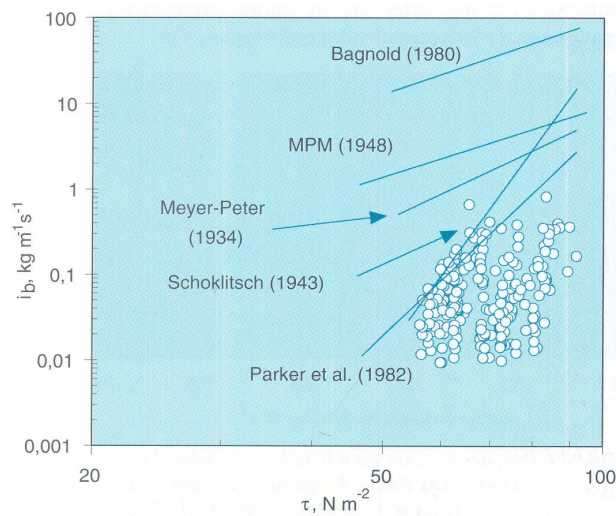


Figura 8. Tasas de transporte de fondo en función de la tensión de arrastre

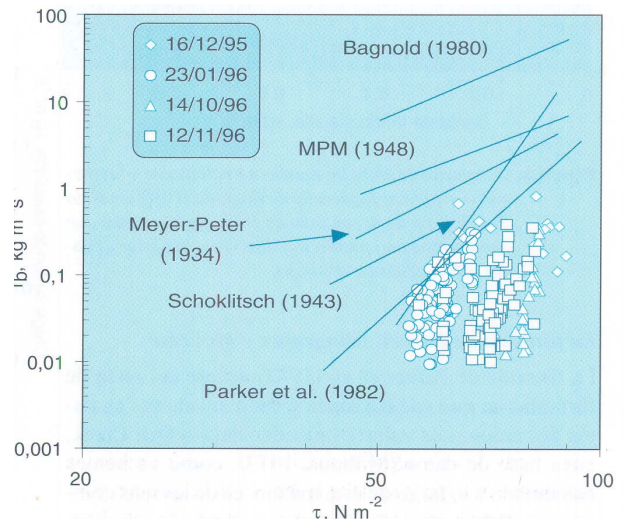


Figura 9. Tasas de transporte de fondo (crecidas) en función de la tensión de arrastre

cho, en forma de transporte de fondo, a la tensión ejercida por el agua. La tensión crítica de arrastre para el inicio del movimiento varía para cada crecida. Si utilizamos el mismo tamaño medio de la superficie del lecho en la aplicación de las fórmulas no tenemos en cuenta un lecho móvil y cambiante entre crecidas; y es éste un punto importante que se debe subsanar al aplicar las ecuaciones de cálculo del transporte de fondo.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este trabajo difieren de otros análisis realizados para ríos de gravas. Gomez y Church (1987) encontraron que la fórmula de Bagnold era la que mejor se ajustaba a los datos utilizados en su estudio, recordando que las tasas de transporte seleccionadas correspondían a condiciones constantes y de transporte en equilibrio, es decir cercanas a la movilidad equitativa de todos los tamaños. Gomez y Church (1986) recomiendan la fórmula de Bagnold si se quiere tener una idea de la magnitud del transporte de fondo y si no se dispone de datos hidráulicos detallados. En cambio Reid *et al.* (1996), comparando los datos obtenidos con trampas automáticas en un río efímero de gravas, Nahal Yatir (Israel), comprobaron que la fórmula de Meyer-Peter y Müller (1948) se ajustaba adecuadamente a los datos obtenidos, mucho mejor que la de Bagnold o Parker. Ello es debido a que Nahal Yatir no presenta una coraza en su superficie y por tanto la disponibilidad de sedimento no viene condicionada por la rotura de la coraza, como sucede en la mayoría de ríos perennes. En este caso, el flujo de agua dispone en todo momento de sedimento y el transporte de fondo responde simplemente a los cambios hidráulicos que se producen durante la crecida.

Para el río Tordera, los malos resultados obtenidos al aplicar las fórmulas seleccionadas a la base de datos se deben a las acusadas variaciones que existen entre crecidas. El desarrollo de una coraza superficial, en algunos casos bien compacta debido al largo tiempo sin crecidas que produzcan arrastre de partículas, y la presencia o falta de agrupaciones de material fino (entre 2 y 16 mm) muy móviles, que son la primera fuente de sedimento a transportar por el río, condicionan el inicio del movimiento y las tasas de transporte entre crecidas (García, 1997).

Como recomendación, para futuras aplicaciones de fórmulas en el cálculo del transporte de fondo, la fórmula de Parker *et al.* (1982) es la que mejor resultados obtiene en un río de gravas con parámetros físicos similares al río Tordera. Pero se debe tener en cuenta que la granulometría del lecho varía, de manera importante, durante las crecidas; y que de una correcta caracterización granulométrica del lecho dependerán los resultados finales de cualquier estudio. Por ello, la toma de muestras granulométricas permite la caracterización del lecho para aquellas condiciones sedimentológicas que ha impuesto la última crecida; pero se debe tener en cuenta, que el paso de otra crecida de cauce lleno o de mayor magnitud nos cambiará la granulometría del lecho fluvial, así como la disposición de las formas fluviales y su rugosidad.

LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|----------------|--|
| g | aceleración de la gravedad |
| i_b | tasa de transporte de fondo |
| q | caudal unitario |
| q_c | caudal crítico para el inicio del movimiento |
| q_s | caudal sólido unitario |
| u | velocidad del flujo |
| u^* | velocidad de corte |
| w | anchura del cauce |
| D_i | tamaño i de las partículas de la superficie del lecho |
| D_{50} | tamaño medio de las partículas |
| D_{50sub} | tamaño medio de las partículas de la subsuperficie del lecho |
| K_B | rugosidad del lecho |
| K_G | rugosidad de la partícula |
| Q | caudal |
| R | radio hidráulico |
| Re^* | número de Reynolds de la partícula |
| S | pendiente de la superficie del lecho |
| Y | calado |
| Y_c | calado crítico |
| γ | peso específico del agua |
| γ_s | peso específico del sedimento |
| ρ_w | densidad del agua |
| ρ_s | densidad del sedimento |
| τ | tensión media de arrastre |
| τ_c | tensión crítica de arrastre |
| ω | potencia hidráulica |
| ω_o | potencia hidráulica crítica para el inicio del movimiento |
| $\bar{\omega}$ | potencia hidráulica crítica media |

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto AMB93-0418 de la CICYT. Agradecemos la colaboración de Albert Rovira en el trabajo de campo, y de Ramon Batalla (Universitat de Lleida) y Juan Pedro Martín Vide (Universitat Politècnica de Catalunya) por sus valiosos comentarios. La ayuda de John Laronne (Ben Gurion University of the Negev, Israel) ha sido fundamental en el desarrollo del proyecto. El buen funcionamiento de la estación automática se debe a Josep Rabionet y Daniel Niñerola. Los comentarios realizados por un evaluador anónimo fueron de gran ayuda. Celso García dedica el artículo a la memoria de su padre.

REFERENCIAS

- Bagnold, R. A. (1966) *An approach to the sediment transport problem from general physics*. United States Geological Survey Professional Paper 422-I.

- Bagnold, R. A. (1980) *An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers*. Proceedings of the Royal Society of London, Series A, 372, n° 1751, 453-473.
- Bagnold, R. A. (1986): *Transport of solids by natural water flow: Evidence for a worldwide correlation*. Proceedings of the Royal Society of London, 405, n° 1829, 369-374.
- Batalla, R. J. (1997): *Evaluating bed-material transport equations using field measurements in a sandy gravel-bed stream, Arbúcies River, NE Spain*. Earth Surface Processes and Landforms, 22, 121-130.
- Carson, M. A. y Griffiths G. A. (1989): *Gravel transport in the braided Waimakariri River: mechanism, measurements and predictions*. Journal of Hydrology, 109, 201-220.
- du Boys, M. P (1879): *Études du régime et l'action exercée par les eaux sur un lit à fond de graviers indéfiniment affouillable*. Annals des Ponts et Chaussées, Série 5, 18, 141-95.
- Garde, R. J. y Ranga Raju, K.G. (1977): Mechanics of sediment transportation and alluvial stream problems. John Wiley, New York.
- Gilbert, G. K. (1914): *Transportation of debris by running water*. United States Geological Survey Professional Paper, 86, Washington, D.C.
- Gomez, B. y Church, M. A. (1989) *An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers*. Water Resources Research, 25, 1161-1186.
- Einstein, H. A. (1950) The bed load function for sediment transportation in open channel flows. Technical Bulletin 1026. U. S. Department of Agriculture and Soil Conservation Service. Washington D.C.
- Emmett, W. W. (1976) *Bedload transport in two large gravel-bed rivers, Idaho and Washington*. Proceedings 3rd Federal Inter-agency Sedimentation Conference, Denver Colorado, 15 pp.
- García, C. (1997): Transporte de fondo en un río de gravas y su relación con la dinámica del lecho fluvial. Tesis doctoral inédita. Universitat de Barcelona.
- García, C., Sala, M. y Rovira, A. (1996) *Medición continua del transporte de fondo en un río de gravas: La Tordera*. Cadernos, 21, 213-222.
- Kellerhals, R. y Bray, D. I. (1971) *Sampling procedures for coarse fluvial sediments*. Journal of Hydraulic Engineering, 97, 1165-1180.
- Kuhnle, R. A., Willis, J. C. y Bowie, A. J. (1988) *Measurement of bed load transport on Goodwin Creek, Northern Mississippi*. Proc. 18th Mississippi Water Research Conference, Jackson, Mississippi, 57-60.
- Laronne, J. B., Reid, I., Yitshak, Y. y Frostick, L. E. (1992) *Recording bedload discharge in a semiarid channel, Nahal Yatir, Israel*. En: J. Bogen, D.E. Walling y T.J. Day (eds.) Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins, IAHS Publications, 210, 79-86.
- Leopold, L. B. y Emmett, W. W. (1976) *Bed load measurements, East Fork River, Wyoming*. Proceedings of the National Academy of Sciences, 73, 1000-1004.
- Maza-Alvarez, J. A. y García-Flores, M. (1996) *Transporte de Sedimentos*. Capítulo 10 Manual de Ingeniería de Ríos. Series del Instituto de Ingeniería 584, UNAM, 531 pp.
- Meyer-Peter, E. y Müller, R. (1948) *Formulae for bedload transport*. Proceedings of 3rd Congress, International Association of Hydraulic Research, Sweden, 39-64.
- Meyer-Peter, E., Favre, H y Einstein, H. A. (1934) *Neuere Versuchsergebnisse über den Geschiebetransport*. Schweiz. Bauztg., 103, 147-150.
- Milhouse, R. T. (1973): Sediment transport in a gravel-bottomed stream. Tesis doctoral inédita, Oregon State University, Corvallis, USA.
- Parker, G., Klingeman, P. C. y McLean, D. C. (1982): *Bedload and size distribution in paved, gravel-bed streams*. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division, 108, 544-571.
- Reid, I., Layman, J. T. y Frostick, L. E. (1980) *The continuous measurement of bedload discharge*. Journal of Hydraulic Research, 18, 243-249.
- Reid, I., Powell, D. M. y Laronne, J. B. (1996) *Prediction of bed-load transport by desert flash floods*. Journal of Hydraulic Engineering, 122, 170-173.
- Schoklitsch, A. (1934) *Der geschiebetransport und die geschlebefracht*. Wasserkraft Wasserwirtschaft, 4, 1-7.
- Schoklitsch, A. (1950) Handbuch des Wasserbaues. Springer Verlag, New York.
- Simons, D. B. y Sentürk, F. (1977): Sediment transport technology. Water and sediment dynamics. Water Resources Publications, Colorado.
- Vanoni, V. A. (ed.) (1975) Sedimentation Engineering, American Society of Civil Engineers Manual on Sedimentation. American Society on Civil Engineers, New York.
- Williams, G. P. (1970) *Flume width and water depth effects in sediment transport experiments*. United States Geological Survey Professional Paper, 562-H, Washington D.C.
- Wolman, M. G. (1955) *A method of sampling coarse river-bed material*. Transactions of the American Geophysical Union, 35, 951-956.
- Yalin, M.S. (1977): Mechanics of Sediment Transport. 2nd Edition, Pergamon Press, Oxford.