

IAHR División Latinoamérica_CLH 2000_23-27/10/2000_Córdoba, Argentina.

XIX CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA – CÓRDOBA 2000**REVISIÓN DE ECUACIONES DE TRANSPORTE MODIFICADAS PARA SEDIMENTOS HETEROGÉNEOS**

Pedro Abel Basile
Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales.
FCEIA – UNR. Rosario. Argentina.
tel/fax: 0341-4808541. E-mail: pbasile@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

En el presente trabajo han sido evaluadas seis ecuaciones de transporte. Las mismas, desarrolladas y verificadas en el contexto de sedimentos uniformes, fueron modificadas para calcular transportes fraccionales. La modificación consistió en la introducción de la fracción del sedimento y una función de protección-exposición, ambas referidas a cada clase granulométrica presente en el lecho. Para la evaluación de las ecuaciones fue utilizado un conjunto de datos independientes. Los datos de laboratorio y de campo seleccionados fueron representativos de condiciones de flujo uniforme y transporte de sedimentos en equilibrio. Las ecuaciones no fueron calibradas en función de los datos seleccionados, es decir, se mantuvieron los coeficientes originales propuestos por sus autores y la función de protección-exposición adoptó valores usuales. A los efectos de la evaluación de las ecuaciones se utilizó el criterio del desvío medio geométrico para el transporte global y la comparación gráfica entre la composición del transporte calculada y la observada. Del estudio emerge que las modificaciones introducidas han permitido, entre otras cosas, extender satisfactoriamente la aplicación a sedimentos heterogéneos de la ecuación de Engelund y Hansen (1967) y de la ecuación simplificada de Van Rijn (1984), mejorar la capacidad de predicción de la ecuación de Meyer-Peter y Müller (1948) y verificar la satisfactoria performance de la ecuación de Di Silvio (1983).

ABSTRACT

In this work six sediment transport predictors, developed and verified for uniform sediments, were modified in order to compute fractional transport rates. The equations were modified by introducing the corresponding fraction and the associated hiding-exposure function for each granulometric class. Moreover, the equations were also tested using laboratory and field data regarding sediment transport measurements of heterogeneous sediments. The selected data set was representative of uniform flow and equilibrium sediment transport conditions. The equations were not calibrated, that is, the original coefficients proposed by the authors were not adjusted and usual relationships for the hiding-exposure functions were utilized. To assess the predictive capability of the different equations the mean geometric deviation for the overall transport and a graphical comparison between calculated and observed sediment transport compositions were used. The study reveals that the Engelund & Hansen (1967) equation as well as the simplified version of Van Rijn (1984) equation can both be applied satisfactorily to heterogeneous sediments if hiding-exposure effects are adequately taken into account. Accordingly, also an important improvement of Meyer-Peter & Müller (1948) equation is achieved and a good performance of Di Silvio (1983) equation is observed.

INTRODUCCIÓN

Numerosas ecuaciones han sido propuestas para calcular el transporte de sedimentos en función de las características morfológicas, hidráulicas y sedimentológicas de ríos aluviales. Dichas ecs. han sido desarrolladas y verificadas experimentalmente, sin embargo, la falta de datos confiables con los cuales verificarlas, en un amplio rango de condiciones hidro-morfo-sedimentológicas, ha favorecido la proliferación de las mismas en vez de la consolidación y aceptación generalizada de un grupo reducido de ecs. para aplicaciones prácticas. La validez de las ecs. es por lo tanto limitada al rango de variación de los parámetros hidrodinámicos y sedimentológicos para los cuales han sido verificadas y generalmente proporcionan valores de transporte notablemente diferentes (entre cada una de las mismas y con respecto a datos observados) cuando son superados dichos límites. Esto es comprensible si se piensa a la variabilidad de los parámetros en juego cuando se pasa, por ejemplo, de ríos aluviales de llanura (régimen subcrítico, velocidad del orden del metro al segundo, no-uniformidad granulométrica moderada, diámetro medio del orden del milímetro), a ríos aluviales de montaña (régimen supercrítico, velocidad de varios metros por segundo, acentuada no-uniformidad granulométrica, diámetro medio del orden del decímetro). Es decir, en condiciones extremadamente diferentes en lo que respecta al rol de las fuerzas viscosas, la influencia de las formas de fondo sobre la resistencia al escurrimiento, los efectos de la no-uniformidad granulométrica, etc. Este último efecto juega un rol fundamental porque condiciona en buena medida las características de resistencia al flujo, degenera el perfil de velocidad cercano al fondo, induce fenómenos de protección y exposición, acorazamiento dinámico, etc..

Los trabajos desarrollados precedentemente sobre la revisión de ecs. de transporte no han considerado generalmente los efectos de la no-uniformidad granulométrica de los sedimentos del lecho [5], [8], [13]. En el análisis efectuado en [13] solo la ec. de Ackers y White [19], fue adaptada para calcular transportes fraccionales. Un resumen de las más importantes revisiones de ecs. fue realizado por Gomez et al. [13].

En el presente estudio han sido consideradas ecs. utilizadas frecuentemente en ríos con lechos de grava (Meyer-Peter y Müller [13], [14]; Ashida y Michiue, [1]) otras válidas para lechos de arenas (Engelund y Hansen [10]; Van Rijn, [18]) y finalmente otras que pueden ser empleadas en ambos (Di Silvio, [6], [7]; Bagnold, [13]). Las ecuaciones fueron modificadas para calcular el transporte por fracciones. En particular, Ashida y Michiue [12], [17], adaptaron su fórmula introduciendo el coeficiente de protección-exposición modificado de Egiazaroff [9]. Siguiendo este criterio, en este trabajo, las ecs. de Meyer-Peter y Müller y Bagnold, fueron adaptadas mediante el mismo coeficiente de Egiazaroff. Las ecs. de Engelund y Hansen, Di Silvio y Van Rijn fueron adaptadas mediante un coeficiente de protección-exposición simplificado en forma de potencia.

ECUACIONES DE TRANSPORTE IMPLEMENTADAS

Engelund y Hansen (E&H)

La ec. de E&H fue derivada mediante consideraciones teóricas y verificada con datos experimentales de sedimentos uniformes con diámetros comprendidos entre 0.19 mm y 0.93 mm [8], [10]. La misma proporciona el transporte total, pero para tensiones de corte moderadas puede ser aplicada para evaluar el transporte de fondo [16]. En la presente formulación dicha ec. ha sido adaptada para calcular el transporte por clases granulométricas realizando una corrección de la tensión de corte adimensional que exhibe cada partícula presente en el lecho. Introduciendo el transporte adimensional para la clase *i*-ésima definido en [15], la ec. corregida de E&H puede ser expresada como:

$$W_i^* = \alpha_{eh} f_i \left(\frac{u}{u_*} \right)^2 \tau_{*i} \xi_{oi} \quad (1)$$

donde W_i^* es el transporte adimensional para la clase i-esima:

$$W_i^* = \frac{T_i [(s-1)g]}{B u_*^3} \quad (2)$$

con T_i / B : transporte volumétrico por unidad de ancho B , correspondiente a la clase i-esima; $s = \rho_s / \rho$: gravedad específica del sedimento, siendo ρ_s la densidad del sedimento y ρ la densidad del agua; g : aceleración de la gravedad; f_i : fracción correspondiente a la clase i-esima presente en el lecho y $u_* = (\tau_b / \rho)^{0.5}$ es la velocidad de corte, siendo τ_b la tensión de corte media sobre el fondo.

En la ec. (1) el coeficiente $\alpha_{eh} = 0.05$, u es la velocidad media de la corriente hídrica, τ_{*i} es la tensión de corte adimensional referida a la partícula de diámetro d_i y ξ_{oi} es el coeficiente de protección-exposición correspondiente a la clase i-esima:

$$\tau_{*i} = \frac{\tau_b}{g(\rho_s - \rho)d_i} \quad \xi_{oi} = \left(\frac{d_i}{d_m} \right)^b \quad (3a-b)$$

donde d_m es el diámetro medio aritmético de la distribución granulométrica del sedimento del lecho. El número total de clases granulométricas a adoptar resulta ser función del desvío estándar geométrico σ_g y de la asimetría adimensional β de la distribución granulométrica de los sedimentos del lecho [6].

La corrección de la tensión de corte adimensional referida a una partícula de diámetro d_i es expresada en la ec. (1) mediante el producto de las ecs. (3a) y (3b), es decir: $\tau_{*i}^{corr.} = \tau_{*i} \xi_{oi}$. El exponente b en (3b) puede adoptar valores comprendidos entre 0 y 1. Dichos valores establecen dos comportamientos extremos del transporte:

i) $b = 0 \rightarrow \xi_{oi} = 1 \rightarrow \tau_{*i}^{corr.} = \tau_{*i}$: No existen efectos de protección-exposición, es decir, no existe interacción entre partículas de diámetros diferentes, razón por la cual cada partícula conserva la movilidad intrínseca sugerida por su diámetro absoluto y el transporte es completamente selectivo. En este caso se observa un fuerte desvío de la composición del transporte hacia partículas finas y un incremento del transporte global.

ii) $b = 1 \rightarrow \xi_{oi} = d_i / d_m \rightarrow \tau_{*i}^{corr.} = \tau_{*m}$: Los efectos de protección-exposición son tan fuertes que anulan completamente la movilidad intrínseca sugerida por el diámetro absoluto de cada partícula, conduciendo a la condición de igual movilidad. Con respecto a la situación analizada anteriormente, en este caso se observa que la composición del transporte es idéntica a la del fondo y que el transporte global es drásticamente reducido.

El coeficiente de protección-exposición simula una disminución (aumento) de la tensión de corte adimensional para aquellas partículas que presentan diámetros menores (mayores) que un determinado diámetro de referencia. En la presente formulación el diámetro de referencia es igual a d_m , para el cual no es necesaria ninguna corrección, y para el exponente b ha sido adoptado el valor de 0.8.

Ecuación de Meyer-Peter y Müller (MPM)

La ec. de MPM es una relación empírica basada en el exceso de la tensión de corte adimensional. La misma fue verificada con datos experimentales utilizando sedimentos

uniformes y heterogéneos con diámetros comprendidos entre 0.4 mm e 28.65 mm [8], [14]. En la versión original, para sedimentos heterogéneos no se plantea el cálculo por clases granulométricas sino que los autores sugieren utilizar el diámetro medio aritmético para calcular el transporte de fondo global. En la presente formulación se plantea el cálculo por clases granulométricas efectuando la corrección de la tensión de corte adimensional crítica mediante el coeficiente de protección-exposición de Egiazaroff [9], modificado por Ashida y Michiue [12], [17]:

$$W_i^* = \alpha_{mpm} f_i \mu^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_{*ci}^{corr.}}{\mu \tau_{*i}} \right)^{3/2} \quad (4)$$

donde $\alpha_{mpm}=8$, μ es el ripple factor $\mu=n_s/n$, con n_s y n coeficientes de Manning asociados a la resistencia de grano (función de d_{90}) y a la resistencia total respectivamente.

La tensión de corte adimensional crítica corregida para cada partícula es definida como: $\tau_{*ci}^{corr.} = \xi_{ci} 0.047$, donde el coeficiente de protección-exposición de Egiazaroff, modificado por Ashida y Michiue para valores de $d_i/d_m < 0.4$, puede ser expresado como:

$$\xi_{ci} = \begin{cases} 0.85 (d_i/d_m)^{-1} & \Leftrightarrow (d_i/d_m) \leq 0.4 \\ [1 + 0.782 \log(d_i/d_m)]^{-2} & \Leftrightarrow (d_i/d_m) > 0.4 \end{cases} \quad (5)$$

El coeficiente dado por la ec. (5) producirá un aumento (disminución) de la tensión de corte adimensional crítica para aquellas partículas que presentan diámetros menores (mayores) que el diámetro de referencia d_m .

Ecuación de Bagnold

La ec. de Bagnold fue derivada mediante consideraciones teóricas y verificada con los datos de laboratorio de Gilbert (1914), [13]. Modificando la tensión de corte adimensional crítica, el transporte adimensional referido a la clase i-esima puede ser expresado como:

$$W_i^* = \alpha_b f_i \left(1 - \frac{\tau_{*ci}^{corr.}}{\tau_{*i}} \right) \quad (6)$$

donde $\alpha_b=4.25$ y la tensión de corte adimensional crítica corregida para cada partícula es definida como: $\tau_{*ci}^{corr.} = \xi_{ci} \tau_{*cm}$, con ξ_{ci} definido por la ec. (5) y τ_{*cm} es la tensión de corte adimensional crítica referida a d_m , la cual se obtiene de la curva de Shields.

Ecuación de Ashida y Michiue (A&M)

Ashida y Michiue propusieron una ec. semiempírica para evaluar el transporte de fondo y la verificaron utilizando sedimentos uniformes con diámetros comprendidos entre 0.3 mm y 7 mm [1]. Ulteriores experimentos con sedimentos heterogéneos permitieron adaptar la ec. para calcular el transporte de fondo por clases granulométricas, introduciendo una modificación en el coeficiente de protección-exposición de Egiazaroff para valores de $d_i/d_m < 0.4$, [12], [17]:

$$W_i^* = \alpha_{am} f_i \left(1 - \frac{\tau_{*ci}^{corr.}}{\tau_{*i}} \right) \left(1 - \sqrt{\frac{\tau_{*ci}^{corr.}}{\tau_{*i}}} \right) \quad (7)$$

en el transporte adimensional de la clase i-esima W_i^* , definido en la ec. (2), la velocidad de corte utilizada es la efectiva, la cual es expresada como:

$$u_*' = u \left\{ 5.75 \log \left[\frac{(h/d_m)}{(1 + 2\tau_{*m})} \right] + 6 \right\}^{-1} \quad (8)$$

donde h es la profundidad de la corriente hídrica. La tensión de corte adimensional crítica corregida para cada partícula es $\tau_{*ci}^{corr.} = \xi_{ci} \cdot 0.05$ y el coeficiente de protección-exposición es definido por la ec. (5). El coeficiente α_{am} es igual a 17.

Ecuación de Di Silvio

La ec. de Di Silvio fue obtenida a partir de la relación entre el transporte adimensional de Einstein y la potencia cúbica de la tensión de corte adimensional. Eliminando la profundidad de esta última, mediante el uso de la ecuación de resistencia de Manning-Strickler, el transporte fue expresado como una función del caudal líquido Q , la pendiente del fondo S , el ancho de la sección transversal B y el diámetro del sedimento d , [6]. La versión original para sedimentos uniformes fue verificada con datos de campo y sucesivamente modificada para sedimentos heterogéneos introduciendo la fracción f_i referida a la clase i -ésima y un coeficiente de protección-exposición igual al descrito por la ec. (3b), [7]. En la versión para sedimentos heterogéneos, dada por Di Silvio, la misma se expresa como:

$$T_i = \alpha_{ds} f_i \frac{Q^m S^n}{B^p d_i^q} \xi_{oi} \quad (9)$$

donde los coeficientes adoptan los siguientes valores: $m=1.8$, $n=2.1$, $p=0.8$, $q=1.2$ y $\alpha_{ds}=0.08$. El coeficiente de protección-exposición es determinado con la ec. (3b) asumiendo $b=0.8$.

Ecuación de Van Rijn

La ec. de Van Rijn fue derivada a través de análisis teóricos y verificada con datos de laboratorio y de campo utilizando sedimentos uniformes con diámetros de partículas comprendidos entre 0.2 mm y 2 mm [2], [3], [18]. En el presente estudio se modificó la versión simplificada de la ec. de transporte de fondo, mediante la corrección de la velocidad media crítica de cada partícula:

$$\frac{T_i}{Q} = \alpha_{vr} f_i \left[\frac{u - u_{ci}^{corr.}}{\sqrt{(s-1)g d_i}} \right]^{2.4} \left(\frac{d_i}{h} \right)^{1.2} \quad (10)$$

donde $\alpha_{vr}=0.005$ y la velocidad media crítica corregida para la clase i -ésima se expresa como: $u_{ci}^{corr.} = u_{ci} \sqrt{\xi_{ci}}$, con u_{ci} velocidad media crítica determinada mediante la curva de movimiento incipiente para sedimentos uniformes de Ackers y White [19] y el factor de fricción de Van Rijn [2], [18]. El coeficiente de protección-exposición propuesto adopta la siguiente forma simplificada: $\xi_{ci} = (d_i/d_m)^{-b}$, con $b=0.8$.

PRESENTACIÓN DE LOS DATOS UTILIZADOS

Consideraciones generales

Para la evaluación de las ecs. de transporte es recomendable utilizar datos que entren dentro de los rangos de validez de las mismas, sin embargo, aduciendo "universalidad" es posible confrontar las ecs. sin considerar los límites de aplicación [8]. Además, los datos seleccionados deben constituir un conjunto independiente, es decir, no deben haber sido previamente utilizados por los autores en las fases de desarrollo y calibración. Por otra parte, los datos deben representar condiciones de flujo uniforme y transporte de

sedimentos en equilibrio, es decir aquellas condiciones para las cuales las ecs. han sido derivadas y verificadas. Estos datos pueden obtenerse en situaciones controladas de laboratorio y, cuando se utilizan datos de campo, es necesario seleccionar aquellos que medianamente cumplen dichas condiciones. Para evaluar ecs. de transporte por clases granulométricas es además imprescindible contar con el transporte global y la composición del material transportado. Datos de este tipo son bastante escasos si se los compara con aquellos donde se ha medido solamente el transporte global.

Datos del East Fork River (EFR) y de la Hydraulic Research Station (HRS)

Fueron seleccionadas 20 mediciones, de un total de 132, efectuadas por Emmett [11] en el East Fork River, Wyoming-USA. Las mediciones de transporte global y fraccional fueron realizadas mediante una trinchera, la cual fue construida perpendicular a la dirección de la corriente hídrica y comprendía todo el ancho de la sección transversal ($B=14.6$ m). Los aforos líquidos fueron efectuados desde un puente suspendido. La pendiente de la superficie libre de la corriente hídrica, promediada en un tramo de 1.5 Km de longitud, fue aproximadamente 0.0007. Para ulteriores detalles ver Ref. [11].

Se utilizaron además los datos experimentales de transporte de sedimentos heterogéneos obtenidos por T. J. Day [19]. Los experimentos fueron efectuados en un canal de laboratorio recirculante, con pendiente variable, de 18 m de longitud y 2.46 m de ancho, en la Hydraulic Research Station (HRS)- Wallingford, Inglaterra. En la primer serie (Serie A) se efectuaron 11 experimentos, mientras en la segunda serie (Serie B), se realizaron 9. En cada experimento el caudal líquido y la pendiente se mantuvieron constantes hasta lograr condiciones de equilibrio del flujo bifásico. Para ulteriores detalles ver Ref. [19].

En la Tabla 1 se presenta un resumen de los rangos de variación de los parámetros hidráulicos y sedimentológicos correspondientes a las 20 mediciones del East Fork River (EFR) y a las dos series (HRS-Serie A y HRS-Serie B), mientras en la Tabla 2 se presenta un resumen de las características de la composición granulométrica del fondo.

PROCEDIMIENTO DE CÁLCULO Y CRITERIO DE COMPARACIÓN

Para efectuar el cálculo de los transportes fraccionales, la curva granulométrica del sedimento del fondo fue discretizada en un determinado número de clases [4]. A cada una de las clases se les asignó el diámetro medio representativo d_i y la correspondiente fracción f_i . La curva granulométrica del sedimento del fondo correspondiente al East Fork River fue dividida en 10 clases, mientras para los experimentos de la HRS, Serie A y Serie B, se consideraron 7 y 6 clases respectivamente. Aplicando las ecs. listadas precedentemente se calculó el transporte fraccional y sucesivamente se calculó el transporte sólido global efectuando la sumatoria de los transportes fraccionales sobre el número total de clases consideradas. La composición granulométrica del transporte se calculó mediante la relación entre el transporte de cada clase y el transporte global.

El criterio utilizado para efectuar la comparación de las distintas ecs. considera el desvío de la relación r_j :

$$r_j = \left| \frac{T(\text{calculado})}{T(\text{medido})} \right|_j \quad (11)$$

del valor óptimo $r_j=1$, donde el subíndice j indica un genérico dato de transporte global T . El valor del desvío medio, para un número de datos igual a nd , es definido como la media geométrica de los valores r_j :

$$R_m = \left[\prod_{k=1}^{nd} r_k \right]^{1/nd} \quad (12)$$

donde $r_k=r_j$ si $r_j>1$ y $r_k=1/r_j$ si $r_j<1$, esto evita la compensación mutua entre el producto de valores mayores y menores que 1. El desvío geométrico medio R_m establece que, para la totalidad de datos de transporte medidos, el transporte sólido calculado difiere, en términos medios, en un valor comprendido entre R_m y $1/R_m$.

PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

En la Tabla 3 se presenta el número de valores de r_j distribuidos en intervalos de clase y el valor de R_m , correspondientes a cada una de las ecs. y a cada conjunto de datos. Para los datos del EFR se observa que el valor más bajo de R_m es dado por la ec. de Di Silvio ($R_m=1.35$), aunque valores igualmente bajos son dados por las ecs. de Van Rijn ($R_m=1.36$), E&H ($R_m=1.39$) y MPM ($R_m=1.42$). Gomez et al [13], evaluaron esta última ec. con 38 datos del EFR, los cuales comprendieron la totalidad de los datos utilizados en el presente análisis. Ellos implementaron la versión para sedimentos heterogéneos sugerida por los autores, es decir utilizaron d_m como diámetro representativo para el transporte y obtuvieron que en 35 ocasiones el transporte calculado fue nulo. Cabe señalar la importante mejoría en la capacidad de predicción de dicha fórmula en el EFR, cuando se consideran los efectos de protección-exposición en la manera propuesta en el presente análisis. La ec. de Bagnold ($R_m=1.52$) proporciona transporte nulo para dos mediciones que presentan valores muy reducidos de la tensión de corte, no obstante se observa una aceptable performance de dicha fórmula con los datos del EFR. La ec. de A&M ($R_m=1.9$) proporciona transporte nulo en una oportunidad debido al mismo motivo mencionado previamente. Dicha ec. muestra una tendencia a subestimar sistemáticamente el transporte en el EFR como consecuencia de una evaluación en defecto de la velocidad de corte efectiva dada por la ec. (8).

Para los datos de la HRS (Series A y B) se observa que en 8 mediciones las ecs. de Bagnold, A&M, y MPM no producen transporte de ninguna clase. Esto se verifica en aquellos experimentos de ambas series en los cuales el transporte es extremadamente bajo, lo cual origina problemas en dichas ecuaciones con umbral crítico. En estas situaciones se observa que el coef. de Eguiazaroff magnifica la protección de las partículas más finas y no brinda una adecuada exposición de las partículas más gruesas que d_m . La ec. modificada de Van Rijn, también basada en la superación de un umbral crítico, no evidencia dicho problema ya que el coef. de protección-exposición adoptado funciona en modo aceptable con la curva de movimiento incipiente para sedimentos uniformes de Ackers y White. Por el contrario, en estos casos las ecs. sin umbral crítico tienden generalmente a sobrestimar el transporte como sucede con las ecs. de Di Silvio y E&H. Para estas últimas tres ecs. el valor del desvío medio geométrico R_m es igual a 1.87 (Di Silvio), 1.93 (Van Rijn) y 2.37 (E&H). En las Figuras 1(a)-1(f) se presenta, para cada ecuación, la comparación entre el transporte de sedimentos global calculado y el medido.

En la Figura 2 (a y b) se presenta la comparación entre la composición granulométrica del transporte calculada y la observada para dos mediciones en el EFR. Por razones de espacio se exponen solamente estas comparaciones, sin embargo, en la mayoría de los casos analizados, las ecs. implementadas tienden a proporcionar una composición ligeramente más fina del transporte. En términos generales se observa que las ecs. modificadas de E&H y Van Rijn reproducen en modo satisfactorio la composición granulométrica del transporte.

CONCLUSIONES

Considerando los datos del EFR se puede concluir que las ecs. de Di Silvio, MPM, E&H y Van Rijn proporcionan resultados muy satisfactorios. En particular, estas dos últimas ecs. fueron derivadas para sedimentos uniformes en el rango de las arenas, pero mediante la modificación introducida pueden ser aplicadas con suceso también en el caso de sedimentos heterogéneos en el rango de arenas y gravas. La ec. modificada de MPM muestra una notable mejoría en la capacidad de predicción en el EFR, en comparación con la formulación para sedimentos heterogéneos sugerida por los autores. La ec. modificada de Bagnold produce resultados aceptables mientras la de A&M tiende a subestimar sistemáticamente las mediciones de transporte. Para los datos de laboratorio (HRS-Wallingford) las ecs. de Di Silvio, Van Rijn y E&H funcionan en modo aceptable. En este caso los valores del desvío medio geométrico se incrementan ligeramente en comparación con los obtenidos en el East Fork River, debido sustancialmente a los experimentos efectuados con transportes extremadamente bajos. Las ecs. de MPM, A&M y Bagnold logran solo reproducir los transportes más elevados. Las distintas ecs. implementadas tienden a suministrar una composición granulométrica del transporte más fina que la observada, con excepción de las ecs. de Van Rijn y E&H, las cuales logran un buen ajuste con las composiciones del transporte observadas. Finalmente, se debe señalar que los cálculos se realizaron sin considerar las mediciones de transportes fraccionales para tratar de calibrar las distintas ecs. La calibración es siempre necesaria si se quiere utilizar una cierta ec. en un modelo matemático morfo-sedimentológico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Ashida, K. y Michiue, M. (1972). *Study on hydraulic resistance and bed load transport rate in alluvial streams*. Transactions JSCE , Vol 206, pp. 59-69.
- [2] Basile, P. A. (1994). *Modellazione dei meccanismi di intercettazione e rilascio di sedimenti da parte delle briglie permeabili*. Ph.D. Thesis, Università Degli Studi di Padova, Italia.
- [3] Basile, P. A. y Di Silvio, G. (1994). *Interception and release of sediments by permeable check-dams*. IAHR International Workshop on Floods and Inundations Related to Large Earth Movements, pp. C3.1-C3.17, Università di Trento, Italia.
- [4] Basile, P. A. (2000). *Transporte Sólido en Ríos con Lechos de Sedimentos Heterogéneos*. XVIII Cong. Nacional del Agua, Santiago del Estero. ISBN 987-99083-4-1 (Libro y CD-ROM).
- [5] Bathurst, J.; Graf, W. y Cao, H. (1987). *Bed load discharge equations for steep mountain rivers*. Sediment Transport in Gravel Bed Rivers. Thorne, Bathurst and Hey Eds.. J.W. & Sons.
- [6] Di Silvio, G. (1983). *Modelli matematici per lo studio di variazioni morfologiche dei corsi d'acqua a lunga e breve scala temporale*. Studi e Ricerche N.356, Univ. di Padova, Italia.
- [7] Di Silvio, G.; Basile, P.A.; Marion, A. y Peviani, M. (1993). *Overaggradation and Flooding in Mountain Basins: Prevention and Control*. XXV Congress of the International Assoc. for Hydr. Res.- IAHR. Tokio, Japón, Paper A-14-4, pp. 493-500.
- [8] German Association for Water Resources and Land Improvement-DVWK (1990). *Sediment Transport in Open Channels-Calculation Procedures For The Engineering Practice*. Bulletin 17, ISBN 3-490-03490-2, Verlag Paul Parey Eds., Hamburg/Berlin.
- [9] Egiazaroff, I. (1965). *Calculation of nonuniform sediment concentrations*. Journal of the Hydraulic Division-ASCE, Vol. 91, N. HY14, pp. 73-80.
- [10] Engelund, F. y Hansen A. (1967). *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Tech. Univ. of Denmark.
- [11] Emmett, W. (1980). *A field calibration of the sediment-trapping characteristics of the Helley-Smith bedload sampler*. U. S. Geological Survey , professional paper 1139.
- [12] Fujita, M.; Michiue, M. y Ashida, K. (1989). *Simulation of reservoir sedimentation in mountain regions*. IAHR-Intern. Workshop on Fluvial Hydr. of Moun. Reg.. Trento, Italia, pp. B63-B75.
- [13] Gomez, B. y Church, M. (1989). *An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers*. Water Resources Research. Vol. 25, N 6.
- [14] Meyer-Peter, E. y Müller, R. (1948). *Formulas for Bedload Transport*. Proc. 2nd Congress IAHR, Estocolmo, pp. 39-64.

- [15] Parker, G. ; Klingeman, P. y McLean, D. (1982). *Bed load and size distribution in paved gravel-bed streams*. Journal of the Hydraulic Division, ASCE. Vol. 108, N. HY4.
- [16] Olesen, K.W. (1987). *Bed Topography in Shallow River Bends*. Ph.D. Thesis, Delft University of Technology, Holanda.
- [17] Tsujimoto, T. (1999). *Fluvial processes in streams with vegetation*. Journal of Hydraulic Research, IAHR. Vol. 37, N. 6. Special Issue on Fluvial Hydraulics.
- [18] Van Rijn, L.C. (1984). *Sediment transport part I: Bed Load Transport*. Journal of Hydraulic Engineering. Vol. 110, N 10.
- [19] White, W. y Day, T. (1982). *Transport of graded gravel bed material*. Gravel-Bed Rivers. Edited by Hey, Bathurst and Thorne. John Willey & Sons, NY.

Tabla 1: resumen rangos de variación de parámetros hidráulicos y sedimentológicos de los datos utilizados.

	nd	Q (m ³ /s)	u (m/s)	h (m)	S _w x 10 ⁻³ (-)	(γ _s T/B)x10 ⁻³ (Kg/s.m)	d ₅₀ * (mm)
EFR	20	10.50-22.60	0.89-1.16	0.810-1.330	0.68-0.72	14.5 - 177	0.81-1.51
HRS-S. A	11	0.196-0.199	0.48-0.75	0.107-0.166	0.68-3.66	1.2 - 65.5	0.36-1.72
HRS-S. B	9	0.200-0.204	0.44-0.72	0.115-0.189	0.45-2.99	0.134 - 89	0.58-1.48

* correspondiente al sedimento transportado.

Tabla 2: resumen de características sedimentológicas y parámetros estadísticos de las composiciones granulométricas del lecho.

	d ₁₆ (mm)	d ₃₅ (mm)	d ₅₀ (mm)	d ₈₄ (mm)	d ₉₀ (mm)	d _m (mm)	σ _g (-)	β (-)	s (-)
EFR	0.42	0.69	1.25	17.6	28.3	7.66	5.2	0.25	2.65
HRS-S. A	0.33	0.77	1.75	5.45	6.64	2.69	3.5	0.02	2.65
HRS-S. B	0.32	0.73	1.55	3.35	3.55	1.65	2.8	0.19	2.65

Tabla 3: número de valores de r_j distribuidos en intervalos de clase y valor del desvío medio geométrico R_m.

Ecuación	nd	Distribución del número de valores r _j								R _m
		0	< 0.1	0.1- 0.25	0.25- 0.5	0.5 - 1	1. - 2.	2. - 4.	4. - 10	
MPM:										
EFR	20				2	16	2			1.42
HRS-S. A y B	20	8			2		7	2	1	1,71*
Bagnold:										
EFR	20	2				4	12	2		1,52*
HRS-S. A y B	20	8				3	5	1	2	2,09*
E & H:										
EFR	20					6	12	2		1.39
HRS-S. A y B	20				5	1	8	2	3	2.37
A & M:										
EFR	20	1		1	6	12				1,90*
HRS-S. A y B	20	8		1	1	6	1	2	1	1,90*
Di Silvio:										
EFR	20				3	10	7			1.35
HRS-S. A y B	20				5	7	4	3	1	1.87
Van Rijn:										
EFR	20				4	14	2			1.36
HRS-S. A y B	20				1	7	7	5		1.93

* considerando solamente los valores no nulos de r_j.

