

TRANSPORTE SÓLIDO EN RÍOS CON LECHOS DE SEDIMENTOS HETEROGÉNEOS

Pedro Abel Basile

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales - FCEIA - UNR
Riobamba 245 bis, 2000 Rosario, Santa Fe, Argentina.
Tel./Fax: 0341-4808541. E-mail: pbasile@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

En el presente trabajo se desarrollan relaciones funcionales que permiten determinar el número de clases granulométricas óptimo en función de los parámetros estadísticos relevantes de las distribuciones granulométricas del material del lecho. Dicha determinación reviste particular importancia en la economía de tiempo computacional, cuando se realizan simulaciones numéricas mediante modelos matemáticos morfológicos que plantean continuidad sólida por fracciones. En el caso de distribuciones granulométricas log-normales, el aumento del desvío estándar geométrico es suficiente para explicar el correspondiente aumento del número de clases necesario para acotar el error en el transporte (Ni Ni Thein Khin, 1989). Sin embargo, las distribuciones granulométricas fuertemente extendidas se apartan considerablemente de las distribuciones log-normales. En estos casos, el desvío estándar geométrico por si solo es inadecuado e insuficiente para explicar el aumento o disminución del número de clases. En efecto, un aumento del mismo no implica un aumento del número de clases, debiéndose considerar además el valor que asume la asimetría de la distribución granulométrica de los sedimentos del lecho.

INTRODUCCIÓN

En ríos aluviales con lechos de sedimentos heterogéneos el cálculo del transporte sólido se efectúa básicamente dividiendo la distribución granulométrica en un determinado número de intervalos de clase o fracciones y considerando oportunamente los correspondientes efectos de protección y exposición. Las ecuaciones desarrolladas para sedimentos uniformes y cuasi-uniformes, aplicadas en los casos de sedimentos fuertemente no-uniformes, mediante la utilización de un diámetro representativo (por ejemplo el d_{50}), no han conducido a resultados satisfactorios, en particular para condiciones hidrodinámicas no muy distantes de las críticas para el inicio de movimiento de las partículas que constituyen el fondo (P.A. Basile, 1990). Un abordaje de este tipo no podría, de todos modos, contemplar la modelación de los complejos procesos de selección granulométrica longitudinal y de acorazamiento dinámico inducidos por las variaciones espacio-temporales de los parámetros hidrodinámicos (G.Parker et al., 1982). Por lo tanto, la evaluación del transporte de sedimentos heterogéneos ha sido orientada hacia el cálculo del transporte por fracciones. H.A.Einstein (1950); fue el primero que elaboró una formulación de este tipo introduciendo dos parámetros típicos: la fracción correspondiente a la clase i -ésima del material presente en el fondo y un coeficiente de interacción entre partículas de diámetros diferentes, denominado coeficiente de protección-exposición.

Como consecuencia de lo expresado anteriormente las fórmulas de transporte desarrolladas para sedimentos uniformes pueden ser oportunamente adaptadas para el cálculo por fracciones incorporando dichos parámetros (W.R.White y T.J.Day, 1982; G.Di Silvio et al., 1989; G. Parker, 1991, P.A.Basile et al. 1996, P.A.Basile, 1998). Existe sin embargo el problema de definir el número óptimo de intervalos de clase en los cuales dividir la curva

granulométrica característica del material presente en el fondo. Tal problema, formal desde el punto de vista rigurosamente estadístico, es muy importante en la modelación matemática morfológica de cauces aluviales caracterizados por una acentuada no-uniformidad granulométrica. En estos casos se debe adoptar un número de clases tal que permita, por un lado acotar el error en el transporte (debido a una discretización de la distribución granulométrica en un número de clases menor que el original o dato) y además que dicho número no conduzca a un aumento excesivo del tiempo global de la simulación numérica.

Un estudio en este sentido fue efectuado por Ni Ni Thein Khin (1989), las conclusiones del mismo son válidas para régimen uniforme de la corriente hídrica, tensión de corte ligeramente superior a la crítica para el movimiento incipiente de los sedimentos y distribuciones granulométricas log-normales. En tales condiciones Khin observó que el número de clases necesario para acotar el error en el transporte disminuye a medida que la tensión de corte aplicada aumenta respecto a la crítica. Tal comportamiento se explica a través de las ecuaciones de transporte de fondo con umbral crítico cuando se consideran elevados valores de la tensión de corte aplicada, en este caso el transporte es independiente del diámetro (P.A. Basile; 1990, 1994). Además, Khin encontró una relación funcional entre el número de clases N y el desvío estándar geométrico σ_g de la distribución granulométrica. El aumento del desvío estándar geométrico fue suficiente para explicar el correspondiente aumento del número de clases necesario para acotar el error en el transporte. Tal conclusión es válida para distribuciones log-normales de los sedimentos del lecho.

Sin embargo, es necesario destacar que las distribuciones granulométricas fuertemente extendidas se apartan considerablemente de las distribuciones log-normales. En efecto, dichas distribuciones presentan una marcada asimetría negativa y son además frecuentemente caracterizadas por una acentuada bimodalidad, es decir una ausencia casi absoluta de diámetros comprendidos entre 1 mm y 10 mm (J.Shaw y R.Kellerhals, 1982; G.Parker, 1991). En estos casos, el desvío estándar geométrico como único parámetro puede resultar inadecuado e insuficiente para explicar el aumento o disminución del número de clases.

En el presente trabajo han sido analizadas distribuciones granulométricas típicas de cauces con fondos arenosos, es decir con desvíos estándar moderados y asimetrías prácticamente despreciables y además distribuciones fuertemente extendidas, dotadas de fuertes asimetrías negativas y elevados desvíos estándar. Además, en este último caso han sido analizadas distribuciones bimodales. En el estudio ha sido implementada la ecuación de F. Engelund y A. Hansen (1967), adaptada para el cálculo del transporte sólido por clases granulométricas mediante un coeficiente de protección-exposición que modifica la tensión de corte adimensional de cada una de las clases (P.A.Basile, 1998). Se utilizó además la ecuación de Meyer-Peter y Müller (1948) asociada al coeficiente de protección-exposición de I.Eguiazaroff (1965) que modifica la tensión de corte adimensional crítica de cada clase.

PARÁMETROS ESTADÍSTICOS DE DISTRIBUCIONES GRANULOMÉTRICAS

La representación aritmética lineal en términos de diámetros resulta inadecuada para describir las características estadísticas de las distribuciones granulométricas. Por este motivo es útil recurrir a una escala apropiada en función del logaritmo de los diámetros. La escala sedimentológica ϕ es definida como:

$$\phi = -\log_2(d) \quad (1)$$

donde d es el diámetro expresado en mm.

Consideremos una distribución granulométrica genérica cuya función de probabilidad acumulada de los diámetros $F(\phi)$ puede ser escrita matemáticamente mediante la siguiente expresión:

$$dF = f(\phi) d\phi \quad (2)$$

donde $f(\phi)$ es la función de densidad de probabilidad.

Los parámetros estadísticos característicos de las distribuciones granulométricas son definidos en la escala ϕ de la siguiente manera:

- media:
$$\phi_m = \int_{-\infty}^{\infty} \phi f(\phi) d\phi \quad (3)$$

- varianza:
$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (\phi - \phi_m)^2 f(\phi) d\phi \quad (4)$$

- asimetría:
$$\mu = \int_{-\infty}^{\infty} (\phi - \phi_m)^3 f(\phi) d\phi \quad (5)$$

Las distribuciones granulométricas fuertemente extendidas son caracterizadas por asimetrías negativas ($\mu < 0$), esto implica una distribución asimétrica a la derecha respecto a la distribución normal caracterizada por asimetría nula ($\mu = 0$).

Es necesario notar que por definición:
$$\int_{-\infty}^{\infty} f(\phi) d\phi = 1 \quad (6)$$

La medida adimensional de la asimetría de una distribución puede ser expresada mediante la relación entre el cuadrado de la asimetría y la potencia cúbica de la varianza (potencia sexta del desvío estándar): $\beta = \mu^2 / \sigma^6$. El respectivo diámetro medio geométrico d_g y el correspondiente desvío estándar geométrico σ_g pueden ser obtenidos a través de las ecuaciones (1), (3) y (4) como: $d_g = 2^{-\phi_m}$, $\sigma_g = 2^{\sigma}$. Para una distribución normal resulta $\sigma = 0$ y por lo tanto $\sigma_g = 1$.

El diámetro medio aritmético en función de los diámetros en escala ϕ puede ser expresado como:

$$d_m = \int_{-\infty}^{\infty} 2^{-\phi} f(2^{-\phi}) d2^{-\phi} \quad (7)$$

El diámetro para el cual un porcentaje p del material es más fino (con p igual al 50, 90, etc.) es obtenido mediante la expresión: $d_p = 2^{-\phi_p}$. El d_{90} por ejemplo es generalmente utilizado para evaluar la rugosidad de grano y para calcular la altura de la capa activa o de mezcla (mixing layer) en el caso fondo plano.

DISTRIBUCIONES GRANULOMÉTRICAS ANALIZADAS

En el presente estudio han sido utilizadas 13 distribuciones granulométricas, de las cuales 4 (S1, S2, S3 y S4) correspondientes a ríos con lechos aluviales arenosos, caracterizadas por desvíos estándar moderados y asimetrías despreciables. Las 9 distribuciones restantes son fuertemente extendidas, cada una caracterizada por fuerte asimetría negativa y elevado desvío estándar. En este último caso, 5 de ellas son unimodales (G1, G2, G3, G4 y G5) y 4 bimodales (B1, B2, B3 y B4). En la Figura 1 se presentan las diferentes distribuciones granulométricas.

En la Tabla 1 se presenta un resumen de las características sedimentológicas y de los parámetros estadísticos de los sedimentos empleados. Para las distribuciones correspondientes a los ríos de lechos arenosos el diámetro medio geométrico varía entre: $0.24 \text{ mm} < d_g < 0.52 \text{ mm}$, mientras el desvío estándar geométrico varía entre: $1.8 < \sigma_g < 2.2$. Las primeras dos distribuciones (S1 y S2) son simétricas, para ambas la asimetría adimensional β es nula. Las distribuciones S3 y S4 son ligeramente asimétricas y presentan el mismo valor $\beta=0.02$, sin embargo la S3 posee asimetría positiva ($\mu>0$) mientras la S4 presenta asimetría negativa ($\mu<0$).

Con respecto a las distribuciones unimodales fuertemente extendidas, el diámetro medio geométrico varía entre: $10 \text{ mm} < d_g < 78 \text{ mm}$, mientras el desvío estándar geométrico varía entre: $5 < \sigma_g < 7$ y la asimetría adimensional varía entre: $0.5 < \beta < 1.7$. Para las distribuciones bimodales se observa una ausencia casi absoluta de diámetros comprendidos entre 1 mm y 10 mm. Cabe señalar que todas estas distribuciones extendidas, poseen una elevada asimetría negativa, como lo confirman las numerosas investigaciones de campo realizadas (W.R.White y T.J.Day, 1982; J.Shaw and R.Kellerhals, 1982).

ECUACIONES DE TRANSPORTE IMPLEMENTADAS

En el estudio han sido implementadas las ecuaciones de F. Engelund y A. Hansen (EH) y la ecuación de Meyer-Peter y Müller (MPM), ambas adaptadas para el cálculo del transporte sólido por clases granulométricas. mediante oportunos coeficientes de protección-exposición.

Ecuación de Engelund y Hansen (EH)

La ecuación de Engelund y Hansen (1967) fue derivada mediante consideraciones teóricas y verificada con datos experimentales utilizando sedimentos uniformes con diámetros comprendidos entre 0.19 mm y 0.93 mm. P.A. Basile (1996,1998) modificó dicha ecuación adaptándola para calcular el transporte por clases granulométricas mediante la corrección de la tensión de corte adimensional que exhibe cada partícula presente en el lecho. La verificación con datos de laboratorio y de campo, para sedimentos heterogéneos, fue muy satisfactoria.

Introduciendo el transporte adimensional para la clase i-esima definido por G.Parker (1982), la ecuación corregida de EH puede ser expresada como:

$$W_i^* = \alpha_{eh} f_i \left(\frac{u}{U_*} \right)^2 \tau_{*i} \xi_{oi} \quad (8)$$

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

$$W_i^* = \frac{T_i [(s-1)g]}{B U_*^3} \quad (9)$$

con T_i : transporte volumétrico correspondiente a la clase i -ésima; $s=\rho_s/\rho$: densidad específica del sedimento, siendo ρ_s la densidad del sedimento y ρ la densidad del agua; g : aceleración de la gravedad, B : ancho de la sección transversal 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 ecuación (8) el coeficiente α_{eh} adopta el valor de 0.05, f_i es la fracción correspondiente a la clase i -ésima presente en el lecho, 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 :

$$\tau_{*i} = \frac{\tau_b}{g (\rho_s - \rho) d_i} \quad (10)$$

y ξ_{oi} es el coeficiente de protección-exposición correspondiente a la clase i -ésima. En la presente formulación el mismo adopta la siguiente forma:

$$\xi_{oi} = \left(\frac{d_i}{d_m} \right)^b \quad (11)$$

donde d_m es el diámetro medio aritmético de la distribución granulométrica del sedimento del lecho, el cual se expresa en forma discreta como:

$$d_m = \sum_{i=1}^N f_i d_i \quad (12)$$

El exponente b en la expresión (11) adopta valores comprendidos entre 0 y 1. Estos valores establecen dos comportamientos extremos del transporte (P.A. Basile, 1998). Para $b=0$ el transporte dado por la (8) será completamente selectivo (no existen efectos de interacción entre partículas, es decir cada una conserva la movilidad intrínseca sugerida por su diámetro). Para $b=1$ los efectos de protección y exposición son tan fuertes que conducen a la condición de igual movilidad para todas las partículas presentes en el sedimento del fondo. El valor de b adoptado fue igual a 0.8. El coeficiente dado por la ecuación (11) producirá una disminución (aumento) de la tensión de corte adimensional para aquellas partículas que presenten diámetros menores (mayores) que el diámetro de referencia d_m .

Ecuación de Meyer-Peter y Müller (MPM):

La ecuación de Meyer-Peter y Müller (1948) 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. En la versión original, para sedimentos heterogéneos no se plantea el cálculo por clases granulométricas sino que se sugiere 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 I.Egiazaroff (1965) modificado por K.Ashida y M.Michiue (1971):

$$W_i^* = \alpha_{mpm} f_i \left(1 - \frac{\tau_{*ci}^{corr.}}{\tau_{*i}} \right)^{3/2} \quad (13)$$

donde $\alpha_{mpm}=8$, W_i^* es dado por la ecuación (9) y la tensión de corte adimensional crítica corregida para cada partícula es definida como:

$$\tau_{*ci}^{corr.} = \xi_{ci} 0.047 \quad (14)$$

donde el coeficiente de protección-exposición de Egiazaroff, levemente modificado por Ashida y Michiue para valores de $d_i/d_m < 0.4$, puede ser expresado como:

$$\xi_{ci} = \begin{cases} 0.85 (d_i/d_m)^{-1} & \mapsto (d_i/d_m) \leq 0.4 \\ [1 + 0.782 \log (d_i/d_m)]^{-2} & \mapsto (d_i/d_m) > 0.4 \end{cases} \quad (15)$$

De acuerdo con los efectos de protección-exposición el coeficiente dado por la ecuación (15) producirá un aumento (disminución) de la tensión de corte adimensional crítica para aquellas partículas que presenten diámetros menores (mayores) que el diámetro de referencia d_m .

METODOLOGÍA DE CÁLCULO

A los efectos de sistematizar el procedimiento de cálculo se desarrolló un programa computacional que efectúa el cálculo de los parámetros estadísticos y del transporte por fracciones partiendo de una determinada distribución granulométrica. Esta última es discretizada en un número finito de clases granulométricas. Cada clase es representada por su respectivo diámetro medio en la escala ϕ , $\bar{\phi}_i$, y por la correspondiente fracción f_i . Los parámetros estadísticos, descritos en el punto 2, son calculados en forma discreta para un número de clases granulométricas N variable entre $2 < N \leq 100$. Asimismo, a igualdad de condiciones hidrodinámicas, se calcula contemporáneamente el transporte sólido para cada clase T_i y el correspondiente transporte global realizando la sumatoria sobre el número total de clases granulométricas N :

$$T(N) = \sum_{i=1}^N T_i \quad (16)$$

Los valores de los parámetros estadísticos y del transporte sólido, calculados para un número arbitrario $N=100$, se consideran valores asintóticos a los verdaderos, es decir, aquellos que se obtendrían para $N \rightarrow \infty$. De este modo es posible determinar el error que se comete en el cálculo del transporte en función de los diferentes grados de discretización adoptados (número de clases granulométricas). El mismo se expresa como:

$$E_T(N) = \frac{|T(100) - T(N)|}{T(100)} \quad (17)$$

Acotando dicho error a valores aceptables es posible correlacionar el número de clases granulométricas con los parámetros estadísticos de las distribuciones, determinando de esta manera las relaciones funcionales que se desean establecer.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

En la Figura 2 se presenta el error en el cálculo del transporte sólido en función del número de clases granulométricas adoptadas, para la ecuación de EH y distribuciones unimodales

extendidas tipo G. Como tendencia general se observa que el error disminuye, a medida que aumenta el número de clases, siguiendo aproximadamente una ley exponencial rápidamente decreciente. En todos los casos se observa que para $N=15$ el error es prácticamente despreciable, además se observa que N aumenta considerablemente si se fijan errores menores que el 5 %. Para realizar un análisis comparativo se fijó un error admisible igual al 5% y se analizó la variación del número de clases para las distintas distribuciones. Si consideramos las distribuciones tipo G el número de clases necesario varía entre $N=5$ (distribución G5) y $N=9$ (distribución G1). En estos casos se observa claramente como, no obstante el desvío estándar geométrico permanezca constante, el número de clases necesario se incrementa con el aumento de la asimetría de la distribución. En efecto, estas dos distribuciones presentan el mismo valor del desvío estándar geométrico $\sigma_g=5$, pero la asimetría adimensional es $\beta=0.5$ para la distribución G5 y $\beta=1.7$ para la distribución G1. Además, si la asimetría disminuye el número de clases disminuye no obstante el desvío estándar geométrico aumente (distribuciones G1, G2 y G3). Para las distribuciones granulométricas extendidas bimodales (tipo B), N varía entre $N=5$ (distribución B1) y $N=7$ (distribución B4). En el caso de las distribuciones tipo S, el número de clases N varía entre $N=2$ (distribución S2) y $N=3$ (distribución S3).

Efectuando una correlación múltiple se determinó la relación funcional para el conjunto de distribuciones analizadas (tipo S, G y B). La misma vincula el número de clases N con el desvío estándar geométrico σ_g y la asimetría adimensional β . Dicha relación para la ecuación de EH modificada y $E_T(N)=5\%$ es ($r^2=0.91$):

$$N = 0.19 \sigma_g + 3.88 \beta + 2.13 \quad (18)$$

En las Figuras 3, 4, 5 y 6 se presentan los resultados obtenidos a través de la aplicación de la ecuación de MPM para las distribuciones S3, G1, G2, G3 respectivamente. En cada Figura se expone el error en el cálculo del transporte sólido en función del número de clases granulométricas adoptadas, para distintos valores de la tensión de corte adimensional referida al diámetro medio aritmético τ_{*m} . Se observa que, a igualdad de error, el número de clases necesario disminuye a medida que aumenta τ_{*m} . Para realizar una comparación entre las distintas distribuciones consideramos la condición más desfavorable, es decir la referida a $\tau_{*m}=0.07$ (ligeramente superior a la tensión de corte adimensional crítica) y, análogamente al caso anterior, acotamos el error en un valor igual al 5%. En el caso de las distribuciones tipo G el número de clases necesario varía entre $N=7$ (distribución G5) y $N=14$ (distribución G1). También en esta situación se observa que la asimetría de la distribución juega un rol fundamental en la determinación del número de clases. En efecto, comparando las distribuciones G1, G2 y G3 se observa que respectivamente el desvío estándar geométrico aumenta y la asimetría adimensional disminuye, permitiendo de este modo el empleo de un número menor de clases granulométricas. Con respecto a las distribuciones granulométricas extendidas bimodales, N varía entre $N=5$ (distribución B1) y $N=9$ (distribución B4). En el caso de las distribuciones tipo S, el número de clases N varía entre $N=4$ (distribución S2) y $N=5$ (distribución S3).

Considerando el conjunto de distribuciones granulométricas analizadas (tipo S, G y B) la relación funcional obtenida para la ecuación de MPM con $\tau_{*m}=0.07$ y $E_T(N)=5\%$ es ($r^2=0.92$):

$$N = 0.15 \sigma_g + 5.48 \beta + 3.96 \quad (19)$$

Mediante las relaciones (18) y (19) es posible determinar el número de clases granulométricas en función de dos parámetros estadísticos de las distribuciones del sedimento del fondo. Si bien la relación (18) es válida para la ecuación de EH, la misma puede ser aplicada en principio para estimar N cuando se utilicen ecuaciones sin umbral crítico. De la misma manera, la relación (19) puede ser aplicada para estimar N cuando se implementen ecuaciones de transporte con umbral crítico, similares a la ecuación de MPM.

CONCLUSIONES

En el caso de distribuciones granulométricas fuertemente extendidas el valor del desvío estándar geométrico resulta inadecuado e insuficiente por si solo para determinar el número de clases necesario que limite el error en el cálculo del transporte. En efecto, se ha constatado que un aumento del mismo no implica un aumento del número de clases, debiéndose considerar además el valor que asume la asimetría adimensional de la distribución granulométrica del sedimento del lecho. Las relaciones funcionales obtenidas relacionando el número de clases N con el desvío estándar geométrico σ_g y la asimetría adimensional β , son muy satisfactorias y comprenden un amplio espectro de distribuciones granulométricas, las cuales se encuentran frecuentemente en situaciones prácticas.

En los modelos matemáticos morfo-sedimentológicos es importante determinar el número de clases necesario para calcular el transporte. Esto implica llegar a un compromiso entre tiempos de las simulaciones y errores. La adopción de un número reducido de clases producirá una disminución del tiempo de simulación pero como contrapartida se generarán errores significativos en la evaluación del transporte. Dichos errores deberán ser compensados ajustando considerablemente los coeficientes de la ecuación de transporte. En estas situaciones es oportuno fijar un error máximo admisible que permita reducir los tiempos de simulación. En el presente estudio se ha observado que el número de clases necesario aumenta sustancialmente si se fijan errores menores que 5%. Por lo tanto, a los fines de optimizar los tiempos de simulación, resulta oportuno fijar el error entorno al 5%. De este modo, las ecuaciones (18) y (19) permiten determinar el número de clases granulométricas en función de parámetros estadísticos que pueden ser fácilmente obtenidos a partir de las distribuciones del sedimento del fondo.

LISTA DE SÍMBOLOS

En este trabajo han sido utilizados los siguientes símbolos:

B	= ancho de la sección transversal (L).
b	= exponente en la función de protección-exposición ξ_{oi} .
d_g	= diámetro medio geométrico (L).
d_i	= diámetro correspondiente a la clase i-esima (L).
d_m	= diámetro medio aritmético (L).
$E_T(N)$	= error en el cálculo del transporte considerando N clases granulométricas.
$f(\phi)$	= función de densidad de probabilidad.
$F(\phi)$	= función de probabilidad acumulada.
f_i	= fracción correspondiente a la clase i-esima.
g	= aceleración de la gravedad (LT^{-2}).
N	= número de clases granulométricas.

s	= densidad específica del sedimento.
$T(100)$	= transporte volumétrico global considerando 100 clases granulométricas (L^3T^{-1}).
$T(N)$	= transporte volumétrico global considerando N clases granulométricas (L^3T^{-1}).
T_i	= transporte volumétrico correspondiente a la clase i-esima (L^3T^{-1}).
u	= velocidad media de la corriente hídrica (LT^{-1}).
U^*	= velocidad de corte (LT^{-1}).
W_i^*	= transporte adimensional de G.Parker correspondiente a la clase i-esima.
α_{eh}	= coeficiente ecuación de EH.
α_{mpm}	= coeficiente ecuación de MPM.
β	= asimetría adimensional.
ϕ	= escala sedimentológica.
ϕ_m	= media de la distribución granulométrica definida en la escala sedimentológica ϕ .
μ	= asimetría de la distribución granulométrica definida en la escala sedimentológica ϕ .
ρ	= densidad del agua (ML^{-3}).
ρ_s	= densidad del sedimento (ML^{-3}).
σ^2	= varianza de la distribución granulométrica definida en la escala sedimentológica ϕ .
σ_g	= desvío estándar geométrico.
τ_{*i}	= tensión de corte adimensional correspondiente a la clase i-esima.
τ_{*m}	= tensión de corte adimensional referida al diámetro medio aritmético.
τ_b	= tensión de corte media sobre el fondo ($ML^{-1}T^{-2}$).
$\tau_{*ci}^{corr.}$	= tensión de corte adimensional crítica corregida correspondiente a la clase i-esima.
ξ_{ci}	= coef. de protección-exposición para la clase i-esima que corrige la tensión de corte adimensional crítica.
ξ_{oi}	= coef. de protección-exposición para la clase i-esima que corrige la tensión de corte adimensional.

REFERENCIAS

- Ashida, K. y Michiue, M. (1971).** *An investigation of river bed degradation downstream of a dam.* Proc. XIV Congress of IAHR. Vol. 3, pp 247-255.
- Basile, P.A. (1990).** *Sediment transport of non-uniform grain-size materials.* Tesis 25° Curso Internacional de Hidrología, Universidad de Padua, Italia.
- Basile, P.A. (1994).** *Modellazione dei meccanismi di intercettazione e rilascio dei sedimenti da parte delle briglie permeabili.* Tesis de Doctorado en Hidrodinámica Universidad de Padua. Bibliotecas Nacionales de Roma y Florencia. Italia.
- Basile, P.A. y Peviani, M. (1996).** *Morphodynamic mathematical model for non-uniform grain-size sediments.* En Flooding Risk in Mountain Areas, Chapter 8. ISMES-DTA, Seriate, BG, Italia.
- Basile, P.A. (1998).** *Evaluación de ecuaciones de transporte adaptadas para sedimentos heterogéneos.* Revista de Estudios sobre Cuestión Hidroambiental, ISSN 1514-2906. Eds. UNR, UNESCO, PHI. Vol. 4, N.2, pp. 61-84.
- Di Silvio, G. y Brunelli, S. (1989).** *Experimental investigation on bed load and suspended load transport in mountain streams.* Proc. International Workshop on Fluvial Hydraulics of Mountain Regions, Trento, Italia.
- Egiazaroff, I. (1965).** *Calculation of nonuniform sediment concentrations.* Journal of the Hydraulic Division-ASCE, Vol. 91, N. HY14.
- Einstein, H.A. (1950).** *The bed load function for sediment transportation in open channel flows.* Technical Bulletin 1026, USDA, Soil Conservation Service.

Engelund, F. y Hansen, A. (1967). *A monograph on sediment transport in alluvial streams.* Tech. University of Denmark.

Khin, Ni Ni Thein (1989). *One-dimensional morphological modelling of graded sediments.* Report N° Q697, Delft Hydraulics, The Netherlands.

Parker, G. y Klingeman, P. (1982). *On why gravel bed streams are paved.* Water Resources Research. Vol. 18 N. 5, pp 1409-1423.

Parker, G., Klingeman, P. y McLean, D. (1982). *Bed load and size distributions in paved gravel-bed streams.* Journal of the Hyd. Division, ASCE. Vol. 108 N. HY4, pp 544-571.

Parker, G. (1991). *Some random notes on grain sorting.* Proc. of the Grain Sorting Seminar, Ascona, Suiza, 21-26 Octubre 1991.

Shaw, J. y Kellerhals, R. (1982). *The composition of recent alluvial gravels in Alberta river beds.* Bulletin 41, Alberta Research Council, Edmonton, Alberta, Canada.

White, W. R. y Day T. J. (1982). *Transport of graded gravel bed material.* Gravel-bed Rivers, R.D Hey, J.C. Bathurst, C.R. Thorne (Eds.), John Wiley and Sons, pp 181-224.

Tabla 1: resumen de las características estadísticas de las distintas distribuciones granulométricas utilizadas.

Distribución	d ₁₆ (mm)	d ₅₀ (mm)	d ₈₄ (mm)	d _m (mm)	d _g (mm)	σ _g	β
S1	0.20	0.35	0.61	0.42	0.35	1.8	0.00
S2	0.15	0.35	0.82	0.47	0.35	2.2	0.00
S3	0.11	0.25	0.49	0.31	0.24	2.0	0.02
S4	0.26	0.50	1.12	0.65	0.52	2.0	0.02
G1	17.45	117.98	316.12	155.14	77.64	5.0	1.70
G2	6.35	58.35	244.44	110.72	40.89	6.0	0.80
G3	3.17	36.06	183.54	85.72	25.77	7.0	0.50
G4	2.21	24.25	94.52	45.63	16.32	6.0	0.50
G5	2.00	13.05	48.50	23.86	10.02	5.0	0.50
B1	0.40	12.26	50.80	23.73	6.50	8.0	0.30
B2	0.69	24.68	86.14	40.96	12.73	8.0	0.60
B3	0.53	46.31	161.27	77.21	17.39	12.0	0.55
B4	0.93	46.31	161.27	77.97	22.95	9.0	0.85

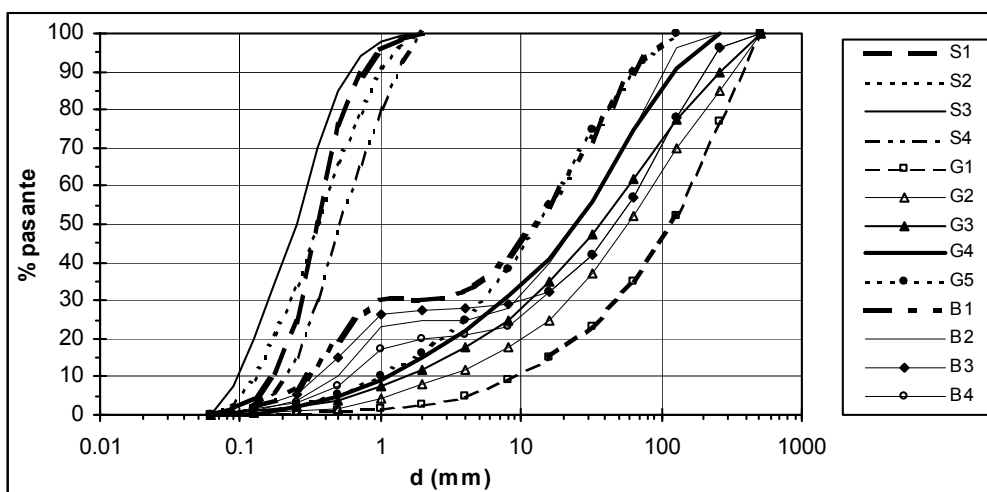


Figura 1: distribuciones granulométricas utilizadas.

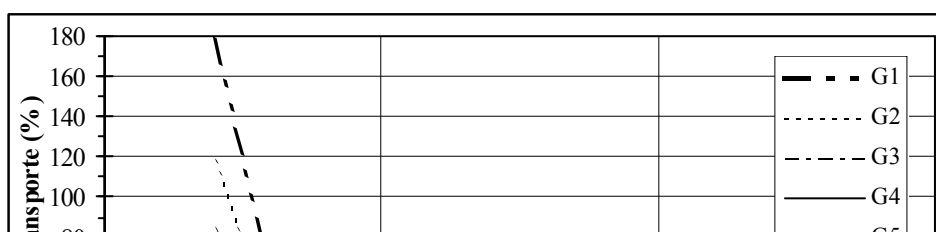


Figura 2: $E_T(N)$ para distribuciones tipo G, ecuación de EH.

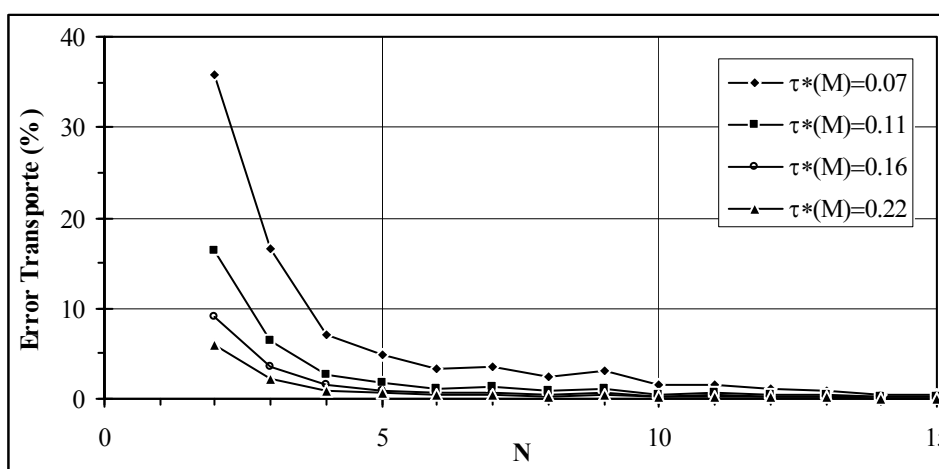


Figura 3: $E_T(N)$ para distintos valores de τ_{*m} , distribución S3, ecuación de MPM.

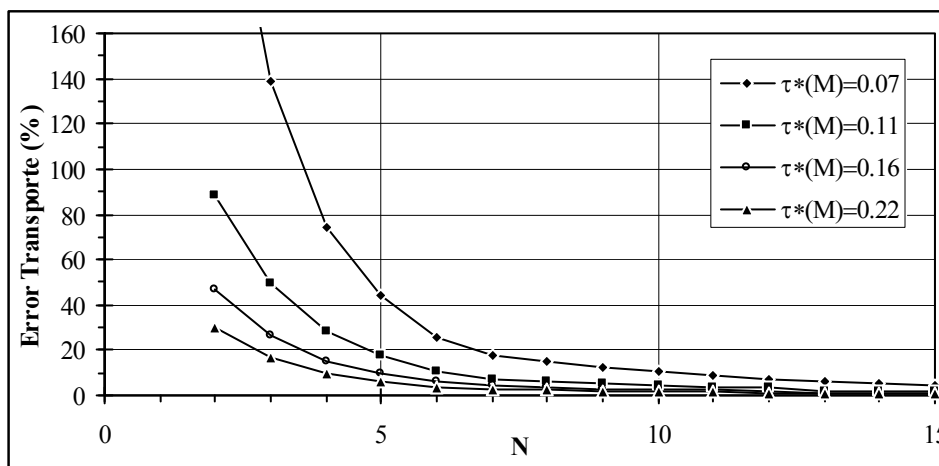


Figura 4: $E_T(N)$ para distintos valores de τ_{*m} , distribución GI, ecuación de MPM.

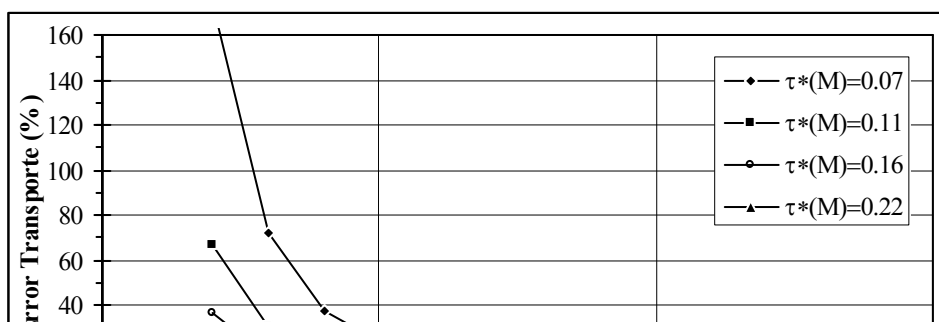


Figura 5: $E_T(N)$ para distintos valores de τ_{*m} , distribución G2, ecuación de MPM.

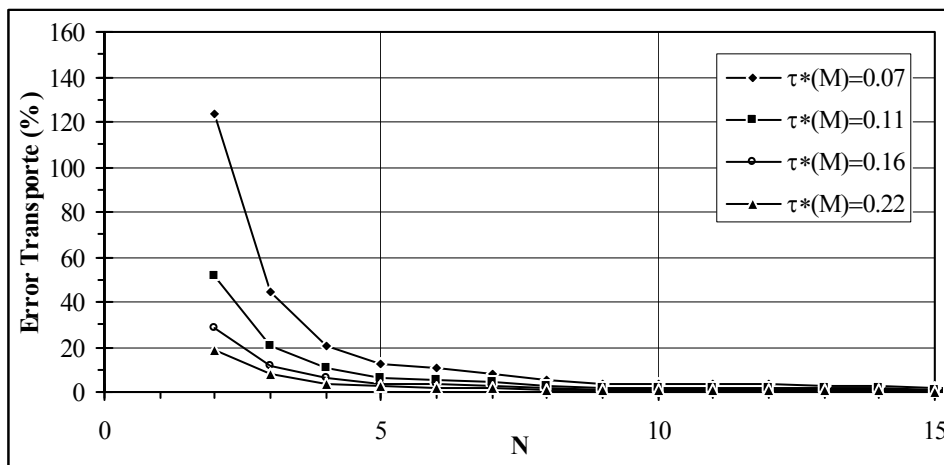


Figura 6: $E_T(N)$ para distintos valores de τ_{*m} , distribución G3, ecuación de MPM.