

MODELACIÓN MATEMÁTICA DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NO UNIFORMES EN CONDICIONES DE DESEQUILIBRIO

Pedro Abel Basile

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales. FCEIA. UNR
Riobamba 245 bis. (2000) Rosario. Argentina
Telefax: 0341-4808541. E-mail: pbasile@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

En el presente trabajo se describe el desarrollo y la implementación computacional de un modelo matemático apropiado para la simulación del flujo hídrico, del transporte de sedimentos por clases granulométricas, de los procesos de erosión/sedimentación y de los cambios de la composición granulométrica del fondo, en ríos caracterizados por lechos de sedimentos no uniformes. El modelo propuesto permite simular condiciones de desequilibrio del transporte de sedimentos en suspensión. Tal proceso se simula mediante la introducción en el balance sólido de cada clase granulométrica, transportada en suspensión, de una ecuación de reacción lineal de primer orden. El transporte de fondo se considera en equilibrio, consecuentemente, el mismo se determina en función de parámetros hidrodinámicos y sedimentológicos locales. El sistema de ecuaciones que gobiernan la dinámica del flujo bifásico se resuelve en forma cuasi-acoplada, mediante aproximaciones en diferencias finitas, utilizando un esquema de predicción-corrección. El modelo ha sido aplicado en casos esquemáticos y ha sido utilizado para simular numéricamente un experimento de laboratorio referido a los cambios morfológicos que se observan en una trinchera construida transversalmente a la dirección del flujo hídrico. Además, el presente modelo ha sido comparado con otros modelos matemáticos morfológicos que contemplan la posibilidad de adaptación espacial del transporte en suspensión.

Palabras claves: modelación matemática, sedimentos no uniformes, transporte en suspensión.

INTRODUCCIÓN

Los modelos morfológicos se basan en las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento para la corriente hídrica y en la ecuación de continuidad de sedimentos para el transporte sólido. Sobre la base de las características hidro-morfo-sedimentológicas del sistema, como así también en función del grado de resolución espacio-temporal que requiere el problema en estudio, diferentes simplificaciones pueden ser introducidas en las ecuaciones que gobiernan el proceso físico (Di Silvio, 1992; De Vries, 1993; Basile et al., 1994).

El modelo presentado en este trabajo permite simular numéricamente los cambios morfológicos en ríos aluviales caracterizados por lechos de sedimentos no uniformes. El modelo puede ser aplicado indistintamente planteando condiciones de equilibrio o desequilibrio del transporte de sedimentos en suspensión. Cabe señalar que situaciones de desequilibrio del transporte en suspensión pueden ser observadas en la naturaleza en diferentes circunstancias, como por ejemplo, en el caso de un río sujeto a una excesiva alimentación sólida de sedimentos relativamente finos; en el ingreso de sedimentos a un embalse o en el caso de una trinchera dragada en el fondo del río, con el objetivo generalmente de posicionar un conducto (Di Silvio, 1988; Kerssens, 1983). En este último caso es de interés práctico calcular el sobreancho necesario de la trinchera a los efectos de asegurar que, durante el período de ejecución de la obra, el conducto y el recinto destinado a su posicionamiento, no sea tapado por los sedimentos.

En el trabajo se presentan las ecuaciones que constituyen la base teórica del modelo y se describe brevemente el método empleado para la resolución de las mismas. Posteriormente, se presenta la aplicación del modelo y la comparación con diferentes tipos de modelos morfológicos. Analizando además la influencia de la hipótesis de condiciones de equilibrio versus desequilibrio del transporte en suspensión en los cambios morfológicos de una trinchera experimental.

ECUACIONES DEL MODELO MATEMÁTICO HIDROMORFOLÓGICO

La sección del curso de agua, incluido el fondo constituido por sedimentos no uniformes, se representa mediante tres estratos superpuestos como se indica en la Figura 1. En la parte superior, la corriente hídrica se divide en un estrato de transporte en suspensión, de altura h_s y un estrato de transporte de fondo, de altura a . En el fondo del cauce se esquematiza un estrato de mezcla (o capa activa) de altura δ , debajo del cual se encuentra el sedimento no perturbado o substrato (Basile, 1999). Para cada estrato y para cada clase granulométrica se pueden determinar las correspondientes ecuaciones de continuidad de sedimentos y asociarles las ecuaciones que representan el flujo hídrico.

Continuidad de sedimentos en el estrato de transporte en suspensión

El transporte en suspensión se considera en condiciones de desequilibrio. Por lo tanto, el transporte en suspensión efectivo o real es distinto que la capacidad de transporte. Se considera además el almacenamiento en la columna de agua. De este modo, la continuidad en el estrato de transporte en suspensión se expresa como:

$$\frac{\partial(q_{s_i} / v)}{\partial t} + \frac{\partial q_{s_i}}{\partial x} + \phi_{s_i} = 0 \quad (1)$$

donde t es la coordenada temporal, x es la coordenada espacial, q_{si} es el transporte en suspensión efectivo por unidad de ancho correspondiente a la clase i -ésima, v es la velocidad media de la corriente hídrica y ϕ_{si} es el flujo de sedimentos de la clase i -ésima entre el estrato de transporte en suspensión y el estrato de transporte de fondo, el cual se expresa mediante:

$$\phi_{si} = \frac{1}{\lambda_{*i}} (q_{si} - q_{sci}) \quad (2)$$

donde q_{sci} es la capacidad de transporte en suspensión por unidad de ancho correspondiente a la clase i -ésima y λ_{*i} es la longitud de adaptación de la clase i -ésima transportada en suspensión, la cual puede expresarse como (Di Silvio, 1988; Armanini et al., 1989):

$$\lambda_{*i} = \frac{h_s v}{w_{si}} \left\{ \frac{a}{h_s} + \left(1 - \frac{a}{h_s} \right) \exp \left[-1.5 \left(a/h_s \right)^{-1/6} \left(w_{si}/u_* \right) \right] \right\} \quad (3)$$

donde w_{si} es la velocidad de caída asociada a la clase i -ésima, u_* es la velocidad de corte. La altura del estrato de transporte de fondo, a , se asume igual a la rugosidad equivalente de Nikuradse, k_s , por lo tanto, de acuerdo a la distribución logarítmica de velocidades en la vertical para un flujo turbulento completamente desarrollado, se obtiene: $a=30 z_0$, donde z_0 es la distancia desde el fondo en la cual la velocidad se anula, es decir: $z_0 = h / \exp[1 + \kappa C_f]$; en la cual h es la profundidad de la corriente hídrica; κ es la constante de Von Karman; $C_f = C/g^{0.5}$ es el factor de fricción, siendo C el coeficiente de Chezy y g es la aceleración de la gravedad.

Continuidad de sedimentos en el estrato de transporte de fondo

Se asume que el transporte de fondo depende exclusivamente de los parámetros hidrodinámicos y sedimentológicos locales (es decir condiciones de equilibrio). Por lo tanto el transporte de fondo efectivo es igual a la capacidad de transporte. Se desprecian además las variaciones temporales del almacenamiento en este estrato. En estas condiciones la ecuación de continuidad para los sedimentos presentes en el estrato de transporte de fondo es:

$$\frac{\partial q_{bi}}{\partial x} + \phi_{bi} - \phi_{si} = 0 \quad (4)$$

donde $q_{bi} = q_{bci}$ es la capacidad de transporte de fondo por unidad de ancho correspondiente a la clase i -ésima y ϕ_{bi} es el flujo de sedimentos de la clase i -ésima entre el estrato de transporte de fondo y el estrato de mezcla.

Continuidad de sedimentos en el estrato de mezcla (capa activa)

En el estrato de mezcla no se produce ningún tipo de transporte longitudinal de sedimentos, solo se producen flujos verticales, debido a los procesos de erosión/sedimentación, que inducen cambios en la composición granulométrica del mismo. La ecuación de continuidad en este estrato se expresa como (Basile, 1999):

$$(1-p) \left[\frac{\partial (f_i \delta)}{\partial t} + \phi_{ei} \right] = \phi_{bi} \quad , \quad \phi_{ei} = f_{ei} \frac{\partial (z_b - \delta)}{\partial t} \quad (5a), (5b)$$

donde p es la porosidad del sedimento, f_i es la fracción correspondiente a la clase i -ésima presente en el estrato de mezcla, ϕ_{ei} es el flujo de sedimentos de la clase i -ésima entre el estrato de mezcla y

el estrato de sedimentos no perturbados o substrato, z_b es la cota del fondo, f_{ei} es la fracción de intercambio de la clase i -ésima entre el estrato de mezcla y el substrato: $f_{ei} = f_i$ si en un determinado intervalo de tiempo la superficie de separación entre dichos estratos, posicionada en cota ($z_b - \delta$), se desplaza hacia arriba o $f_{ei} = f_{np\ i}$ si tal superficie se desplaza hacia abajo.

Gradiente temporal de la cota de fondo

Introduciendo la ec. (5b) en la ec. (5a), realizando la sumatoria sobre el número total de clases granulométricas y sucesivamente utilizando la ec. (4) para expresar el flujo de sedimentos ϕ_{bi} , se obtiene la ecuación que describe el gradiente temporal de la cota del fondo como:

$$(1 - p) \frac{\partial z_b}{\partial t} = \sum_{i=1}^N \phi_{bi} = \sum_{i=1}^N \phi_{si} - \frac{\partial \sum_{i=1}^N q_{bi}}{\partial x} \quad (6)$$

donde N es el número total de clases granulométricas, el cual puede ser evaluado en función del desvío estándar geométrico y la asimetría adimensional de la distribución granulométrica de los sedimentos del fondo (Basile, 2001).

Capacidad de transporte

La capacidad de transporte total por unidad de ancho correspondiente a la clase i -ésima, q_{tci} , se calcula mediante la ecuación de Engelund y Hansen (1967) modificada para sedimentos heterogéneos (Basile, 2000):

$$\frac{q_{tci} [(s-1)g]}{u_*^3} = \alpha_{eh} f_i C_f^2 \tau_{*i} \xi_{oi} \quad (7)$$

donde $s = \rho_s / \rho$ es la gravedad específica del sedimento, siendo ρ_s la densidad del sedimento y ρ la densidad del agua; $\alpha_{eh} = 0.05$; $\tau_{*i} = \tau_b / g(\rho_s - \rho)d_i$ es la tensión de corte adimensional referida a la partícula de diámetro d_i , siendo τ_b la tensión de corte media sobre el fondo y $\xi_{oi} = (d_i / d_m)^b$ es el coeficiente de protección/exposición de la clase i -ésima, siendo $d_m = \sum f_i d_i$ el diámetro medio aritmético de la distribución granulométrica del sedimento del fondo y b un coeficiente que asume valores comprendidos entre 0 y 1.

La capacidad de transporte total por unidad de ancho correspondiente a la clase i -ésima es dividida en fondo y suspensión mediante la aplicación de la relación de transportes de Van Rijn, 1984a,b,c:

$$q_{bci} = (RT_i / 1 + RT_i) q_{tci} \quad , \quad q_{sci} = (1 / 1 + RT_i) q_{tci} \quad (8a), (8b)$$

donde la relación de transportes para la clase i -ésima, RT_i , es expresada como:

$$RT_i = \frac{5}{12} \left(\frac{d_i}{h} \right)^{0.2} \left\{ d_i \left[\frac{(s-1)g}{v^2} \right]^{1/3} \right\}^{0.6} \quad (9)$$

donde v es la viscosidad cinemática.

A partir del presente modelo morfológico se pueden identificar otros modelos presentados previamente por el autor. Si se considera un único estrato de transporte total, es decir no se divide el transporte total en fondo y suspensión, y se asumen condiciones de equilibrio para dicho transporte total, se obtiene el modelo morfológico para sedimentos no uniformes propuesto en (Basile, 1999). Si se consideran sedimentos uniformes, es decir fondo esquematizado mediante un único estrato y un único diámetro representativo, transporte total dividido en fondo y suspensión, con transporte en suspensión en condiciones de desequilibrio, se obtiene el modelo morfológico (Basile, 1997). Si se consideran sedimentos uniformes, transporte total dividido en fondo y suspensión, con transporte en suspensión en equilibrio, se obtiene el modelo morfológico presentado en (Basile et al., 1998).

Flujo hídrico

El caudal líquido se considera constante en el espacio pero variable en el tiempo. Por lo tanto, la corriente hídrica se considera en régimen cuasi-permanente. El perfil longitudinal de la corriente hídrica presente al tiempo t se expresa mediante:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{2gA^2} \right) + \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial z_b}{\partial x} + \frac{Q|Q|}{C^2 A^2 R} = 0 \quad , \quad Q = Q(t) \quad (10)$$

donde Q es el caudal líquido, A es el área mojada y R es el radio hidráulico.

RESOLUCIÓN NUMÉRICA DE LAS ECUACIONES GOBERNANTES

Las ecuaciones diferenciales que constituyen el modelo matemático morfológico son resueltas en forma cuasi-acoplada mediante la implementación de un esquema numérico de predicción-corrección en diferencias finitas (Cunge et al., 1980). Por ejemplo, las derivadas parciales del transporte de fondo y en suspensión correspondiente a la clase i -ésima se discretizan de la siguiente manera:

Predicción:

$$\frac{\partial(q_{si}/v)}{\partial t} = \frac{(q_{si}/v)_j^{(n+1)'} - (q_{si}/v)_j^n}{\Delta t} \quad (11)$$

$$\frac{\partial q_{si}}{\partial x} = \frac{q_{sij}^n - q_{sij-1}^n}{\Delta x} \quad , \quad \frac{\partial q_{bi}}{\partial x} = \frac{q_{bij}^n - q_{bij-1}^n}{\Delta x} \quad (12a),(12b)$$

Corrección:

$$\frac{\partial(q_{si}/v)}{\partial t} = \frac{1}{\Delta t} \left\{ \psi \left[\left(\frac{q_{si}}{v} \right)_j^{n+1} - \left(\frac{q_{si}}{v} \right)_j^n \right] + (1-\psi) \left[\left(\frac{q_{si}}{v} \right)_{j-1}^{(n+1)'} - \left(\frac{q_{si}}{v} \right)_{j-1}^n \right] \right\} \quad (13)$$

$$\frac{\partial q_{si}}{\partial x} = \frac{1}{\Delta x} \left[\theta (q_{sij}^{n+1} - q_{sij-1}^{(n+1)'}) + (1-\theta) (q_{sij}^n - q_{sij-1}^n) \right] \quad (14)$$

$$\frac{\partial q_{bi}}{\partial x} = \frac{1}{\Delta x} \left[\theta (q_{bij}^{n+1} - q_{bij-1}^{(n+1)'}) + (1-\theta) (q_{bij}^n - q_{bij-1}^n) \right] \quad (15)$$

donde θ y ψ son coeficientes de peso del esquema numérico, Δt es el paso de integración temporal, Δx es el paso de integración espacial, n es el índice temporal y j es el índice espacial. Las condiciones iniciales necesarias están representadas por las características geométricas de las secciones transversales, la topografía, las características sedimentológicas del material del fondo y las capacidades de transporte de sedimentos a lo largo del río. Las condiciones al contorno son: el transporte de sedimentos y el caudal líquido en el contorno aguas arriba, mientras en el contorno aguas abajo se especifica la relación nivel hidrométrico-caudal líquido.

APLICACIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO

El modelo matemático descrito precedentemente fue utilizado para simular numéricamente dos casos esquemáticos de propagación de perturbaciones de la composición granulométrica del fondo. Además, se simuló un experimento realizado en el laboratorio de Delft Hydraulics (Galappati et al., 1985; De Vries, 1993), referido a los cambios morfológicos que experimenta una trinchera construida transversalmente a la dirección del flujo. En este caso, el modelo propuesto fue comparado con otros modelos matemáticos morfológicos. Asimismo, se analizó la influencia de la longitud de adaptación del transporte en suspensión en los cambios morfológicos de la trinchera, comparando las simulaciones efectuadas asumiendo condiciones de equilibrio y condiciones de desequilibrio del transporte en suspensión.

Simulación de la propagación de perturbaciones en la composición del fondo

Se realizaron las simulaciones numéricas de propagación de una perturbación gradual y de una perturbación abrupta de la composición granulométrica del fondo. En los dos casos esquemáticos analizados se consideró un canal prismático de ancho $B=70$ m, pendiente $S_b=0.01$ y $C=20$ m^{1/2}/s, en condiciones de flujo uniforme con caudal líquido $Q=400$ m³/s. En ambas simulaciones numéricas se asignaron los siguientes valores: $\Delta x=250$ m, $\Delta t=90$ s, $\theta=0.6$, $\psi=0.5$, $s=2.65$, $p=0.4$, $\alpha_{eh}=0.05$, $b=0.8$, $\delta=2d_{90}$. El fondo se representó mediante cuatro clases granulométricas, con diámetros $d_1=0.32$ mm, $d_2=3.2$ mm, $d_3=32$ mm y $d_4=320$ mm. Las correspondientes fracciones iniciales ($t=0$) en cada punto computacional fueron $f_1^0=0.06$, $f_2^0=0.20$, $f_3^0=0.48$ y $f_4^0=0.26$. En el caso de la perturbación gradual, para $t>0$ la composición del fondo en la progresiva 1 Km fue $f_1=0.18$, $f_2=0.26$, $f_3=0.42$ y $f_4=0.14$, alcanzando linealmente el valor inicial 750 m aguas arriba y 750 m aguas abajo de dicha progresiva. En el caso de la perturbación abrupta, se mantuvo una perturbación constante de la composición del fondo, igual a la utilizada en el caso anterior, pero aplicada solamente en el contorno aguas arriba. En las Figuras 2 y 3 se presenta la evolución espacio-temporal de la fracción f_1 , adimensionalizada con la fracción inicial f_1^0 , correspondiente al caso de perturbación gradual y abrupta respectivamente. En el primer caso, la perturbación introducida no se mantiene constante en el tiempo, por lo tanto la misma se propaga aguas abajo sufriendo un proceso de atenuación. Esto no ocurre en el segundo caso, ya que la perturbación constante en el ingreso hace que se tienda a una composición uniforme del fondo a lo largo del canal e igual a la composición de entrada.

Simulación numérica del experimento de laboratorio

El experimento simulado numéricamente fue ejecutado en un canal de laboratorio utilizando arena fina con $d_{50}=0.16$ mm. En el fondo del manto de arena se realizó una trinchera trapezoidal, perpendicular a la dirección del flujo, con base de fondo igual a 3 m, profundidad de 0.15 m y taludes 1V:10H. El caudal líquido específico fue mantenido constante e igual a $q=0.2$ m²/s. La

velocidad del flujo no perturbado fue de 0.51 m/s y la correspondiente profundidad inicial fue de 0.39 m. En la simulación numérica se adoptó $\Delta x=0.5$ m, $\Delta t=1$ s, $\theta=0.6$, $\psi=0.5$, $s=2.65$, $p=0.4$, $C=47$ m^{1/2}/s. El fondo se esquematizó con una sola clase granulométrica, por lo tanto, $d_1=0.16$ mm, $f_1=1$, $b=0$. El tiempo total simulado fue de 12 horas. El valor de $\alpha_{ch}=0.042$ brindó el mejor ajuste entre valores simulados de z_b y aquellos medidos en el experimento. En la Figura 4 se observa la evolución espacio-temporal de la cota del fondo calculada con el presente modelo y además, en la misma, se grafica el fondo medido a las 7.5 horas de comenzado el experimento. Se observa que los cambios morfológicos que experimenta la trinchera son reproducidos satisfactoriamente por el modelo. En particular, el proceso de sedimentación es simulado en forma satisfactoria mientras el proceso de erosión es ligeramente subestimado. En la Figura 5 se compara el presente modelo con un modelo 2D-V y con el modelo de aproximación asintótica de Galappati et al., 1985. Los resultados corresponden a un tiempo $t=7.5$ horas. Los resultados obtenidos con el presente modelo son similares a aquellos del modelo matemático de aproximación asintótica. Para progresivas mayores que 4.5 m la simulación del modelo 2D-V no presenta diferencias considerables respecto a aquellas efectuadas con los restantes modelos.

Influencia del desequilibrio en el transporte en suspensión

Se realizó otra simulación numérica con el objetivo de analizar el efecto de la longitud de adaptación de las partículas transportadas en suspensión, en los cambios morfológicos de la trinchera. La simulación fue efectuada manteniendo los valores de los coeficientes y parámetros del modelo iguales a los utilizados en el proceso de calibración, pero considerando transporte en suspensión en equilibrio. En la Figura 6 se presentan los resultados para dos tiempos diferentes, comparando los cambios morfológicos cuando se asume transporte en suspensión en equilibrio y cuando al mismo se lo considera en desequilibrio. En el primer caso se observa que la onda de sedimentos proveniente de aguas arriba presenta un frente neto y avanza sin sufrir sustanciales deformaciones, consecuentemente el proceso de sedimentación no se propaga a lo largo de la base de la trinchera como sucede en el segundo caso (desequilibrio). Por otra parte, en el primer caso, el proceso erosivo se acentúa considerablemente ya que se mantiene en el tiempo un fuerte gradiente espacial positivo del transporte hasta que la onda de sedimentos proveniente de aguas arriba no alcanza el extremo aguas abajo de la base de la trinchera. Evidentemente, en la situación analizada, para obtener una correcta descripción de la respuesta morfológica es necesario plantear que el transporte en suspensión no es función de los parámetros hidrodinámicos y sedimentológicos locales. Generalmente, este último planteo es necesario siempre y cuando el paso de integración espacial utilizado en la simulación numérica sea menor que la longitud de adaptación de las partículas más finas transportadas en suspensión.

CONCLUSIONES

El modelo matemático desarrollado e implementado es apropiado para simular los cambios morfológicos en ríos aluviales caracterizados por lechos de sedimentos no uniformes o heterogéneos. El modelo puede ser aplicado asumiendo condiciones de equilibrio o desequilibrio del transporte de sedimentos en suspensión. La presencia de sedimentos en suspensión no significa necesariamente que se deban asumir condiciones de desequilibrio para el mismo. Esto dependerá de la discretización espacial del dominio modelado, como así también de sus características hidráulicas y sedimentológicas. En efecto, si el paso de integración espacial es mayor que la longitud de adaptación de las partículas más finas transportadas en suspensión, la adaptación se verificará al interno de la grilla computacional y, por lo tanto, será válido asumir condiciones de equilibrio. En

caso contrario, como evidenciado en la simulación numérica del experimento, se deberán considerar condiciones de desequilibrio del transporte en suspensión.

Efectivamente, en el experimento simulado quedó demostrado que es muy importante considerar condiciones de desequilibrio del transporte en suspensión. La introducción de una ecuación de reacción lineal de primer orden, en el balance de sedimentos en suspensión, permite modelar en términos aceptables este fenómeno. Las simulaciones numéricas efectuadas son ampliamente satisfactorias, obteniéndose además resultados similares a aquellos determinados aplicando otros tipos de modelos matemáticos hidromorfológicos, que contemplan esta particularidad de los sedimentos transportados en suspensión.

BIBLIOGRAFÍA

- Armanini, A. y Di Silvio, G.** (1989) “*On the coexistence of bedload and suspended transport for a uniform grainsize material*”, Intern. Symp. Sediment Transport Modelling, S.S.Y. Wang (Ed.), pp.581-587., Nueva Orleans.
- Basile, P. A. y Di Silvio, G.** (1994) “*Interception and release of sediments by permeable check-dams*”, IAHR Fluvial Hydr. Section, Intern. Workshop on Floods and Inund. related to Large Earth Movements, Italia, pp.C3.1-C3.17.
- Basile, P.A.** (1997) “*Un modelo matemático morfológico unidimensional para ríos aluviales*”. Cuadernos CURIHAM, ISSN 1514-2906. Eds. UNR, PHI, UNESCO. Vol. 3, N° 4, pp. 1-13.
- Basile, P.A. y Riccardi, G.A.** (1998) “*Desarrollo y aplicación de un modelo morfológico cuasi-2D para simular numéricamente los procesos dinámicos de erosión y sedimentación en ríos aluviales*”. XVII Congreso Nacional del Agua, Tomo III, pp. 472-482.
- Basile, P.A.** (1999) “*Modelación de procesos de erosión-sedimentación en ríos con lechos de sedimentos heterogéneos*”. Cuadernos CURIHAM, ISSN 1514-2906. Eds. UNR, PHI, UNESCO. Vol. 5, N° 2, pp. 89-105.
- Basile, P.A.** (2000) “*Revisión de ecuaciones de transporte modificadas para sedimentos heterogéneos*”. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica – IAHR, Tomo I, pp. 369-378.
- Basile, P.A.** (2001) “*On the Number of Fractions to Compute Transport of Sediment Mixtures*”. International Journal of Sediment Research, ISSN 1001-6279, CN 11-2699/P. Vol. 16, N° 3, 2001, pp. 399-407.
- Cunge, J.A.; Holly, F.M. y Verwey, A.** (1980) *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*, Pitman Publishing Ltd, Londres.
- De Vries, M.** (1993) *River Engineering*, Publicación interna F10, Faculty of Civil Engineering, Department of Hydraulic Engineering, Delft University of Technology, Holanda.
- Di Silvio, G.** (1988) “*Adaptation processes through the surface of sedimentary systems*”, Euromech 215, Mechanics of Sediment Transport in Fluvial and Marine Environments.
- Di Silvio, G.** (1992) *Modelling Sediment Transport under Different Hydrological and Morphological Circumstances*, Dynamics of Gravel-Bed Rivers. Edit. P. Billy, R.D. Hey, C.R. Thorne y P. Tacconi. J. Wiley & Sons Ltd.
- Engelund, F. y Hansen A.** (1967) *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Tech. Univ. of Denmark.
- Galappatti, R. y Vreugdenhill, C.B.** (1985) “*A depth integrated model for suspended sediment transport*”, Journal of Hydraulic Research, Vol. 23, N° 4, p359-377.
- Kerssens, P.M.J.; Prins, A. y Van Rijn, L.C.** (1979) “*Model for Suspended Sediment Transport*”, Journal of Hydraulic Division, Vol. 105, N° HY5, pp. 461-476.
- Van Rijn, L.C.** (1984a) “*Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport*”, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 110, N° 10, p1431-1456.
- Van Rijn, L.C.** (1984b) “*Sediment Transport, Part II: Suspended Load Transport*”, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 110, N° 11, p1613-1641.
- Van Rijn, L.C.** (1984c) “*Sediment Transport, Part III: Bed Forms and Alluvial Roughness*”, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 110, N° 12, p1733-1754.

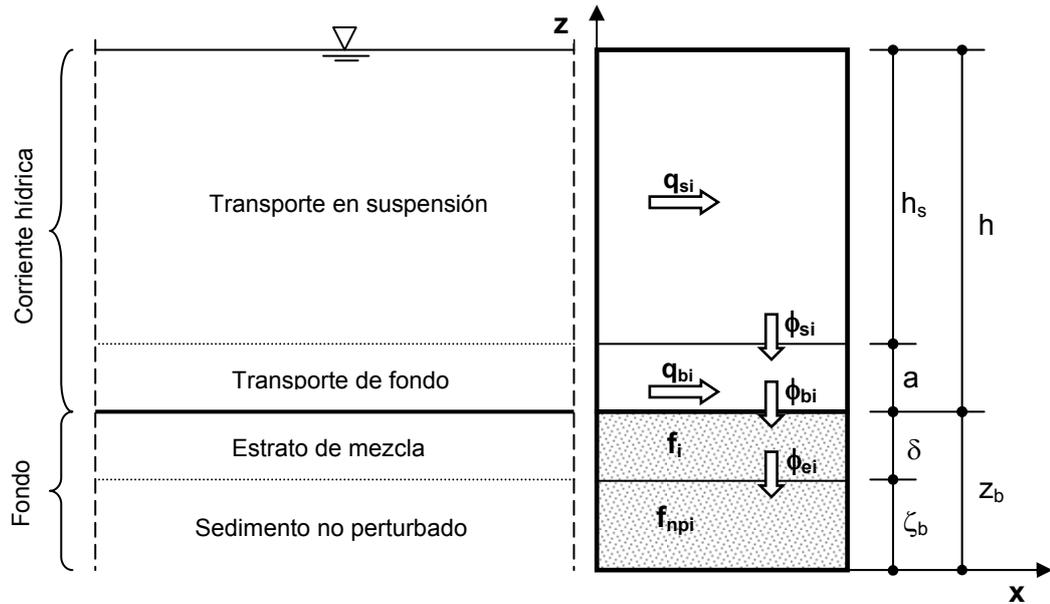


Figura 1: Representación esquemática de los flujos de sedimento en los distintos estratos.

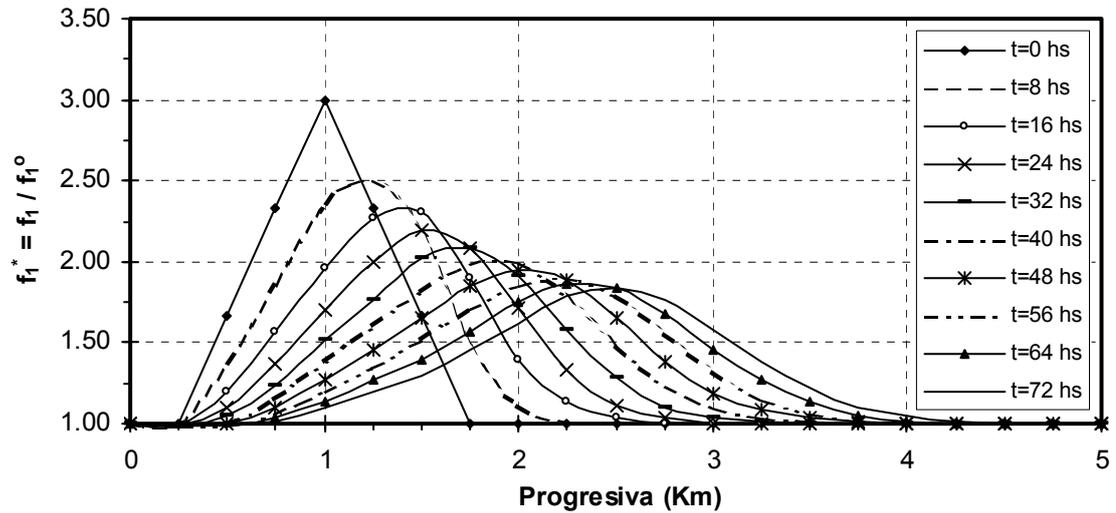


Figura 2: Propagación de una perturbación gradual de la composición granulométrica del fondo.

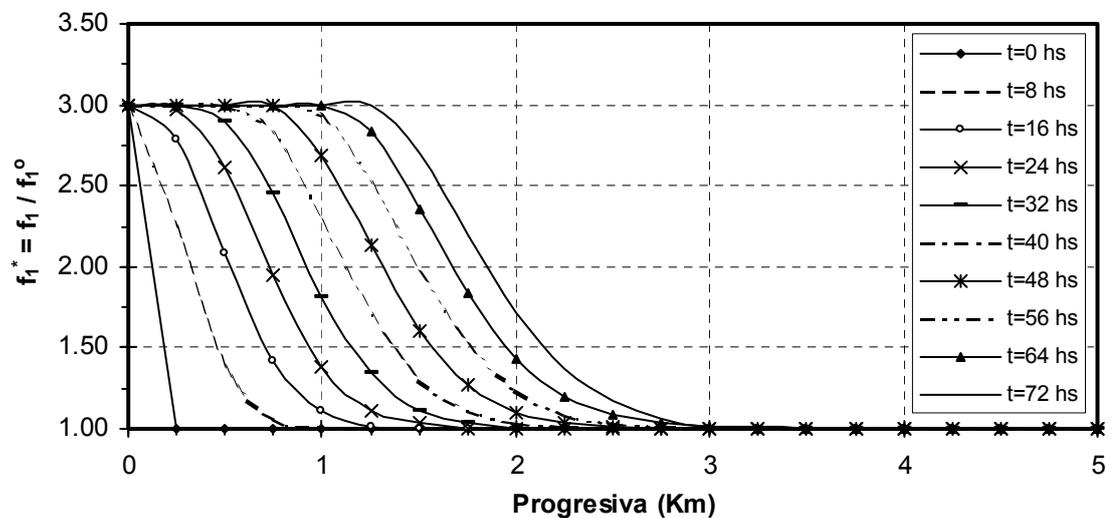


Figura 3: Propagación de una perturbación abrupta de la composición granulométrica del fondo.

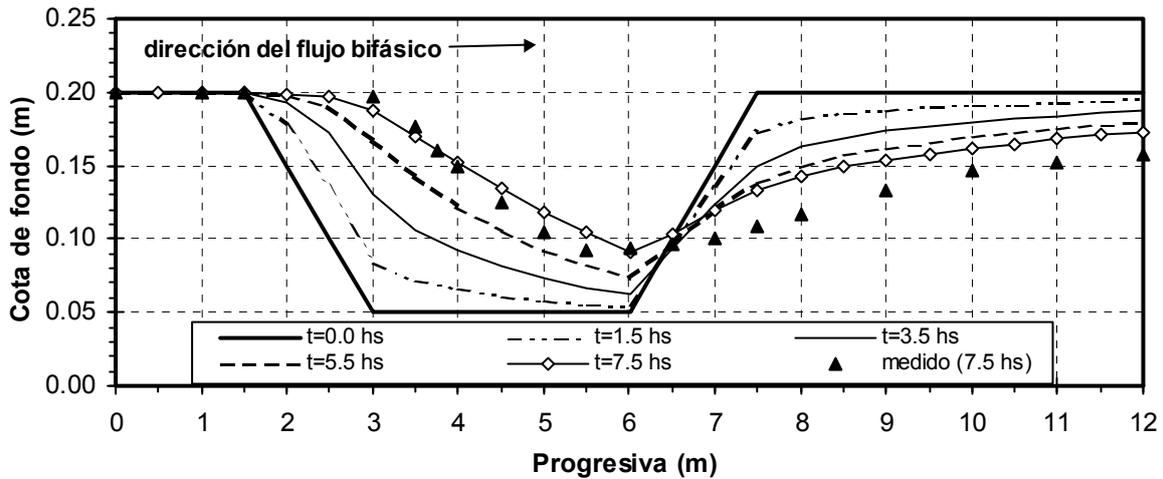


Figura 4: Evolución espacio-temporal de la cota del fondo calculada mediante el presente modelo y comparación con la observada en $t=7.5$ horas.

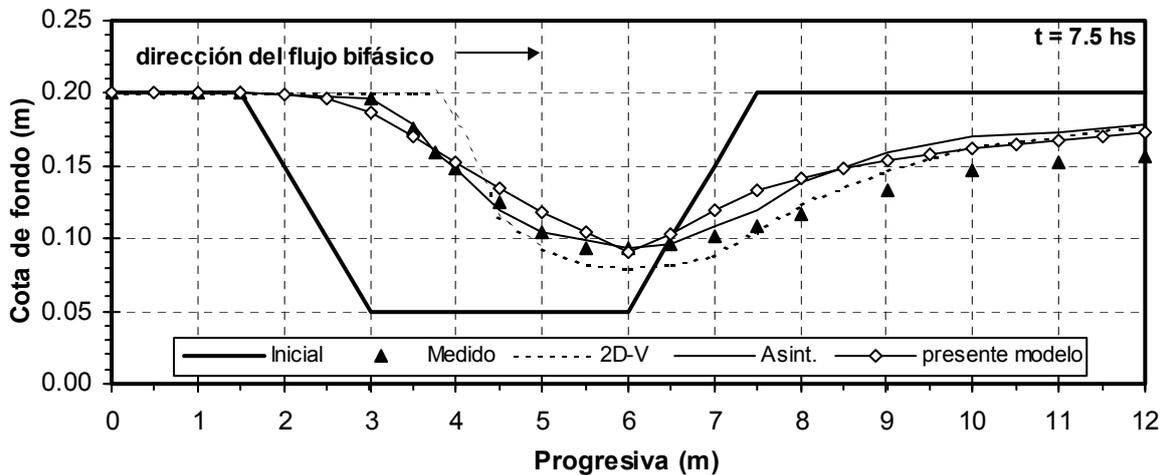


Figura 5: Comparación de simulaciones numéricas efectuadas con diferentes modelos morfológicos ($t=7.5$ horas).

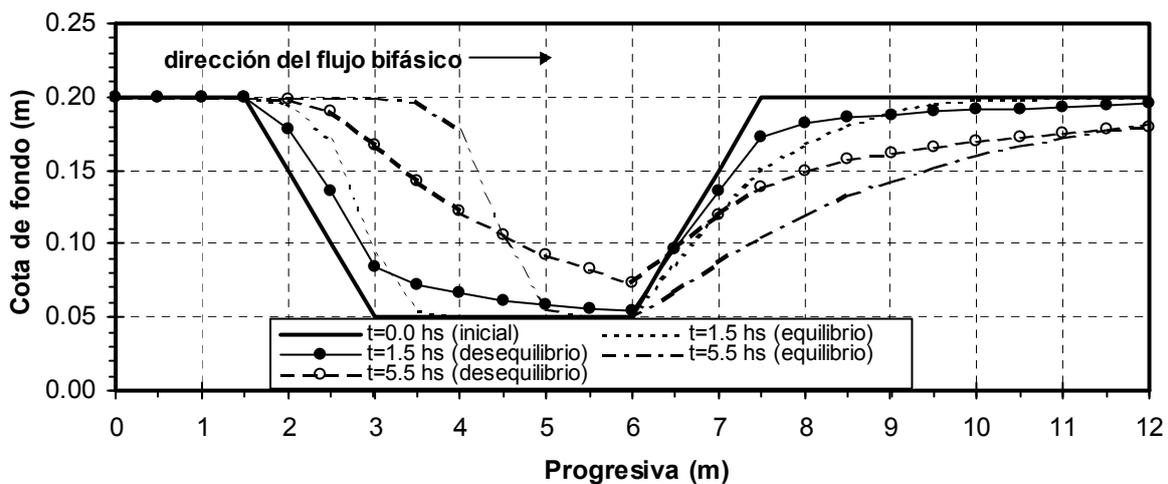


Figura 6: Efecto de condiciones de equilibrio versus desequilibrio del transporte en suspensión en los cambios morfológicos de la trinchera.