

SIMULACION DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS FINOS EN EL ESTUARIO DEL RÍO PARAÍBA DO SUL

Alfredo E. Trento, S. B. Vinzón y Flavio B. Mascarenhas

Lab. de Hidráulica Computacional
PEC/COPPE, UFRJ, CT Sala I-206
CEP 21945-970 Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ
atrento@coc.ufrj.br, flavio@hidro.ufrj

Lab. de Dinâmica de Sedimentos Coesivos
PeNO/COPPE-UFRJ, CT Sala I-100,
Cx Po 68508, CEP 21945-970 Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ,
susana@peno.coppe.ufrj.br

Key words: flocs, particles, flocculation, Paraíba do Sul

ABSTRACT. *The result of a fine sediment transport Lagrangean model applied to the Paraíba do Sul river estuary (Brasil) is presented. The sedimentation velocity is computed by the Farley and Morel flocculation model and the floc diameter by an iterative algorithm. The floc differential density is determined by parameters in laboratory experiments using disk and Couette flocculator. The floc resistant stress was computed by the average fractal dimension both the flocs developed by shear stress and by differential sedimentation. The diameter and concentration floc were compared with survey data of January, 2004. The flocs formation in the estuarine reach is about 32 mm diameter and it is owing to the turbulent shear stress. The sediments transport occurs near the seashore regions in freshwater, for river mean flow conditions.*

1 INTRODUCCION

Debido a su gran área específica, definida como el área de la superficie externa de las partículas referida a la unidad de masa, y su alta capacidad de sorción, los sedimentos cohesivos son capaces de transportar diversos contaminantes. La capacidad de sorción se debe a fuerzas químicas superficiales, fundamentalmente las de Van der Waals, atractivas por naturaleza, actúan en cortas distancias, decayendo rápidamente a cero lejos de la superficie de las partículas. Estos sedimentos se presentan como agregados o aglomerados de partículas, llamados flocos, compuestos por millones de partículas sólidas, con formas y densidades completamente distintas a las partículas individuales. En ríos, por lo general la turbulencia del escurrimiento mantiene permanentemente en suspensión a los sedimentos finos. Sin embargo, en escenarios con menor intensidad de la turbulencia, como por ejemplo en ambientes marinos en general y estuarios en particular, los sedimentos encuentran condiciones propicias para la depositación y de tal modo el lecho de esos ambientes se transforman en el último sumidero de los contaminantes¹. Por ejemplo, en el río Paraíba do Sul, seriamente afectado por la presencia de metales pesados Carvalho *et al.*, (2002) se estima² un aporte del orden de 10^6 toneladas anuales de sedimentos (mayormente finos) al mar. Esta situación pone de manifiesto la relevancia ambiental y económica de los procesos de floculación, que justifican su estudio.

El objetivo del trabajo fue realizar una simulación con el modelo de transporte de sedimentos finos, a fin de calcular las concentraciones medias en la vertical, C , los diámetros de los flocos, d_f , y la velocidad de caída de los flocos, W_s . El dominio de modelación fue un tramo fluvial y el estuario del río Paraíba do Sul. Los resultados del modelo fueron contrastados con: a) mediciones efectuadas en el propio estuario del río durante el trabajo de campo de enero de 2004, y b) medición de tamaños y velocidades de sedimentación de flocos mediante experimentos realizados en el LDSC.

El río Paraíba do Sul tiene 1145 km de longitud, drena el área de una cuenca hidrográfica de 55400 km², parte de los tres estados más industrializados de Brasil (Minas Gerais, São Paulo y Rio de Janeiro). El estuario se localiza en el litoral norte de Rio de Janeiro, (21° 36' S y 41° 05'O), observándose en la imagen de la Figura 1 la planicie del río y la región del estuario. Es el principal aporte de agua para la población de la ciudad de Rio de Janeiro, más también es usado para descargar efluentes de numerosas industrias a lo largo de su curso². Los principales tributarios son los ríos Paraíbauna, Pomba y Muriaé, el régimen de mareas regional es semi-diurno. El régimen hidrológico del río Paraíba do Sul es relativamente regular, siendo sus mayores descargas en verano, entre noviembre y enero, debido a las precipitaciones pluviométricas tropicales, y menores en invierno, entre junio y agosto. Los caudales medios del período húmedo se sitúan entre 700 y 1.300 m³s⁻¹, y los del período seco entre 400 y 500 m³s⁻¹. De acuerdo a información proporcionada por la Agencia Nacional del Agua de Brasil (ANA), en el período 1992-2002, el máximo caudal medido en la estación de Campos fue de 5304 m³s⁻¹ y el mínimo de 234 m³s⁻¹, con un promedio de 642 m³s⁻¹. Se puede afirmar que el estuario del Río Paraíba do Sul es de micro mareas³, dominado por el régimen fluvial, con un

caudal medio suficiente para no permitir la entrada de agua marina al interior del sistema, y que no se verifican condiciones de estratificación vertical en el estuario.

Este trabajo fue subsidiado por el Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) de Brasil.

2 TRABAJOS DE CAMPO

Durante los trabajos de campo en la desembocadura sur del estuario del Rio Paraíba do Sul, en febrero de 2003 y enero de 2004. Se tomaron muestras de sedimentos suspendidos y de fondo, se midieron velocidades del escurrimiento, salinidad, turbidez, temperatura, profundidad, sólidos disueltos totales y oxígeno disuelto. Las verticales de muestreo están indicadas en la Figura 1. Se empleó una sonda Ndp para medición de velocidades promedio en las direcciones horizontales perpendiculares; una sonda Ctd para determinación de turbiedad, salinidad, profundidad y temperatura en cada punto de la vertical, en puntos espaciados 50 cm; una sonda Lissat 25 para la determinación del tamaño de los flocos; una botella Wildco de 2.2 litros para la toma de muestras de sedimentos suspendidos; un equipo Valeport para la determinación de granulometría de sedimentos suspendidos *in situ*. En enero de 2004 fueron realizadas 15 verticales de medición. Se recolectaron 27 muestras para sedimentos suspendidos, 72 para el equipo Valeport, 27 para la determinación granulométrica con un equipo Malvern en la COPPE, y 15 muestras de sedimentos de fondo. El dominio de modelación comprende dos tramos, uno fluvial y otro estuarino. El primero, con poca incidencia de las mareas, está comprendido entre la sección de entrada hasta la isla Grande. El segundo, tiene profundidades de 4.50 m aproximadamente, con suaves variaciones, hasta 17 metros de profundidad aguas afuera. La batimetría del área en estudio se trazó en base a registros propios y de la carta náutica correspondiente.

3 DESCRIPCIÓN E IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HIDRODINÁMICO

El sistema computacional empleado fue el SisBAHIA⁴ (Sistema Base de Hidrodinámica Ambiental) que es un conjunto de modelos, hidrodinámicos y de transporte, utilizado en diversas aplicaciones realizadas en el Área de Ingeniería Costera y Oceanográfica del Programa de Ingeniería Oceánica de la UFRJ, y por lo tanto, es un modelo ampliamente evaluado y probado en todos sus módulos. En el desarrollo de este trabajo se utilizó el módulo hidrodinámico bidimensional horizontal (2DH), con las siguientes características principales: son resueltas la ecuación de conservación de masa integrada a lo largo de la vertical y las ecuaciones de cantidad de movimiento (Navier-Stokes) con la aproximación de aguas rasas (presión hidrostática) para escurrimientos homogéneos integrados en la vertical, en la dirección x , y en la dirección y . El tratamiento de la turbulencia está basado en la técnica de filtrado^{4,5} y es auto-ajutable en la escala de sub-grilla.

La grilla se compuso de 482 elementos cuadráticos con 2229 nodos (Figura 2). Para las condiciones de borde en la sección de entrada se impusieron condiciones de velocidades compatibles con los caudales medidos en la sección de control de la ciudad de Campos. En el borde abierto aguas abajo, en mar abierto, se impusieron condiciones de marea con sus

respectivas amplitudes y fases, siendo M2 la principal componente con una amplitud de 0.39 m. Las fases en el borde de salida se obtuvieron de una estación mareográfica cercana (Fundeio 1 Norte-Oceánica, 22° 06'00" S, 40° 01'00" W) y se interpolaron a lo largo del contorno. La simulación se realizó para un período de 10 días, con un intervalo temporal $\Delta t=60$ s y un n de Manning de 0.03 para obtener las velocidades y niveles propios del período de cuadratura, durante el cual se realizaron las mediciones en campo. En la Figura 3 se comparan los registros obtenidos a partir del mareógrafo de la localidad de Atafona, en la boca del estuario, con los resultados de niveles del modelo, indicándose la posición relativa a la marea, de las verticales 7 y 13.

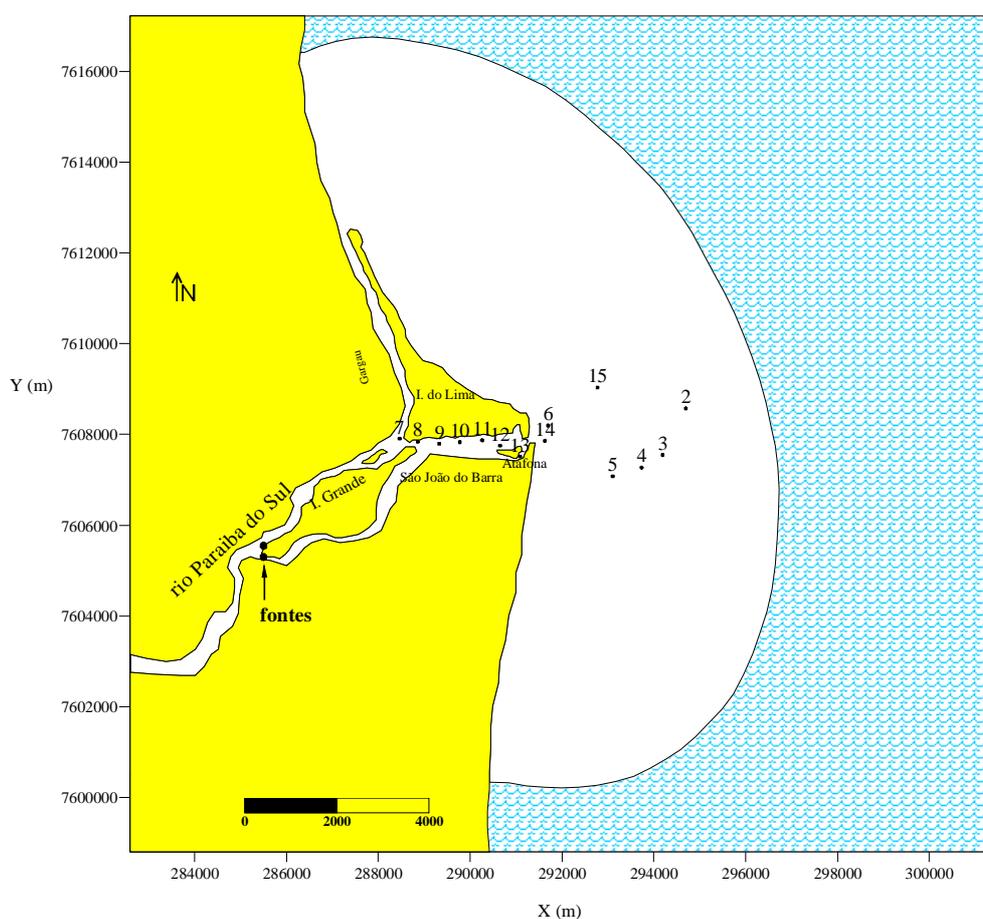


Figura 1: Río Paraíba do Sul . Ubicación de verticales de muestreo en la campaña de febrero de 2004.

4 MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

El transporte de sedimentos cohesivos en ríos y estuarios es un fenómeno producido por la turbulencia y por lo tanto deben emplearse modelos tridimensionales para representar rigurosamente sus variaciones espaciales y temporales. Sin embargo, para determinados problemas sedimentológicos e hidrodinámicos, cuyas escalas espaciales involucran áreas extensas, y escalas temporales propias de fenómenos geomorfológicos, como en problemas de depositación de los sedimentos sobre vías navegables o erosión del lecho, la aplicación de modelos numéricos tridimensionales se torna inviable y poco práctica. Afortunadamente, en determinadas circunstancias, por ejemplo en escurrimientos completamente mezclados (no estratificados), se pueden emplear ecuaciones integradas en la vertical. Para el caso de la simulación de sedimentos finos y otros constituyentes, esta aproximación proporciona resultados adecuados, y como tal, existen numerosos ejemplos en la literatura^{6,7,8}.

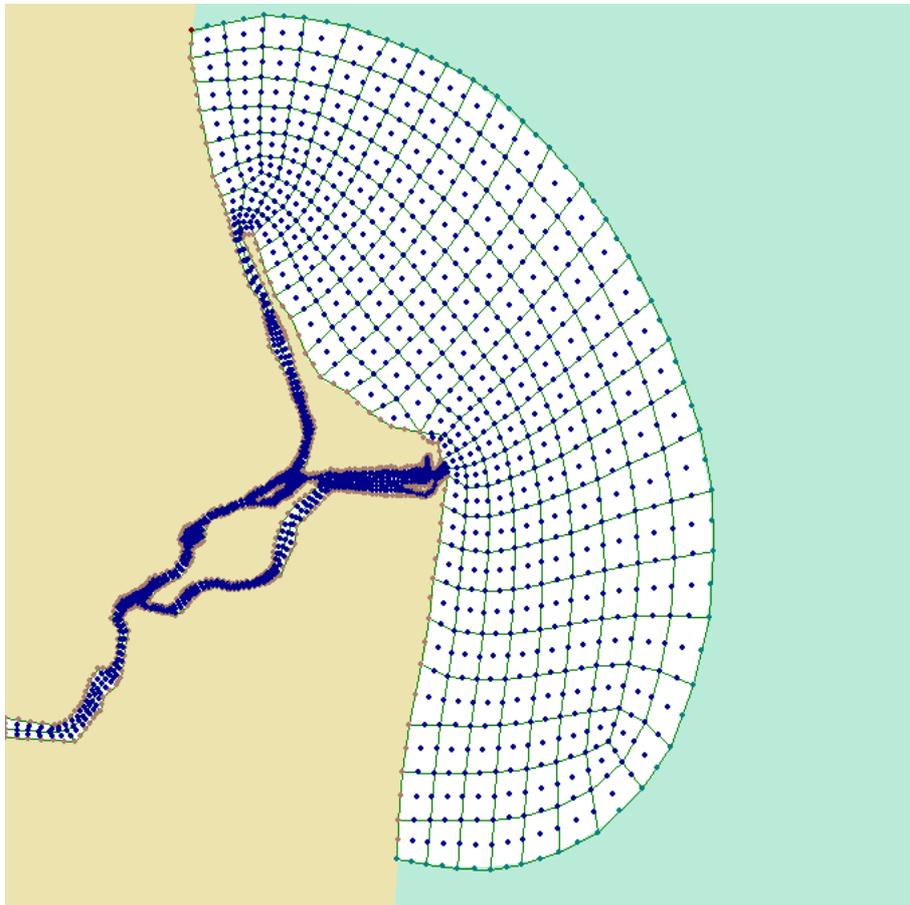


Figura 2: Malla completa del modelo hidrodinámico.

La ecuación básica de advección-dispersión en las dimensiones horizontales x , y , es:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial UC}{\partial x} + \frac{\partial VC}{\partial y} = \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} \left(h D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial y} \left(h D_{yy} \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{1}{h} (m_e - m_d) \quad (1)$$

siendo C la concentración media en la vertical de sedimentos suspendidos, U y V las velocidades medias en la vertical, h la profundidad total, D_{xx} y D_{yy} son los coeficientes de dispersión según los ejes x e y respectivamente, en direcciones ortogonales horizontales, t es el tiempo, m_e es la tasa de erosión, m_d es la tasa de depositación. Este último término es función de W_s , la velocidad media de sedimentación de los flocos que a su vez depende de la densidad diferencial y el tamaño de los flocos.

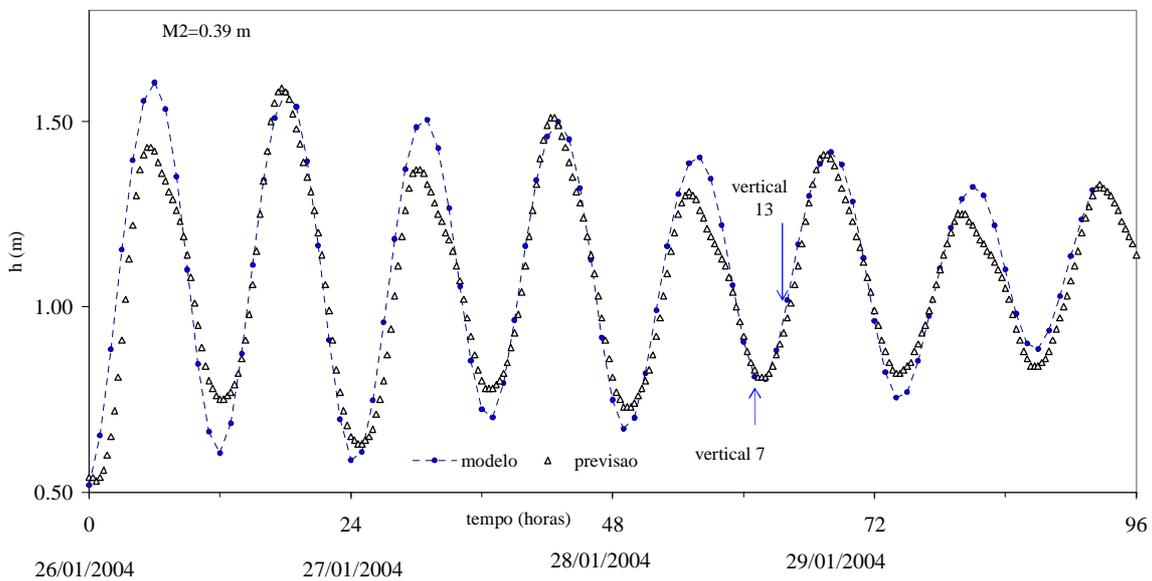


Figura 3: Comparación de la previsión de marea según el mareógrafo de Atafona con resultados del modelo hidrodinámico.

4.1 - Modelos matemáticos de floculación

Es muy común encontrar en la literatura modelo empíricos, obtenidos a partir de un ajuste de datos medidos en laboratorio o campo, como por ejemplo los que se rigen por una ley potencial en donde la concentración C (en mg/l) y la velocidad de sedimentación W_s , (en mm/s) se relacionan del siguiente modo:

$$W_s = K C^m \quad (2)$$

donde tanto K como m son parámetros empíricos. Se emplea frecuentemente esta clase de modelos sencillos^{9,10} para calcular W_s en modelos numéricos cuando $0.3 < C < 10 \text{ g l}^{-1}$. Van Der

Ham y Winterwerp¹¹ emplearon un criterio similar para aplicar un modelo de transporte de sedimentos en el estuario de Ems/Dollard. Los parámetros varían considerablemente de un estuario a otro¹², m varía en el rango 0.5 a 3.5, para otros autores¹³ entre 1 a 2. Un caso particular de este modelo es cuando $m=0$, entonces $W_s=K=$ constante. Winterwerp¹⁴ desarrolló un modelo para la evolución temporal de los flocos en la columna de agua, que empleó en su modelo unidimensional. Si bien este modelo es uno de los que contiene mayor fundamentación teórica, tampoco puede prescindir de parámetros empíricos y de coeficientes que dependen de la forma de los flocos.

Farley Y Morel¹⁵ (1986) estudiaron la cinética de sedimentación a partir de la teoría de Smoluchowski¹⁶ y otros investigadores¹⁷. Realizaron mediciones de concentraciones de flocos formados por goetita y esferas de cobre en un tubo de sedimentación y luego representaciones numéricas. Las hipótesis del modelo de floculación son las siguientes: 1) Se supone la esfericidad de las partículas antes y después de cada agregación. 2) Las funciones de colisión (para el movimiento Browniano, las tensiones de corte y la sedimentación diferencial) son aditivas. 3) La eficiencia de los mecanismos de agregación es independiente de los tamaños de las partículas. 4) La densidad de los flocos se mantiene constante. 5) La columna de agua es verticalmente homogénea con respecto a la concentración. Entonces expresaron la tasa de remoción de sólidos como la suma de tres expresiones potenciales, proponiendo la siguiente expresión semiempírica:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -B_{ds}C^{2.3} - B_{sh}C^{1.9} - B_bC^{1.3} \quad (3)$$

donde los diferentes mecanismos de la floculación están contemplados en los coeficientes: B_{ds} para la sedimentación diferencial, importante para altas concentraciones, B_{sh} para la acción de las tensiones de corte, importante para concentraciones intermedias, y B_b para el movimiento Browniano, mecanismo predominante para bajas concentraciones. Para una suspensión en un medio en reposo (despreciando la difusión molecular), la ecuación de conservación de masa se reduce a:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial(W_s C)}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

entonces, la velocidad de sedimentación puede ser determinada considerando los experimentos de sedimentación y valores típicos de los coeficientes de acuerdo con la expresión de Farley Y Morel:

$$W_s = \left(\frac{\partial C}{\partial t} = -B_{ds}C^{2.3} - B_{sh}C^{1.9} - B_bC^{1.3} \right) / \frac{\partial C}{\partial z} \quad (5)$$

Un detalle de la implementación de este modelo para un tubo de sedimentación se encuentra en Trento yVinzón¹⁸.

4.2 Cálculo del diámetro de flocos

El modelo anteriormente descrito permite calcular W_s , sin embargo no da información acerca del diámetro medio de los flocos. El balance de fuerzas para un floco cayendo en forma estacionaria en un medio infinito puede describirse con la siguiente ecuación^{19,20}:

$$\frac{\rho d_f^3}{6} g (r_f - r_w) = C_D r_w W \frac{\rho d_f^2}{4} \frac{W_s^2}{2} \quad (6)$$

con C_D el coeficiente de arrastre, d_f el diámetro de los flocos y W la relación de resistencia experimentada por un floco relativa a la de una esfera sólida. La ecuación (6) se empleó para calcular C_D y r_f en agregados generados en experimentos de laboratorio, realizados en el LDSC (UFRJ), cuyos detalles se pueden consultar en Trento, Vinzón²¹. El factor W se calculó de acuerdo a Neale *et al.*²⁰. Para esferas con números de Reynolds en el intervalo $0.1 < Re < 120$, los coeficientes de arrastre se calcularon con las fórmulas de Masliyah y Polikar²². A medida que se incrementa Re por encima de 0.5 debe considerarse que las esferas porosas permeables experimentan un mayor arrastre que las esferas porosas impermeables, debido a efectos inerciales²⁰. Estos efectos inerciales pueden deberse tanto a efectos superficiales como a flujo interno dentro de los flocos en su caída. Debido a la dependencia funcional $C_D = f(Re)$, se debe adoptar un procedimiento iterativo para calcular d_f .

4.3 Desagregación por tensiones de corte

Una expresión general para la desagregación por tensiones de corte del escurrimiento fue aportada por Lick y Lick²³. No existen actualmente soluciones analíticas para cuantificar con certeza los coeficientes específicos de este proceso¹⁴. Una discusión sobre distintas hipótesis para definir este parámetro puede consultarse en Lick y Lick²³. En los últimos 10 años aproximadamente se ha incorporado una poderosa herramienta de análisis para estudiar los procesos de agregación de sedimentos cohesivos, la teoría de los fractales autosimilares, entidades que poseen propiedades geométricas invariantes respecto a la escala geométrica. Existen numerosos trabajos en la literatura que han demostrado esta propiedad para los agregados en suspensiones coloidales²⁴ y no es la intención del presente trabajo extenderse en los detalles de la cinética de los fractales. Kranenburg²⁴ analizó las propiedades fractales de la información obtenida por Krone²⁵ y propuso una relación para τ_f en función de la densidad diferencial de los flocos y su dimensión fractal n_f . La ecuación obtenida es la siguiente

$$t_f = \Delta r_f^{\frac{2}{3-n_f}} \quad (7)$$

La proporcionalidad queda establecida por un coeficiente que debe dar cuenta de las propiedades de los sedimentos y por lo tanto deben ser determinados en laboratorio. La dimensión fractal fue obtenida en este trabajo a partir de la información de laboratorio, una vez calculada en forma independiente r_f .

4.4 Erosión y depositación

La erosión se calculó a partir de la conocida expresión de Ariathurai⁶, y la depositación con la ecuación de Krone²⁶: P es la probabilidad que los flocos alcancen el lecho, $P=(1 - t_b/ t_d)$ con la condición $t_b < t_d$. De tal modo, la tasa de depositación de los sedimentos suspendidos m_d es

$$m_d = W_s C_b P = W_s C_b \left(1 - \frac{t_b}{t_d}\right) \quad \text{para } t_b < t_d \quad (8)$$

$$P = 0 \quad \text{para } t_b > t_d \quad (9)$$

donde W_s es la velocidad de sedimentación media en la vertical de los sedimentos o flocos, t_d es la tensión de corte límite por debajo de la cual ocurre depositación, C_b es la concentración de sedimentos suspendidos a una corta distancia del lecho, calculada de la forma⁸ $C_b = b C$, con un coeficiente $b > 1$.

5 MODELO DE PARTICULAS

Los modelos de partículas están incluidos en la categoría de los métodos Lagrangeanos, en los cuales el transporte del contaminante disuelto es dispersado en el escurrimiento como consecuencia del movimiento aleatorio de un gran número de partículas discretas pasivas. Están libres tanto de oscilaciones como de difusión numérica^{27,28}, y por lo tanto de concentraciones negativas y de pérdida de masa, inconvenientes comúnmente encontrados en los tradicionales métodos en Diferencias Finitas (FD) y Elementos Finitos (FE) cuando el transporte está dominado por la advección²⁹. Los modelos de partículas, en cambio, son muy apropiados para simular concentraciones de escalares en las cercanías de las fuentes y cuando están producidas por fuertes gradientes³⁰. El cálculo de concentraciones es realizado en forma independiente de la grilla numérica utilizada para la solución del cálculo de velocidades, motivo que también lo hace apropiado para la representación de fuentes puntuales y en línea. La principal desventaja del método es que, si el número de partículas utilizadas, NP , fuera insuficiente en relación con el tamaño de la grilla, la distribución calculada puede no ser una función suave, debido a la naturaleza estocástica de la etapa dispersiva³¹. No obstante, el aumento de NP puede resultar en un incremento significativo del tiempo computacional. Una síntesis de los fundamentos matemáticos del método se encuentran en Jin³² y de las aplicaciones ingenieriles en Trento³³.

El ingreso de masa al sistema se representa mediante la inyección de un número finito de partículas, NP , a una tasa correspondiente con la descarga de la sustancia simulada. La masa de cada partícula i se representa por una cantidad de masa MP_i . Las partículas son desplazadas una determinada distancia en cada intervalo de tiempo Dt , debido al efecto combinado de la advección y la dispersión. En la elección de los intervalos temporal y espacial se impone la condición de que el máximo recorrido de una partícula, no supere el tamaño de la celda. De

esta manera cada partícula necesita más de un paso de tiempo para pasar de una celda de cálculo a otra, evitando extrapolar las velocidades de la celda origen más allá de las celdas vecinas. Los factores más importantes a considerar para lograr buenas simulaciones de la distribución de concentraciones son el número de partículas NP , el método de interpolación de velocidades y la definición de las condiciones de borde.

6 RESULTADOS

Se implementó el modelo de partículas al dominio definido en la Figura 2. La simulación efectuada consistió en representar la variación de concentraciones de sedimentos suspendidos, tamaños de flocos y velocidades de sedimentación. Se adoptaron intervalos espaciales de 100 m y temporal de 120 s. Los coeficientes de dispersión longitudinal D_{yy} y transversal D_{xx} , se calcularon según Elder³⁴. Las tensiones de corte críticas para erosión y depositación se fijaron en $t_c=0.20 \text{ Nm}^{-2}$ y $t_d=0.10 \text{ Nm}^{-2}$, respectivamente. Se calculó la desagregación de flocos por tensiones de corte según la dimensión fractal obtenida en ensayos de laboratorio. El ingreso de masa al sistema se simuló mediante dos fuentes en línea permanentes, con 10 partículas cada una por Dt , fijándose una condición de concentración de sedimentos constante en el borde de aguas arriba, $C(0,t)=0.074 \text{ g l}^{-1}$, compatible con las mediciones efectuadas entre las verticales 7 a 13. El caudal entrante varió en el intervalo $300\text{-}800 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, por lo tanto la masa de las partículas fue una función del caudal, calculándose las con $MP=Q(0,t) C(0,t) Dt / NP$.

Los d_f se midieron con el equipo Liss en ocho verticales a distintas profundidades, obteniéndose los registros graficados en la Figura 4 (con z medida desde la superficie). Se advierte que los d_f tendieron a aumentar con la profundidad y también en dirección a la boca de salida del estuario, desde las verticales 10 a la 13, encontrándose todos los tamaños medios en el intervalo $23\text{-}40 \mu\text{m}$. La excepción se registró en la vertical 15, ubicada en el mar dentro de la nube de sedimentos, a aproximadamente 1800 m de la boca del estuario, en la cual se midieron tamaños de flocos de 100 y $120 \mu\text{m}$ cerca de la superficie, mientras que a mayor profundidad estuvieron entre 11 y $23 \mu\text{m}$. La formación de flocos mayores a $100 \mu\text{m}$ pudo deberse a la sedimentación diferencial pues el parámetro de disipación G fue de sólo 0.07 s^{-1} en el primer metro de profundidad, valor muy bajo para generar agregación por tensiones de corte. Se destaca también que en esa capa superficial se registró estratificación de temperatura, salinidad y C constante, pues hasta el primer metro de profundidad se midieron $28 \text{ }^\circ\text{C}$, 9 psu y 33 mg l^{-1} , y por debajo de los 2 metros de profundidad, $22 \text{ }^\circ\text{C}$, 35 psu y un gradiente de concentraciones (ver la Figura 8).

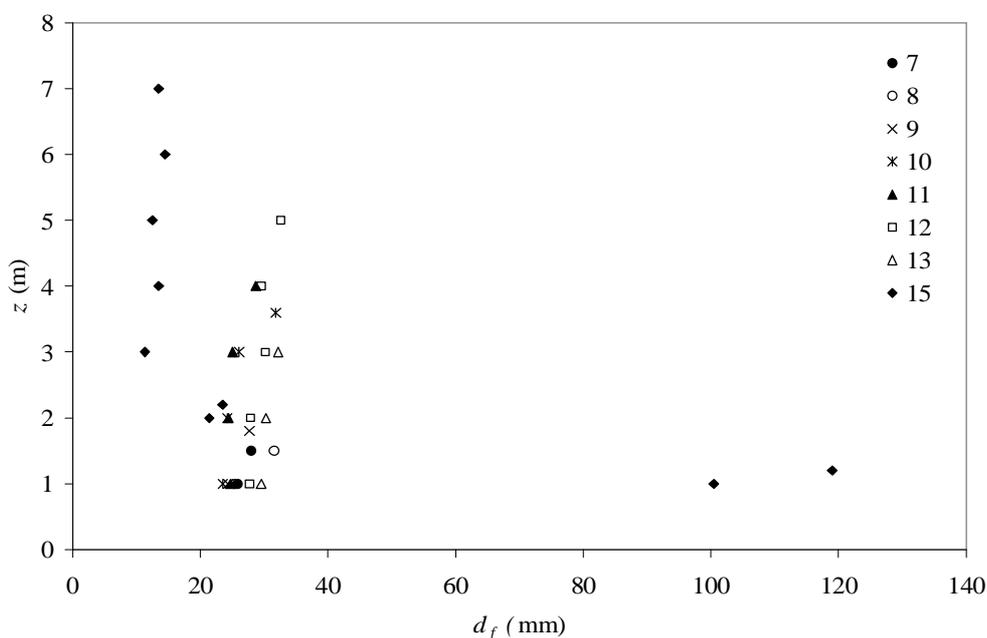


Figura 4: Tamaños de flocos a distintas profundidades en las verticales 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 y 15.

En la Figura 5 se comparan, por un lado, diámetros de flocos calculados con los medidos, y por el otro, diámetro d_{50} de partículas de las mismas muestras. La progresiva 288000 corresponde a la vertical 7 y la 291500 a la salida del estuario, cerca de la vertical 6 (ver Figura 1). Los tamaños de los flocos fueron de un poco más del doble del d_{50} de la distribución granulométrica medida en laboratorio con un equipo Malvern. Los d_{50} se ubicaron en el intervalo $8.4 \mu\text{m}$ (vertical 5) a $12 \mu\text{m}$ (vertical 7), siendo una excepción la muestra de la vertical 2, con $d_{50}=23.5 \mu\text{m}$. En el estuario el proceso de formación de flocos estuvo dominado por las tensiones de corte de la turbulencia, por lo cual los flocos fueron pequeños, con una tendencia a crecer a medida que disminuye G , cerca de la boca del estuario. En el mar sólo se pudieron hacer comparaciones para la vertical 15, donde con el modelo se calculó un d_f de $22 \mu\text{m}$.

Las concentraciones medidas en el río fueron uniformes en la vertical, propias de aguas bien mezcladas, en torno de un valor promedio de 80 mg l^{-1} . El modelo sobreestima en el tramo inicial del estuario las C (en el intervalo $70\text{-}81 \text{ mg l}^{-1}$) y predice en el mar una caída significativa de concentraciones medias, como puede observarse en la Figura 7, lo cual no se corresponde con las mediciones. La presencia en el mar de una mayor cantidad de sedimentos a la calculada puede deberse a que diez días antes del trabajo de campo se registraron altos caudales en la estación de aforo de Campos, con un pico de $3137 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, cuatro veces mayor al caudal de la simulación. De modo que los sedimentos muestreados en las verticales 2, 3, 4 y 5 se corresponden a una situación precedente al trabajo de campo, y por lo tanto se relacionan con un campo de velocidades completamente distinto al implementado en el modelo de transporte.

Durante la experiencia de campo no fue posible medir *in situ* velocidades de caída, por lo tanto, a partir del perfil de concentraciones medido en cada vertical se calculó W_s en base a la

ecuación de Rouse³⁵:

$$\frac{c}{c_a} = \left[\frac{h-z}{z} \frac{a}{h-a} \right]^{\frac{W_s}{ku}} \quad (6)$$

donde c_a es una concentración de referencia a una altura a desde el lecho, z la altura donde se mide la concentración media temporal c , k la constante de von Karman ($=0.41$), la expresión W_s/ku^* es conocido como el número de Rouse, que determina el grado de uniformidad de la suspensión. Si se conoce u^* y se supone que W_s es constante en la vertical, el número de Rouse se puede determinar mediante un análisis de regresión. La tendencia observada (ver Figura 7) es una disminución de W_s desde la vertical 7 a la 13, tanto para los resultados del modelo como para los calculados con la ecuación (6). Esto no puede ser atribuido a las C ni tampoco a los d_f , sino a la disminución de u^* originado en la penetración progresiva de la marea, como ya se indicó en la Figura 3. La mayor W_s en el estuario se calculó para la vertical 7, caracterizada por la máxima u^* ($=0.033 \text{ ms}^{-1}$) debido a que se midió en el momento en que ocurría la mayor velocidad del río ($U=0.58 \text{ ms}^{-1}$), coincidente con la bajamar (ver Figura 3).

Fuera del estuario las W_s se incrementaron debido a que los perfiles de concentraciones no tuvieron la uniformidad de las verticales 7 a 13, como se muestra en las Figura 8 y 9. La mayor W_s en el mar se calculó para la vertical 2, con $W_s=0.55 \text{ mms}^{-1}$. Este valor, resultó un tanto inesperado para un lugar situado fuera de la nube de sedimentos, al igual que la vertical 3, con una baja concentración (0.003 g l^{-1} a 1 m de profundidad), $C=0.007 \text{ g l}^{-1}$ a partir de la sonda Ndp. La explicación se encuentra en su composición granulométrica, bimodal, con un $d_{50}=23.5 \text{ }\mu\text{m}$, una fracción de finos del 65% y un d_{90} de $440 \text{ }\mu\text{m}$. La vertical más cercana a la 2 analizada con Malvern, fue la 4 (a 960 m al suroeste, dentro de la nube de sedimentos), para la que se midió un tamaño máximo de $35.5 \text{ }\mu\text{m}$ y $d_{50}=10.6 \text{ }\mu\text{m}$. La W_s calculada en 2 se corresponde con la de un diámetro nominal equivalente³⁶ de $23 \text{ }\mu\text{m}$, lo cual indica que no existió un proceso de floculación en la vertical 2. No obstante ello, se destaca que el cálculo de W_s con la ecuación de Rouse es independiente de la granulometría, y por lo tanto resulta consistente.

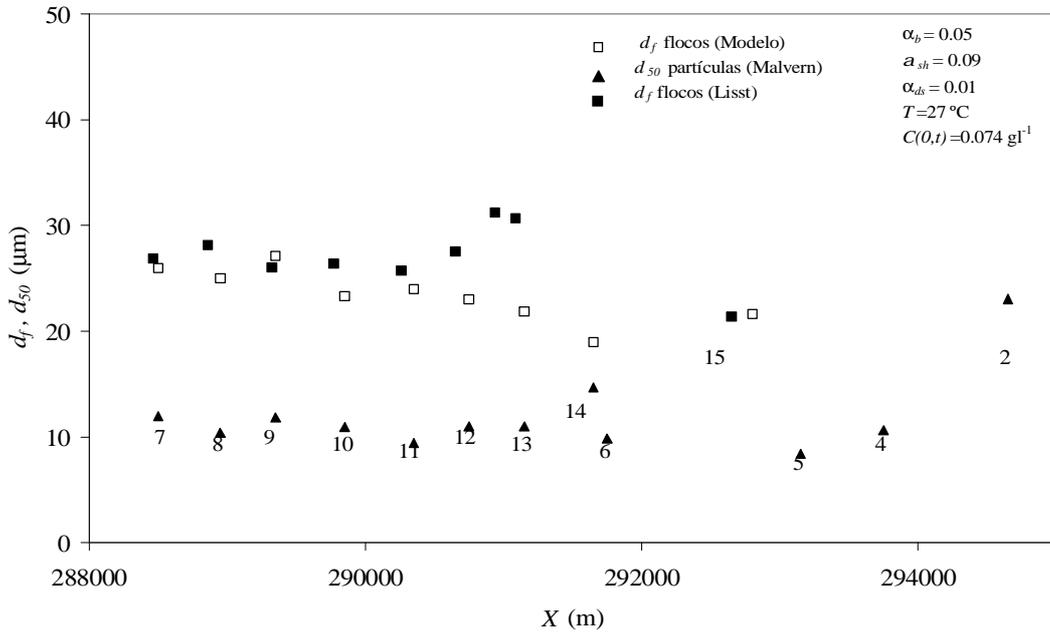


Figura 5: Diámetros de flocos calculados y medidos con Lisst 25, y diámetros de partículas medidas con Malvern en cada vertical.

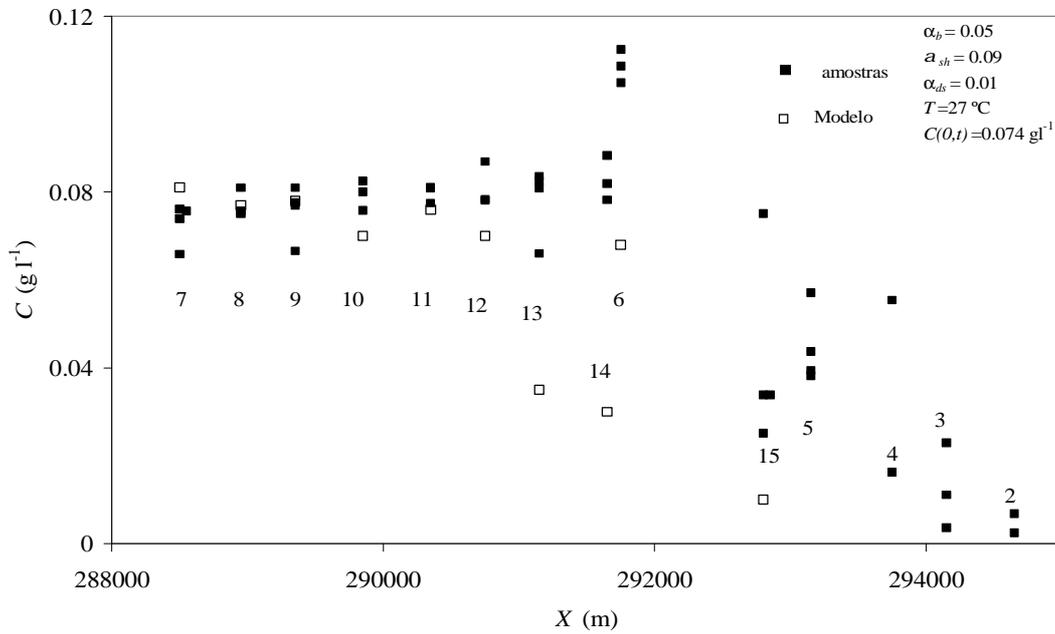


Figura 6: Concentraciones medidas y calculadas.

De acuerdo a la representación lograda con el modelo, en el tramo estuarino se obtuvieron $d_f = 200 \mu\text{m}$ y $W_s = 2.5$ a 3.0 mms^{-1} . Los mayores tamaños calculados en la zona del estuario se deben al menor nivel del parámetro de disipación y al incremento del efecto de la sedimentación diferencial. En la Figura 10 se graficaron las isolíneas para los tamaños de los flocos, en la que se advierte la deriva de los sedimentos en dirección al norte siguiendo la costa.

7 CONCLUSIONES

De acuerdo a los resultados habría una formación de microflocos en el tramo estuarino, con un tamaño medio de aproximadamente dos a tres veces el d_{50} de las partículas de sedimentos. Los d_f se incrementan en dirección a la salida del estuario, a medida que disminuye el parámetro de disipación por incidencia de la marea. El proceso de transporte de sedimentos ocurre en una franja cercana a la costa, ocupada principalmente por el agua dulce que sale del río, en dirección al norte. Las concentraciones calculadas se encuentran dentro del mismo orden que las medidas. El modelo Lagrangeano calculó las concentraciones, con errores compatibles con el bajo número de partículas empleados.

En el estuario predomina un proceso de floculación y depositación de sedimentos finos, favorecido por la sedimentación diferencial y el menor efecto de quiebre de flocos por efecto de las tensiones cortantes turbulentas.

Son necesarias más mediciones para ajustar los coeficientes que definen las eficiencias de colisión y entonces, comprender mejor la dinámica de los procesos de floculación para distintas condiciones hidrodinámicas del estuario.

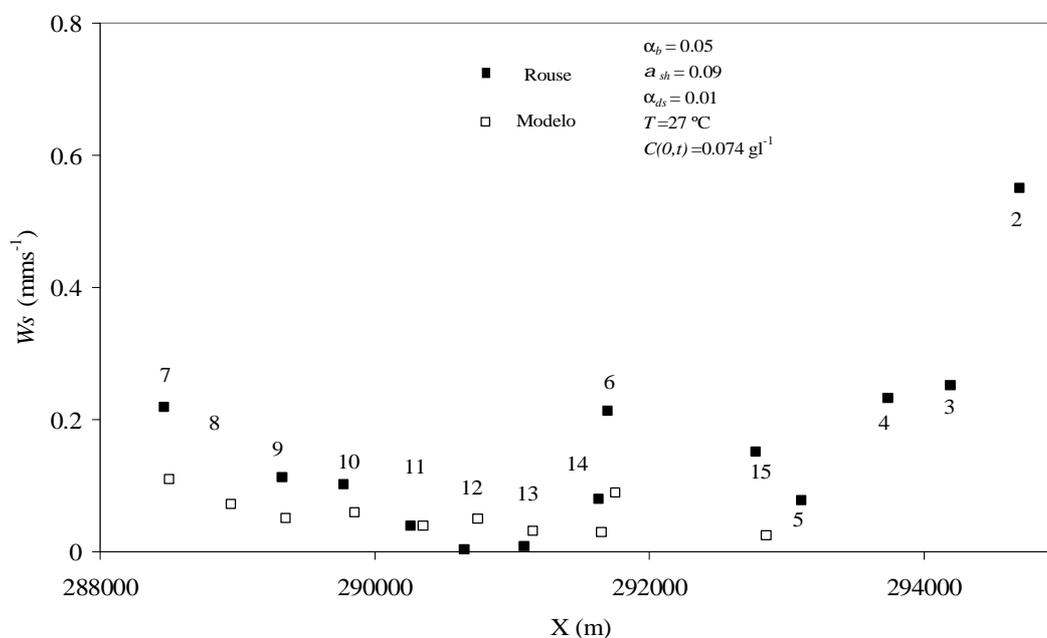


Figura 7: W_s calculada con la ecuación de Rouse y con el modelo.

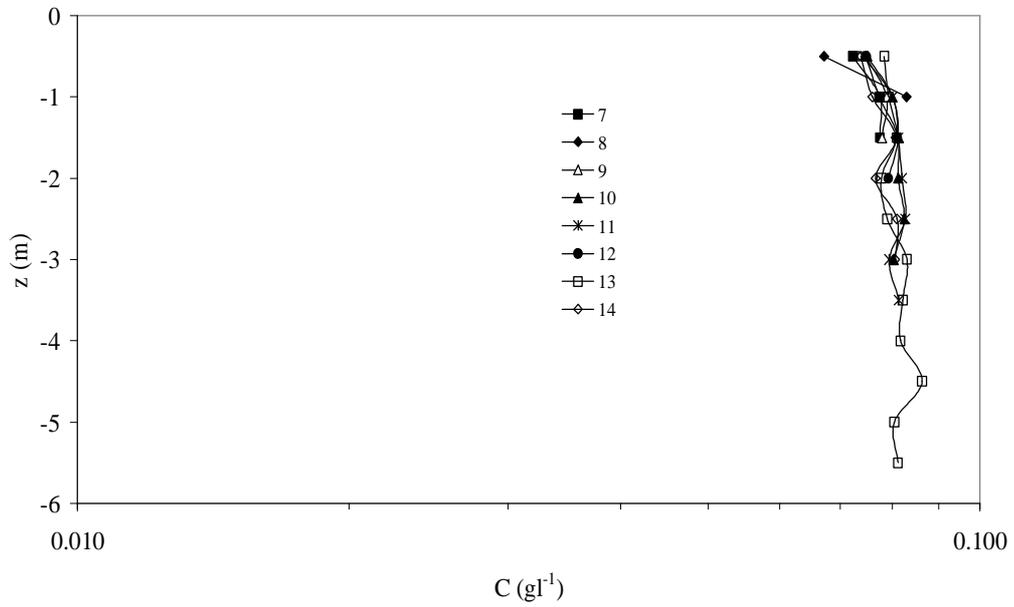


Figura 8: Perfiles verticales de concentraciones medidas.

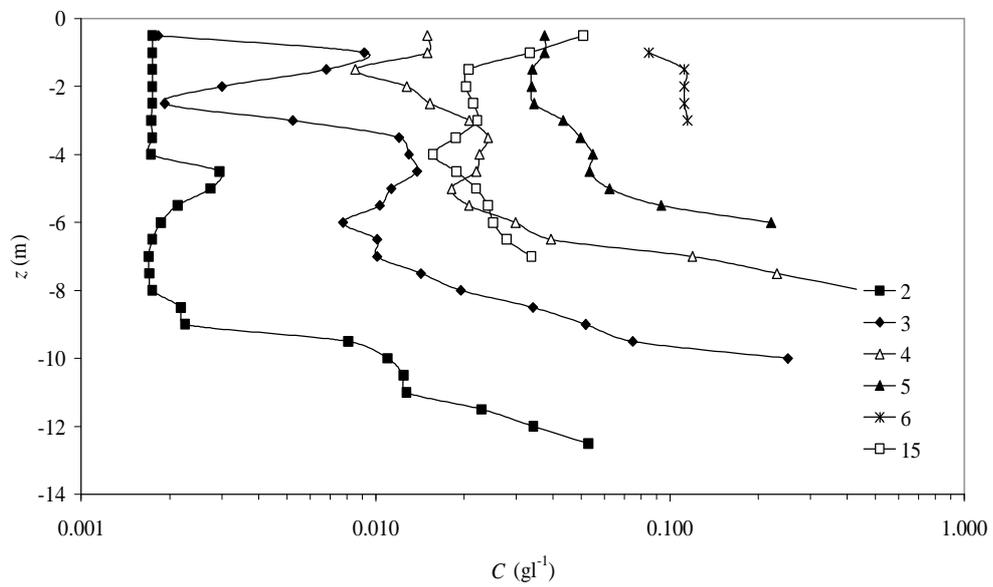


Figura 9: Perfiles verticales de concentraciones medidas.

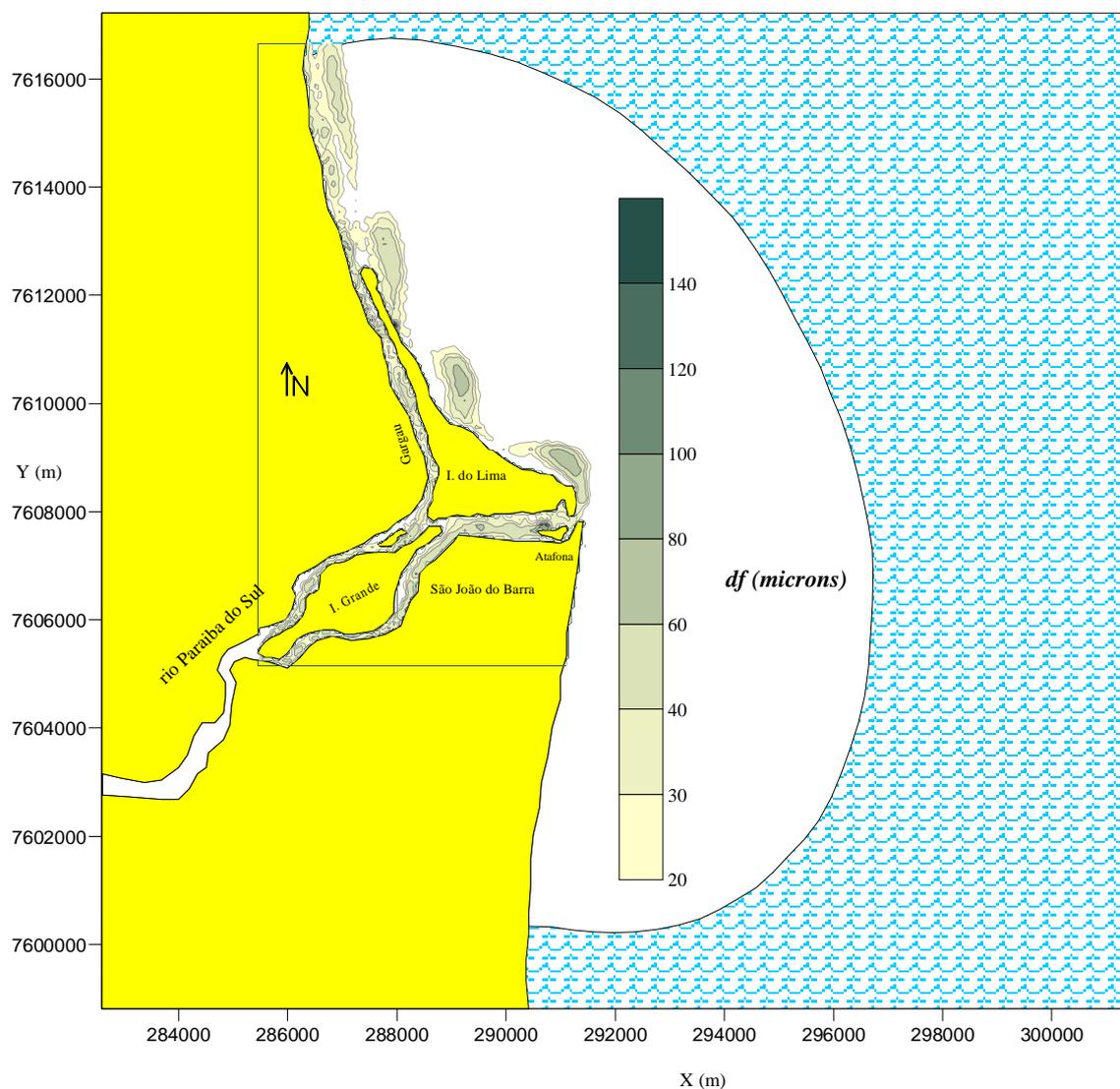


Figura 10: Isolíneas de diámetros de flocos (arriba) y de W_s (abajo) para $t=60$ horas.

8 REFERENCES

- [1] R.J. Gibbs, "Effect of Natural Organic Coatings on the Coagulation of Particles", *Environmental Science & Technology*, **17** (4), 237-240, (1983).
- [2] C.E.V Carvalho, M.S.M; Salomão, M.M Molisani, C.E Rezende.; Lacerda L.D. "Contribution of a medium-sized tropical river to the particulate heavy-metal load for the South Atlantic Ocean", *The Science of the Total Environment*, Elsevier, 284, 85-93, (2002).

- [3] C.A.F. Schettini, E.C. Truccolo, C.E. de Carvalho, “Caracterização hidrodinâmica da passagem sul do estuário do rio Paraíba do Sul”, Congresso Brasileiro de Oceanografia 2004 e XVI Semana Nacional de Oceanografia, Itajaí, Santa Catalina, Brasil. (2004).
- [4] Rosman, P.C.C., “*Modeling Shallow Water Bodies via Filtering Techniques*”, Ph.D. Thesis, Dept. of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Massachusetts, USA, (1987).
- [5] Rosman, P.C.C., “*Subsídios para modelagem de sistemas estuarinos*”. in *Vieira da Silva, R.C. (ed.), Métodos Numéricos em Recursos Hídricos*, 3, capítulo 3, Brasil, Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 229-343, (1997).
- [6] R. Ariathurai, A Finite Element Model for Sediment Transport in Estuários, Ph. D. Thesis, Department of Civil Engineering, University of California, Davis, (1974).
- [7] Teisson Ch., Latteaux B., “*A Depth-Integrated Bidimensional Model of Suspended Sediment Transport*”, in: *Third International Symposium on River Sedimentation*, March 31-April 4, 1986.
- [8] J. Jiang and A.J. Mehta, “Fine-Grained Sedimentation in a Shallow Harbor”, *J. of Coastal Research*, **17**, 2, 389-393, (2001).
- [9] Wu Y., Falconer A., “A mass conservative 3-D numerical model for predicting solute fluxes in estuarine waters”, *Advances in Water Resources*, **23**, 531-543, (2000).
- [10] Wu Y., Falconer R.A., Uncles R.J., “Modelling of water flows and cohesive sediment fluxes in the Humber Estuary, UK”, *Marine Pollution Bulletin*, **37**(3-7), 182-189, (1998).
- [11] Van der Ham R., Winterwerp J.C., “Turbulent exchange of fine sediments in a tidal channel in the Sem/Dollar estuary. Part II. Analysis with a 1DV numerical model”, *Continental Shelf Research*, **21**, 1629-1647, (2001).
- [12] W. van Leussen, “The variability of settling velocities of suspended fine-grained sediment in the Ems estuary”, *J. of Sea Research*, **41**, 109-118, (1999).
- [13] L.C. van Rijn, *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*, The MIT Press, (1993).
- [14] J.C. Winterwerp, On the dynamics of high concentrated mud suspension, Doctoral Thesis, Technische Universiteit Delft, (2000).
- [15] K.J. Farley, F.M. Morel, “Role of coagulation in the kinetics of sedimentation”, *Environmental Science Technology*, **20**, 187-195, (1986).
- [16] M. Smoluchowski, “Versuch einer Mathematischen Theorie der Koagulations-kinetik Kolloid Lösungen”, *Zeitschrift für Physikalische Chemie*, Leipzig, **92**, 129-168, (1917).
- [17] J.R. Hunt, “Self-similar particle-size distributions during coagulation: theory and experimental verification”, *J. of Fluids Mechanics*, **122**, 169-185 (1982).
- [18] A. Trento, S. Vinzón, Velocidade de Sedimentação dos Flocos, 5º Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, ENES, São Paulo, Brasil, 285-293, (2002).
- [19] R.M. Wu and D.J. Lee, “Hydrodynamic drag force exerted on a moving floc and its implication to free-settling tests”, *Water Research*, **32**, 3, 760-768 (1998).
- [20] G. Neale, N. Epstein and W. Nader, “Creeping flow relative to permeable spheres”, *Chemical Engineering Science*, **28**, 1865-1874 (1973).

- [21] Trento A., Vinzón S., “*Análisis de experimentos con floculadores Couette y de disco*”, in Anais do 6º Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, ENES, Vitoria, ES, Brasil, 139-143, (2004).
- [22] J.H. Masliyah and M. Polikar, “Terminal velocities of porous spheres”, *Canadian J. Chem. Engng.*, **58**, 299-302 (1980).
- [23] Lick W., Lick J., “*Aggregation and Disaggregation of Fine-Grained Lake Sediments*”, *Journal Great Lakes Res.*, 14 (4), 514-523 (1998).
- [24] Kranenburg C., “The Fractal Structure of Cohesive Sediment Aggregates”, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 39, 451-460 (1994).
- [25] Krone, R.B., *A study of rheological properties of estuarial sediments*, in Report N° 63-8, Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Lab., University of California, Berkeley, CA. (1963).
- [26] R.B. Krone, Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling process, Final report, Hydr. Engrg. Lab. And Sanit. Engrg. Res. Lab., University of California, Berkeley, CA, (1962).
- [27] A. Hassan and M. Mohamed, “On using particle tracking methods to simulate transport in single-continuum and dual continua porous media”, *J. of Hydrology*, 275, 242-260, (2003).
- [28] J. Bodin, G. Porel and F. Delay, “Simulation of solute transport in discrete fracture networks using the time domain random walk method”, *Earth and Planetary Science letters*, **208**, 297-304, (2003).
- [29] E. LaBolle, G. Fogg and A. Tompson, “Random-walk simulation of transport in heterogeneous porous media: Local mass-conservation problem and implementation methods”, *Wat. Res. Research*, **32**(3), 583-593, March, (1996).
- [30] R. Periañez and A.A. Elliot, “Particle-tracking method for simulating the dispersion of non-conservative radionuclides in coastal waters”, *J. of Env. Radioactivity* **58**, 13-33, (2002).
- [31] S. Zimmermann, P. Koumoutsakos and W. Kinzelbach, “Simulation of pollutant transport using a particle method”, *J. of Computation Physics*, **173**, 322-347, (2001).
- [32] X.Y. Jin, Quasi Three-Dimensional Numerical Modelling of Flow and Dispersion in Shallow Water, Department of Civil Engineering, Delft Univ. of Technology, (1993).
- [33] Trento A. (2004), “*Dinámica de floculación con un modelo de partículas*”, in Anais do XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, São Paulo, Brasil, Octubre. Libro de Resumos pag. 191.
- [34] J.W. Elder, “The dispersion of marked fluid in turbulent shear flow”, *J. of Fluid Mechanics*, **5**(4), 544-560, (1959).
- [35] Vanoni V.A., (1975). *Sedimentation Engineering*, American Society of Civil Engineers, New York, 761 p.
- [36] Syvitski P. M., Asprey K. W., Leblanc K. W., “In-situ characteristics of particles settling within a deep-water estuary”, *Deep-Sea Research*, 42(1), 223-256 (1995).