

SIMULACIÓN Y MEDICIONES DE CONCENTRACIONES DE SEDIMENTOS SUSPENDIDOS TOTALES EN EL RÍO SALADO (SANTA FE) EN REGIMEN NO PERMANENTE

SIMULATION AND MEASUREMENTS OF CONCENTRATIONS OF TOTAL SUSPENDED SEDIMENTS IN THE SALADO RIVER (SANTA FE) IN NON- PERMANENT REGIME

Alfredo E. Trento^a y Ana M. T. Alvarez^a

^a*Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas - Universidad Nacional del Litoral, FICH-UNL (3000)
Santa Fe, Argentina, alfredotrento@gmail.com*

Palabras clave: sedimentos finos, concentraciones, Salado

Resumen. Se realizó la simulación hidrodinámica y del transporte de sedimentos suspendidos totales (S_w) para un tramo de 63 km del río Salado (provincia de Santa Fe), en el intervalo marzo de 2010 - enero de 2011. Se empleó el sistema HEC-RAS 4.1 para calcular la hidrodinámica y se verificaron los resultados en base a mediciones mensuales de cotas de la superficie del agua en cinco secciones de medición. Se elaboró un modelo computacional de transporte 1D, en base al algoritmo de tercer orden, Quickest, en diferencias finitas. Se calibró el modelo y verificaron los resultados con muestras de agua colectadas mensualmente en las estaciones de muestreo. El escenario hidráulico estuvo definido por una serie de caudales decrecientes, en el rango entre 2 y 290 metros cúbicos por segundo. Se implementaron condiciones de borde aguas arriba un hidrograma anual y una curva de descarga de sedimentos. Aguas abajo se implementó una curva de descarga en la sección de salida. El coeficiente de dispersión longitudinal se estimó mediante un algoritmo empírico. Se consideraron los procesos de erosión, depositación, floculación y las erogaciones de una fuente industrial. Los resultados mostraron una aproximación satisfactoria a los escalares medidos.

Keywords: fine sediment, concentrations, Salado.

Abstract. The hydrodynamic simulation and the transport of total suspended sediments (S_w) were performed for a 63 km reach of the Salado River (province of Santa Fe), in the interval March 2010-January 2011. The HEC-RAS 4.1 system was used to calculate the hydrodynamics and the results were verified based on monthly measurements of water surface heights in five cross sections. A computational model of 1D transport was elaborated, based on the algorithm of third order, Quickest, in finite differences. The model was calibrated and the results were verified with water samples collected monthly at the sampling stations. The hydraulic scenario was defined by a series of decreasing flows, in the range of 2 and 290 cubic meter per second. An annual hydrograph and a sediment discharge curve were implemented upstream boundary conditions. Downstream boundary condition was a discharge curve in the outlet section. The longitudinal dispersion coefficient was estimated using an empirical algorithm. The processes of erosion, deposition, flocculation and discharges from an industrial source were considered. The results showed a satisfactory approximation to the scalars measured.

1 INTRODUCCIÓN

La dinámica del transporte de sedimentos finos, básicamente limos y arcillas ($< 62 \mu\text{m}$) en cursos de agua y planicies aluviales, tiene una importancia fundamental para las civilizaciones en múltiples aspectos de la vida cotidiana, como así también en su funcionamiento ambiental, hidrológico y geomorfológico en el largo plazo (Westrich y Förstner, 2007). Los sedimentos finos suspendidos en cursos aluviales condicionan y/o determinan el aprovechamiento del agua debido a su capacidad de transportar constituyentes inorgánicos y orgánicos. Por esto, desde el punto de vista de la calidad de las aguas, se ven afectados el consumo humano, el del ganado y el empleo para usos agrícolas de tierras (Mehta y McAnally, 2007). Algunas sustancias inorgánicas, por ejemplo los metales pesados (MP) no se degradan, sino que pueden persistir en el ambiente en diversos modos, depositarse, resuspenderse, alojarse en los tejidos de seres vivos y ser transportados grandes distancias hasta depositarse en el lecho de estuarios y/o mares. Otras sustancias como las orgánicas pueden tardar tiempos prolongados para degradarse, mientras alteran seriamente los ecosistemas. Debe considerarse entonces que los sedimentos del lecho actúan como sumideros de toda clase de contaminantes, constituyendo una gran fuente de acumulación en el ambiente acuático con la capacidad de transformarse en fuentes secundarias de polución en el futuro inmediato (Lick, 2009). De tal modo, la consideración de los sedimentos finos como agentes de transporte de un amplio espectro de contaminantes, ha introducido una nueva perspectiva a los problemas de gestión del medio ambiente en cuerpos de agua.

En el río Salado (Santa Fe) se han realizado distintos estudios hidroambientales (Gallo et al., 2006; Gagneten et al., 2007; Gagneten y Paggi, 2009), en algunos se han analizado las concentraciones de sedimentos y en otros también se ha logrado simular el transporte de sedimentos y otros escalares para eventos específicos de escala diaria (Trento y Alvarez, 2011). En este último caso, se lograron representar las concentraciones de sedimentos suspendidos, de cromo en agua y en el lecho para un evento de escala temporal diaria, en parte determinadas por la presencia de una fuente industrial, para una situación hidrodinámica permanente, de aguas muy bajas.

El área de estudio se encuentra en la cuenca inferior del río Salado, dentro de la provincia de Santa Fe. Este río nace en el norte argentino, recorre más de 1500 km hasta desembocar en el sistema del río Paraná, posee un cauce con meandros y albardones bien definidos. El caudal medio del Salado en la sección de medición de ruta provincial N° 70 (RP70) es de $137 \text{ m}^3/\text{s}$ (SSRH, 2009) para la serie 1953-54/2002-2008, con un amplio rango de variación, entre $652 \text{ m}^3/\text{s}$ y $15.6 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, máximo y mínimo medios diarios respectivamente, y un área de aportes hídricos de 29700 km^2 (SSRH, 2009). El máximo caudal se registró en 2003 en la sección transversal RP70, con aproximadamente $4000 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$.

En este trabajo se presenta un estudio de simulación de las concentraciones de sedimentos suspendidos totales, S_w , para un tramo de 63 km de longitud (Figura 1), para condiciones hidrodinámicas de aguas altas, medias y bajas entre febrero de 2010 a enero 2011, con una escala temporal de diez meses. Para este caso se considera que la escala de estudio, L_e , es mucho mayor que las escalas de adaptación sedimentológica e hidrodinámica, $L_e \gg L_s, L_h$, respectivamente (Menendez, 1997). Estas últimas se definen como las distancias necesarias para que las condiciones sedimentológicas e hidrodinámicas recuperen sus condiciones de transporte en equilibrio local y de condiciones de equilibrio hidrodinámico, luego de perturbaciones bruscas. En la literatura científica es frecuente encontrar resultados de mediciones en escenarios fluviales pero no son muchas las representaciones numéricas (Merkhli et al., 2015; FangFang, 2008; Falconer y Lin, 2003; Menendez, 1997; Huang et al.,

2007; entre otros) para las condiciones fluviales descriptas.

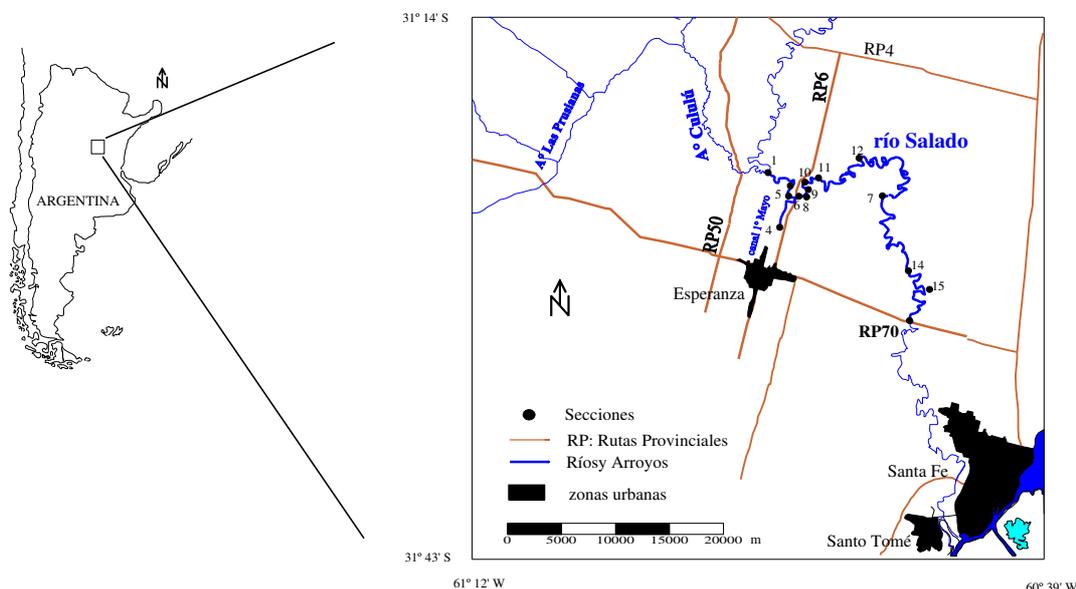


Figura 1: Ubicación del tramo simulado del río Salado y ubicación de las secciones de muestreo.

2 METODOLOGÍA

En ríos y arroyos extensos, la tridimensionalidad del problema de transporte de contaminantes puede simplificarse en la medida en que la escala de tiempo de los procesos en la dirección longitudinal del escurrimiento sea sustancialmente mayor que la escala de tiempo de los procesos de mezcla en las otras dos direcciones del escurrimiento, el ancho y la profundidad (Fischer et al., 1979). En tal situación, como la del presente estudio, se pueden implementar métodos numéricos que resuelven las ecuaciones unidireccionales de la hidrodinámica y del transporte de escalares, en las escalas espaciales y temporales adecuadas.

Las condiciones hidrodinámicas fueron representadas mediante el empleo del conocido sistema computacional 1D HEC-RAS v4.1 (Brunner, 2010) fundamentado en las ecuaciones de Saint-Venant. El sistema resuelve las dos ecuaciones diferenciales en derivadas parciales, las de conservación de masa y la de cantidad de movimiento, mediante un esquema implícito en diferencias finitas. La rugosidad se definió con el coeficiente de rugosidad de Manning, según un esquema de secciones compuestas. La hidrodinámica se calculó en condiciones no permanentes para el intervalo de tiempo comprendido entre febrero/2010-enero/2011, por un total de 311 días. La geometría y batimetría del tramo del río Salado se definieron con información relevada en 18 secciones transversales y tramos del río relevados con sonda ecógrafa. Las condiciones de borde fueron un hidrograma en la sección de entrada y una curva $h-Q$ en la sección de salida del tramo, en RP70. El hidrograma se elaboró en base a lecturas diarias de una escala hidrométrica ubicada en la sección RP70 (ver Figura 1), cuyos valores se convirtieron en caudales con una fórmula adecuada y se desfazaron temporalmente entre 72 y 96 hs, según la magnitud de Q , hacia la sección de aguas arriba. El intervalo temporal de cálculo fue de 1 minuto, las velocidades y profundidades calculadas fueron registradas a escala diaria, y la rugosidad del cauce y planicie se definió en base a una fórmula cuadrática con el caudal. Se obtuvieron en total 311 archivos para las velocidades, caudales y demás variables geométricas del río, las que fueron interpoladas luego a intervalos equiespaciados de 100 m.

En cuanto al modelo de transporte de sedimentos, expresado en la ecuación (1), se implementó para resolverla el algoritmo Eulereano Quickest (Quadratic Upstream Interpolation for Convective Kinematics with Estimated Streaming Terms), propuesto por Leonard (1979) y Leonard (1991) que presenta un error de truncamiento de tercer orden espacial y temporal, y que está prácticamente libre de las oscilaciones de los esquemas centrados y de la disipación numérica de los esquemas regresivos aún para condiciones altamente advectivas. El algoritmo se obtiene a partir de la ecuación de advección-difusión mediante desarrollos en serie de Taylor y operaciones algebraicas con las premisas de despreciar todas las derivadas espaciales y temporales de orden superior a tres. La expresión matemática para el transporte de sedimentos suspendidos es la siguiente:

$$\frac{\partial S_w}{\partial t} = - \underbrace{\frac{1}{A} \frac{\partial(UAS_w)}{\partial x}}_{\text{advección}} + \underbrace{\frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L A \frac{\partial S_w}{\partial x} \right)}_{\text{dispersión}} + \underbrace{\frac{m_e}{h}}_{\text{erosión}} - \underbrace{\frac{m_d}{h}}_{\text{depositación}} + \underbrace{F_s}_{\text{fuente}} \quad (1)$$

En la cual U es la velocidad media en la sección transversal, A es el área de la sección transversal, D_L es el coeficiente de dispersión longitudinal, h es la profundidad del agua, x es la coordenada espacial y t la temporal, m_e la tasa de resuspensión y/o erosión, m_d es la tasa de depositación y F_s es un término fuente. El primer y segundo término de la derecha de la ecuación (1) corresponde al transporte de sedimentos finos por advección y dispersión respectivamente. El tercero y el cuarto representan un balance de sedimentos en la columna de agua por procesos de erosión y depositación, que son los que terminan de definir las concentraciones de finos (Mehta y Hayter, 1989), el quinto es el término que corresponde a la fuente de sedimentos suspendidos en la columna de agua. El esquema numérico básico, de cuatro puntos, ha sido descrito por Leonard (1979), mientras que la implementación del esquema en cursos fluviales, resuelto en diferencias finitas, está detalladamente documentada en Trento y Alvarez (2011).

Para este trabajo se adoptaron los siguientes supuestos adicionales: la presencia y evolución de formas de fondo (por ej. dunas) no cambian la configuración del lecho, porque las escalas espaciales y temporales de sus desplazamientos en aguas poco profundas son despreciables comparadas con las escalas de transporte de los sedimentos suspendidos. Los procesos de erosión y depositación si bien presentes, fueron de escasa magnitud, del orden de pocos centímetros para la escala espacial L_v considerada, y por lo tanto se justifica emplear la hidrodinámica calculada para un lecho fijo.

Los principales parámetros de los procesos de erosión y depositación fueron la tensión de corte crítica en el lecho, τ_e y la velocidad crítica por debajo de la cual se produce depositación, U_{cr} , respectivamente. La tasa de erosión m_e se expresó según Ariathurai y Arulanandan (1978): $m_e = E_e (\tau_b/\tau_e - 1)$, válida cuando para $\tau_b \geq \tau_e$, con E_e una constante empírica y $\tau_b = \rho_w u_*^2$ es la tensión de corte local en el lecho, con ρ_w la densidad del agua, $u_* = Ung^{0.5} h^{-1/6}$ la velocidad de fricción, n el coeficiente de rugosidad de Manning y g la aceleración de la gravedad. Cuando $\tau_b < \tau_e$ entonces $m_e = 0$. La tasa de depositación, m_d se calculó con la expresión de Nicholas et al. (2006), para el caso en que no hay atrapamiento de sedimentos por vegetación: $m_d = S_w \lambda W_s [1 - (U/U_{cr})^2]$, para $U < U_{cr}$, con λ una constante adimensional empírica y W_s la velocidad de caída de los agregados. Se destaca que en un mismo dominio de cálculo no pueden existir simultáneamente condiciones erosivas y de depositación, entonces se asumió el siguiente supuesto: $m_d = 0$ en el tramo donde $\tau_b > \tau_e$ y viceversa, $m_e = 0$ en el tramo en que $U < U_{cr}$. En casos de equilibrio se adoptó $m_e = m_d = 0$. Se adoptaron $\tau_e = 0.47 \text{ N m}^{-2}$, $E_e = 4 \cdot 10^{-6} \text{ kg/(s m}^2)$, $U_{cr} = 0.15 \text{ m s}^{-1}$, $\lambda = 0.30$.

La floculación fue considerada en este trabajo en base a la siguiente ecuación (Hayter y Pakala, 1989) que expresa la tasa de depositación $dS_w/dt = -W_s dS_w/dz$, en función de W_s y con z la coordenada espacial vertical. La derivada espacial dS_w/dz se parametrizó por la expresión en diferencias $\Delta S_w/\Delta z$, con $\Delta S_w \approx S_w$ promedio diario y $\Delta z \approx h$. Luego, se empleó el modelo experimental de Farley y Morel (1986) sintetizado en la siguiente ecuación $dS_w/dt = -B_{ds} S_w^{2.3} - B_{sh} S_w^{1.9} - B_b S_w^{1.3}$ para resolver W_s y el tamaño de los agregados, d_f , por el método iterativo de Newton-Raphson y ecuaciones auxiliares de floculación. Los coeficientes B_{ds} , B_{sh} y B_b representan tasas de floculación para la sedimentación diferencial, las tensiones de corte y el movimiento Browniano, respectivamente. El esquema iterativo está detallado en Trento y Vinzón (2014).

La ecuación (1) fue resuelta numéricamente para un intervalo temporal $\Delta t = 120$ s, y espacial $\Delta x = 100$ m y con las condiciones iniciales: $S_w(x, 0) = S_{wi}$; las condiciones de borde adoptadas aguas arriba, CBAA, en $x=0$ fueron una curva de descarga $Q-S_w$, elaborada en base a mediciones: $S_w(0, t) = S_w(Q)$. Las condiciones de borde adoptadas aguas abajo, CBaa, en $x=L$ fueron: $[\partial S_w / \partial x]_L = 0$. La ecuación (1) también se empleó para simular la evolución de los sólidos disueltos totales, SDT, que fueron considerados sustancias conservativas. Se adoptó una CBAA del tipo $Q-SDT$, establecida en base a mediciones, y para aguas abajo: $[\partial SDT / \partial x]_L = 0$.

El coeficiente D_L se calculó con la fórmula empírica de Liu (1977); se adoptó una temperatura T constante para todo el tramo cada 24 hs, obtenida en base a mediciones en la sección 5 (Baratti et al., 2009), correspondiente a la ruta RP6 (Figura 1). Ambas variables, D_L y T se actualizaron a escala diaria. Las descargas líquidas, Q_f y de sedimentos de la fuente, S_f , fueron definidas mediante curvas sinusoidales de variación horaria en los intervalos $0.010 < Q_f < 0.070 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $0.300 < S_f < 0.600 \text{ kg m}^{-3}$.

El supuesto de mezcla completa en la sección transversal se debe adoptar también necesariamente en representaciones 1D cuando se simulan fuentes (aportes laterales o difusores subacuáticos). Por lo tanto para calcular las S_w se aplicaron simples ecuaciones de balance en la sección de la fuente. Si bien este supuesto tiende a distorsionar la S_w calculada en un subtramo entre la sección de la fuente hasta unos centenares de metros aguas abajo, el supuesto es aceptable en cursos donde la escala espacial longitudinal de los procesos de transporte L_e , es mucho mayor que la transversal (L_t) y la escala espacial vertical (L_v), con $L_t = W \approx 80$ m (ancho del río) y $L_v = h \approx 2$ m (profundidad del río), ambos valores para aguas medias en el tramo de 63 km. Una estimación de la longitud de mezcla completa L_m , puede hacerse a partir de la expresión de Fischer et al. (1979) para fuentes sobre una margen, como en este caso: $L_m = 0.4 W^2 U / \varepsilon_t$, con $\varepsilon_t = k h u^*$ el coeficiente de difusión transversal y k una constante, 0.3 en este escenario. La expresión de Fischer puede ser aplicada a canales rectos con velocidad uniforme y sustancias conservativas. En el caso de ríos con meandros, como el río Salado, la distancia L_m suele ser bastante menor.

3 RESULTADOS

La variación temporal de caudales para la sección RP70 se muestra en la Figura 2. El contexto general está caracterizado por un continuo descenso de Q , salvo en seis episodios definidos por ascensos pasajeros de pocos días de duración. Los caudales comprenden desde un máximo de $326 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ al inicio del intervalo de tiempo simulado, hasta $26 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a fines de junio. Luego, se observa un segundo tramo con un gradiente temporal más suave hasta el 18/12/10, caracterizado por Q bajos, con un mínimo de $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y luego una crecida al final del intervalo de tiempo estudiado, con un pico de $36 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Las velocidades máximas calculadas fueron de 1 m s^{-1} en la sección del puente de RP6 y las máximas profundidades de

4.72 m en la sección de RP70, los mínimos fueron 0.03 ms^{-1} y 0.25 m, respectivamente.

En la Figura 2 se muestra el contraste entre cotas calculadas a escala diaria en todo el tramo y mediciones de cotas de pelo de agua en cuatro secciones según mediciones efectuadas el 26/10/10. Las diferencias entre las cotas calculadas y medidas, para esa fecha, están en el orden de los 0.10 m. Para el resto de las mediciones las diferencias estuvieron en ese orden, salvo para aguas altas, en las cuales se incrementaron en hasta 0.30 m.

En la Figura 3 se muestran las variaciones diarias de S_w calculadas en la sección 8 (aproximadamente 100 m aguas abajo de la sección de la fuente) y también las S_w medidas en diversos trabajos de campo. Las S_w medidas en la sección 8 están en el rango $0.044 < S_w < 0.629 \text{ kg m}^{-3}$. Esos resultados fueron calculados en condiciones erosivas desde el inicio de la simulación, principios de marzo hasta inicios de agosto, coincidente con los mayores caudales y velocidades medias en cada sección y también durante los últimos 30 días. Durante noviembre se registraron condiciones de depositación, debido a las bajas velocidades del escurrimiento y entre agosto-octubre hubo equilibrio sedimentológico.

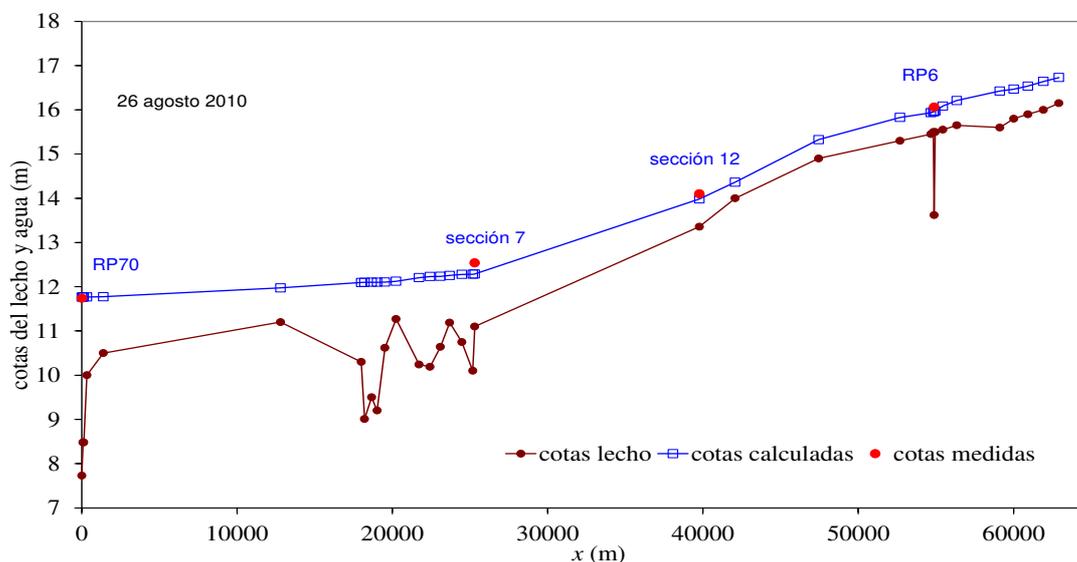


Figura 2: Cotas medidas y calculadas en el tramo de 63 km para el 12/8/10.

El máximo para S_w , de 0.632 kg m^{-3} se alcanza según el modelo para el 20 de marzo, coincidente con el repunte de Q para esa fecha, en un escenario con máxima erosión. Los resultados del modelo se encuentran en el mismo orden que las mediciones, con errores iguales o menores al 20 %, en promedio. De acuerdo a los resultados puede explicarse que el perfil temporal de S_w estuvo gobernado en la primera mitad del período simulado, por el ingreso de los mayores caudales y sedimentos, de acuerdo a las condiciones de borde de aguas arriba. Mientras que, en la segunda mitad, con menores caudales del río, es cuando adquiere relevancia el vertido de la fuente para calcular S_w , gobernando las concentraciones resultantes en el río.

La salinidad fue representada por el cálculo de los sólidos disueltos totales, SDT , que fueron considerados sustancias conservativas, ver Figura 4. Se determinaron en un rango $0.48 < SDT < 6.58 \text{ kg m}^{-3}$ para todo el intervalo temporal en la sección 8, en un buen acuerdo con las mediciones en siete trabajos de campo. En general los SDT siguieron una relación inversa con los Q , por lo tanto las máximas concentraciones ocurrieron con los menores caudales, como era esperable.

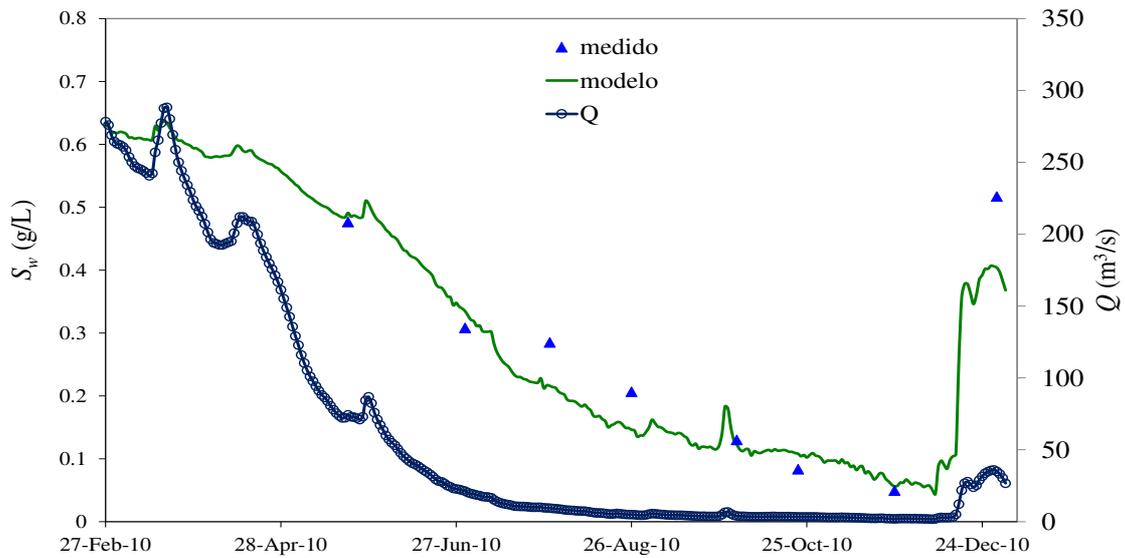


Figura 3: S_w medidas y calculadas, y Q calculado en la sección 8.

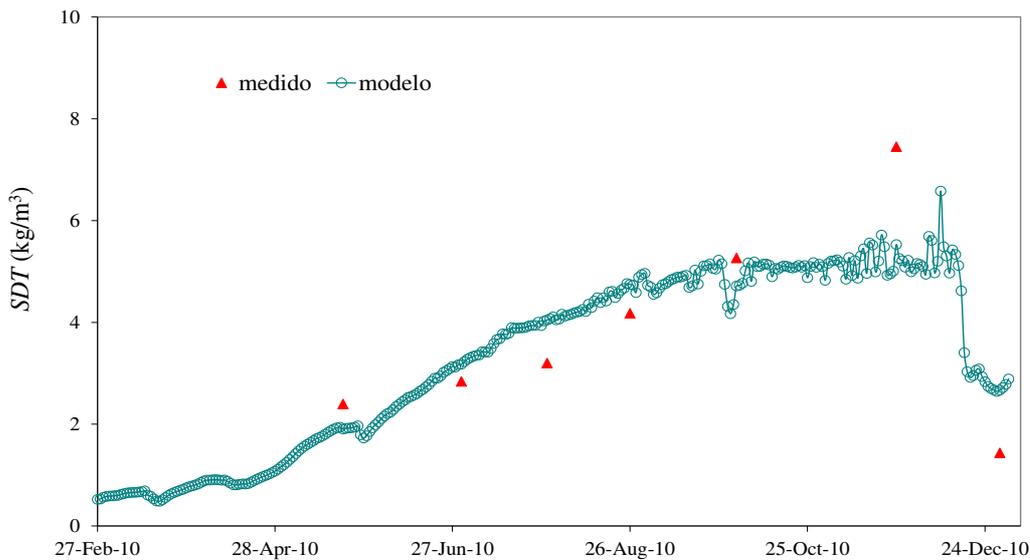


Figura 4: SDT medidas y calculadas en la sección 8.

En la [Figura 5](#) se graficaron los diámetros medios de flóculos, d_f , medidos in situ ([Filippa, 2014](#)) con una sonda Lisst-25X ([Sequoia, 2002](#)) y el perfil espacial de los d_f calculados. Estos últimos se obtuvieron para una densidad adoptada de los flóculos $\rho_f=1020 \text{ kg m}^{-3}$ y una eficiencia de agregación, $\alpha_{sh}=0.12$, para $t=270$ días. En la figura se advierten valores de d_f en el intervalo $50 < d_f < 73 \text{ }\mu\text{m}$, los cuales corresponden al incremento de las S_w en la sección de la fuente, debido al mayor aporte puntual de sedimentos suspendidos y al incremento local de la turbulencia.

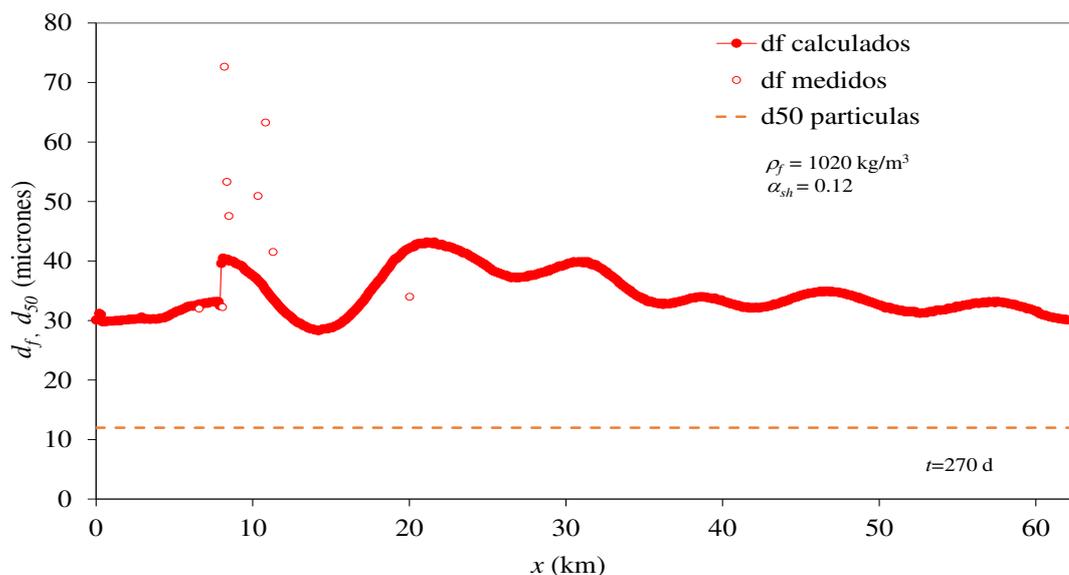


Figura 5: d_f calculados y medidos. d_{50} de la granulometría en $t=270 \text{ d}$.

Ese efecto perdura por una distancia de aproximadamente 2 km, equivalente a la distancia de mezcla completa, L_m , hasta que el escurrimiento se recupera de la perturbación de la fuente y los sedimentos se transportan aguas abajo completamente floculados. Al respecto en la figura se muestra la mediana de la distribución granulométrica, $d_{50}=12 \mu\text{m}$, el cual se obtuvo en base a determinaciones de laboratorio con un difractómetro Malversizer 2000E (Rawle, 2010) en el Laboratorio de Dinámica de Sedimentos Cohesivos (LDSC) de la Universidad Federal de Rio de Janeiro, Brasil. Los registros granulométricos mostraron que los sedimentos suspendidos se transportaron principalmente en la forma de flóculos en todo el tramo.

4 CONCLUSIONES

Se logró simular de modo satisfactorio la hidrodinámica 1D para el intervalo temporal de 311 días en el tramo de 63 km del río Salado, para un rango de caudales entre $2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y $326 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y a escala diaria.

Se elaboró e implementó un modelo de transporte con un esquema en diferencias finitas que logró representar las variaciones espaciales y temporales de las concentraciones de sedimentos suspendidos y las condiciones de floculación.

Se demostró que las S_w para las condiciones fuertemente no estacionarias del escurrimiento, en el rango $0.039 < S_w < 0.63 \text{ kg m}^{-3}$, estuvieron gobernadas principalmente por las condiciones de borde aguas arriba, definidas por una curva $Q-S_w$, calculada en base a mediciones.

Los procesos de erosión y depositación, contribuyeron en forma secundaria en la definición de S_w a escala temporal del modelo, si bien fueron importantes en escalas de tiempo T_v , como cuando ocurrieron cambios de Q por eventos climáticos de corta duración.

Se mostró que los sedimentos suspendidos se transportan fundamentalmente floculados y que la fuente tiene una incidencia puramente local. El tamaño de los agregados fue entre el doble y el triple que la mediana de la distribución granulométrica de las partículas de sedimentos suspendidos.

Agradecimientos: A los integrantes del Proyecto CAI+D 2009 PI 12-194 subsidiado por la Universidad Nacional del Litoral (UNL).

REFERENCIAS

- Alvarez, A. and Trento, A., Comparación de esquemas para el transporte de metales y sedimentos en ríos. ENIEF 2007, XVI Congreso sobre Métodos Numéricos y sus Aplicaciones, XXVI, 2183-2192. Santa Fe, Argentina, 2007.
- Ariathurai, R. and Arulanandan, K., Erosion Rates of Cohesive Soils. *Journal of Hydraulics Division*, 104:HY2:279-283, 1978.
- Baratti, G., Trento, A. y Alvarez, A., Simulación de Salinidad y temperatura del Agua en el río Salado (Santa Fe), 4º Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Salta, Argentina. Res. 95-96, 2009.
- Brunner, G., *HEC-RAS, Rivers Analysis Sistem User's Manual, Versión 4.1*, U.S. Army Corps of Engineers, <http://www.hec.usace.army.mil>, 2010.
- Falconer, R. and Lin, B., Hydro-environmental modelling of riverine basins using dynamic rate and partitioning coefficients. *International Journal of River Basin Management*, 1:881-89, 2003.
- Fang, H., Chen, M. and Chen, Q., One-dimensional numerical simulation of non-uniform sediment transport under unsteady flows. *International Journal of Sediment Research*, 23:315-328, 2008.
- Farley, K.J. and Morel, F.M., Role of coagulation in the kinetics of sedimentation. *Environmental Science Technology*, 20:187-195, 1986.
- Filippa, L., Estudio de la Dinámica de la Floculación y su relación con el transporte de cromo en el río Salado (Santa Fe), tesis de Doctorado en Ingeniería, FICH-UNL, 2014.
- Fischer, H.B., List, E.J., Koh, R.C., Imberger, J. and Brooks, N. H., *Mixing in inland and coastal waters*. Hermosa Publ., New Mexico, USA, 1979.
- Gagneten, A.M. and Paggi, J. C., Effects of Heavy Metal Contamination (Cr, Cu, Pb, Cd) and Eutrophication on Zooplankton in the Lower Basin of the Salado River (Argentina). *Water Air and Soil Pollution*, 198:317-334, DOI 10.1007/s11270-008-9848-z, 2009.
- Gagneten, M., Gervasio, S. and Paggi, J., Heavy Metal Pollution and Eutrophication in the Lower Salado River Basin (Argentina). *Water, Air and Soil Pollution*, 178:335-349, 2007.
- Gallo M., Trento A., Alvarez A., Beldoménico H. and Campagnoli D., Dissolved and Particulate Heavy Metals in the Salado River (Santa Fe, Argentina). *Water, Air, and Soil Pollution*, 174:367-384, 2006.
- Hayter, E.J. and Pakala, C.V., Transport of Inorganic Contaminants in Estuarial Waters. *Journal of Coastal Research*, 5:217-230, 1989.
- Huang, S.L., Wan, Z.H. and Smith, P., Numerical modeling of heavy metal pollutant transport-transformation in fluvial rivers: a review, *International Journal of Sediment Research*, 22:16-26, 2007.
- Leonard, B., The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. *Computational Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 88:17-74, 1991.
- Leonard, B., A Stable And Accurate Convective Modelling Procedure Based On Quadratic Upstream Interpolation. *Computational Methods In Applied Mechanics And Engineering*, 19:59-98, 1979.
- Lick, W., *Sediment and Contaminant Transport in Surface Waters*. CRC Press, 398 p, 2009.
- Liu, H., Predicting Dispersion Coefficient of Streams, *Journal of Environmental Engineering*, ASCE, 103:1:59-69, 1977.

- Mehta, A. and McAnally, W., Chapter 4 in *Sedimentation Engineering Processes, Measurements, Modeling, and Practice*. Garcia M., ASCE, EWRI, 1132 p., 2007.
- Mehta, A.J., Hayter, E., Parker, W.R., Krone, R.B. and Teeter, A., Cohesive Sediment Transport. I: Process Description. *Journal of Hydraulic Engineering*, 115:8:1076-1093, 1989.
- Menendez, A.N., Sedimentologic modeling selection based on study scale. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123:10:922-925, 1997.
- Merkhli, S.P., Ehteshami, M. and Sadrnejad, S., Assesment quality of a nonuniform suspended sediment transport model under unsteady flow condition (case study: Aras River), *Water and Environment Journal*, 29:489-498, 2015.
- Nicholas, A.P., Walling, D.E., Sweet, R.J. and Fang, X., New strategies for upscaling high-resolution flow and overbank sedimentation models to quantify floodplain sediment storage at the catchment scale, *Journal of Hydrology*, 329:577– 594, 2006.
- Rawle, A., Basic principles of particle size analysis. Technical report, [http://www.malvern.com/malvern/kbase.nsf/allbyno/KB000021/\\$file/Basic_principles_of_particle_size_analysis_MRK034-low_res.pdf](http://www.malvern.com/malvern/kbase.nsf/allbyno/KB000021/$file/Basic_principles_of_particle_size_analysis_MRK034-low_res.pdf), 2010.
- Sequoia, LISST – 25 User's Guide, <http://sequoiasci.com>, 2009.
- SSRH, Subsecretaría de Recursos Hídricos. *Estadística Hidrológica de la República Argentina*. Presidencia de la Nación, Rep. Argentina, 2009.
- Trento, A. and Alvarez, A., A numerical model for the transport of chromium and fine sediments. *Environmental Modeling and Assessment*, 16:6:551-564. doi: 10.1007/s10666-011-9263-5, 2011.
- Trento, A. and Vinzon, S., Experimental study and modelling flocculation processes. The case of Paraíba do Sul estuary. *International Journal of Sediment Research*, 29:378-390, 2014.
- WestrichWestrich, B. and Förstner, U., *Sediment Dynamics and Pollutant Mobility in Rivers. An interdisciplinary Approach*. Springer, Germany, 2007.
- Wu Y., Falconer R. and Lin B., Modelling trace metal concentration distributions in estuarine waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64:699-709, 2005.