

Transporte de Sedimentos de Fondo en el Río Salado (Santa Fe, Argentina)

Ricardo Szupiany, Alfredo Trento y Ana M. Alvarez

Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH), Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina.

CC 217 (3000) Santa Fe- rszupian@fich1.unl.edu.ar

Recibido: 30/03/04 revisado: 26/10/04 aceito: 23/02/05

RESUMEN

Se calculó el transporte de sedimentos de fondo (gsf) en un tramo de 7,3 km del curso inferior del río Salado (Santa Fe, Argentina) a partir de mediciones de campo (método indirecto) y aplicando distintas fórmulas con el objetivo de establecer cuál de ellas presenta un mejor ajuste.

Se realizaron dos relevamientos hidrográficos espaciados en 30 días. Se midieron las dimensiones de 27 dunas, cuyas longitudes variaron entre 64 m y 8 m, y sus alturas entre 1 m y 0,42 m, y se calcularon sus velocidades de desplazamiento. Con esa información se determinó la carga de sedimentos de fondo por el método indirecto. Las variables hidrodinámicas empleadas en las fórmulas de transporte resultaron de la aplicación del modelo HEC-RAS, calibrado y validado en base a mediciones hidrométricas.

Los resultados sedimentológicos obtenidos muestran que aproximadamente el 95 % del material del lecho corresponde a arenas medias y finas, y el resto a material fino.

Se concluye que la fórmula de Engelund-Fredsoe y la de Meyer-Peter y Müller son las que mejor ajuste presentan con respecto a los valores medidos en campo, con errores que varían entre el 8 % y el 30 % y entre el 4 % y el 27 %, respectivamente.

Tomando como primera aproximación el valor de transporte total (gs) calculado por la fórmula de Engelund-Hansen para el río estudiado, el transporte de fondo representa entre un 3 % y un 9 % del total.

Palabras Clave: transporte de sedimentos de fondo, dunas, mediciones, río Salado.

INTRODUCCIÓN

El cálculo del transporte de sedimentos de fondo ha merecido en las últimas cuatro décadas una destacada atención de la comunidad científica abocada a la hidráulica de ríos. Los estudios sobre transporte de sedimentos previos a 1930 trataron casi exclusivamente con carga de fondo, y a pesar de los esfuerzos realizados, según Vanoni (1975) se lograron sólo modestos avances en el entendimiento de los procesos que describen la interacción del lecho con el movimiento de sedimentos. Meyer-Peter y Müller en 1948 (Maza Alvarez y García Flores, 1996) experimentaron en canales con partículas uniformes y no uniformes y como resultado de sus investigaciones propusieron una fórmula para el cálculo del transporte de fondo. Bagnold en 1954 (Van Rijn, 1993) mostró que el movimiento más típico de las partículas de fondo es el de saltación, lo cual fue luego confirmado por Francis (1973) y por Abbott y Francis (1977). Fernandez Luque y van Beek (1976) realizaron experimentos en un canal

de laboratorio sobre transporte de carga de fondo, midiendo magnitudes promedio de velocidades, longitudes de saltación y número de partículas de sedimentos depositadas por unidad de área, como una función de la tensión de corte media temporal.

El cálculo del transporte por el método indirecto se basa en mediciones batimétricas según los fundamentos expresados por Crickmore (1970) y Engel y Lau (1980).

Van Rijn en 1984 resolvió las ecuaciones del movimiento de una partícula individual de la carga de fondo y calculó las características de saltación y la velocidad de las partículas como una función de las condiciones del flujo y el diámetro de las partículas para condiciones de lecho plano. El autor siguió la aproximación de Bagnold asumiendo que el movimiento de las partículas del fondo está dominado por la saltación bajo la incidencia de fuerzas hidrodinámicas del fluido y la fuerza de gravedad. Wiberg y Rubin (1989) emplearon distintas ecuaciones para calcular la rugosidad producida por saltación de sedimentos sobre dunas, encontrando que las so-

breestimaciones obtenidas podían ser atribuidas a la incidencia de la rugosidad de pequeñas formas de fondo sobre la carga de fondo. McLean *et al.* (1999) en sus estudios del transporte de fondo en lechos con dunas presentaron una metodología alternativa para predecir la fricción superficial sobre dunas bidimensionales, fundamentalmente en las crestas, donde la tasa de transporte es mayor. Cuestionaron el empleo de perfiles de velocidad promediados espacialmente para predecir tensiones de corte medias en los contornos. Carling *et al.* (2000a,b) en un estudio hidrodinámico y sedimentológico del río Rhin destacan la variabilidad espacial del transporte de fondo sobre la cara de aguas arriba de las dunas, que se correspondería con el incremento de la tensión de corte sobre dicha cara.

Mazumder (2000) estudió las interacciones partículas-sedimentos en una capa límite turbulenta resaltando que la formación y estabilidad de un campo de dunas requiere una tasa de sedimentos transportados mayor que para las dunas ya formadas.

Amsler y Prendes (2000) en un amplio estudio del tramo medio del río Paraná calcularon el transporte de fondo y suspendido con distintas fórmulas y la velocidad de desplazamiento de dunas.

Los objetivos de este trabajo fueron determinar el transporte de sedimentos de fondo (gsf) a lo largo de un tramo de 7,3 km del curso inferior del río Salado a partir de mediciones de campo (método indirecto) y aplicar distintas fórmulas a fin de establecer cual de ellas presenta mejor ajuste. A su vez, hacer una primera aproximación del porcentaje que representa el gsf con respecto a la carga total (gs), la que se calculó con la fórmula de Englund-Hansen.

Se destaca que esta es la primera vez que se presentan resultados de un estudio de transporte de sedimentos en el río Salado. Además, el trabajo presenta un interés adicional ya que se pretende relacionar, en futuras presentaciones, el transporte de sedimentos con los metales pesados detectados.

Ubicación y descripción del área de estudio

El Río Salado, también llamado Pasaje o Juramento, tiene sus nacientes en las provincias de Salta y Catamarca (Argentina) y discurre a lo largo de 1500 km hasta las cercanías de la ciudad de Santo Tomé (provincia de Santa Fe), lugar en donde sus aguas, junto con las del río Santa Fe, dan origen al río Coronda. En su transcurso atraviesa varias provincias presentando secuencialmente características de río de montaña y de llanura. En la provincia de

Santa Fe (Figura 1), el río Salado drena un área de 29700 km² (SRH, 2000).

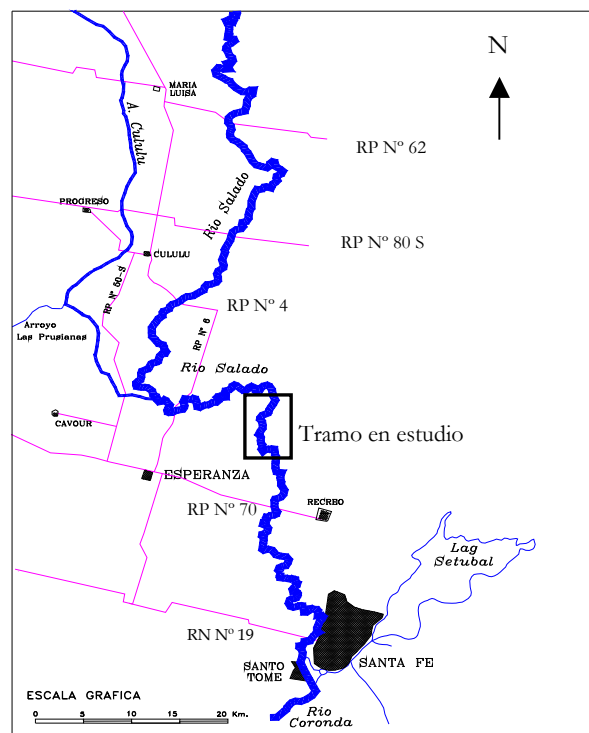
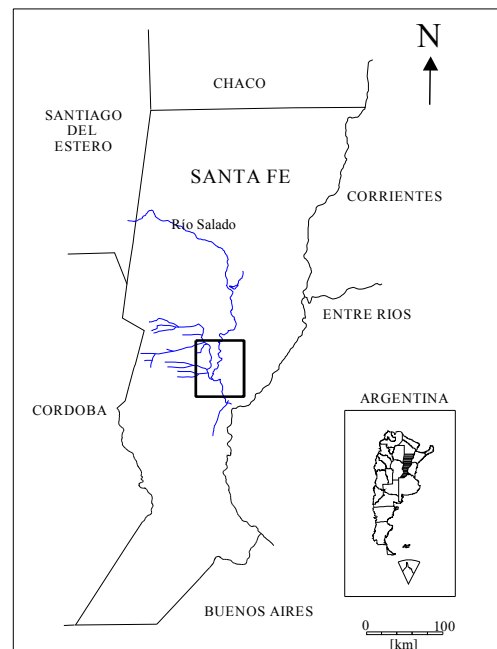


Figura 1 - Ubicación geográfica del área y tramo en estudio

Su curso inferior escurre completamente en la provincia de Santa Fe, se caracteriza por poseer un amplio valle de inundación de un ancho promedio de entre 2 y 2,5 km, meandros abandonados y un cauce tortuoso con albardones, excavado sobre una llanura aluvial bien desarrollada formada por depósitos loésicos compuestos predominantemente por limos gruesos, arena muy fina y arcilla (Iriondo, 1981).

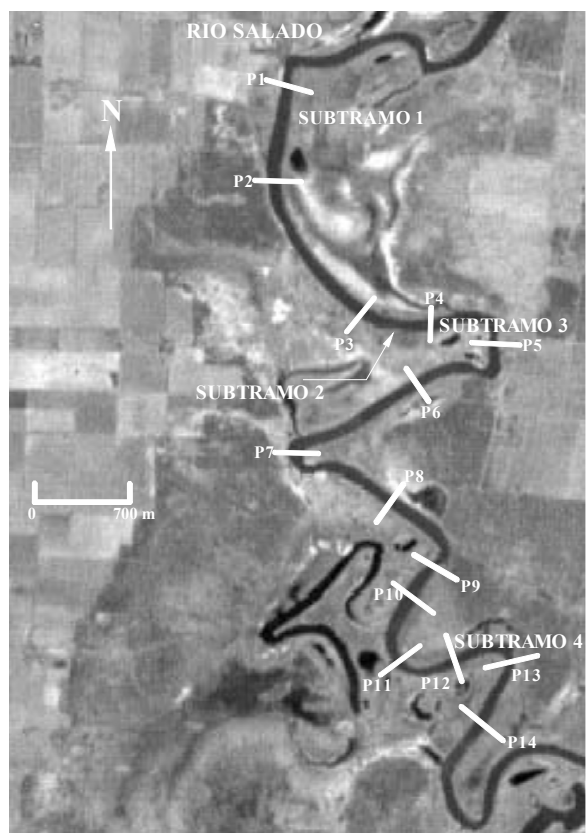


Figura 2 - Secciones transversales y los subtramos seleccionados en el tramo de 7,3 km en estudio

El caudal que transporta está conformado mayormente por aportes del centro y norte de la provincia (Soldano, 1947). Los más significativos de la región central provienen de la subcuenca del arroyo Cululú mientras que los de la región norte se originan en el río Calchaquí (INCYTH, 1992). El caudal medio anual del río Salado es de $145,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (SRH, 2000), con un amplio rango de variación. El caudal mínimo registrado fue de $5,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Trento *et al.*, 2000) y el máximo de $2430 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (SRH, 2000).

El río Salado en su tramo inferior presenta elevada sinuosidad, con un valor medio de 1,96, aunque en algunos tramos ha alcanzado valores extremos de 2,30. De acuerdo a la clasificación de Schumm *et al.* (1987) y Rice (1983) su cauce es de tipo meandriforme, con una dirección general N-S (Figura 1). El nombre del río se debe a sus características aguas salobres, habiéndose registrado valores de salinidad de 12 ‰. Según Iriondo (1981) la salinidad puede deberse a la presencia de numerosas áreas con eflorescencias salinas que proveerían la mayor parte de las sales disueltas del propio río Salado y de sus afluentes.

DESARROLLO

Trabajos de campo

El tramo en estudio tiene una longitud de 7,3 km, se encuentra en las cercanías del paraje conocido como Rincón del Pintado ($31^{\circ} 24' \text{ S} - 60^{\circ} 49' \text{ O}$). Presenta un primer trecho de 2160 m con suaves cambios en su alineamiento longitudinal, seguido de cinco curvas pronunciadas con radios de curvatura de entre 100 y 200 m (Figura 2). En ambas orillas, al igual que en todo el curso del Salado, se desarrollan albardones que cada tanto se interrumpen por cárcavas que comunican el cauce principal con bañados y zonas anegadizas. En este tramo se realizaron dos campañas para relevamientos batimétricos de detalle con sonda ecógrafa Raytheon modelo DE719C, el 3 de marzo y el 2 de abril, ambos del año 2001. Para ello se determinaron las geometrías de 14 secciones transversales, denominadas P1 a P14, cuyas trazas se muestran en la Figura 2. Los extremos de las mismas se indicaron sobre las márgenes mediante jalones y con boyas se señalaron los puntos más profundos de cada sección. En cada campaña se recorrió la línea de mayores profundidades, materializada por la sucesión de 14 boyas, registrándose así, cuidadosamente, el perfil longitudinal del lecho del río para cada fecha, lo que permitió posteriormente calcular el *gsf*, como se explica más adelante. Los niveles hidrométricos para ambos relevamientos se acotaron mediante lecturas sobre una escala hidrométrica, la que se instaló especialmente a los fines del presente estudio, en la sección P1 sobre margen derecha.

Entre las 14 secciones transversales relevadas quedaron determinados subtramos (Figura 2), en los cuáles se trataron de identificar las dunas y calcular sus desplazamientos (Figura 3).

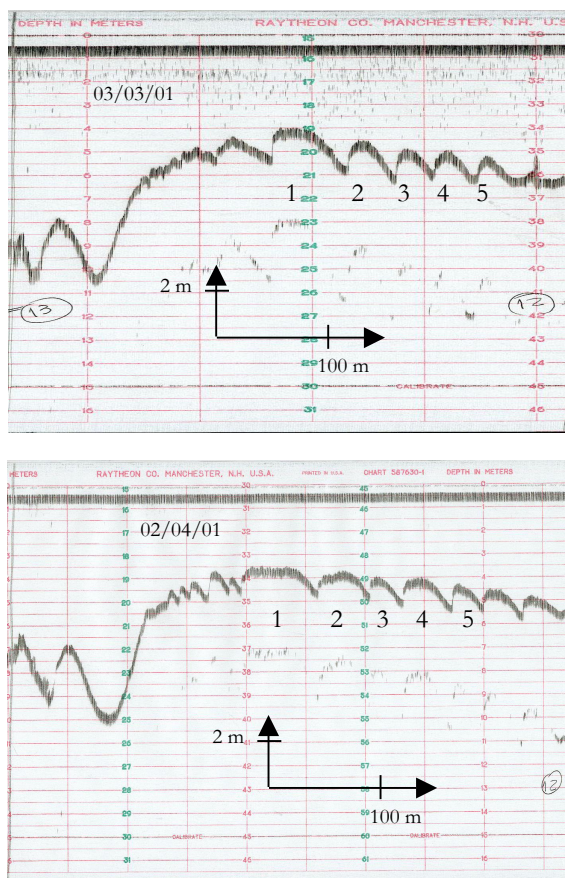


Figura 3 - Fajas batimétricas del subtramo 4, para ambas campañas. 1, 2, 3, 4 y 5 indican las dunas seleccionadas para el cálculo del transporte de fondo

Dado que en muchos de ellos la homogeneidad de las dunas dificultó la determinación del desplazamiento se seleccionaron sólo 4 subtramos para analizar el cálculo del transporte de sedimentos.

Cabe señalar que se dispuso de los registros limnimétricos diarios (Figura 4) leídos en una segunda escala ubicada 25 km aguas abajo de la antes citada, en la sección donde la Ruta Provincial 70 (RP N° 70) cruza el río Salado (Figura 1), operada por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRH) desde el año 1971. En esta misma sección se calculó una curva de descarga, ajustada en base a numerosos aforos realizados por organismos públicos, que permitió estimar el caudal para la campaña de marzo.

Para la campaña de abril el caudal se determinó mediante un aforo con molinete desde puente, realizado en una sección ubicada aguas arriba del tramo de 7,3 km. Las mediciones se realizaron en 8 verticales con 5 puntos por vertical.

Se destaca también que durante los años 2000 y 2001 se recolectaron, entre RP N° 62 y RP N° 70 (Figura 1), numerosas muestras de sedimentos de fondo con una draga de mano Tipo Tamura y conos de arrastre. El análisis granulométrico de los sedimentos de fondo se realizó en el Laboratorio de Sedimentología de la FICH mediante el método de tamizado.

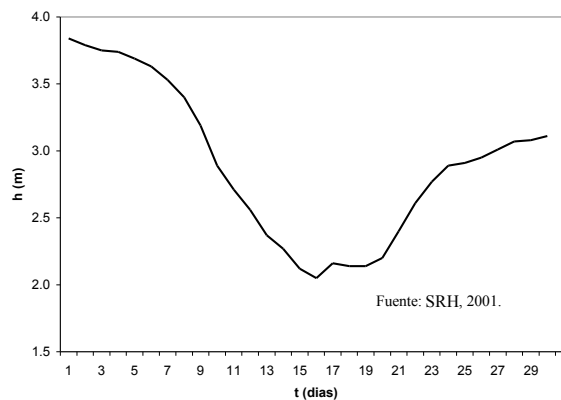


Figura 4 - Variación de la altura hidrométrica diaria en la escala de RP70 entre el 03/03/01 y el 02/04/01

Cálculos hidrodinámicos

La velocidad y el nivel de agua en cada sección del tramo en estudio fueron calculados mediante la implementación del conocido sistema computacional HEC-RAS 3.0 (HEC, 2001), aplicado a condiciones de escurrimiento gradualmente variado y permanente.

Este modelo, diseñado para estudiar el escurrimiento en red de cauces artificiales y naturales en régimen subcrítico, supercrítico o mixto, aplica la ecuación de energía y calcula el perfil del flujo sección a sección a través del método estándar por etapas. Las pérdidas por fricción se evalúan a través de la ecuación de Manning.

La geometría del curso fue definida según las 14 secciones transversales medidas y acotadas. La calibración se realizó con un coeficiente de rugosidad n de Manning de 0,03 (Alvarez *et al.*, 2000), un caudal aforado de $166,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en la sección de entrada y una cota de la superficie del agua de 15,12 m en la sección de salida. Para la validación del modelo se simuló la hidrodinámica correspondiente al relevamiento del 3 de marzo de 2001, contándose también con los niveles medidos en el tramo en estudio. En este caso el caudal se determinó, como se mencionó más arriba, en base a la ley de descarga existente para la sección de RP N° 70 ($229 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y

la condición de borde aguas abajo (15,91 m de cota de pelo de agua) a partir de lecturas en la escala hidrométrica de esa misma sección.

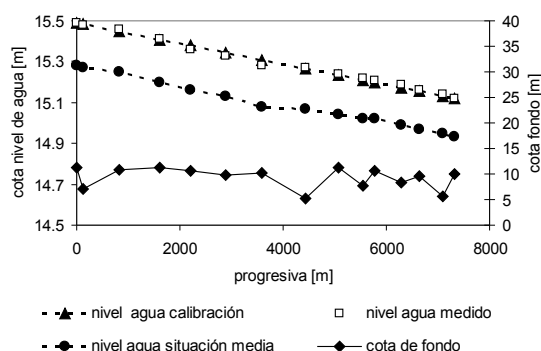


Figura 5 - Perfiles longitudinales del pelo de agua medido y calculado con HEC-RAS para la calibración y para la situación de caudal medio

Las variables hidrodinámicas utilizadas en los cálculos del transporte fueron las resultantes de la aplicación del modelo HEC-RAS, ya calibrado y validado, para una situación de caudal medio en RP N° 70 (Figura 5) del período de 30 días, con un caudal medio de $151 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y la cota de pelo de agua de 14,93 m en la sección de salida del tramo.

En cada sección transversal se determinó la velocidad media en la vertical de mayor profundidad a partir de la velocidad media en la sección, U_m , calculada con la expresión de Manning:

$$\frac{Q}{A} = U_m = h_m^{2/3} \frac{I^{1/2}}{n} \quad (1)$$

donde: $Q \text{ [m}^3 \text{ s}^{-1}\text{]}$ = caudal, $A \text{ [m}^2\text{]}$ = área de la sección transversal, $h_m \text{ [m]}$ = profundidad media, I = pendiente superficial, n = coeficiente de rugosidad de Manning.

Se despejó y obtuvo el factor $I^{1/2}/n$ dado que las demás variables son conocidas. Posteriormente se calculó la velocidad media en la vertical, U_{im} del siguiente modo:

$$U_{im} = h_{im}^{2/3} \frac{I^{1/2}}{n} \quad (2)$$

Fórmulas para el cálculo del transporte de fondo

El cálculo del transporte de fondo (gsf) se realizó, como ya se explicó antes en los 4 subtramos seleccionados, de dos maneras distintas: a partir de mediciones en campo (método indirecto) y a través de fórmulas, permitiendo realizar un contraste entre ambos métodos y determinar la confiabilidad de estas últimas.

Las condiciones hidráulicas y sedimentológicas en cada subtramo, en el momento de las mediciones, concuerdan con aquellas necesarias y bajo la cual fueron calibradas las fórmulas de transporte. Entre estas se destacan: río encauzado, dado que presentaba un nivel de aguas medias escurriendo por el cauce principal sin producir desbordes; condiciones uniformes del escurrimiento, sin cambios significativos entre las secciones donde se identificaron las dunas; distribución uniforme del tamaño de sedimento y permanencia del flujo, ya que, si bien existieron variaciones del nivel del agua (Figura 4) éstas no fueron significativas, adoptándose un caudal medio para los cálculos.

A continuación se describen las fórmulas utilizadas:

- Fórmula de Du Boys:

$$\text{gsf} = \gamma_s \Psi_d \tau_o (\tau_o - \tau_c) \quad (3)$$

donde:

$$\Psi_d = \frac{0,01003}{\gamma_s d_{50}^{3/4}} \quad (4)$$

$$\tau_c = 41,8 d_{50}^{0,82} - 0,017 \ln(454 d_{50}) \quad (5)$$

con: Ψ_d = coeficiente característico del sedimento, $d_{50} \text{ [m]}$ = diámetro del sedimento, $\tau_c \text{ [kg m}^{-2}\text{]}$ = tensión de corte crítica, $\tau_o \text{ [kg m}^{-2}\text{]}$ = tensión de corte y $\gamma_s = \rho_s g$, $\rho_s \text{ [UTM m}^{-3}\text{]}$ = densidad del sedimento y $g \text{ [m s}^{-2}\text{]}$ la aceleración de la gravedad. Cabe aclarar que las ecuaciones (4) y (5) fueron propuestas por Straub en 1935 (Maza Alvarez y García Flores, 1996).

La fórmula (3) de Du Boys representa un modelo del movimiento de sedimentos en capas, que no coincide con lo observado experimentalmente dado que sólo se mueven las capas de sedimentos superiores. Sin embargo es muy simple y muchas veces se ajusta bien a datos de campo y laboratorio. Straub fijó, a partir de pruebas en pequeños canales de laboratorio, como límite de aplicación que $0,1 \text{ mm} < d_{84} < 4 \text{ mm}$. Donde d_{84} es el diá-

metro de partícula en que el 84% de la muestra es menor que ese tamaño.

- Fórmula de Meyer-Peter y Müller:

$$\phi = \frac{gsf}{\gamma_s} \sqrt{\frac{1}{(s-1)gd_{50}^3}} \quad (6)$$

donde $\phi = 8 (\tau_*' - 0,047)^{3/2}$, s es la gravedad específica, $\tau_*' = \tau_0' / (\gamma_s - \gamma) d_{50}$ es el número de movilidad asociado (el índice ' está asociado a la rugosidad del grano en la cara de aguas arriba de la duna), $\tau_0' = U_*'^2 \rho$ es la tensión de corte, $U_*' = \sqrt{g} U / C'$ es la velocidad de corte, $C' = 18 \log(11,5 U h / \nu C')$ es el coeficiente de Chezy, h = profundidad [m]. Esta fórmula está basada en una gran cantidad de mediciones experimentales en canal de laboratorio con $0,4 \text{ mm} < d_{50} < 30 \text{ mm}$, pendientes entre 0,0004 y 0,02, tirantes entre 0,1 y 1,20 m y número de Froude $< 0,3$; sin embargo considera una sola variable adimensional del fenómeno bifásico (τ_*').

- Fórmula de Engelund-Fredsoe:

$$\phi = \frac{gsf}{\sqrt{(s-1)gd_{50}^3}} \quad (7)$$

donde $\phi = 5p \left(\sqrt{\tau_*'} - 0,7\sqrt{\tau_{*c}} \right)$, p = probabilidad

de movimiento de la partícula y $\tau_{*c} = \tau_c / (\gamma_s - \gamma) d_{50}$ número de movilidad crítico.

Esta fórmula, al igual que la de Meyer-Peter y Müller, sólo es función de una variable adimensional. Por otra parte, se requieren datos de verificación (no utilizados en el desarrollo de las fórmulas) que cubran diversos diámetros de sedimentos y tamaños de escurrimientos.

- Fórmula de Van Rijn:

$$gsf = 0,053 \frac{T^{2,1}}{D_*^{0,3}} [(s-1)g]^{0,5} d_{50}^{1,5} \quad (8)$$

donde $T = (U_*'^2 - U_{*c}^2) / U_{*c}^2$ parámetro de intensidad de transporte, $D_* = d_{50} [(s-1)g / \nu^2]^{1/3}$ parámetro

de la partícula, d_{50} [m] = diámetro mediano del sedimento.

Esta fórmula, obtenida en 1984 tiene en cuenta, a diferencia de las anteriores, dos variables adimensionales del fenómeno bifásico. Fue determinada en base a 130 experimentos en canales de laboratorio con partículas de diámetros entre 0,2 mm y 2 mm, profundidades mayores a 0,1 m y número de Froude $< 0,9$.

Cálculo del transporte de fondo por el método indirecto

El cálculo del gsf por el método indirecto se realizó a partir de las mediciones de los dos perfiles batimétricos de detalle sobre el thalweg, con un intervalo de 30 días, lo que permitió identificar las geometrías de las dunas dominantes en cada campaña y calcular sus desplazamientos durante ese lapso de tiempo. De tal modo:

$$gsf = 0,66(1-P)H U_d \quad (9)$$

con P = porosidad del material del fondo, H [m] = altura de la duna, U_d [m s⁻¹] = velocidad de desplazamiento de la duna, 0,66 = factor de forma (Amsler y Prendes, 2000).

Con el objetivo de hacer una primera cuantificación del porcentaje de transporte de fondo respecto al transporte total, se empleó la fórmula de Engelund-Hansen. La misma tiene la siguiente expresión:

$$gs = 0,05 \gamma_s \tilde{U}^2 \sqrt{\frac{d_{50}}{g(\gamma_s/\gamma - 1)}} \left[\frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) d_{50}} \right]^{3/2} \quad (10)$$

con: \tilde{U} [m s⁻¹] = velocidad media en la vertical, $\gamma = \rho g$, ρ [UTM m⁻³] = densidad del agua. Esta fórmula fue validada para fondos cubiertos con dunas, número de Reynolds ($R_* = U_* d_{50} / \nu$) mayores a 12 y tamaño de sedimentos mayores a 0,15 mm (Vanoni, 1975), en la cual coinciden con las condiciones presentes en el río Salado.

De acuerdo a la definición de ríos grandes y medianos propuesta por Molinas y Wu (2001) y teniendo en cuenta las variables hidráulicas y sedimentológicas determinadas en este trabajo, el río Salado en su curso inferior correspondería a un río mediano por lo que, de acuerdo con este autor, se justificaría el empleo de la fórmula de Engelund-

Hansen para calcular el transporte total en este tipo de ríos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Durante el período en estudio, característico de aguas medias, se han registrado con la sonda ecógrafa profundidades máximas de 11,5 m en curvas y mínimas de 3,5 m en los tramos rectos; la variación de niveles en la sección de RP N° 70 ha sido de 0,81 m y el ancho promedio del tramo en estudio de 75 m. Asimismo se determinó que la pendiente superficial de todo el tramo de 7,3 km fue de 5 cm km⁻¹.

Los niveles calculados con el modelo HEC-RAS tanto para la calibración como para la situación media, representan adecuadamente los respectivos niveles registrados, tal como se muestra en la Figura 5.

En cuanto a las velocidades simuladas se destaca que la máxima calculada para la calibración fue de 0,7 m s⁻¹ y se registra en las secciones P4, P6 y P14 (sección de salida), mientras que la mínima fue de 0,34 m s⁻¹ en la sección P7. En la situación media la máxima calculada fue de 0,67 m s⁻¹ y la mínima de 0,32 m s⁻¹ en las respectivas secciones antes mencionadas.

Tabla 1 - diámetros (mm) y parámetros característicos medios de los sedimentos de fondo

\tilde{d}_{16}	\tilde{d}_{50}	\tilde{d}_{84}	\tilde{d}	Desvío σ
0,19	0,27	0,38	0,27	1,43

Tabla 2 - Variables de cálculo

	Subtramo			
	1	2	3	4
I	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$
h_m [m]	4,70	4,48	4,46	5,30
\tilde{d} [mm]	0,27	0,27	0,27	0,27
U_m [ms ⁻¹]	0,61	0,74	0,67	0,70
A [m ²]	326,7	248,8	253,5	259,0
C'	99,4	100,4	99,7	101,2
τ_o [kg/m ²]	0,038	0,054	0,045	0,048
D*	6,8	6,8	6,8	6,8
T	1,0	1,9	1,4	1,5

C' = Coef. de Chezy, considera sólo la rugosidad del grano.

Tabla 3 - Cálculo por método indirecto

ST	Duna H	λ	H/	D	U_d	Gsf	
1	1	0,50	14,30	0,035	25,0	0,78	0,0047
	2	0,67	25,00	0,027	21,4	0,67	0,0054
	3	0,42	21,40	0,020	14,3	0,45	0,0023
	4	0,50	28,60	0,017	10,7	0,33	0,0020
	5	0,58	12,50	0,046	10,7	0,33	0,0024
	6	0,42	10,70	0,039	7,1	0,22	0,0011
	7	0,58	17,80	0,033	7,1	0,22	0,0016
	8	0,79	8,90	0,089	10,7	0,33	0,0032
	9	0,67	8,92	0,075	7,1	0,22	0,0018
Prom	0,58	14,30	0,035	10,7	0,33	0,0027	
2	1	0,83	35,80	0,023	43,0	1,34	0,0135
	2	0,50	25,00	0,020	31,9	1,00	0,0061
	3	1,00	33,30	0,030	33,3	1,04	0,0126
	4	0,83	25,00	0,033	40,3	1,26	0,0127
	5	0,96	20,80	0,046	38,8	1,21	0,0141
	6	0,42	16,60	0,025	38,9	1,22	0,0062
	7	0,67	25,00	0,027	38,9	1,22	0,0099
Prom	0,83	25,00	0,027	38,9	1,22	0,0107	
3	1	0,75	37,50	0,020	19,4	0,61	0,0055
	2	0,83	23,60	0,035	30,5	0,95	0,0096
	3	0,75	25,00	0,030	38,8	1,21	0,0110
	4	0,83	33,30	0,025	8,3	0,26	0,0026
	5	0,71	33,30	0,021	13,8	0,43	0,0037
	6	0,67	13,90	0,048	20,8	0,65	0,0053
Prom	0,75	29,15	0,027	20,1	0,63	0,0063	
4	1	1,00	64,00	0,016	24,0	0,75	0,0091
	2	0,92	40,00	0,023	22,0	0,69	0,0077
	3	0,83	28,00	0,030	21,0	0,66	0,0066
	4	0,79	37,00	0,021	26,0	0,81	0,0078
	5	0,83	24,00	0,035	20,0	0,63	0,0063
Prom	0,83	37,00	0,023	22,0	0,69	0,0075	

En la Tabla 1 se presentan los diámetros y parámetros característicos medios, utilizados en los cálculos, que fueron obtenidos del análisis granulométrico de 22 muestras de sedimentos de fondo tomadas en distintos puntos del río Salado, como se describió en los trabajos de campo.

En la Figura 6 se muestran los perfiles que corresponden a las secciones transversales de inicio y fin de cada subtramo y en la Tabla 2 las variables utilizadas en los cálculos para cada uno. En Tabla 3 se presentan los resultados de las dimensiones y desplazamientos medios de las dunas en el período

de 30 días y el cálculo del transporte de sedimentos por el método indirecto, para los cuatro subtramos.

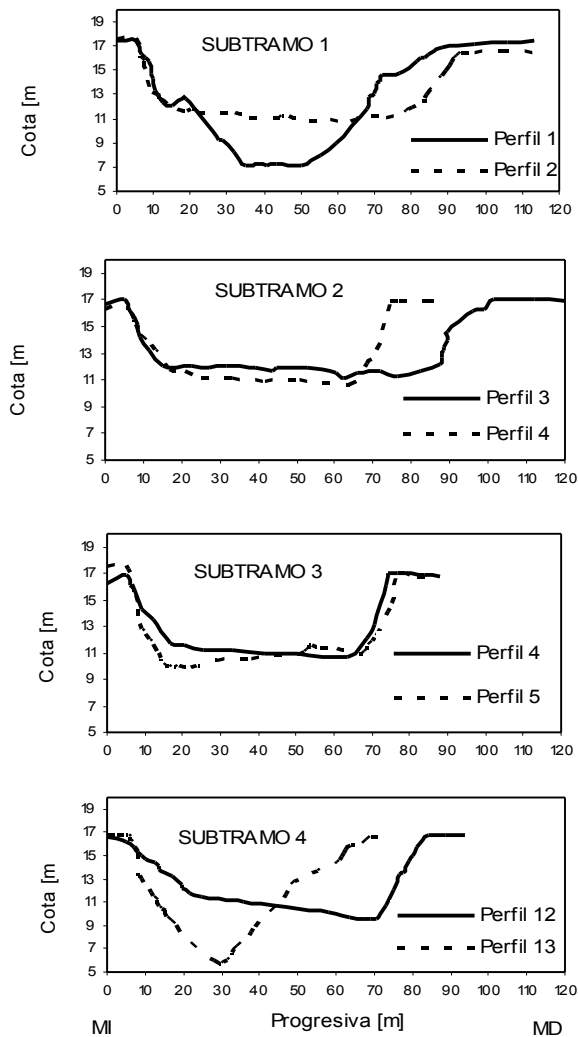


Figura 6 - Comparación del perfil transversal de inicio y fin de cada subtramo. MI: margen izquierda. MD: margen derecha

Donde ST = subtramo, Prom = promedio de cada variable, la variable H es la altura media de duna [m], λ la longitud media de duna [m], H/λ el empinamiento, D el desplazamiento [m], U_d la velocidad de desplazamiento [m día^{-1}], $P = 0,4$ es la porosidad y gsf el transporte de fondo [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$].

En los distintos subtramos se observan marcadas diferencias en las características geométricas de las dunas y sus desplazamientos. Esto puede deberse a la variación que presentan las secciones transversales lo que originaría diferencias en la hidrodinámica y por lo tanto en la geometría de las dunas y transporte de sedimentos.

La determinación del gsf (en unidades métricas) mediante fórmulas se presenta en el Tabla 4. Estos resultados se contrastaron con los gsf calculados a través del desplazamiento de dunas (método indirecto) y posteriormente se obtuvo el error relativo (Tabla 5).

El gsf obtenido mediante la fórmula de Du Boys es muy superior, en general, al calculado con las fórmulas restantes y el obtenido indirectamente, lo cual es esperable ya que la tensión de corte considerada es la total (τ_o) y no la asociada solamente al grano (τ_o'), por lo que no se la tomará en cuenta.

Tabla 4 - Cálculo del gsf en [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$]

	Subtramo			
	1	2	3	4
Du Boys	0,1937	0,1715	0,1695	0,2608
Meyer-Peter y Müller	0,0028	0,0078	0,0048	0,0056
Engelund-Fredsøe	0,0035	0,0092	0,0058	0,0067
Van Rijn	0,0014	0,0052	0,0028	0,0034
Método indirecto	0,0027	0,0107	0,0063	0,0075

Tabla 5 - Cálculo del error relativo (%)

Fórmulas	Subtramo				Error medio Cuadrático
	1	2	3	4	
Meyer-Peter y Müller	4	27	24	25	22
Engelund-Fredsøe	30	14	8	11	18
Van Rijn	48	51	56	55	53

Las fórmulas de transporte que se aplicaron corresponden a aquellas que se derivan de un enfoque teórico de la tensión de corte efectiva. Estas ecuaciones, con importante componente empírica, fueron ajustadas principalmente con datos de laboratorio, por lo que existe una real necesidad de validarlas con datos de campo cuando se las quiere aplicar a ríos aluviales como el que estamos estudiando. Por otra parte, tal como expresan Maza Alvarez y García Flores (1996), vale la pena aclarar que no se cuenta con equipamiento ni métodos de campo que puedan medir con precisión el transporte de fondo (máxima precisión del orden del doble o la mitad del valor real). Por esto no es posible cuantificar el gsf con una precisión mayor que la señalada.

Se determinó el transporte total de sedimentos (gs) mediante la ecuación de Engelund – Hansen. En el Tabla 6 se muestran, para cada subtramo, los resultados obtenidos para gs como así también el porcentaje que representa la carga de fondo gsf, respecto del total.

Tabla 6 - Cálculo de gs y porcentaje que representa la carga de fondo

	Subtramo			
	1	2	3	4
gs [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$]	0,084	0,115	0,094	0,133
% de gsf	3	9	7	6

CONCLUSIONES

Los análisis granulométricos de las muestras de material de fondo permiten concluir que no existen cambios significativos en la uniformidad ni en el tamaño promedio del sedimento (Tabla 1), pudiéndose afirmar que la granulometría del río Salado no presenta variaciones espaciales importantes en el tramo de 7,3 km en estudio.

Según la clasificación de Wentworth el \tilde{d} (Tabla 1) corresponde a arena media. El desvío (σ), que da una idea de la uniformidad, toma valores menores a 2 en todos los casos, por lo que se trata de muestras con una distribución de sedimentos uniforme. En cuanto a los sedimentos finos, limos y arcillas, representaron valores menores al 5 % del peso total, en todas las muestras.

Las dimensiones de las dunas presentaron variaciones en cada uno de los subtramos que, al igual que el transporte de sedimentos de fondo gsf, están en correspondencia con la geometría variable de cada sección (Tabla 3). Las longitudes de las dunas variaron entre 64 y 8 m mientras las alturas entre 1 y 0,42 m, desplazándose a una velocidad máxima de $1,22 \text{ m día}^{-1}$, en el subtramo 2, y una mínima de $0,33 \text{ m día}^{-1}$ en el subtramo 1.

Se destaca la conveniencia de determinar gsf por el método indirecto a través de mediciones de campo. Se determinó un valor máximo de gsf de $0,0107 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ en el subtramo 2 y un mínimo de $0,0027 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ en el subtramo 1. Su estimación mediante la aplicación de fórmulas se debe realizar con sumo cuidado pues, como puede observarse, presenta variaciones importantes. Se hace notar que la fórmula de Engelund-Fredsoe y la de Meyer-Peter y Müller fueron las que menor error presentaron. Con la primera los errores variaron entre un 8% y un 30%, con la segunda entre un 4% y un 27%.

El gsf representaría entre un 3% y un 9% del transporte total de sedimentos en el tramo de 7,3 km, para aguas medias. Si bien las condiciones de aplicabilidad de la fórmula de Engelund-Hansen se corresponden a las del río en estudio, se tendría que validar gs con datos medidos en campo para una cuantificación mucho más precisa, actividad a desarrollarse en trabajos futuros.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue subsidiado por la Universidad Nacional del Litoral, Programa CAI+D '96, Proyecto "Modelación Matemática del Transporte de Poluentes en Cursos de Agua de la Cuenca Inferior del Río Salado". Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH).

REFERENCIAS

- ABBOTT J.E. AND J.R.D. FRANCIS. (1977). *Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream*. Proc. Roy. Soc., London, vol. 284, A1321.
- ALVAREZ, ANA, A. TRENTO Y M. STRASSER. (2000). *Cálculo de Curvas de Remanso en el Tramo Inferior del Río Salado (Santa Fe)*. XVIII Congreso Nacional del Agua, Santiago del Estero, Argentina, pp.181-182.
- AMSLER M. Y H. PRENDES. (2000). *El río Paraná en su tramo medio*. Paoli C. y Schreider M., UNL, Tomo I, Santa Fe, Argentina. 309 pp.
- CARLING, P.A., E. GOLZ, H.G. ORR AND A. RADECKI-PAWLIK. (2000a). *The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. I Sedimentology and morphology*. Sedimentology, vol. 47, 1, pp. 227-252.
- CARLING P.A., J.J. WILLIAMS, E. GOLZ AND A.D. KELSEY. (2000b). *The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. II Hydrodynamics and sediment transport*, Sedimentology, vol. 47, 1, pp. 253-278.
- CRICKMORE, M. J. (1970). *Effect of Flume Width on Bed Form Characteristics*, Journal of Hydraulic Division, ASCE, vol. 96, No. HY2, Proc.Paper 7077, pp. 473-496.
- ENGEL P. AND Y. L. LAU. (1980). *Computation of Bed-Load Using Bathymetric Data*, Journal of Hydraulic Division, ASCE, vol. 106, No. HY3, pp. 369-380.
- FERNANDEZ LUQUE R. AND R. VAN BEEK. (1976). *Erosion and transport of bed-load sediment*, Journal of Hydraulic Research, vol. 14, pp. 127-144.
- FRANCIS, J.R.D. (1973). *Experiments on the motion of solitary grains along the bed of a water-stream*, Proc. Roy. Soc., London, A332.

- HEC - HYDROLOGIC ENGINEERS CENTER. HEC-RAS v. 3.0. (2001). U.S. Army Corps of Engineers, Davis, CA, 250 pp.
- INCYTH. (1992). *Delimitación de áreas de riesgo hídrico en Santa Fe*. Informe técnico, Buenos Aires, Argentina, 31 pp.
- IRIONDO, M. (1981). *Estudio geomorfológico de la cuenca del río Salado en Santa Fe como base para la investigación hidrológica*. Informe técnico, UNL-INCYTH, Santa Fe, Argentina, 54 pp.
- MAZA ALVAREZ, J.A. Y M. GARCÍA FLORES (1996). *Transporte de sedimentos*. Capítulo 10, Manual de Ingeniería de Ríos. Series del Instituto de Ingeniería 584, UNAM, México, 531 pp.
- MAZUMDER, R. (2000). *Turbulence-particle interactions and their implications for sediment transport and bedform mechanics under unidirectional current: some recent developments*. Earth-Science Reviews, vol. 50, pp.113-124.
- MCLEAN, S.R., S.R. WOLFE AND J.M. NELSON. (1999). *Predicting boundary shear stress and sediment transport over bed forms*. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, vol. 125, Issue 7, pp. 725-736.
- MOLINAS, A. AND B. WU. (2001). *Transport of sediments in large sand-bed rivers*. Journal of Hydraulic Research, ASCE, vol. 39, núm. 2, pp. 135-146.
- RICE, R.J. (1983) *Fundamentos de geomorfología*. Edit. Paraninfo S.A. Madrid, 392 pp.
- SCHUMM, S.A., M.P. MOSLEY AND W.E. WEAVER. (1987). *Experimental fluvial geomorphology*. Edit. John Wiley and Sons, Canadá, 401 pp.
- SOLDANO, F.A. (1947). *El río Juramento-Salado. Régimen y aprovechamiento de la red fluvial Argentina: el río Paraná y sus tributarios*. Cimera, Bs. As., Argentina, pp. 191-218.
- SRH-SUBSECRETARÍA DE RECURSOS HÍDRICOS, PRESIDENCIA DE LA NACIÓN. (2000). *Estadística hidrológica del siglo XX República Argentina*, informe técnico, Presidencia de la Nación, Ministerio de Infraestructura y Vivienda, 291 pp.
- TRENTO, A., A.M. ALVAREZ Y S. ROJAS. (2000). *Simulación Hidrodinámica y del Transporte de Poluentes en el Río Salado (Santa Fe-Argentina)*. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Córdoba, Argentina, pp. 695-704.
- VAN RIJN, L.C. (1984). *Sediment transport, Part III: Bed Forms and Alluvial Roughness*. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, vol. 110, No. 12, pp. 1733-1754.
- VAN RIJN, L.C. (1993). *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*, Aqua Publications, Amsterdam, Holanda, 614 pp.
- VANONI, V. (1975). *Sediment engineering*, ASCE, Vito A. Vanoni Ed, New York, 745 pp.

WIBERG, P.L. AND D.M. RUBIN. (1989). *Bed roughness produced by saltating sediment*. Journal of Geophysical Research, vol. 94, Issue C4, pp. 5011-5016.

Bed-Load Transport in the Salado River (Santa Fe, Argentina)

ABSTRACT

The bed-load transport along a 7.3 km reach of the Salado River (Santa Fe, Argentina) was calculated using data resulting from bathymetric surveys and by applying various transport formulas to determine which of these presented the best fit.

The hydrographic surveys done at a 30-day interval revealed the occurrence of 27 dunes that varied from 64 m to 8 m in length and 1 m and 0.42 m in height. Propagation velocities of these dunes were determined, thus permitting to obtain bed-load transport data. These were compared to data calculated using various transport formulas. The hydrodynamic variables employed in the formulas resulted from the application of the HEC-RAS model, calibrated and validated by hydrometric measurements. Results of sediments analysis show that about 95% of the bed-load is composed of medium and fine grain sands, and the rest being fine material.

The use of the described indirect method for the determination of bed-load transport proved to be efficient. The results obtained by applying the Engelund-Fredsoe and Meyer-Peter and Müller formulas are comparable to those obtained from field measurements. Engelund-Fredsoe estimates differed between 8% and 30% from the field based data, while corresponding estimates resulting from the Meyer-Peter and Müller formula differed between 4% and 27%. The bed-load transport in this river is 3-9% amount the total load transport, using Engelund-Hansen's equation as a first approximation to obtain the total transport value (gs).

Keywords: *bed-material transport, dunes, measurements, Salado river.*