

## SIMULACIÓN HIDRODINÁMICA DE LA PLANICIE DE INUNDACIÓN DEL RÍO SALADO PARA LA CRECIDA DE 2003

Alfredo Trento<sup>a</sup>, Ana Alvarez<sup>a</sup>, Marcos Gallo<sup>b</sup>, Leonardo Filippa<sup>a</sup> y Susana Vinzón<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral CC 217, (3000) Santa Fe, Argentina, [atrento@fich.unl.edu.ar](mailto:atrento@fich.unl.edu.ar)

<sup>b</sup>Laboratorio de Dinámica de Sedimentos Coesivos, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Cx Po 68508- Centro de Tecnologia-1100, RJ, Brasil, [marcosgallo@peno.coppe.ufrj.br](mailto:marcosgallo@peno.coppe.ufrj.br)

**Palabras Clave:** Planicie, Hidrodinámica, rugosidad, Salado.

**Resumen.** Durante la crecida extraordinaria del año 2003, el escurrimiento del río Salado (Santa Fe) en su tramo inferior superó el cauce principal y ocupó extensas áreas de su planicie de inundación. En el tramo en estudio, comprendido entre la confluencia del arroyo Cululú con el Salado y una sección ubicada 12 km aguas arriba de la ruta provincial N° 70, el ancho superficial alcanzó, en algunas secciones transversales, una extensión de aproximadamente 3 km, excediendo largamente el ancho medio del cauce principal, de unas pocas decenas de metros. En esta situación, las planicies fueron el espacio dominante de conducción del escurrimiento, por lo cual la determinación de la hidrodinámica resulta de suma importancia para actuales y futuros estudios ambientales, orientados al transporte de sedimentos y contaminantes. El objetivo del trabajo consiste en calcular la hidrodinámica en cauce y planicie para la crecida de 2003, considerando ambas escalas espaciales y configuraciones de rugosidad superficial de verano e invierno. Se empleó el módulo hidrodinámico bidimensional 2DH del sistema computacional SisBAHIA<sup>®</sup>. La discretización espacial se realizó mediante una grilla con 1327 elementos finitos, empleándose elementos cuadrangulares de nueve nodos. El tratamiento de la turbulencia está basado en la técnica de filtrado y es auto-ajustable en la escala de sub-grilla. Como condiciones de contorno se impusieron caudales específicos representativos del pico de la crecida en la sección de aguas arriba y en el borde abierto de aguas abajo, se establecieron niveles calculados con un modelo 1D (Hec-Ras 4.0). Para la determinación de las rugosidades típicas de la planicie, en las épocas de invierno y de verano, muy diferentes entre sí, fue usada una técnica basada en imágenes satelitales Landsat y mediciones de campo. Los resultados obtenidos de la modelación muestran la relevancia de una correcta parametrización de la rugosidad superficial de la planicie de inundación, para representar en forma adecuada la hidrodinámica para el pico de la crecida extraordinaria. Los caudales transportados en la planicie fueron siempre superiores a los del cauce, resultando más del 70 % del total.

## 1 INTRODUCCIÓN

El río Salado nace en el norte argentino y recorre varias provincias a lo largo de 1500 km aproximadamente hasta desaguar entre las ciudades de Santa Fe y Santo Tomé en el sistema Paraná. Su tramo inferior discurre íntegramente en la provincia de Santa Fe con características de río de llanura, al entrar al territorio santafesino escurre con un caudal muy bajo en dirección noroeste-sureste. Luego, recibe aportes de la región norte de la provincia, correspondientes a numerosos arroyos entre los que se destaca el río Calchaquí, pasando a escurrir en dirección norte-sur. Otros afluentes son los arroyos Las Conchas, San Antonio, Cululú y Pantanoso (Ferreira, 2005). El caudal medio del Salado en la sección de medición de ruta provincial N° 70 es de  $145 \text{ m}^3/\text{s}$  (SSRH, 2004) para la serie 1953-54/2002-2003, con un amplio rango de variación, entre  $636 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $18 \text{ m}^3/\text{s}$ , máximo y mínimo medios diarios respectivamente (SSRH, 2004), recibiendo aportes hídricos de un área de  $29700 \text{ km}^2$  (SSRH, 2004). De acuerdo a la misma fuente citada, el máximo caudal fue de  $3954 \text{ m}^3/\text{s}$  el 29 de abril de 2003. Le siguen en importancia (por caudales), la crecida del 17 de febrero de 1998 con  $2672 \text{ m}^3/\text{s}$  y la del 14 de junio de 1973 con  $2429 \text{ m}^3/\text{s}$ . Las dos primeras ocurrieron con una vegetación en planicie propia de verano y la tercera propia de invierno.

El cauce del Salado se caracteriza por su tortuosidad y la presencia de albardones bien definidos. Las márgenes presentan cárcavas, zanjones y canales que actúan como nexos entre el río y los numerosos bañados y meandros abandonados. Las planicies del tramo poseen abundante vegetación de diferentes alturas y densidad superficial, que para situaciones de desborde se convierten en elementos importantes para evaluar la distribución de caudales y el transporte de escalares en general. Es importante considerar que esos cambios de la vegetación según la estación del año, inciden notablemente en la rugosidad superficial con la que se parametrizan las ecuaciones del escurrimiento medio (Bodoira et al., 2009).

Durante los meses de abril y mayo de 2003 ocurrieron intensas precipitaciones pluviales en la cuenca de aporte santafesina del río Salado, que causaron la inundación de extensas áreas de las planicies. Estas áreas son dedicadas principalmente a la ganadería, ya sea tanto para la producción de carne como de leche. Se destaca que el área en estudio se inscribe en una región próspera en términos económicos, debido a su pronunciado desarrollo agro-industrial en los últimos años, y que produce alimentos para el mercado nacional e internacional. Según las estimaciones de la CEPAL (2003) acerca del impacto ambiental de las inundaciones del río Salado en la provincia de Santa Fe para la crecida de 2003, la cantidad de hectáreas afectadas en dos de los departamentos más perjudicados, La Capital y Las Colonias, fueron de 93900 y 187640 ha respectivamente, para la producción ganadera de carne, mientras que para la producción de leche fueron de 18900 y 109360 ha, respectivamente. Estas cifras representan un 6.2 % y un 36.4 % del total de la superficie afectada a la producción de carne y leche en toda la provincia. El informe citado de la CEPAL expresa que si se consideran los daños directos sobre lo existente al momento de la inundación, más los daños indirectos proyectados hasta el año 2005 inclusive (como consecuencia de las mermas en la producción asociadas al deterioro de los suelos, menores rendimientos, pérdidas de pasturas, menor peso y número de animales en stock), las pérdidas totales en la provincia, sólo en la producción de carne y leche, ascenderían a 498 millones de pesos. Si bien sólo un porcentaje de esta cifra comprende al área en estudio, y no es posible calcularlo en forma precisa con la información disponible, es lo suficientemente indicativo de la magnitud económica del problema en la región.

En este estudio, con el objeto de considerar las distintas condiciones del escurrimiento que presenta el río Salado, fue necesario considerar dos dominios de modelación, uno “menor” o “anidado” dentro de otro denominado “mayor” (Figura 1). Para condiciones de aguas bajas y

medias del tramo, en que el escurrimiento está encauzado, la escala espacial longitudinal de la hidrodinámica, de decenas de kilómetros, es muy superior a la escala del ancho ( $10^2$  m) y a la de la profundidad ( $10^1$  m). De ese modo, el cálculo de las velocidades, tensiones de corte del escurrimiento, profundidades y otras variables de estado pueden efectuarse con modelos unidireccionales, como por ejemplo, el conocido sistema computacional de uso público Hec-Ras 4.0 (Brunner, 2008), aplicado en el dominio “mayor”. Cuando ocurren crecidas extraordinarias, como la del año 2003, el escurrimiento ocupa porciones importantes de las planicies adyacentes a ambos márgenes del cauce, alcanzando el ancho superficial extensiones de poco más de 3 km, longitudes que exceden largamente el ancho medio del cauce principal. En estas situaciones, las planicies cumplen un rol fundamental en la conducción del escurrimiento, por lo cual la determinación de la rugosidad local a nivel de parcelas resulta de suma importancia. En estos casos cobra relevancia el uso de modelos bidimensionales, 2DH, que representen adecuadamente el escurrimiento en las planicies. Se aplicó al dominio “anidado” el sistema SISBAHIA<sup>®</sup>, acrónimo de SIStema BAs e de Hidrodinámica Ambiental (Rosman, 2008), que es un conjunto de modelos, hidrodinámicos y de transporte, utilizado en diversas aplicaciones realizadas en el ámbito académico del Área de Ingeniería Costera de la Universidad Federal de Rio de Janeiro (COPPE/UFRJ).

El objetivo del trabajo consiste en calcular la hidrodinámica para la crecida de 2003, considerando las distintas escalas espaciales involucradas y configuraciones de rugosidad superficial originada por la diversa vegetación de la planicie, en verano e invierno.

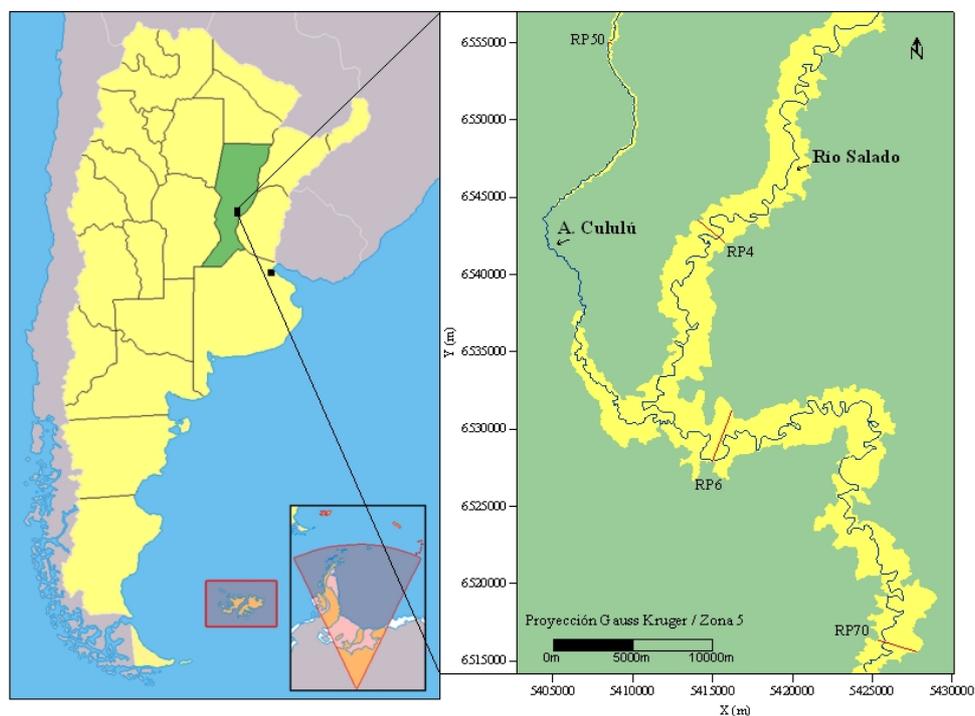


Figura 1: Tramo en estudio del río Salado, secciones aguas arriba y abajo modelo 1D

## 2 METODOLOGÍA

Se describe a continuación la representación de la altura de rugosidad superficial ( $k$ ), en función de la vegetación de las planicies y la implementación de los sistemas computacionales hidrodinámicos 1D y 2D.

### 2.1 Rugosidad superficial en función de la vegetación de las planicies

La importancia de la determinación del coeficiente de rugosidad superficial  $n$  de Manning en planicies ha conducido a diferentes formas de abordar ese problema, ya sea mediante la utilización de modelos numéricos de turbulencia (Lopez y Garcia, 2001; Stoesser et al., 2003), de métodos analíticos (Yen, 2002; Järvelä, 2004), de una combinación de pruebas de laboratorio con modelos numéricos (Wu and Shen, 1999), de ensayos de laboratorio y mediciones de campo con trazadores (Nepf, 1999), entre otros. El uso de imágenes satelitales Landsat ha permitido una aproximación alternativa para determinar coeficientes de rugosidad en planicies ampliamente cubiertas de vegetación. Ejemplo de ello son el cálculo de la resistencia resultante de efectos aerodinámicos (Jasinski and Crago, 1999), de la estimación de la humedad del suelo y de la rugosidad superficial (Moran et al., 2002), y la determinación de los coeficientes de rugosidad  $n$  mediante mapas digitales de planicies de inundación (Smith et al., 2004). Bodoira et al. (2009) desarrollaron una metodología para representar la rugosidad de parcelas del terreno con coeficientes  $n$  de Manning mediante imágenes satelitales Landsat 7 ETM provistas por CONAE (Comisión Nacional de Actividades Espaciales), del 24/07/01 y del 13/02/2007, junto a mediciones de campo complementarias. Las parcelas, de forma cuadrada, fueron representadas por nueve píxeles de 30 m de lado. Se procesaron las imágenes satelitales para obtener una clasificación de la cobertura del terreno, y en campo se midió la altura de la vegetación. La combinación de ambas determinaciones permitió obtener una carta temática de la rugosidad superficial del terreno.

A partir de la ecuación (1), conocida como relación de Manning-Strickler, se puede expresar el coeficiente  $n$  del siguiente modo:

$$n = \phi \left( \frac{h}{k} \right) k^{1/6} \quad (1)$$

donde la función  $\phi(h/k)$  relaciona la profundidad total  $h=H+\zeta$ , con una medida de la altura de rugosidad superficial  $k$  de Nikuradse (Chow, 1973):

$$\phi(h/k) = \frac{(h/k)^{1/6}}{18 \log(12.2 h/k)} \quad (2)$$

Basado en observaciones, Strickler (Sturm, 2001) demostró que la función  $\phi(h/k) = 0.0342$  cuando la relación  $h/k$  está en el intervalo  $4 < h/k < 500$ , lo cual se cumple habitualmente en planicies de inundación para valores típicos de  $k$  (Abbot and Basco, 1989). En tal caso la ecuación (2) se escribe:

$$n = 0.0342 k^{1/6} \quad (3)$$

A cada grupo de nueve píxeles, tanto para invierno como para verano, se le asignó una altura  $l_i$  de la vegetación predominante, representativa de cada clase  $i$ , según mediciones

realizadas en seis trabajos de campo, en verano e invierno, en 17 parcelas de muestreo distribuidas en la planicie de inundación. La altura representativa de rugosidad  $k$  se calculó por medio de una relación empírica lineal  $k_i = c_i l_i$  (Bodoira et al., 2008) con  $c_i$  un parámetro que cuantifica el efecto de la velocidad del flujo sobre la vegetación. Los coeficientes  $n$  obtenidos con esta metodología se validaron con la fórmula de Cowan para planicie (Arcement and Schneider, 1989), obteniéndose coeficientes de determinación estadísticos por encima de 0.96. Los detalles de este trabajo pueden consultarse en Bodoira et al. (2008). Los coeficientes  $c_i$  varían entre 0 y 1, para valores cercanos a 1 los efectos de la corriente se consideran mínimos, mientras que para valores próximos a 0 se consideran importantes sobre la altura de rugosidad  $k_i$ , debido a condiciones de sumergencia total o parcial. Se adoptaron los siguientes valores:  $c_i = 1$  para suelo desnudo,  $c_i = 0.6$  en pasturas de verano,  $c_i = 0.75$  y 0.85 para monte bajo en invierno y verano respectivamente (ver Tabla 1 y Tabla 2).

clases		$n$ Verano calculado con ec. (3)			
		$l_i$ (cm)	$c_i$	$k_i$ (cm)	$n$ ( $\text{sm}^{-1/3}$ )
1	Cauce	4	1.00	4	0.024
2	Monte	400	0.85	340	0.100
3	Cultivos	80	0.65	52	0.041
4	Gramínea	15	0.90	13.5	0.030
5	Pasturas	35	0.60	21	0.032
6	Suelo desnudo	2	1.00	2	0.022
7	Praderas	30	0.70	21	0.032

Tabla 1: Coeficientes  $n$  de Manning para verano, según clases de vegetación.

clases		$n$ Invierno calculado con ec. (3)			
		$l_i$ (cm)	$c_i$	$k_i$ (cm)	$n$ ( $\text{sm}^{-1/3}$ )
1	Cauce	4	1.00	4	0.024
2	Monte	300	0.75	225	0.076
3	Cultivos	40	0.40	16	0.031
4	Gramínea	2	0.80	1.6	0.021
5	Gramínea y Hierbas	15	0.90	13.5	0.030
6	Hierbas secas	15	0.30	4.5	0.025
7	Praderas	20	0.50	10	0.028

Tabla 2: Coeficientes  $n$  de Manning para invierno, según clases de vegetación.

En la Figura 2 (arriba) se muestran áreas de igual coeficiente de rugosidad para la estación de verano, que caracterizó la rugosidad de la planicie para la crecida de abril-mayo de 2003. En la Figura 2 (abajo) se muestra el resultado para invierno.

Se observa el contraste de rugosidades, para las mismas áreas, en invierno respecto a las de verano, de acuerdo a las mediciones en campo de altura de vegetación. Se advierten variaciones de hasta el 30 % para el coeficiente de rugosidad. Ello se explica en las sustanciales diferencias del desarrollo de todas las clases de vegetación en verano, en relación al invierno.

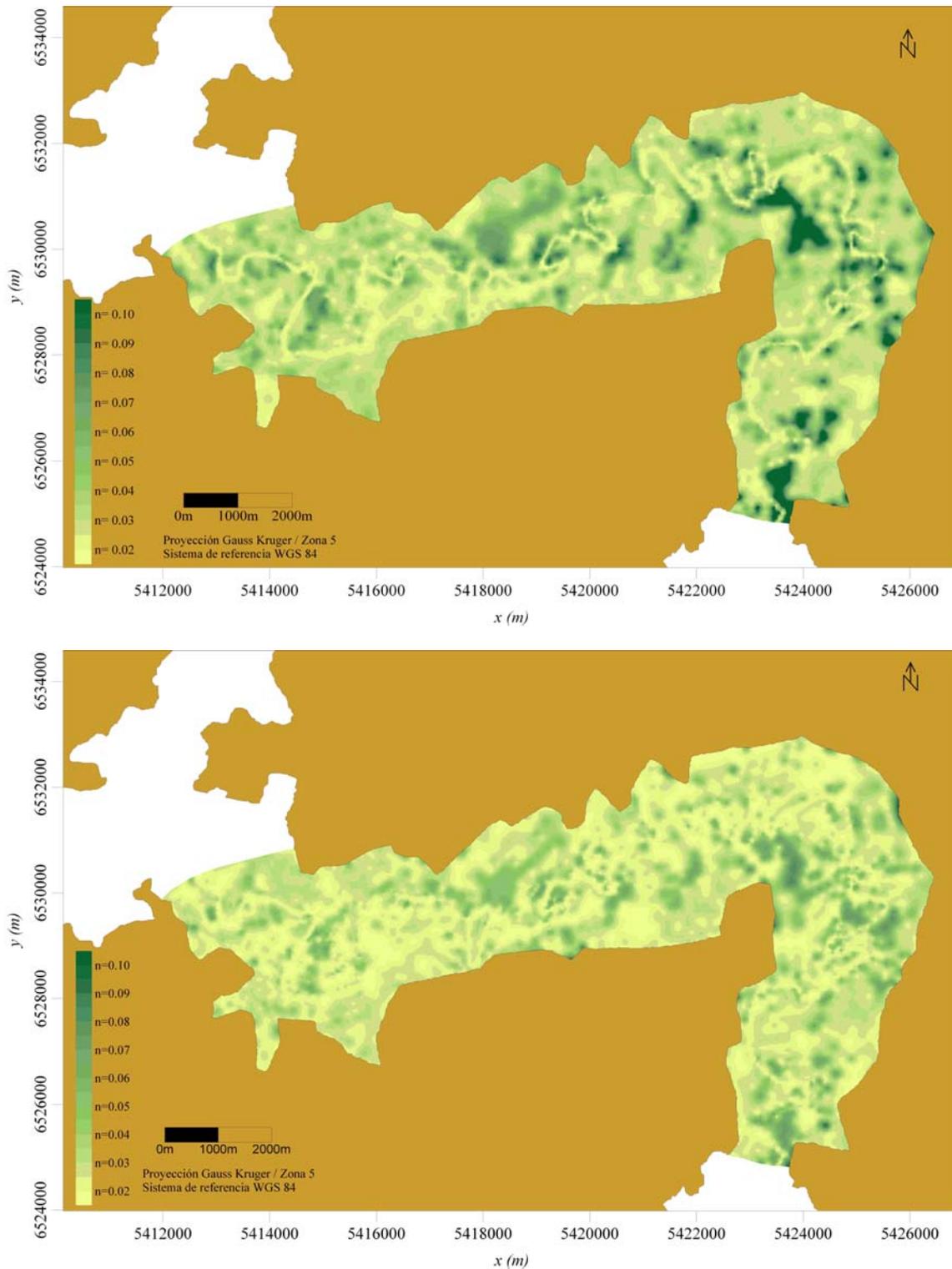


Figura 2: Mapas de rugosidades superficiales de la planicie en función del coeficiente  $n$  de Manning, para la estación de verano (arriba) e invierno (abajo).

## 2.2 Sistema computacional hidrodinámico 1D

El sistema HEC-RAS 4.0 (Brunner, 2008) fue aplicado al dominio “mayor”, de 133.2 km<sup>2</sup>, para condiciones no estacionarias del escurrimiento. Presenta dos secciones aguas arriba, una en el río Salado, definida por la ruta provincial N° 4, y la otra en el arroyo Cululú, representada por la intersección con la ruta provincial N° 50 (Figura 1). Las condiciones de borde aguas arriba fueron definidas con series diarias de caudales para el período de tiempo entre el 3 de marzo de 2003 y el 10 de junio del mismo año. El borde de aguas abajo se ubicó la sección de la ruta provincial N° 70, donde se impuso una curva de descarga calculada en base a los caudales suministrados por la SSRH (2004). Se destaca que en esta sección se dispone de lecturas hidrométricas diarias. Se consideraron las batimetrías obtenidas para 24 secciones transversales, obtenidas en relevamientos realizados en diversos trabajos de campo (Trento y Alvarez, 2006), que se complementaron con información de curvas de nivel para la planicie. La parametrización del  $n$  de Manning se realizó según la metodología explicada en 2.1.

El modelo fue calibrado con el registro de la cota del pelo de agua en ruta provincial N° 6 y otras cotas de pelo de agua y tiempos correspondientes al pico de la crecida, observados por lugareños, en distintas secciones transversales.

## 2.3 Sistema computacional hidrodinámico 2D

Para la representación bidimensional del escurrimiento se utilizó el módulo hidrodinámico bidimensional horizontal (2DH) de SisBAHIA<sup>®</sup>, con las siguientes características principales: son resueltas la ecuación de conservación de masa integrada a lo largo de la vertical (4), y las dos ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento con la aproximación de aguas someras (para escurrimientos homogéneos integrados en la vertical), en las direcciones horizontales  $x$  e  $y$ , ecuaciones (5) y (6) respectivamente.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U(H + \zeta)}{\partial x} + \frac{\partial V(H + \zeta)}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - 2U \varphi \operatorname{sen} \theta = \\ & = -g \frac{\partial z}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0(H + \zeta)} \left( \frac{\partial((H + \zeta)\tau_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial((H + \zeta)\tau_{xy})}{\partial y} + (\tau_x^S - \tau_x^B) \right) \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + 2V \varphi \operatorname{sen} \theta = \\ & = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0(H + \zeta)} \left( \frac{\partial((H + \zeta)\tau_{xy})}{\partial x} + \frac{\partial((H + \zeta)\tau_{yy})}{\partial y} + (\tau_y^S - \tau_y^B) \right) \end{aligned} \quad (6)$$

donde  $x$  e  $y$  son las direcciones principales longitudinal y transversal, respectivamente;  $U$  y  $V$  son las componentes de las velocidades promediadas en la vertical en las direcciones  $x$  e  $y$ ;  $\zeta(x,y,t)$  es la elevación por encima de un nivel de referencia;  $H(x,y)$  es la batimetría de cauce y de planicie, medida en relación a la cota de un plano horizontal de referencia;  $g$  es la

aceleración de la gravedad;  $\rho_o$  es la densidad del agua;  $\tau_{xx}$ ,  $\tau_{xy}$ ,  $\tau_{yy}$  son las tensiones turbulentas promediadas en la vertical;  $\tau_x^B$ ,  $\tau_y^B$  son las tensiones resistivas en el lecho y  $\tau_x^S$ ,  $\tau_y^S$  las tensiones resistivas en la superficie del agua, todas en las direcciones de los subíndices;  $\varphi$  es la velocidad angular de rotación de la Tierra en el sistema de coordenadas local;  $\theta$  es el ángulo de latitud en radianes. Las tensiones de corte del lecho  $\tau_x^B$ ,  $\tau_y^B$ , dependen de la altura de rugosidad ( $2\varepsilon = k$ ). El tratamiento de la turbulencia está basado en la técnica de filtrado (Rosman, 1987) y es auto-ajutable en la escala de sub-grilla.

La discretización espacial en el plano horizontal  $x$ - $y$  del dominio se hace mediante elementos finitos Lagrangeanos isoparamétricos. En este caso las variables del escurrimiento y los parámetros del dominio son definidos por polinomios Lagrangeanos cuadráticos en una malla cuadrangular. En la discretización temporal son aplicados esquemas de diferencias finitas de segundo orden, utilizándose el esquema de Crank-Nicholson para los términos lineales y una factorización implícita de segundo orden en los no lineales (Rosman, 2000).

Las ecuaciones gobernantes del modelo 2D requieren condiciones iniciales y de contorno, ya sean estos contornos de tierra o abiertos. Los primeros representan las márgenes de los cuerpos de agua y posibles puntos con aflujos y reflujos. Los contornos abiertos representan los límites del dominio de agua modelado, y no una frontera sólida. La prescripción de velocidades normales, o caudales, está usualmente asociada a contornos terrestres y las elevaciones de la superficie libre son generalmente asociadas a contornos abiertos.

El dominio “anidado” en estudio comprende aproximadamente una superficie de 50 km<sup>2</sup> ocupada por una amplia planicie vegetada y el cauce del río de un ancho promedio de 80 m. Está delimitado aguas arriba por la sección hidráulica definida por la confluencia del río Salado con el arroyo Cululú, hasta una sección ubicada 12 km aguas arriba de ruta provincial N° 70 (Figura 3). Se delimitaron los contornos de la planicie inundada en base a la imagen satelital del 7 de mayo de 2003 (Figura 3), que permite observar con suficiente nitidez el área afectada, si bien la imagen fue registrada 9 días después del paso del caudal pico. Este dominio de modelación se representó con una malla compuesta de 1327 elementos cuadrangulares isoparamétricos, de 9 nodos por elemento, con un total de 5501 nodos. Para el cauce se emplearon entre dos y tres elementos, de un ancho promedio no mayor a 40 m, de modo de contar con cinco a nueve nodos de cálculo en la dirección transversal a la corriente. En las planicies se emplearon tamaños de elementos más grandes que en el cauce (entre 100 y 300 m). El plano horizontal de referencia para las batimetrías se ubicó en cota cero IGM.

Las condiciones de borde en la sección de aguas arriba se establecieron en función de los resultados obtenidos con el sistema computacional unidimensional, aplicado en el dominio “mayor”. Se impuso una distribución de caudales repartido entre cauce y planicie de 18 % y 82 % respectivamente. En la sección de aguas abajo fue fijado un nivel de agua de 20.6 m cota IGM. Esa información se obtuvo con el modelo 1D para el pico de la crecida ocurrido el 29 de abril de 2003, en la sección de RP70, con  $Q = 4000 \text{ m}^3/\text{s}$  y cota de la superficie del agua de 19.13 m IGM (Ferreira, 2005).

La simulación se efectuó para un tiempo total de 24 horas, con un intervalo temporal  $\Delta t = 15$  segundos. No se consideró la incidencia del viento. Los resultados que se muestran más adelante corresponden al tiempo final de la simulación, si bien se comprobó que los resultados se estabilizaron en apenas 8 hs. Las condiciones iniciales fueron establecidas en base a niveles y velocidades obtenidas del modelo 1D.

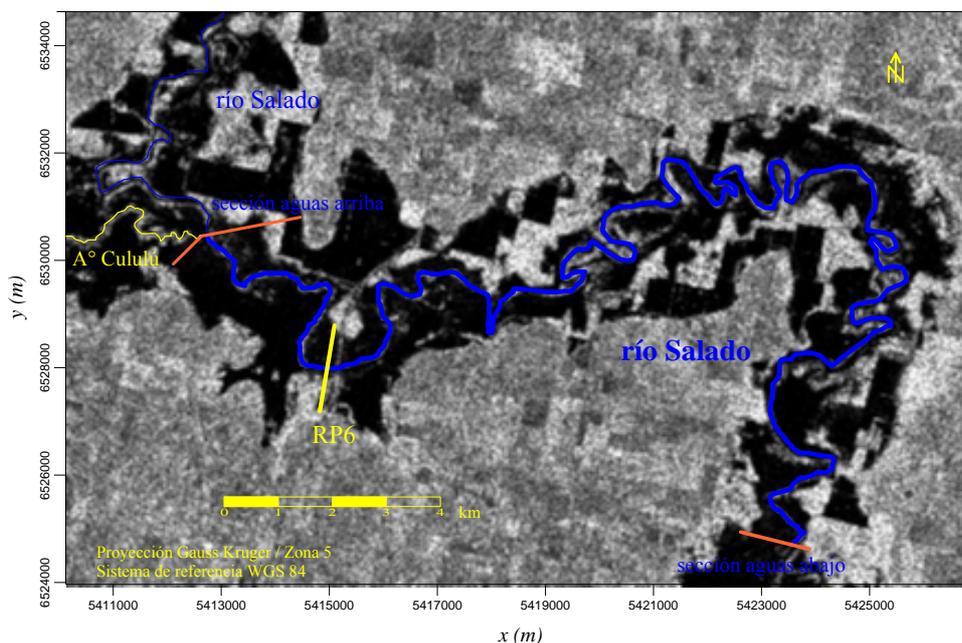


Figura 3: Imagen satelital Radar del 7 de mayo de 2003 con tramo en estudio inundado del río Salado, secciones aguas arriba y abajo del modelo 2D.

### 3 RESULTADOS

#### 3.1 Campo de velocidades

En la **Figura 4** se muestra el campo de velocidades para el pico de la crecida. Se indican las trazas de tres secciones transversales: la de aguas arriba (AA), la definida por la ruta provincial N° 6, RP6, y la tercera ubicada en un paraje denominado Rincón del Pintado, RPin. Se aprecian dos configuraciones del escurrimiento, una propia del cauce del río y otra de la planicie. La primera se distingue por la concentración de vectores de mayores velocidades a lo largo del cauce, salvo en determinadas secciones caracterizadas por curvas cerradas, en que el flujo desborda hacia la planicie, cortando los meandros. Esta circunstancia se advierte aguas abajo de la sección AA, y en las secciones RP6 y RPin (**Figura 4**), debido al desborde de la masa de agua hacia zonas de la planicie adyacentes al cauce, y que por consiguiente originan elevadas velocidades. Este es un rasgo predominante en el patrón de escurrimiento para el dominio de modelación, observable en prácticamente toda la sucesión de meandros del curso. En la planicie, el campo de velocidades está gobernado por la topografía y la rugosidad, mostrando entre meandros velocidades comparables a las del cauce. En los bordes de la planicie, caracterizada por la mayor altura del terreno, se observan zonas de recirculación y bajas velocidades del escurrimiento.

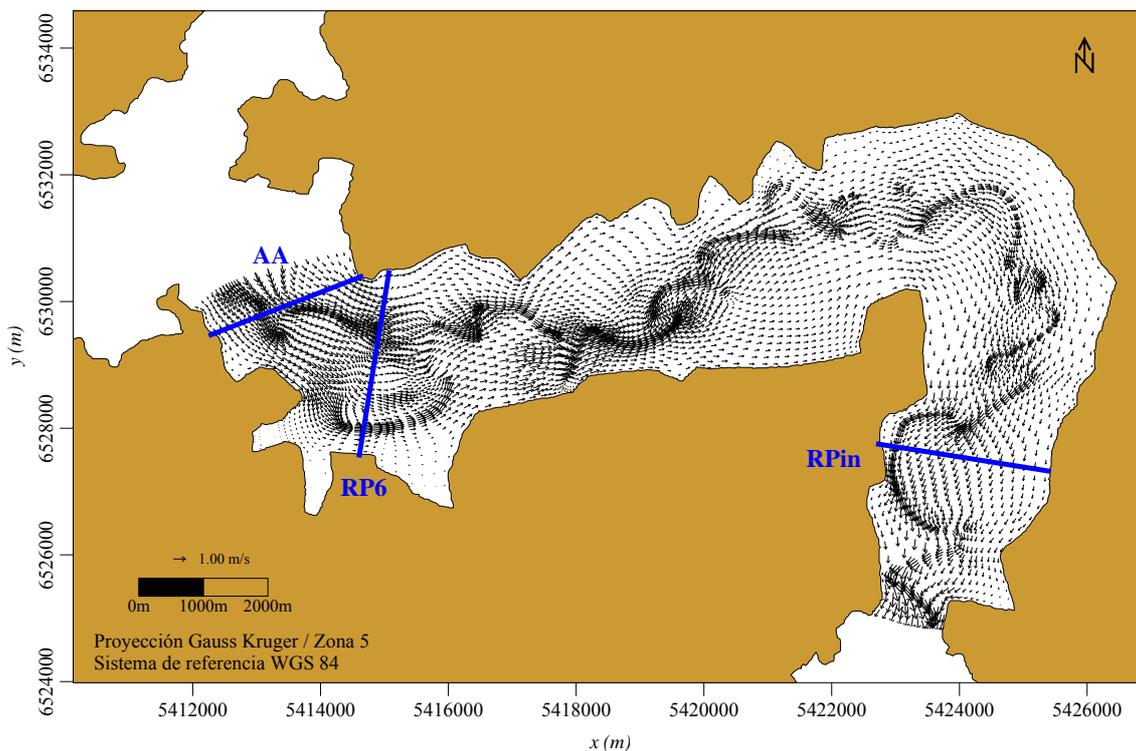


Figura 4: Campo de velocidades calculado con la rugosidad de planicie para verano.

Las distribuciones de caudales calculadas muestran que en las secciones correspondientes al cauce escurren el 17 %, 31 % y 10 % del caudal total, en AA, RP6 y RPin respectivamente, para ambas configuraciones de rugosidad, con cotas del pelo de agua entre 18, 14 y 6 cm mayores en verano que en invierno.

Tanto para la configuración de rugosidad de verano como de invierno, la distribución de los módulos de velocidades muestra diferencias significativas en la planicie para las secciones AA y RPin (Figura 5). El análisis de los módulos de velocidades a lo largo de los nodos centrales del cauce, a lo largo de todo el dominio modelado, mostró muy pocas diferencias entre verano e invierno. La pendiente superficial muestra dos tramos bien distintos, en el primero comprendido entre la sección de aguas arriba hasta 5 km aguas arriba de la sección de salida, la pendiente de la superficie de agua varió entre 5 y 7 cm/km, mientras que en el segundo tramo, los últimos 5 km, fue de 15 cm/km. En ese tramo final el gradiente longitudinal topográfico, en planicie y cauce, disminuye y además el ancho de la planicie es el menor de todo el dominio. En consecuencia, el flujo debe incrementar su velocidad media, hasta casi 2 m/s, alcanzándose en este subtramo las mayores velocidades.

Respecto a las cotas de la superficie del agua, en la Figura 6 se advierten alturas mayores (entre 26 y 31 cm) en la sección AA, de poco más de 20 cm en RP6 y de 6 cm en la sección RPin, cercana al borde de aguas abajo, para la estación de verano.

Para la calibración del modelo se tomaron como referencia las cotas del pelo de agua estimadas en diferentes secciones, ya que no se contó con velocidades medidas. En la sección del puente de RP6 el agua alcanzó los 23.50 m, un metro por debajo del tablero. En la entrada al camping municipal la cota medida fue de 23.70 m y en una sección intermedia entre RP6 y RPin de 22.40 m. Los resultados de la simulación fueron 23.52 m, 23.54 m y 22.44 m respectivamente, todos en cotas IGM.

Se calcularon tensiones de corte sobre la planicie, las que estuvieron en el intervalo de 2

$N/m^2$  a  $90 N/m^2$ , alcanzando este último valor en las zonas de mayores velocidades, por ejemplo en la planicie cercana a la sección del borde aguas abajo (hasta 2 km aguas arriba), 3 km aguas arriba de la sección RPin sobre la margen derecha (MD) y 1 km aguas arriba de RP6.

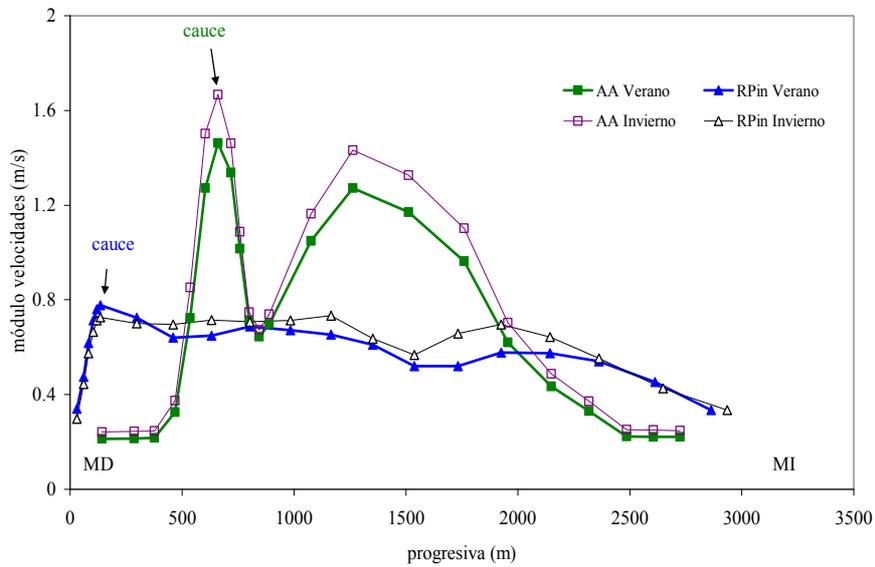


Figura 5: Comparación de perfiles de velocidades en las secciones transversales de AA y RPin para las rugosidades de invierno y verano, desde margen derecha (MD) a izquierda (MI).

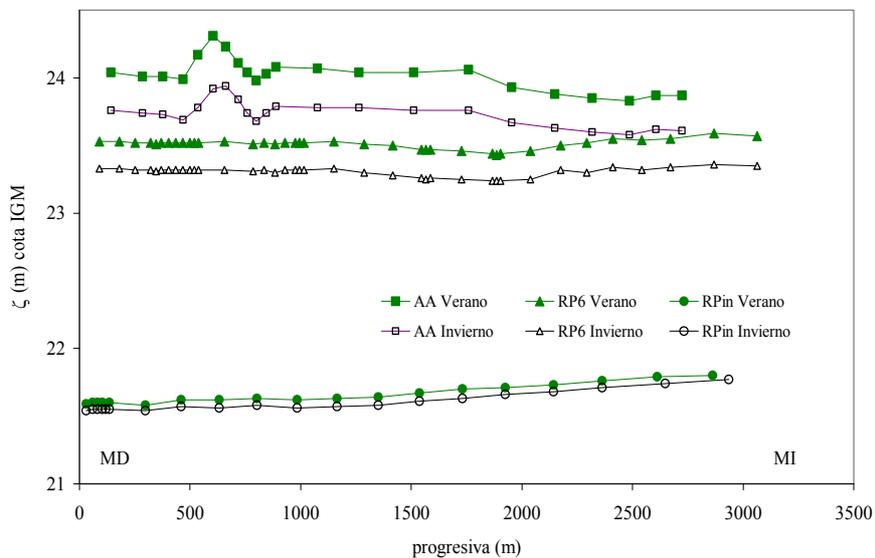


Figura 6: Comparación de cotas de agua en las secciones transversales de AA, RP6 y RPin para las rugosidades de invierno y verano, desde margen derecha (MD) a margen izquierda (MI).

#### 4 CONCLUSIONES

Los resultados de esta primera simulación para el pico de la crecida de abril-mayo de 2003, permiten afirmar que la planicie de inundación jugó un papel determinante, no desde el punto de vista del almacenamiento del agua sino en la conducción del caudal, que para el tramo considerado fue siempre superior al del cauce, llegando a transportar más del 70 % del total.

La evaluación de la rugosidad superficial en base al trabajo integrado con imágenes satelitales, mediciones de alturas de vegetación para verano e invierno, y el empleo de un algoritmo empírico sencillo, permitió una parametrización adecuada de los efectos resistivos en parcelas, extendida a toda la planicie.

La evaluación de la rugosidad superficial constituyó un aspecto central para lograr resultados confiables, a nivel de campo de velocidades, variaciones longitudinales y transversales de niveles y distribución de tensiones de corte en planicie. Las cotas de los perfiles transversales calculados con la rugosidad de verano, fueron mayores en hasta 30 cm que los propios de la configuración de invierno. Este último aspecto resulta clave para evaluar el mayor alcance de las áreas inundadas para la mayor crecida registrada en la historia, de un río como el Salado que está rodeado de extensas planicies.

#### Agradecimientos

Este trabajo fue realizado en el marco de los Proyectos de Investigación CAI+D 2009 PI 38-194, subsidiado por la Universidad Nacional del Litoral (UNL, en Santa Fe), PICTO 36138 y PICT RAICES 35885, subsidiados por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina y UNL.

#### REFERENCIAS

- Abbot, M.B. and Basco, D.R., *Computational Fluid Dynamics, an Introduction for Engineers*, Longan Group, UK Limited, 1989.
- Arcement, G.J. and Schneider, V. R., *Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains*, US Geological Survey, Water-Supply Paper 2339, Dep. of the Interior, USGS, 1989.
- Bodoira F., Trento A. and Graciani S., *Determination of roughness coefficient in floodplains using landsat images: the case of the Salado river lower basin (Argentina)*, 6<sup>th</sup> Symposium on River, Coastal and Estuarine Morhodynamics, RCEM 2009, aceptado. 21 a 25 setiembre de 2009, Santa Fe, Argentina. Eds. Vionnet C., Perillo G., Latrubesse E. y García M, 2009.
- Bodoira F., Graciani S. y Trento A., *Elaboración de cartas temáticas de la rugosidad superficial en planicies de inundación. Cuenca inferior del río Salado (Santa Fe)*, Cuarto Congreso de la Ciencia Cartográfica, 25 al 27 de junio, Bs. Aires, Argentina. Asociación Centro Argentino de Cartografía, 2008.
- Brunner, G., *HEC RAS, River Analysis System User's Manual*, Versión 4.0, U.S. Army Corps of Engineers. (<http://www.hec.usace.army.mil>), 2008.
- CEPAL, Las inundaciones de 2003 en Santa Fe, Argentina. Evaluación del Impacto Socioeconómico y Ambiental. <http://www.eclac.cl/argentina/noticias/noticias/0/12620/presentacion.pdf>. 2003.
- Chow, V.T. *Open-Channel Hydraulics*. McGraw-Hill: New York, 1973.
- Ferrerira, C. G., La crecida extraordinaria del Río Salado en Abril - Mayo de 2003. (Provincia de Santa Fe - Argentina) – Aspectos hidrológicos, XX Congreso Nacional del Agua. Mendoza- Argentina, 2005.
- Järvelä, J., Determination of flow resistance caused by non-submerged Woody vegetation, *International Journal in Management River Basin*, 2(1): 61-70, 2004.

- Jasinski M. F. and Crago R. D., Estimation of vegetation aerodynamic roughness of natural regions using frontal area density determined from satellite imagery, *Agricultural and Forest Meteorology*, 94: 65-77, 1999.
- Lopez F. and Garcia M., Mean flow and turbulence structure of open-channel flow through non-emergent vegetation, *Journal of Hydraulic Engineering*, 127(5): 392-402, 2001.
- Moran M.S., Hymer D.C., Qi J. and Kerr Y., Comparison of ERS-2 SAR and Landsat TM imagery for monitoring agricultural crop and soil conditions, *Remote Sensing of Environment*, 79: 243– 252, 2002.
- Nepf H.M., Drag, Turbulence, and difusión in flow through emergent vegetation, *Water Resources Research*, 35(2): 479-489, 1999.
- 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.
- Rosman, P. A. e Paulo C. C. Rosman, *Guía do Usuário do SisBaHiA –Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental*. Relatório COPPETEC-PENO-565-08/2000. COPPE/UFRJ, 2000.
- Rosman, P., “Referência Técnica do SisBaHiA<sup>®</sup>”, (<http://www.sisbahia.coppe.ufrj.br>), 2008.
- Smith, M.J., Asal, F.F.F. and Priestnall, G., The use of photogrammetry and lidar for landscape roughness estimation in hydrodynamic studies, ISPRS Congress Istanbul 2004, Proceedings of Commission III, <http://www.isprs.org/congresses/istanbul2004/comm3/comm3.aspx>, 2004
- Stoesser, T. Wilson C.A., Bates, P.D. and Dittrich A., Application of a 3D numerical model to a river with vegetated floodplains, *Journal of Hydroinformatics* 5: 99-112, 2003.
- Sturm, T.R. *Open Channel Hydraulics*, McGraw-Hill. New York, 2001.
- SSRH, Subsecretaria de Recursos Hídricos, Estadística Hidrológica de la República Argentina. Presidencia de la Nación, Rep. Argentina, 2004.
- Trento, A., Alvarez, A. M., Un modelo numérico para el transporte de sedimentos finos y cromo en el río Salado, ENIEF 2006, XV Congreso sobre Métodos Numéricos y sus Aplicaciones, Santa Fe. Vol. XXV, 1413-1423 Eds. Cardona, Nigro, Sonzogni y Storti, 2006.
- Wu F. and Shen H., Variation of roughness coefficients for unsubmerged and submerged vegetation, *Journal of Hydraulic Engineering*, 125 (9): 934-942, 1999.
- Yen B., Open channel flow resistance, *Journal of Hydraulic Engineering*, 128 (1): 20-39, 2002.