



SIMULACIÓN HIDRODINÁMICA DE LA PLANICIE DEL RÍO SALADO (SANTA FE)

Matias Imhoff, Alfredo Trento

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

CC 217, (3000)

E-mail: mati_imhoff@hotmail.com

RESUMEN

Las planicies de inundación en ríos de llanura cumplen un papel fundamental en las crecidas, puesto que almacenan y conducen una parte importante del caudal, de lo cual se deriva la importancia de la correcta representación de la rugosidad superficial en las modelaciones hidrodinámicas. La zona de estudio corresponde al tramo del río Salado (Santa Fe, Argentina) entre la confluencia del Arroyo Cululú y la ruta provincial N° 70. El objetivo fue determinar la rugosidad superficial de la planicie y la hidrodinámica para las crecidas extraordinarias de 2003 y 1998 con el sistema computacional Hec-Ras. El coeficiente de rugosidad n de Manning se calculó con la ecuación de Cowan para llanura, haciendo hincapié en la determinación del factor que caracteriza la influencia de la vegetación en la rugosidad superficial (n_v). Las simulaciones, para condiciones no estacionarias, fueron calibradas con cotas de pelo de agua medidas al momento del pico de la crecida, y con anchos de inundación obtenidos de una imagen satelital radar, para el evento de 2003. De acuerdo a los resultados, la planicie de inundación transportó más del 70 % del caudal pico. Los anchos calculados con la rugosidad espacial variable, se compararon con otras parametrizaciones, corroborándose apreciables diferencias.

ABSTRACT

The river floodplains of lowland rivers play an essential role in the floods, both in the storage and water conduction, which is derived the importance of proper representation of surface roughness on hydrodynamic models for these situations. The study area corresponds to the Salado River floodplain (Santa Fe, Argentina), between the confluence with the Arroyo Cululú and provincial route 70. The objective of this work was to calculate the hydrodynamics for the extraordinary floods of 2003 and 1998, with the computer system Hec-Ras. The Manning's roughness coefficient, n , was calculated with the Cowan equation for plain. The simulation for non-stationary conditions, was calibrated with water levels measures at the time of the flood peak and flood widths obtained from a radar satellite image for the 2003 event. According to the simulation results, the floodplain transported more than 70% of the total peak flow. The widths calculated by the spatial roughness, which varies with Cowan, were compared with other parameterizations, confirming significant differences. These results demonstrate the importance of a correct definition of surface roughness, to estimate floodplain depths and flow distribution.

INTRODUCCIÓN

El río Salado tiene su origen en el norte argentino y recorre varias provincias a lo largo de 1500 km aproximadamente, hasta desaguar en el sistema aluvial del río Paraná, entre las ciudades de Santo Tomé y Santa Fe. Dentro del territorio santafesino se reconocen en el recorrido del río Salado dos sectores bien diferenciados en cuanto a su orientación y caudal: el tramo superior, que escurre por un cauce de escasa capacidad de conducción con dirección NO-SE y hace de límite Noreste del Departamento San Cristóbal. En dicho tramo, el caudal del río se compone principalmente por la descarga de los acuíferos superficiales en períodos secos, y por el exceso de precipitaciones en períodos húmedos. En el tramo inferior, a esta última componente de escorrentía superficial, se suma el aporte del río Calchaquí que transporta el excedente hídrico de la zona de los Bajos Submeridionales del norte santafesino. Aguas abajo de la confluencia con el río Calchaquí, el río Salado escurre con dirección N-S (hace de límite entre los Departamentos San Cristóbal y San Justo) recibiendo el aporte de importantes arroyos (por margen derecha: los Arroyos Las Conchas, San Antonio y Cululú, entre otros y el Arroyo Pantanoso por margen izquierda) en su camino hasta su desembocadura (Ferreira, 2005). El caudal medio del Salado (ver Figura 1) en la sección de medición de ruta provincial N° 70 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 $15.6 \text{ m}^3/\text{s}$, máximo y mínimo medios diarios respectivamente, y un área de aportes hídricos de 29700 km^2 (SSRH, 2009). De acuerdo a la misma fuente, el máximo caudal fue de $3954 \text{ m}^3/\text{s}$ el día 29 de abril de 2003. Le siguen en importancia los caudales de la crecida de 1998 con $2672 \text{ m}^3/\text{s}$ y de 1973 con $2429 \text{ m}^3/\text{s}$.

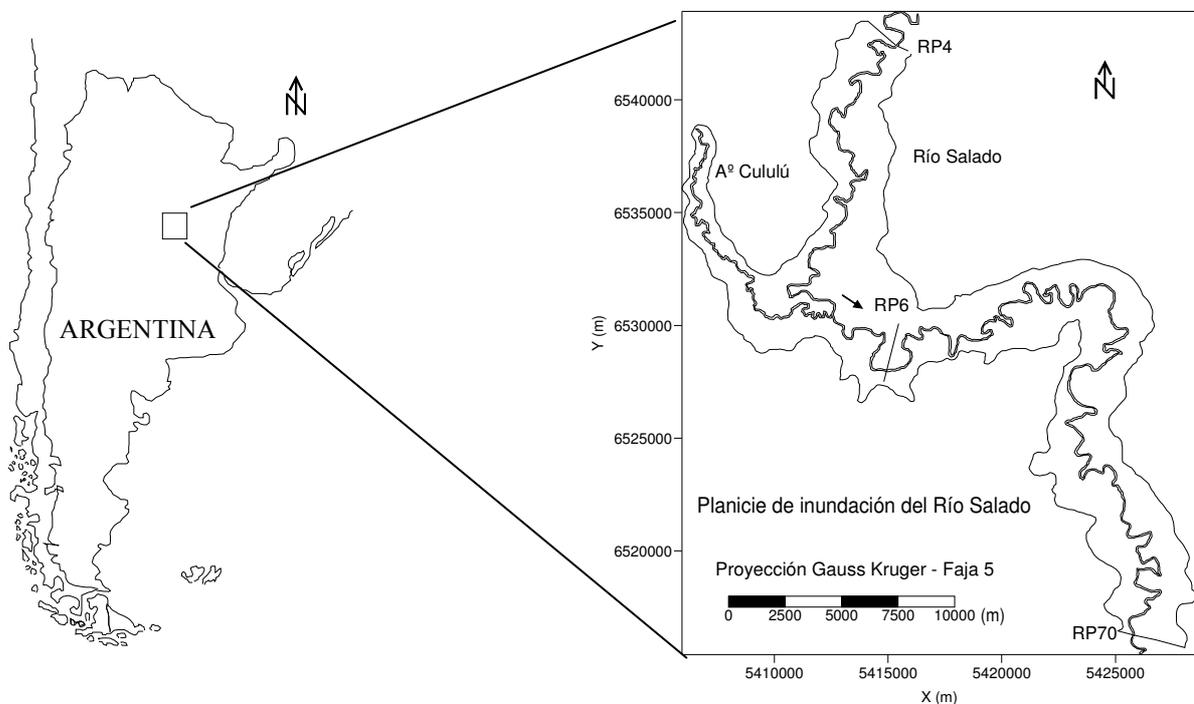


Figura 1.- Ubicación del área de estudio.

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, dedicadas principalmente a la ganadería, ya sea tanto para la producción de carne como de leche, ocupan un lugar de jerarquía en la economía Provincial. Se destaca que el área en estudio se inscribe en una región con un acentuado desarrollo agro-industrial, 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 respectivamente, para la producción ganadera de carne, mientras que para la producción de leche fueron de 18900 y 109360, 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. En Febrero de 1998 se produjo la segunda crecida extraordinaria en importancia registrada en la cuenca del río Salado, cuyo pico fue aforado por el CRL del INA en la sección puente autopista Santa Fe - Rosario. En esta oportunidad la ruta no fue sobrepasada, pero se debe considerar que la misma fue alteada en oportunidad de su repavimentación y adicionalmente fue defendida mediante bolseado de las banquinas. Por otra parte, este evento fue el que se presentó con mayor coincidencia con la crecida del río Paraná. En su evolución se observó que entre Febrero y Abril se superaron los 1000 m³/seg durante 61 días consecutivos, con dos picos que superarían los 2000 m³/seg durante 10 y 5 días respectivamente (Ferreira, 2005). Es en este contexto que se destaca la importancia hidroambiental de las planicies, las cuales fueron el espacio dominante de conducción del escurrimiento durante las crecidas, por lo cual la determinación de la hidrodinámica mediante una correcta estimación de la rugosidad superficial resulta fundamental para la obtención de resultados confiables y compatibles con los valores observados.

El cauce del Salado se caracteriza por su tortuosidad y la presencia de albardones bien definidos. Los 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). La relevancia 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 (López & García, 2001; Stoesser et al., 2003), de métodos analíticos (Yen, 2002; Järvelä, 2004), de una combinación de pruebas de laboratorio con modelos numéricos (Wu & Shen, 1999), de ensayos de laboratorio y mediciones de campo con trazadores (Nepf, 1999), entre otros. Los modelos matemáticos que representan la hidrodinámica en planicies requieren de la especificación de la resistencia al flujo, es decir los parámetros de "rugosidad" que, en teoría, pueden especificarse por separado para cada celda computacional. Estos valores pueden ser estimados en el campo con aceptable precisión (por ejemplo, Chow, 1973; Arcement & Schneider, 1989). Los coeficientes de rugosidad representan una gama de diferentes fuentes de pérdida de energía, cuyo tratamiento explícito varía con la dimensionalidad del modelo (Hunter et al., 2007). Modelos simplificados de base conceptual, tales como LISFLOOD-PF (Bates & De Roo, 2000), contienen parámetros que están relacionados con descripciones de procesos hidráulicos, que no pueden ser determinados a partir de las características físicas del tramo que se examina. En algoritmos más elaborados, como el empleado en TELEMAC-2D (Brière et al., 2007) y

TUFLOW (Syme, 1991), los parámetros, en principio, deben ser evaluados a partir de datos de campo. En la práctica, sin embargo, la predeterminación de los parámetros del modelo en la cuadrícula es rara vez posible debido a problemas de escala (es decir, diferencias entre la escala de medición, escala de la grilla del modelo, y la escala de la cual se derivan los algoritmos que describen los procesos básicos). Por lo tanto, una forma de calibración es, por lo general, identificar valores empíricos de los parámetros de rugosidad tal que el modelo sea capaz de reproducir las variables hidrodinámicas observadas. El sistema computacional HEC-RAS (Brunner, 2010), permite dos opciones de representación de la rugosidad en cada sección transversal; la primera consiste en asignar tres valores de n para: el cauce, la margen izquierda y la margen derecha, la segunda opción permite adoptar una distribución espacial a lo ancho de la sección, ingresando tantos n como sea necesario para representar la rugosidad superficial.

El análisis complementario de datos de teledetección ha demostrado un gran potencial para proporcionar las mediciones cuantitativas de rugosidad en los entornos fluviales. Por ejemplo, Butler et al. (1998) han utilizado una estrecha gama de técnicas fotogramétricas para extraer información del tamaño de grano en el canal, mientras que la altura de la vegetación fue estimada a partir de la información contenida en la base de datos elaborada con LiDAR (Menenti & Ritchie, 1994; Smith et al., 2004) lo cual permitió a Mason et al. (2003) y Verwey (2003) generar aproximaciones de primer orden de las variaciones espacio – temporales de la resistencia al escurrimiento sobre la planicie de inundación. Bodoira et al. (2009) desarrollaron una metodología de base empírica para representar la rugosidad de parcelas del terreno mediante imágenes satelitales Landsat 7 ETM provistas por CONAE (Comisión Nacional de Actividades Espaciales), del 24/07/01 y del 13/02/2007, y 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.

El objetivo del trabajo consiste en calcular la hidrodinámica para la crecida de 2003 con el sistema computacional HEC-RAS (Brunner, 2010), considerando las configuraciones de rugosidad superficial originadas por la diversa vegetación existente, empleando la aplicación de la fórmula de Cowan (Arcement & Schneider, 1989) para planicies de inundación.

METODOLOGÍA

Implementación del Sistema computacional hidrodinámico 1D

Se simularon las condiciones hidrodinámicas no estacionarias para el intervalo 3 de marzo al 10 de junio de 2003 para el evento de ese año, y del 1 de Diciembre de 1997 al 31 de Octubre de 1998 para la segunda crecida en importancia, con el sistema computacional Hec-Ras 4.1 (Brunner, 2010). El sistema aproxima las dos ecuaciones diferenciales de Saint-Venant, la de conservación de masa y la de cantidad de movimiento mediante un esquema en diferencias finitas. En su implementación se utilizaron las geometrías de 23 secciones transversales del Río Salado (ver Figura 2), determinadas por relevamientos de campo y análisis de cartas IGM (Bodoira et al., 2009). El tramo simulado comprende el río Salado desde su confluencia con el Arroyo Cululú hasta una sección ubicada en el puente de la ruta Provincial N° 70 (RP70), la

cual se corresponde a la progresiva 0 km. En la sección de aguas arriba, se impuso un hidrograma calculado como condición de borde y en la de aguas abajo una curva de descarga, obtenida en base a información de caudales suministrada por la SSRH (2009). Las condiciones iniciales fueron calculadas en base a información disponible de cotas de nivel de agua para marzo de 2003. Se utilizó un intervalo de cálculo de $\Delta t=20$ segundos y un intervalo de salida de resultados de 2 hs.

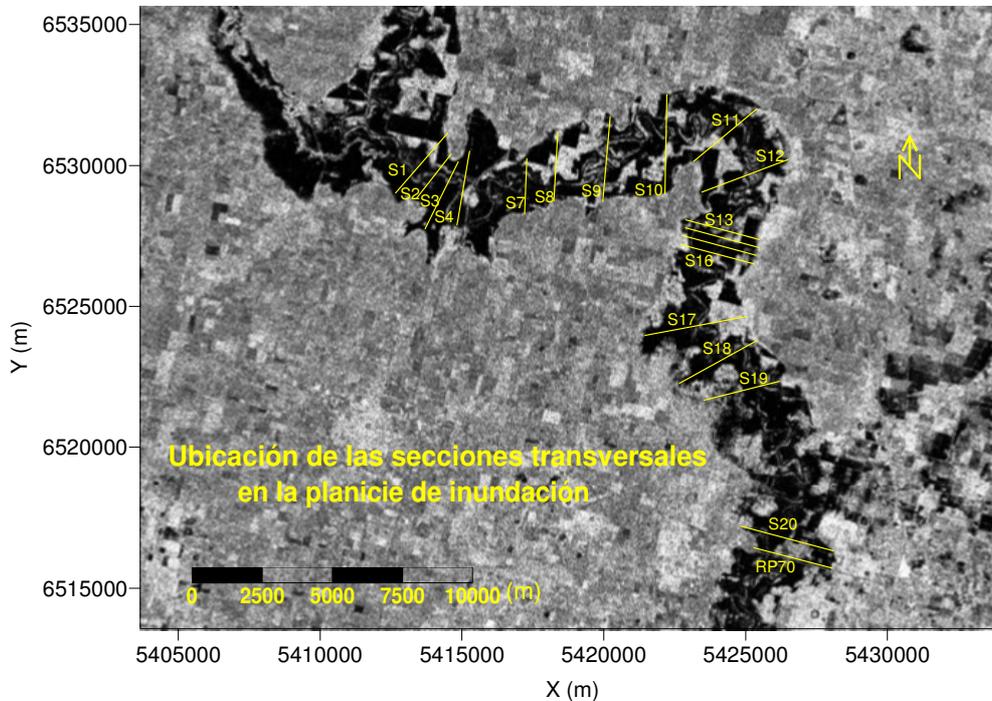


Figura 2.- Ubicación de las secciones transversales utilizadas en el trabajo.

Implementación de la fórmula de Cowan en la planicie

Para el cálculo de la rugosidad en el valle de inundación del río se utilizó la metodología propuesta por Cowan en Arcement & Schneider (1989), la cual es análoga a la fórmula utilizada para la determinación de la rugosidad en el cauce:

$$n = (n_b + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)m \quad (1)$$

Donde n_b es un valor básico del parámetro n , en función del material que compone la planicie de inundación. El coeficiente n_b puede determinarse a partir de tablas, o bien por medio de la ecuación de Limerinos (1970), que tiene en cuenta el radio hidráulico, R , y el tamaño de sedimentos para el cual es menor el 84% de la distribución granulométrica (d_{84}) (Arcement & Schneider, 1989). El coeficiente n_1 es un factor de corrección para tener en cuenta las irregularidades en la superficie de la planicie de inundación. Estas irregularidades, ya sean depresiones o elevaciones, incrementan el valor de la rugosidad. De acuerdo al grado de irregularidad se puede ajustar un valor de n_1 a partir de tablas (Arcement & Schneider, 1989). El factor n_2 considera las variaciones en la forma y el tamaño de las secciones transversales de la planicie, el cual de acuerdo a Arcement & Schneider, 1989 se asume igual a 0.

El coeficiente n_3 permite cuantificar las obstrucciones presentes en la planicie de inundación. De este modo se considera la contribución de las obstrucciones en la rugosidad, por ejemplo

depósitos de sedimentos y/o residuos vegetales, raíces expuestas o troncos. Si bien no puede medirse directamente, debe ser considerada. Para ello se presentan distintos valores de n_3 en tablas, para distintos porcentajes de obstrucción respecto al área total de las secciones transversales (Arcement & Schneider, 1989). El valor de n_4 considera la vegetación existente en la planicie. En el caso de que la vegetación que ocupa el valle de inundación sea relativamente fácil de medir, como ser troncos de árboles de grandes diámetros, para cuantificarlo se puede utilizar el método “Densidad de Vegetación” (Petryk & Bosmajian, 1975). Cuando no resulta fácil la determinación del tamaño de la vegetación, como es el caso de cultivos, césped o malezas, el valor debe ajustarse por medio de tablas propuestas en la bibliografía a partir de la observación visual, ya sea de fotografías del lugar o de imágenes satelitales. Chow (1973) presenta una tabla con valores mínimos, máximos y medios de n para planicies cubiertas por pasturas o diferentes cosechas. Por último, el coeficiente m es un factor de corrección que tiene en cuenta la sinuosidad de la planicie; de acuerdo a Arcement & Schneider se asume igual a 1, ya que se considera que puede haber muy poco flujo encauzado en los meandros cuando existe flujo en planicie.

Cálculo de los componentes de la fórmula de Cowan

A partir de muestras de suelo de la planicie obtenidas en trabajos de campo en Julio de 2009, se determinó por medio de difracción láser la distribución granulométrica y el tamaño de sedimento para el cual el 50% de la muestra es menor, $d_{50}=104 \mu\text{m}$, y se estimó un valor de n_b de 0.012 de la Tabla 1 presentada en Arcement & Schneider (1989). Para la cuantificación de n_l , se consideró un grado de irregularidad moderado de la planicie de inundación del Río Salado, determinándose un valor de 0.008.

Para tener en cuenta las obstrucciones presentes en la planicie, se debió estimar un valor de n_3 . En este estudio, se consideró en la sección del puente RP6 un valor de 0.045, lo cual representa un porcentaje de obstrucción entre un 15 y un 50%. Para el resto del área se determinó un valor de 0.03, correspondiente a una sección obstruida en menos del 15% de su área total. El valor de n_4 se obtuvo en función de la relación profundidad de flujo en la planicie – altura de la vegetación existente, por lo tanto para la cuantificación de este coeficiente se trabajó con valores de profundidades de flujo (h) y con alturas de vegetación (l) determinadas a partir de mediciones de campo e imágenes satelitales Landsat 7ETM provistas por CONAE. Las profundidades del río fueron calculadas con el módulo hidrodinámico bidimensional 2HD del sistema computacional SisBAHIA® (Filippa et al., 2009) para las secciones comprendidas entre la confluencia con el Arroyo Cululú y una sección ubicada 12 km. aguas arriba del puente RP70. Para las restantes secciones del tramo inferior del área simulada, las profundidades fueron calculadas por diferencia entre las cotas del terreno y las cotas de pelo de agua. Para la determinación de las cotas del terreno se utilizaron las curvas de nivel de la zona de estudio y las batimetrías de las secciones colocadas en el modelo. Para obtener las cotas de pelo de agua, se efectuó una interpolación lineal entre la cota del nivel del río en la última sección simulada con el sistema SisBAHIA®, y la condición de borde colocada en la sección del puente de RP70.

En cuanto a la vegetación, se establecieron 6 diferentes clases presentes en el valle de inundación, y a cada grupo de nueve píxeles, 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 17 parcelas de muestreo distribuidas en la planicie de inundación (Ver Tabla 1).

Los detalles de este trabajo pueden consultarse en Bodoira et al. (2008). Para obtener el valor del coeficiente se desarrolló un algoritmo computacional mediante el cual se asignaron diferentes valores de n_4 a la relación h/l para toda el área de estudio, según la Tabla 3 de Arcement & Schneider (1989).

Tabla 1.- Descripción y alturas asignadas de la vegetación existente en la planicie en base a trabajos de campo. (Bodoira et al., 2008).

Clase	Descripción	Altura vegetación (m)
1	Agua	-
2	Monte	2.00
3	Cultivos	1.25
4	Gramínea	0.75
5	Pasturas	0.50
6	Suelo desnudo	0.05
7	Praderas	0.60

Los coeficientes determinados para n_4 estuvieron en cuatro rangos, para los menores n_4 entre 0.001-0.01, para zonas donde la vegetación estaba representada por césped flexible o malezas, con h de dos a tres veces la altura de la vegetación. El rango de los mayores valores estuvo entre 0.05-0.1, para aquellas zonas donde h fue menos de la mitad de la altura de la vegetación. Para situaciones intermedias, se emplearon los rangos de variación presentados en la Tabla 3 de Arcement & Schneider (1989).

Calibración del modelo

El modelo se calibró con información de cotas del pelo de agua. Los niveles del río fueron obtenidos de mediciones efectuadas en las secciones del puente de la Ruta Provincial N°6 (RP6) y otras intermedias en el subtramo RP6-RP70.

Para la crecida de 2003, se empleó una imagen satelital radar del área de estudio obtenida siete días después del paso del pico de la crecida por la sección RP70, para determinar los anchos de inundación. La imagen se georeferenció con un programa computacional adecuado. Posteriormente se identificó la ubicación de las secciones que se utilizaron en la simulación por medio de sus progresivas. Así, se determinó por el “Método de Interpretación Visual” (Di Baldassarre et al., 2009), el ancho inundado en cada sección, el cual fue comparado con los resultados de la simulación para el día 07 de Mayo de 2003.

RESULTADOS

Como resultado se obtuvo el siguiente mapa de coeficientes de rugosidad n de Manning para el área de trabajo (ver Figura 3):

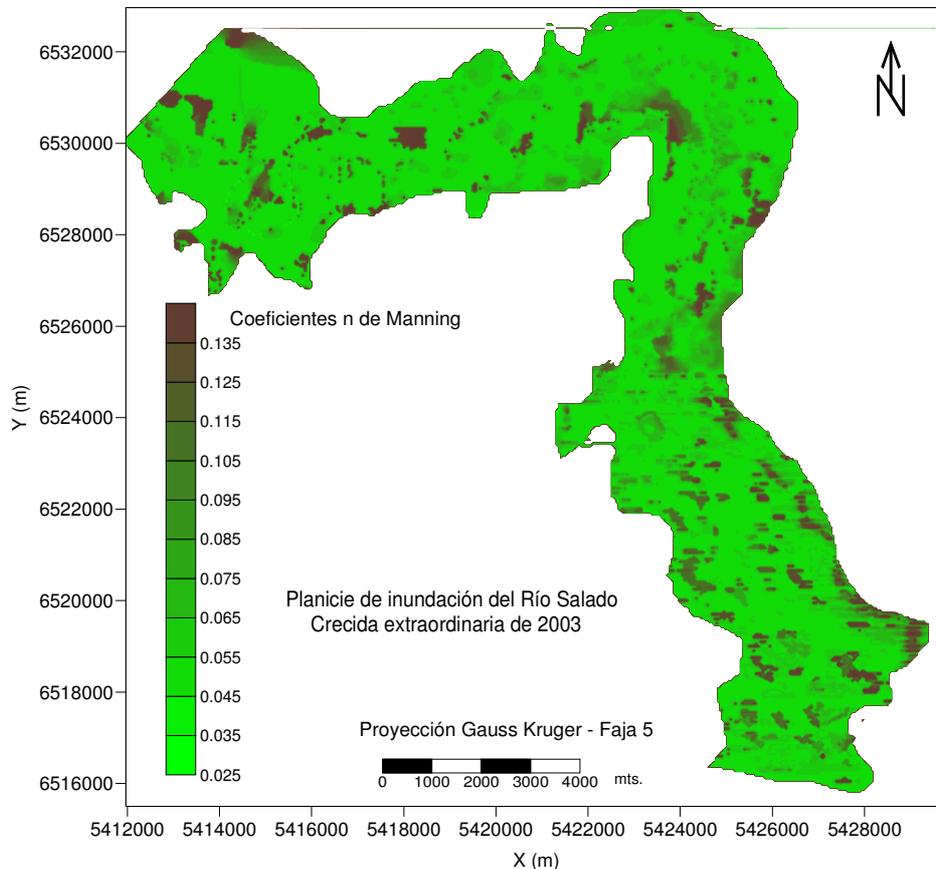


Figura 3.- Coeficientes de n de Manning resultantes de la implementación de la fórmula de Cowan para planicies de inundación.

Resultados de la simulación de la crecida extraordinaria de 2003

La calibración se realizó en base a cotas de pelo de agua medidas en la sección del puente de RP6, y en cinco diferentes secciones a lo largo del tramo de estudio. En la sección RP6 la cota medida fue de 23.50 m IGM, siendo la calculada por el modelo 23.54 m. En las secciones restantes se obtuvieron diferencias menores a los 12 cm. En base a los resultados obtenidos se calcularon los anchos de inundación (B_c) en cada sección para el día en que fue tomada la imagen satelital. Esos anchos se compararon con los medidos (B_m) sobre la imagen radar aplicando el "Método de Interpretación Visual" (Di Baldassarre et al., 2009). Para tal procedimiento se asignó un error de un pixel, e_p , para cada lado de la planicie y se determinó un error de georeferenciación, $e_g = \pm 75$ metros, con lo cual, teniendo en cuenta que los pixeles cuentan con 30 metros de lado, se obtiene un error total $e_T = \pm 135$ metros. Los resultados de ese contraste se presentan en la Tabla 2, en la que se incluye la diferencia porcentual entre los anchos calculados y los medidos, tomando como verdaderos los anchos medidos en la imagen.

Tabla 2.- Comparación entre los anchos de inundación calculados y medidos.Fórmula de cálculo de la diferencia: $Diferencia \% = (Bm - Bc) * 100 / Bm$

Secciones	Progresivas (km)	Ancho Calculado <i>Bc</i> (m)	Ancho Medido <i>Bm</i> (m)	Diferencia %
S1	32.6	2661	2715	2.0
S2	31.9	2029	2109	3.8
S3	30.0	2450	2522	2.9
S4	29.2	2001	2137	6.4
S7	27.1	2286	2296	0.4
S8	23.8	2009	2035	1.3
S9	21.7	3063	3023	-1.3
S10	19.0	2952	2923	-1.0
S11	17.2	2184	2157	-1.3
S12	15.5	3182	3085	-3.1
S13	13.3	2220	2225	0.2
S14	13.0	2190	2289	4.3
S15	12.6	2256	2274	0.8
S16	12.4	2196	2202	0.3
S17	10.7	3174	3267	2.8
S18	8.6	2930	2967	1.2
S19	5.5	2893	3011	3.9
S20	0.2	3259	3126	-4.3

En la Tabla 3 se muestran los porcentajes del caudal pico transportado por el cauce (%*Qc*) y por cada lado de planicie, la margen izquierda (% *Qmi*) y la margen derecha (% *Qmd*) resultantes de la simulación, y por último el porcentaje total de caudal máximo que transportó toda la planicie (% *Qpt*) como la suma de % *Qmi* más % *Qmd*.

Tabla 3.- Porcentajes de caudal pico transportado por la planicie en su totalidad (%*Qpt*), en margen izquierda (%*Qmi*), en margen derecha (%*Qmd*) y por el cauce (%*Qc*).

Secciones	% <i>Qmi</i>	% <i>Qc</i>	% <i>Qmd</i>	% <i>Qpt</i>
S1	47.5	22.1	31.1	78.6
S2	25.3	19.0	56.5	81.7
S3	2.0	12.6	86.1	88.1
S4	22.5	31.4	46.9	69.4
(RP6)	24.1	76.6	0.0	24.1
S9	13.7	86.8	0.2	81.4
S10	48.1	20.1	32.4	80.5
S11	7.4	69.4	24.0	31.4
S12	39.7	21.1	40.0	79.7
S13	20.7	35.4	44.6	65.3
S14	23.1	40.3	37.3	60.5
S15	31.2	68.8	0.8	32.0
S16	34.2	66.0	0.6	34.8
S17	42.6	56.2	1.9	44.5

S18	34.4	21.2	45.1	79.5
S19	24.6	17.6	58.5	83.1
S20	30.9	23.8	46.0	76.9
S21	66.3	21.1	13.3	79.6
S22	60.4	22.5	17.8	78.2
(RP70)	13.3	74.8	12.6	25.9

En la Figura 4, se presentan las comparaciones de los porcentajes de los caudales transportados por la planicie y por el cauce del río para las dos secciones correspondientes a los puentes y para cuatro secciones intermedias (S3, S4, S19, S21). Tanto en la Tabla 3, como en dicha figura, puede apreciarse que, excepto en las secciones RP6 (prog. 28.8) y RP70 (prog. 0), donde la mayor parte del caudal pasó por debajo de los puentes, la planicie jugó un papel preponderante en la conducción del flujo.

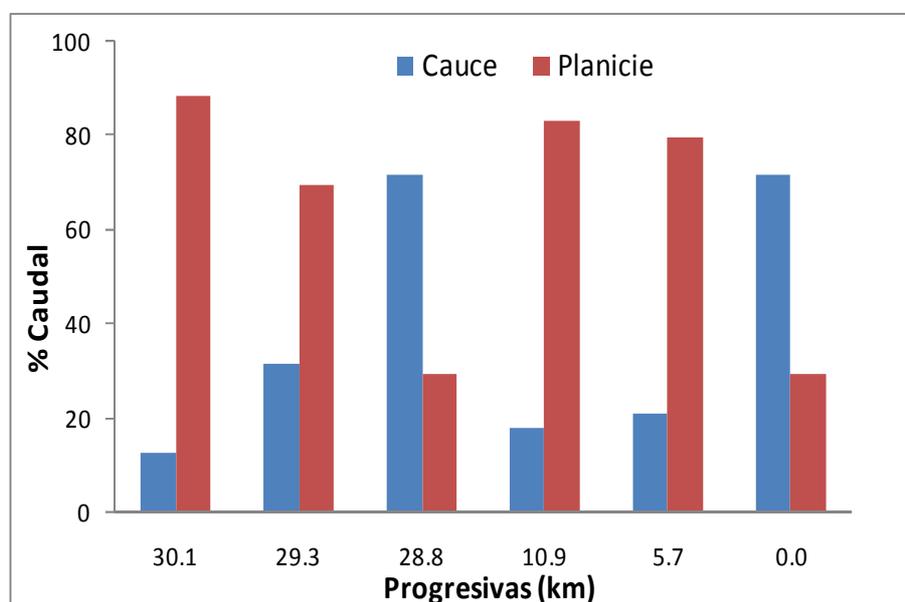


Figura 4.- Comparación de porcentajes de caudales transportados por la planicie y por el cauce.

En los perfiles longitudinales de velocidades correspondientes al cauce principal del río y a las planicies (ver Figura 5), tanto izquierda como derecha, se puede observar un primer pico en el cauce, correspondiente a la sección RP70, donde se calcularon velocidades por encima de los 2.5 m/s. A continuación, un segundo pico de aproximadamente 2.5 m/s en las progresivas 12.6, 13 y 13.3 km, dichas secciones pertenecen a una zona denominada Rincón del Pintado, en la cual el río Salado se encauza en un canal profundo, limitado por una barranca en margen derecha que no fue sobrepasada por el agua, por lo tanto la mayor parte del flujo pasa por el cauce, con la consecuente disminución del área y aumento significativo de la velocidad. Luego se calculó un tercer aumento de velocidades en la progresiva 21.7 km, donde se encuentra una sección en la que, por su geometría, se conduce la mayor cantidad de caudal por el cauce (ver S9 en Tabla 3), con el consecuente aumento de las velocidades.

Finalmente, el último pico que se observa, donde las velocidades superan los 3m/s,

corresponde a la sección del puente RP6, donde disminuye el área de paso de flujo con lo cual es de esperar que se registren las mayores velocidades. En cuanto a la planicie, en los cálculos se registraron velocidades que en su mayoría se encontraban por debajo de los 0.50 m/s, con aumentos en las secciones RP6 donde llegaron a superar el metro por segundo.

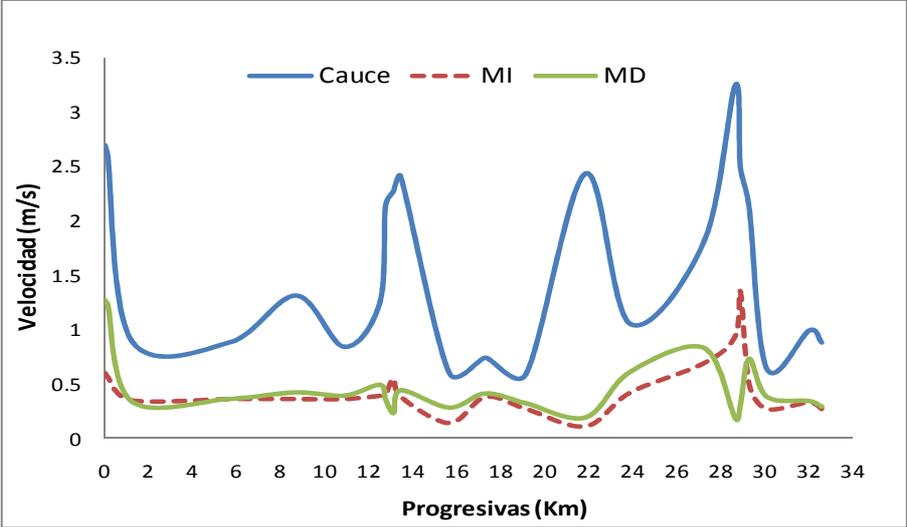


Figura 5.- Perfil longitudinal de velocidades en cauce y planicies con *n* calculado según Cowan para planicies (Arcement & Schneider, 1989). MI representa la margen izquierda y MD la derecha.

Las tensiones de corte calculadas para el cauce al momento del paso del máximo caudal estuvieron en el rango de 0.5 N/m² a los 102.6 N/m², registrándose los valores mayores en los puentes de RP6 y RP70 con $\tau_b=102.6 \text{ N/m}^2$ y $\tau_b=43.51 \text{ N/m}^2$ respectivamente. En las planicies de inundación se determinaron valores que variaron entre 0.5 N/m² y 30 N/m², correspondiendo las mayores tensiones a los aliviadores de los puentes antes mencionadas. Se identificaron además, dos zonas de la planicie en donde se registraron elevados valores de tensiones de corte (Ver Figura 6), cercanas a 10 N/m². Una correspondiente a una sección ubicada en la zona de Rincón del Pintado, y otra correspondiente a las secciones ubicadas aguas arriba y aguas abajo de RP6.

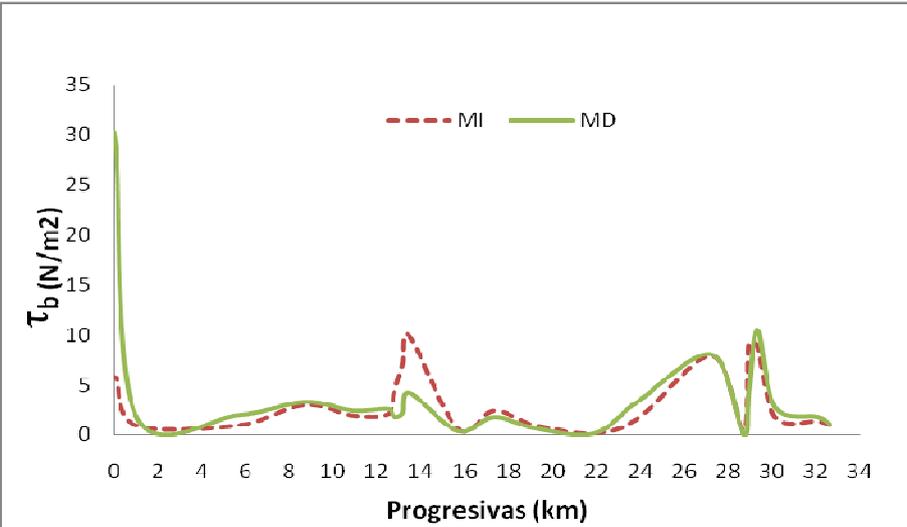


Figura 6.- Perfil longitudinal de tensiones de corte en las planicies. MI representa la margen izquierda y MD la derecha.

Esta tendencia del perfil longitudinal de tensiones de corte se mantuvo en los días posteriores al paso de la crecida para la sección RP70 y para las secciones cercanas al puente RP6, pero disminuyen considerablemente para la zona de Rincón del Pintado.

Resultados de la simulación de la crecida extraordinaria de 1998

La calibración se realizó en base a cotas de pelo de agua medidas en la sección del puente de RP6 y el puente sobre RP70, durante cinco días del transcurso de la crecida. Las fechas en las cuales se registraron dichos niveles fueron 13, 17 y 31 de Marzo, 28 de Mayo y 23 de Agosto, todas en el año 1998. En la Tabla 4 se presentan los niveles calculados y las diferencias registradas con las medidas.

Tabla 4.- Diferencias entre los niveles calculados con el sistema Hec-Ras 4.1 y los medidos.

		13 de Marzo	
	Cotas medidas (m)	Cotas calculadas (m)	Diferencia
RP N° 70 (S6) Recreo	17.55	17.48	-0.07
RP 6	21.94	22.04	0.10
		17 de Marzo	
	Cotas medidas (m)	Cotas calculadas (m)	Diferencia
RP N° 70 (S6) Recreo	17.38	17.32	-0.06
RP 6	21.91	21.96	0.05
		31 de Marzo	
	Cotas medidas (m)	Cotas calculadas (m)	Diferencia
RP N° 70 (S6) Recreo	17.32	17.23	-0.09
RP 6	21.53	21.60	0.07
		28 de Mayo	
	Cotas medidas (m)	Cotas calculadas (m)	Diferencia
RP N° 70 (S6) Recreo	16.62	16.53	-0.09
RP 6	21.15	21.31	0.16
		23 de Agosto	
	Cotas medidas (m)	Cotas calculadas (m)	Diferencia
RP N° 70 (S6) Recreo	15.72	15.70	-0.02
RP 6	20.14	19.98	-0.16

Los anchos de inundación calculados para las secciones implementadas en la simulación fueron comparados con los calculados para el día 07 de Mayo de 2003. En la Tabla 5 se observa los resultados obtenidos:

Tabla 5.- Anchos calculados para el día 07 de Mayo de 2003, para el caudal máximo de la crecida extraordinaria de 1998 y anchos medidos en la imagen satelital.

Sección	Progresiva (km)	Ancho Calculado (07/05/2003)(m)	Ancho Calculado (Qmax de 1998)(m)	Ancho Medido (m)
S1	32.6	2661	2626	2715
S2	31.9	2029	2001	2109
S3	30.0	2450	2414	2522
S4	29.2	2001	2021	2137
S7	27.1	2286	2158	2296
S8	23.8	2009	2133	2035
S9	21.7	3063	3167	3023
S10	19.0	2952	2994	2923
S11	17.2	2184	2359	2157
S12	15.5	3182	3169	3085
S13	13.3	2220	2288	2225
S14	13.0	2190	2272	2289
S15	12.6	2256	2323	2274
S16	12.4	2196	2248	2202
S17	10.7	3174	3276	3267
S18	8.6	2930	3058	2967
S19	5.5	2893	3011	3011
S20	0.2	3259	3331	3126

Como se puede apreciar en la Tabla 5, los anchos calculados para el pico de la crecida de 1998 son similares a los determinados siete días posteriores al caudal máximo del evento de 2003. Esto se debe a la similitud de los caudales registrados en ambas situaciones, siendo 2500 m³/s para el máximo caudal de 1998 y de aproximadamente 2250 m³/s para el 07 de Mayo de 2003.

DISCUSIÓN

Para el mismo evento se calcularon los anchos de inundación utilizando una configuración de rugosidad superficial constante para toda la planicie, adoptando para ello dos valores distintos, $n= 0.025$ y $n= 0.06$. En la Tabla 4 se muestran los resultados obtenidos.

Tabla 6.- Diferencia porcentual respecto a los valores medidos en la imagen radar de los anchos calculados con n de Manning determinados por Cowan y los calculados para n constantes, 0.06 y 0.025.

	n por Cowan	$n = 0.06$	$n = 0.025$
Secciones	Diferencia %	Diferencia %	Diferencia %
S1	2.0	-3.2	-7.0
S2	3.8	-5.0	-10.7
S3	2.9	-4.1	-8.1
S4	6.4	-11.7	-32.1
S7	0.4	-0.1	-11.4
S8	1.3	-8.8	-46.7
S9	1.3	-10.7	-38.5

S10	1.0	-14.1	-26.9
S11	1.3	-25.3	-39.0
S12	3.2	-8.1	-12.7
S13	0.2	-4.8	-93.1
S14	4.3	-22.0	-93.6
S15	0.8	3.8	-12.4
S16	0.3	2.4	-7.3
S17	2.8	0.3	-10.3
S18	1.2	3.3	-8.2
S19	3.9	-0.1	-5.6
S20	4.3	4.3	2.9

Puede apreciarse que en la mayoría de las secciones la diferencia porcentual aumenta significativamente cuando se utiliza un coeficiente de rugosidad uniforme para todas las secciones. En la Figura 7 se presenta la comparación de los anchos calculados para las tres configuraciones de rugosidad. En la misma se observa que para $n=0.025$ se calcularon los menores anchos, mientras que para $n=0.06$, se determinaron tanto valores mayores como menores a los obtenidos con el coeficiente de rugosidad variable según Cowan. Esto puede explicarse debido a que el valor 0.06 es un valor intermedio de n , por lo tanto ocurrió que en determinadas secciones la rugosidad según Cowan fue mayor y en otras menor, variando de la misma manera el ancho de inundación calculado.

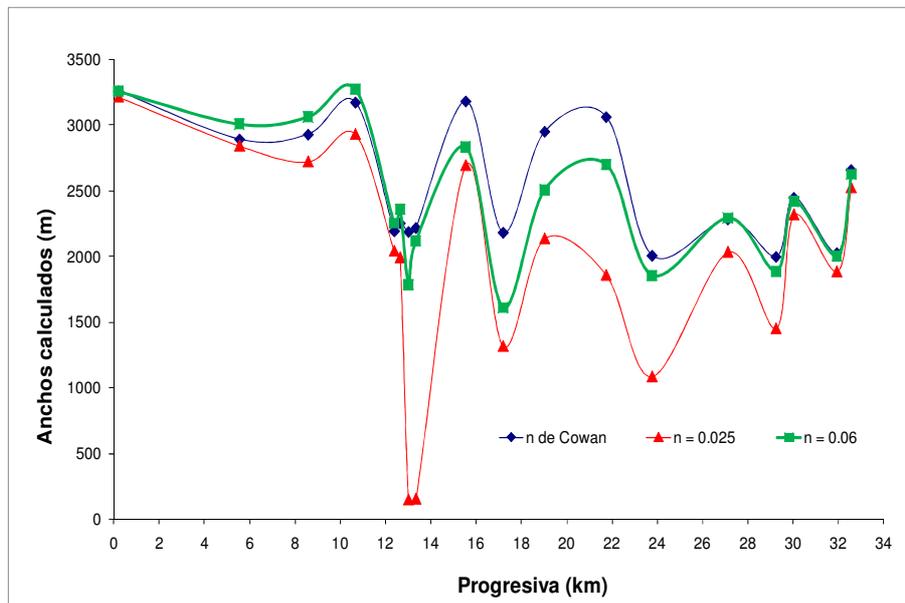


Figura 7.- Comparación de anchos calculados con rugosidad variable según Cowan y con n uniformes en toda la planicie, 0.06 y 0.025.

En cuanto a las cotas de pelo de agua, en la sección RP6 fue donde se registró la diferencia más significativa, pasando de 23.54m para n variable a 22.98m para la simulación con $n=0.025$. De manera inversa, cuando se simuló con $n=0.06$, el nivel de pelo de agua en dicha sección fue 23.75 m. En las restantes secciones utilizadas para la calibración del modelo los niveles variaron en ± 45 centímetros. Los perfiles longitudinales de velocidad calculados se exponen a continuación, en la Figura 8.

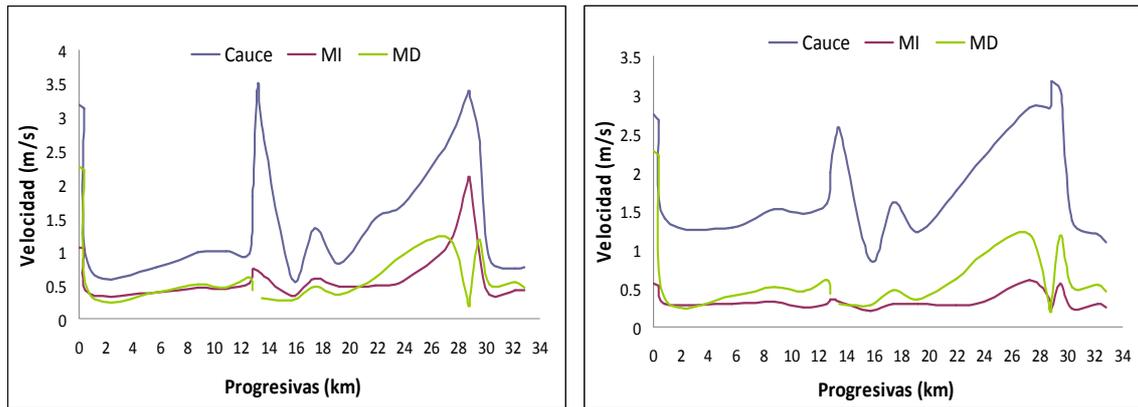


Figura 8.- A la izquierda, perfil longitudinal de velocidades calculadas con $n = 0.025$ en toda la planicie. A la derecha, los mismos perfiles calculados con $n = 0.06$. MI representa la margen izquierda y MD la derecha.

Como era de esperar, para el valor más pequeño de coeficiente de n de Manning, se calcularon velocidades mayores que las determinadas a partir de la rugosidad variable. Además puede observarse que las velocidades obtenidas para $n=0.06$ fueron semejantes a las que se obtuvieron utilizando la rugosidad calculada según Cowan. Esto último se debe a que, como se explicó anteriormente, dicho valor es aproximadamente un valor medio de los n utilizados.

Cuando se calcularon los anchos de inundación para el día en que se registró el caudal pico, 29 de abril en RP70, se determinó un incremento entre 10 a 45 % respecto a los medidos en la imagen satelital radar, correspondiente al 7 de mayo de 2003, aproximadamente 8 días después del nivel máximo. Las diferencias porcentuales registradas para los anchos se debieron a que las cotas del pelo de agua a lo largo del perfil longitudinal, fueron aproximadamente 1 m superior.

CONCLUSIONES

A partir de los resultados de esta simulación se pudo verificar el papel relevante que jugó la planicie de inundación durante las crecidas de abril-mayo de 2003 y de 1998, no solo en el almacenamiento del caudal, sino más aún, en la conducción del mismo, llegando a transportar entre un 70% al 85% del caudal total, en la mayor parte del área de estudio.

La implementación de la fórmula de Cowan para determinar los coeficientes de rugosidad de Manning en el valle de inundación del río, permitió una parametrización adecuada de los efectos resistivos de la planicie, lo que permitió lograr resultados próximos a los medidos, en cuanto a perfiles de velocidades, niveles del río, anchos de inundación y tensiones de corte en planicie. El análisis de sensibilidad para el coeficiente de rugosidad en planicie, mostró la importancia del análisis detallado de la variabilidad espacial de la rugosidad, en particular para el coeficiente n_4 , lo cual mostró que fue el principal parámetro del modelo.

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

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arcement, G.J. & Schneider, V.R. (1989). "Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains", *US Geological Survey, Water-Supply Paper* 2339.

Bates, P. D., De Roo, A. (2000). "A simple raster-based model for flood inundation simulation", *Journal of Hydrology*, Vol. 236, pp. 54-77.

Bodoira, F., Graciani, S. y Trento, A. (2008). "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*, Bs. Aires, Argentina, Asociación Centro Argentino de Cartografía.

Bodoira, F., Trento, A. and Graciani, S. (2009). "Determination of roughness coefficient in floodplains using landsat images: the case of the Salado river lower basin (Argentina)". *6th Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*. RCEM 2009, Santa Fe, Argentina.

Brière, C., Abadie, S., Bretel, P. (2007). "Assesment of TELEMAC system performances, a hydrodynamic case study of Anglet, France", *Coastal of Engineering*, Vol. 54, pp. 345-356.

Bruner, G. (2010). HEC RAS, *Rivers Analysis Sistem User's Manual, Versión 4.1*, U.S. Army Corps of Engineers. (<http://www.hec.usace.army.mil>).

Butler, J., Lane, S., Chandler, J. (1998). "Assessment of dem quality for characterizing surface roughness using close range digital photogrammetry", *Photogrammetric Record* Vol. 16, pp. 271-291.

CEPAL. (2003). 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>.

Chow, V.T. (1973). *Open-Channel Hydraulics*. Ed. McGraw-Hill: New York.

Di Baldassarre, G., Schumann, G., Bates P. D. (2009). "A technique for the calibration of hydraulic models using uncertain satellite observations of flood extent". *Journal of Hydrology*, Vol. 367, pp. 276-282.

Ferrerira, G. (2005). "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.

Filippa, L., Gallo, M., Trento, A., Vinzón, S. (2009). "Estimación del Campo de Velocidades en Planicie de Inundación". *IV Simposio regional sobre Hidráulica de Ríos*. Salta, Argentina.

Hunter, N., Bates, P.D., Horritt, M.S., Wilson, M. D. (2007). "Simple spatially-distributed models for predicting flood inundation: A review". *Geomorphology*, Vol. 90, pp. 208–225.

Järvelä, J. (2004). "Determination of flow resistance caused by non-submerged Woody vegetation". *International Journal in Management River Basin*, Vol. 2(1), pp. 61-70.

Limerinoss, J.T. (1970). "Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels". *U.S. Geological Survey. Water-Supply Paper 1898-B*, 47.

Lopez, F. & Garcia, M. (2001). "Mean flow and turbulence structure of open-channel flow through non-emergent vegetation". *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 127(5) pp. 392-402.

Mason, D.C., Cobby, D.M., Horritt, M.S. (2003). "Floodplain friction parameterization in two-dimensional river flood models using vegetation heights derived from airborne scanning laser altimetry". *Hydrological Processes*, Vol. 17, pp. 1711-1732.

Menenti, M., Ritchie, J.C. (1994). "Estimation of effective aerodynamic roughness of Walnut Gulch watershed with laser altimeter measurements." *Water Resources Research*, Vol. 30(5), pp. 1329-1337.

Nepf, H.M. (1999). "Drag, Turbulence, and difusión in flow through emergent vegetation". *Water Resources Research*, Vol. 35(2), pp. 479-489.

Petryk, S. & Bosmajian, G. (1975). "Analysis of flow through vegetation: Proceedings American Society of Civil Enginners". *Journal of the Hydraulics Division*, Vol. 101, pp. 871-884.

Smith, M.J., Asal, F. & Priestnall, G. (2004). "The use of photogrammetry and lidar for landscape roughness estimation in hydrodynamic studies". *ISPRS Congress Istanbul*.

SSRH, Subsecretaría de Recursos Hídricos. (2009). "Estadística Hidrológica de la República Argentina". Presidencia de la Nación, Rep. Argentina.

Stoesser, T. Wilson C.A., Bates, P.D. & Dittrich A. (2003). "Application of a 3D numerical model to a river with vegetated floodplains". *Journal of Hydroinformatics*, Vol. 5, pp. 99-112.

Syme, W.J. (1991). "Dynamically linked two-dimensional/one-dimensional hydrodynamic modelling program for rivers, estuaries and coastal waters". *MRes thesis*, University of Queensland, Australia.

Verwey, A. (2003). "Integrated 1D and 2D flood modelling with SOBEK: cases studies and trends". *International Conference on Advances in Flood Forecasting in Europe*, Rotterdam, The Netherlands, Vol. 2, pp. 182-190.

Wu F. and Shen H. (1999). "Variation of roughness coefficients for unsubmerged and submerged vegetation." *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 125 (9), pp. 934-942.

Yen B. (2002). "Open channel flow resistance". *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 128(1), pp. 20-39.



Instituto de Recursos Hídricos



Facultad de Ciencias Exactas y Tecnologías



Universidad Nacional de Santiago del Estero



Instituto Nacional del Agua



Subsecretaría de Recursos Hídricos



Agencia Nacional de Promoción Cient. y Tec.



Gobierno Prov. de Santiago del Estero



Ministerio de la Producción



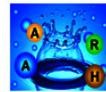
Secretaría del Agua



Secretaría de Desarrollo, Ciencia y Tecnología



Consejo Prof. de la Ingeniería y Arq.



Asociación Argentina de Recursos Hídricos



Asoc. Internacional de Invest. Hidroamb.



Comisión Regional del Río Bermejo



CORPORACION ARGENTINA TECNOLÓGICA S.A. INGENIERIA CIVIL E HIDRAULICA

