

Modelación de procesos hidrológicos asociados al escurrimiento superficial en áreas de llanura

Gerardo A. Riccardi

Pedro A. Basile

Erik D. Zimmermann

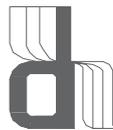
Hernan R. Stenta

Carlos M. Scuderi

Juan P. Rentería

Marina L. Garcia

*Departamento de Hidráulica, Escuela de Ingeniería Civil y
Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales
Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura
Universidad Nacional de Rosario,
Riobamba 245 bis Rosario, Santa Fe, Argentina*



El financiamiento de los trabajos documentados en esta publicación fue provisto por los subsidios de los proyectos:

PICTO 2004 23187 ANPCyT

PIP 5308 CONICET

PID UNR 19-I158

PID UNR 19-I161

Modelación de procesos hidrológicos asociados al escurrimiento superficial en áreas de llanura

Gerardo A. Riccardi, Pedro A. Basile, Erik D. Zimmermann, Hernán R. Stenta, Carlos M. Scuderi, Juan P. Rentería, Marina L. Garcia

1ª Edición – Rosario: UNR Editora
Universidad Nacional de Rosario, 2008
254 p.: 26 x 18 cm

ISBN 978-950-673-691-0

ISBN 978-950-673-691-0

© Gerardo A. Riccardi, Pedro A. Basile, Erik D. Zimmermann, Hernán R. Stenta, Carlos M. Scuderi, Juan P. Rentería, Marina L. Garcia

Hecho el depósito que marca la ley 11.723



REUN
RED DE EDITORIALES
DE UNIVERSIDADES
NACIONALES



**EDITORIALES
DE LA A.U.G.M.**
ASOCIACIÓN DE UNIVERSIDADES
GRUPO MONTEVIDEO



IMPRESO EN ARGENTINA – PRINTED IN ARGENTINA
UNR EDITORA – EDITORIAL DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE ROSARIO
SECRETARÍA DE EXTENSIÓN UNIVERSITARIA

Prefacio

En el campo de la modelación matemática de los procesos hidrológicos asociados al escurrimiento superficial, en áreas de llanura, es bien sabido que el avance incesante de la tecnología computacional permite el desarrollo, puesta en operación y aplicación de sistemas de modelación cada vez mas abarcativos, que involucran una mayor cantidad de procesos y una mayor capacidad de discretización o desagregación de los dominios espacio-temporales de modelación. Idealmente los modelos de escurrimiento superficial deben captar la esencia de los controles físicos del suelo, la vegetación y la topografía y su influencia sobre la producción de escurrimiento. Estas nuevas capacidades plantean a su vez mayores demandas de información, la cual no siempre es la adecuada. En este sentido, puede afirmarse que en la región del sur de la Provincia de Santa Fe, el desarrollo tecnológico en la disciplina ha evolucionado mucho más fuertemente que las infraestructuras de toma sistemática de datos hidrológicos.

En este contexto se enmarcan los trabajos documentados en esta publicación, los cuales han sido el resultado de diversos proyectos de investigación, componentes del programa de investigación: *Modelos Matemáticos Aplicados a los Recursos Hídricos Regionales*. Tal programa es llevado a cabo por el Departamento de Hidráulica-EIC y el CURIHAM, FCEIA-UNR y tiene como objetivo principal la formulación, desarrollo, implementación y aplicación de modelos matemáticos para representación de diferentes procesos de la fase terrestre del ciclo hidrológico, en particular el escurrimiento superficial y la representación de distintos subprocesos asociados como la erosión, transporte y deposición de sedimentos.

En el Capítulo I se describe la implementación y diversas aplicaciones del modelo de escurrimiento superficial físicamente basado y espacialmente distribuido CTSS8, asistido mediante la plataforma para pre y post procesamiento de datos y resultados SIMULACIONES. Las aplicaciones comprendieron modelaciones de escurrimientos impermanentes en las cuencas de los arroyos Saladillo, Ludueña y Cañada de Gómez (Santa Fe, Argentina), en un ambiente urbano y en un tramo del sistema cauce-planicie de inundación del río Paraná. Los trabajos comprenden la constitución, calibración y explotación del modelo en cada aplicación, análisis de la incidencia espacio-temporal del aporte de escurrimiento y la evaluación de zonas de vulnerabilidad ante inundaciones debido a la presentación de eventos extremos. Asimismo, se expone la elaboración de mapas de número de curva CN y el análisis de la influencia de la agregación temporal del número CN sobre los caudales máximos. Finalmente se presenta la utilización del modelo como herramienta para la predicción de crecidas.

Para predecir el movimiento de agua y solutos en la zona no saturada se emplean habitualmente modelos numéricos. Los resultados de sus aplicaciones sólo pueden ser confiables si las propiedades del medio poroso son conocidas. Esto representa la principal limitación a la tecnología actual de modelos sofisticados, que se encuentra en un estado avanzado con respecto al conocimiento de los parámetros que engloban esos modelos. En particular, en la calibración de modelos hidrológicos continuos; se observa que los procesos subterráneos y los procesos hidrológicos superficiales, presentan una alta sensibilidad frente a los parámetros hidráulicos que caracterizan la zona no saturada. En el Capítulo II se estiman funciones hidráulicas de suelos a partir de información textural, granulométrica y/o de parámetros físicos de relativamente sencilla obtención. Se presenta el procesamiento de curvas de retención ajustadas con la base UNSODA para las fracciones franco limosa, franco arcillo limosa y arcilla limosa, las cuales son características de los suelos del sur de Santa Fe (Argentina). Se plantean regresiones múltiples,

lineales y no lineales, entre parámetros hidráulicos y características físicas y propiedades granulométricas de las muestras. Además, se presenta una metodología sencilla de ponderación areal y por horizontes de suelo para estimar parámetros hidráulicos de suelos limosos del sur santafecino (pampa de Argentina).

A través del avance del conocimiento actualmente se cuenta con modelos y estructuras de simulación que permiten desagregar la mayoría de los procesos hidrológicos intervinientes en la transformación lluvia-caudal en unidades espaciales pequeñas. De este modo es posible describir los mecanismos predominantes en el escurrimiento y almacenamiento superficial a nivel de parcelas rurales, generando en las simulaciones hidrológicas-hidráulicas de la transformación lluvia caudal, no solo información en el punto de salida sino, con igual precisión, información en todas las unidades de discretización de la cuenca. En el Capítulo III se analizan los efectos del tamaño de grilla en la representación del relieve y de sus atributos derivados; estudiándose las respuestas hidrológicas debido a los diferentes niveles de detalle en que se discretiza la cuenca. Asimismo, se propone un procedimiento para el escalamiento de parámetros en los esquemas de menor nivel de detalle y se cuantifica el grado de similitud alcanzado entre las variables de flujo de las diferentes discretizaciones. Para el estudio se utiliza el modelo matemático cuasi-bidimensional basado en esquemas de celdas con aproximación de onda difusiva denominado CTSS8. El procedimiento se aplica en las cuencas de los Arroyos Ludueña (Rosario, Santa Fe), Saladillo (Rosario, Santa Fe) y Santa Catalina (Azul, Buenos Aires).

La lluvia y el escurrimiento superficial inducen procesos de erosión hídrica cuyas consecuencias se observan in-situ a nivel local y en zonas alejadas del lugar de generación del sedimento. Los efectos a nivel local son importantes en suelos destinados a la agricultura, ya que la desintegración de la estructura del suelo y la pérdida de materia orgánica y nutrientes de los horizontes superiores induce una disminución de su productividad, lo cual conduce a un mayor gasto en fertilizantes. Además de este problema local, generado por la erosión a nivel de cuenca, existe el problema creado por la deposición de dicho sedimento en planicies de inundación, canales de navegación, embalses, sistemas de conductos pluviales, etc.; en la mayoría de los casos, la sedimentación puede aumentar el riesgo de inundaciones. Asimismo, los sedimentos finos son susceptibles de adsorber sustancias contaminantes, como agroquímicos, etc., lo cual puede inducir un incremento de los niveles de nitrógeno y fósforo en los cuerpos de agua receptores y desencadenar procesos de eutrofización. En el Capítulo IV se presenta el desarrollo y aplicación de modelos de simulación numérica de procesos de erosión/sedimentación hídrica, a escala de cuenca, en sistemas hidrológicos de llanura. Se describe el modelo EROSUP-U, de tipo empírico, espacialmente semidistribuido y a escala temporal anual, basado en la ecuación universal de pérdida de suelo. Por otra parte, se presenta el modelo CTSS8-SEDMU, de tipo semiempírico, espacialmente semidistribuido y a escala temporal de eventos de crecida, basado en la ecuación universal de pérdida de suelo modificada, acoplada al modelo hidrológico-hidráulico CTSS8. Finalmente, se expone el desarrollo del modelo CTSS8-SED, de tipo físicamente basado, espacialmente distribuido y a escala temporal de eventos de crecida. Todos los modelos desarrollados fueron aplicados en la cuenca del A° Ludueña, donde se estudian y cuantifican procesos de erosión /sedimentación en distintas zonas de la misma.

Esperamos que este libro pueda contribuir a una mejor comprensión de los complejos procesos hidrológicos asociados al escurrimiento superficial y las correspondientes problemáticas hidroambientales en las cuencas aquí estudiadas del sur de la provincia de Santa Fe.

Los Autores

Índice

Capítulo I Modelación de Esguerrimiento Superficial

El modelado de esguerrimiento superficial en cuencas del sur de la provincia de Santa Fe, Argentina. <i>Gerardo A. Riccardi, Erik D. Zimmermann, Pedro A. Basile, Hernan R. Stenta, Carlos M. Scuderi, Marina L. Garcia y Juan P. Rentería</i>	3
La determinación de la distribución areal del aporte de esguerrimiento superficial en cuencas de llanura. <i>Gerardo A. Riccardi, Hernán R. Stenta y Juan P. Rentería</i>	21
Evaluación de zonas con vulnerabilidad ante inundaciones durante eventos extremos. <i>Juan P. Rentería, Hernán Stenta, Gerardo A. Riccardi y Carlos M. Scuderi</i>	39
Modelación físicamente basada de esguerrimiento superficial en ambientes urbanos. <i>Gerardo A. Riccardi, Hernán R. Stenta, Raul Postiglione, Laura E. Ferrer, Claudia A. Forestieri y Raul A. Navarro</i>	56
Uso de imágenes satelitales y SIG en la generación de mapas de CN y evaluación de la agregación espacial de este parámetro mediante modelación. <i>Carlos M. Scuderi, Erik D. Zimmermann, Gerardo A. Riccardi, Pedro A. Basile, Hernan R. Stenta, Marina L. Garcia y Juan P. Rentería</i>	79
Aplicación de un modelo hidrológico distribuido de celdas al pronóstico de niveles en un curso de llanura. <i>Carlos M. Scuderi, Gerardo A. Riccardi y Erik D. Zimmermann</i>	96
Implementación de un modelo hidrodinámico cuasi-2D en un tramo del río Paraná a gran escala espacial. <i>Marina L. Garcia, Pedro A. Basile, Gerardo A. Riccardi y Hernán R. Stenta</i>	112

Capítulo II Funciones de Pedotransferencia para Evaluar Propiedades Hidráulicas de Suelos Limosos

Funciones de pedotransferencia para suelos limosos a partir de propiedades físicas y granulométricas. <i>Erik D. Zimmermann y Pedro A. Basile</i>	133
Asignación de parámetros hidráulicos de suelos utilizando funciones de pedotransferencia con información de las cartas de suelo del INTA. <i>Erik D. Zimmermann, Carlos M. Scuderi, Gerardo A. Riccardi, Hernan R. Stenta, Pedro A. Basile, Marina Garcia y Juan P. Rentería</i>	145

Capítulo III Similitud Hidrológica en el Escurrimiento Superficial

Efecto del tamaño de la grilla en la modelación matemática del escurrimiento superficial en una cuenca de llanura. *Hernán R. Stenta, Gerardo A. Riccardi y Pedro A. Basile* 159

Escalamiento de parámetros y similitud hidrológica en la modelación matemática distribuida del escurrimiento superficial en cuencas rurales. *Hernán R. Stenta, Gerardo A. Riccardi y Pedro A. Basile* 175

Capítulo IV Modelación de Procesos Erosión-Sedimentación Hídrica

Desarrollo y aplicación del modelo EROSUP-U para evaluación de la producción de sedimentos a escala de cuenca. *Pedro A. Basile, Gerardo A. Riccardi y Hernán R. Stenta* 199

Modelo de simulación de procesos hidro-sedimentológicos a escala de cuenca CTSS8-SEDMU. *Pedro A. Basile, Gerardo A. Riccardi, Hernán R. Stenta y Erik Zimmermann* 216

Modelo CTSS8-SED para simulación físicamente basada y espacialmente distribuida de procesos hidrológicos y erosión-sedimentación en cuencas de llanura. *Pedro A. Basile, Gerardo A. Riccardi y Hernán R. Stenta* 234

CAPÍTULO I

MODELACIÓN DE ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

En el siguiente capítulo se describe la implementación y diversas aplicaciones del modelo de escurrimiento superficial CTSS8 asistido mediante la plataforma para pre y post procesamiento de datos y resultados SIMULACIONES. Las aplicaciones comprendieron modelaciones de escurrimientos impermanentes en cuencas de los arroyos Saladillo, Ludueña y Cañada de Gómez (Santa Fe, Argentina), en un ambiente urbano y en un tramo del sistema cauce-planicie de inundación del río Paraná. Los trabajos comprenden la constitución, calibración y explotación del modelo en cada aplicación, análisis de la incidencia espacio-temporal del aporte de escurrimiento y la evaluación de zonas de vulnerabilidad ante inundaciones debido a la presentación de eventos extremos. Asimismo, se expone la elaboración de mapas de número de curva CN y el análisis de la influencia de la agregación temporal del número CN sobre los caudales máximos. Finalmente se presenta la utilización del modelo como herramienta para la predicción de crecidas.

El modelado de escurrimiento superficial en cuencas del sur de la provincia de Santa Fe, Argentina

**Gerardo A. Riccardi⁽¹⁾⁽²⁾, Erik D. Zimmermann⁽¹⁾⁽³⁾, Pedro A. Basile⁽¹⁾⁽³⁾,
Hernan R. Stenta⁽⁴⁾, Carlos M. Scuderi⁽⁴⁾, Marina L. Garcia⁽⁴⁾ y
Juan P. Rentería⁽⁵⁾**

*(1) Profesor Adjunto, (2) Investigador CIC-CIUNR, (3) Investigador CONICET,
(4) Becario Doctoral CONICET, (5) Docente Investigador
Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura.
Universidad Nacional de Rosario, Riobamba 245 bis, 2000 Rosario, Argentina.
riccardi@fceia.unr.edu.ar*

Resumen: Se describe la implementación de una herramienta tecnológica de modelación matemática de escurrimiento superficial cuyo objetivo fue lograr su aptitud para la simulación de eventos de crecidas históricas y la simulación a tiempo real en vistas a su futura utilización en sistemas de alerta hidrológico contra inundaciones. Asimismo fue objetivo el promover la integración de tecnologías de sistemas de información geográfica con modelos matemáticos de escurrimiento superficial para la gestión de la información de entrada y salida de los modelos. El modelo matemático hidrológico-hidráulico físicamente basado fue implementado en las cuencas de los arroyos Ludueña (693 km²), Saladillo (3144 km²) y Cañada de Gómez (266 km²) en el sur de la provincia de Santa Fe, Argentina. La comparación entre hidrogramas y limnigramas observados y calculados determinan diferencias máximas no superiores al 15% y las diferencias establecidas en los tiempos de retardo observados y computados fueron inferiores al 10%. Estas diferencias han sido consideradas aceptables. En la cuenca donde el modelo fue empleado como herramienta de predicción a tiempo real el modelo ha mostrado una aceptable capacidad de pronóstico.

Palabras clave: Escurrimiento superficial, modelación matemática, hidrología.

INTRODUCCIÓN

El control y aprovechamiento de los recursos hídricos en general y la seguridad ante inundaciones de un territorio en particular, es un tema que preocupa, con diferentes grados de intensidad, a la población, a los profesionales involucrados en tal sector y a las autoridades responsables de la toma de decisiones.

En la región del sur de la provincia de Santa Fe (Argentina) con un clima subtropical y lluvia media anual cercana a los 1000 mm, se presentan sistemas hidrológicos de llanura en los cuales los excedentes hídricos superficiales se vinculan directamente a la generación de inundaciones, por lo que el avance en el conocimiento de

la descripción del escurrimiento superficial es de vital importancia como aporte a la planificación regional integral de los recursos hídricos. Por otra parte, el análisis dinámico de las perturbaciones antrópicas que inciden sobre los sistemas hidrológicos demanda herramientas de simulación para diagnóstico, pronóstico, reproducción de eventos históricos y planificación que permitan introducir alteraciones como cambios en el uso y ocupación de la tierra, cobertura, canalizaciones, etc. desde un nivel de detalle de parcela rural.

Lamentablemente en nuestra región la conjunción total o parcial de factores como: presentación de lluvias intensas máximas y en caso extremas, escasa planificación del control de los excedentes hídricos superficiales, obras proyectadas parcialmente construidas, desconocimiento de las respuestas hidrológicas actuales de los sistemas hídricos, falta de toma sistemática de datos hidrológicos, inexistencia de sistemas de alerta hidrológico ante inundaciones, ausencia de planificación de uso agrícola del suelo, existencia parcial de medidas no estructurales de zonificación de planicies de inundación, entre las más relevantes, han hecho adquirir a eventos lluviosos las características de catástrofes con pérdidas de vidas humanas y materiales. Se han producido a través de los años alteraciones en el ambiente hidrológico producidas mayormente por acciones del hombre, como aumento de la impermeabilidad de las cuencas por usos agrícolas, canalizaciones clandestinas y/o no planificadas, y otras alteraciones como evidencias de cambios de régimen de precipitaciones, aumento y/o fluctuaciones de las napas subterráneas, que han dado como resultado global un aumento en la generación de escurrimiento superficial.

Estas modificaciones de las respuestas hidrológicas de los sistemas hídricos deben ser claramente descriptas y cuantificadas y en este aspecto se encuadra específicamente este proyecto. En este sentido se ha implementado en las cuencas de los arroyos Ludueña (693 km²), Saladillo (3144 km²) y Cañada de Gómez (226 km²) un modelo matemático hidrológico-hidráulico, físicamente basado, que ha permitido describir la respuesta hidrológica por evento de las cuencas en término de caudales, alturas de agua y velocidades de flujo con el menor margen de error posible, tanto en la salida o sección de control de la cuenca como en puntos característicos dentro de la misma.

OBJETIVOS

El objetivo general de este proyecto es el desarrollo de herramientas apropiadas de modelación matemática hidrológica-hidráulica físicamente basadas, para la descripción y simulación de generación, movimiento y almacenamiento de excedentes hídricos superficiales en sistemas hidrológicos de llanura, orientados a su utilización en descripción y análisis de crecidas históricas y simulación a tiempo real. Además constituyen objetivos del proyecto propuesto:

- generar herramientas tecnológicas (o mejoramiento de las existentes) para la reproducción del fenómeno y su aplicación para el mejoramiento de la interacción entre el hombre y el subsistema hídrico;

- dotar a las herramientas existentes con capacidad de simulación de crecidas históricas, de capacidad para la simulación a tiempo real en vistas a su futura utilización en sistemas de alerta hidrológico contra inundaciones;
- promover la integración de tecnologías de sistemas de información geográfica con modelos matemáticos de escurrimiento superficial para la gestión de la información de entrada y salida de los modelos.

MATERIALES Y MÉTODOS

El Modelo de Simulación Hidrológica-Hidráulica

Se ha partido de un modelo ya desarrollado, objetivando la capacidad de simular con mayor nivel de detalle para mejorar la determinación de parámetros de flujo en todo punto del dominio espacio-temporal de cálculo. Fue prioridad lograr la aptitud del modelo para su uso como herramienta de descripción de escurrimiento de crecidas históricas y además lograr que su estructura, velocidad de cálculo, pre y post procesamiento de información de entrada/salida y confiabilidad sea compatible con su posible utilización en simulación de escurrimiento a tiempo real.

El modelo matemático empleado, CTSS8, está basado en esquemas de celdas como los propuestos por Cunge (1975). En sucesivas investigaciones se ha ampliado el campo de aplicación original (Riccardi, 2000). Actualmente, el sistema permite la simulación de escurrimiento superficial multidireccional en ambientes rurales y urbanos.

El proceso de precipitación puede ser representada variable en cada unidad de discretización espacial lo que permite el uso de la distribución resultante de cualquier algoritmo de distribución espacial de precipitaciones.

La intercepción en follaje puede ser considerada en cada celda del dominio espacial como: (a) constante en el tiempo, expresada en milímetros de lámina de precipitación o (b) variable en el tiempo en función de una ecuación de balance de agua en cobertura vegetal (Rutter et al., 1971) que relaciona la precipitación, el almacenamiento en cobertura, el drenaje desde la cobertura y la tasa de evaporación potencial. Para la utilización de este último método deben definirse la capacidad de almacenamiento de la cobertura (mm), la relación entre la superficie de intercepción y la superficie de la celda, la evaporación potencial (mm), en tanto que el drenaje de la cobertura hacia el suelo puede ser computado mediante una ecuación de decaimiento donde deben definirse la tasa de drenaje y el parámetro de decaimiento exponencial.

Las pérdidas de escurrimiento pueden ser estimadas en base a: (a) el bien conocido método de CN (USSCS, 1975) y (b) por el también conocido método de Green & Ampt (GA) (Green y Ampt, 1911; Rawls et al., 1983). Asimismo como mejoramiento en el método de GA se ha incorporado el algoritmo de Green y Ampt con Redistribución (GAR) (Ogden y Saghafian, 1997; Muñoz-Carpena y Gowdsh, 2005) que permite

contemplar, la redistribución del perfil de humedad del suelo en los hiatos de lluvia presentes en una tormenta, con la consiguiente recuperación de la tasa de infiltración. Para el empleo del método de GA o GAR deben especificarse en cada unidad espacial los siguientes parámetros del suelo: la porosidad, la humedad inicial, la humedad de saturación, la permeabilidad hidráulica saturada y el potencial de succión.

El almacenamiento superficial es descrito por el modelo mediante la propia descripción del modelo digital del terreno y en los casos en que esto no sea posible, especialmente en discretizaciones gruesas donde el paisaje suele ser suavizado para reproducir la morfología general del terreno, puede ser introducido como volumen disponible en cada celda. En el caso de utilización del método de número de curva CN tanto la intercepción en cobertura como el almacenamiento superficial son calculados mediante la abstracción de pérdida inicial del método.

El escurrimiento resultante, puede ser propagado mediante un espectro de leyes de descarga desde aproximaciones cinemáticas a difusivas de la ecuación de cantidad de movimiento, permitiendo el tránsito por ríos, canales y valles de inundación. Para contemplar alternativas puntuales de flujo se incorporaron leyes de descarga para puentes, vertederos y alcantarillas. Las ecuaciones gobernantes consideradas son la de continuidad y distintas simplificaciones de la ecuación de cantidad de movimiento transformadas en formulaciones de descarga entre celdas (Riccardi et al., 2002).

La distribución espacial de los parámetros y variables hidrológicas se realiza mediante la subdivisión de la cuenca en celdas de igual tamaño (cuadrangulares) interconectadas entre sí que definen el dominio del sistema hídrico a modelar. Las celdas pueden ser de tipo valle o tipo río; la diferencia fundamental entre ambos tipos está relacionada con la forma de almacenamiento y conducción del flujo dentro de dicha celda representativa del dominio. De esta forma la cuenca resulta constituida en celdas que representan las áreas tributarias a los cursos de agua (celdas valle) y celdas que constituyen los cursos de agua (celdas río). Los parámetros hidráulicos a definir en cada vinculación entre celda son el coeficiente de resistencia de Manning y el coeficiente de pérdida de energía o el coeficiente de gasto en el caso de alcantarillas, puentes y terraplenes, según corresponda.

Habida cuenta que la observación sistemática del escurrimiento superficial desde celdas tributarias en zonas de llanura ha evidenciado que, para una satisfactoria representación aproximada de la dinámica propagatoria del flujo no encausado, es necesario representar de la mejor manera posible en compatibilidad con la información disponible los procesos de conducción y almacenamiento en las celdas tributarias, el modelo permite un tratamiento singular para considerar estos mecanismos.

Tratamiento de la conducción y almacenamiento en celdas valle: el escurrimiento transitando por celdas tributarias de una cuenca de llanura puede asemejarse a un flujo mantiforme con pocos centímetros de tirante. Asimismo, puede verificarse mediante la observación del mecanismo hidráulico que dicho flujo no forma una lámina completa en

toda una celda, sino que se estructura mayormente en pequeños hilos de escurrimiento, surcos (muy relevante si se trata de áreas de cultivos) y pequeñas zanjas que se van interconectando a medida que aumenta el caudal y conectando a su vez eventuales depresiones aisladas. Este mecanismo está fuertemente vinculado al microrelieve presente en la superficie. Un perfil esquemático del terreno natural se representa en la Figura 1a. Solamente en el caso de que el escurrimiento tenga un tirante relativamente importante (por encima de toda irregularidad del terreno y vegetación presente en la celda), el ancho completo de la sección transversal estará disponible para el almacenamiento y la conducción del flujo. El modelo conceptual utilizado por el modelo hidrológico-hidráulico CTSS8 para la geometría de almacenamiento y conducción es el que se representa en la Figura 1b. La sección transversal efectiva de almacenamiento y conducción es representada por una aproximación triangular o trapezoidal de ancho inferior $An_{\text{Mín}}$, en la que la pendiente transversal es el parámetro geométrico ITA, ambos parámetros definen la altura máxima, h_{lim} . Si la altura de agua en la celda supera el valor máximo h_{lim} , el ancho ocupado en la sección es el ancho de la celda. En este tipo de celdas es necesario definir la resistencia al escurrimiento en el valle, el ancho mínimo ($An_{\text{mín}}$) y la pendiente lateral (ITA).

Conducción y almacenamiento en celdas de cursos de agua: en las celdas de cursos de agua el modelo permite la adopción de secciones transversales de tipo triangular, rectangulares o trapezoidales. Esta sección se ubica en el centro de la celda y el valle al igual que en el caso anterior puede contener pendientes laterales (Figura 1c). En este caso deben definirse las dimensiones geométricas del curso (ancho de la base de fondo (BF); taludes laterales y profundidad), la pendiente lateral del valle (ITA) y la resistencia al escurrimiento en el curso y en el valle.

Gestión de Datos del Modelo: en la gestión de datos de entrada y parámetros del modelo como para la gestión de resultados (alturas, caudales y velocidades) se utilizó la plataforma de análisis en entorno gráfico SIMULACIONES (Stenta et al., 2005), diseñada especialmente como herramienta de gestión de datos de entrada y salida del modelo. La plataforma permite el intercambio de información desde y hacia sistemas de información geográfica y otros sistemas de representación digital. Actualmente el modelo permite hasta la definición de 55000 elementos cuadrangulares para poder ser operado en computadoras del tipo PC o portátiles.

Las cuencas en estudio

Las cuencas donde se ha aplicado el modelo son las correspondientes a las de los arroyos Ludueña y Saladillo y la cuenca de la Cañada de Gómez. Dichos cursos de agua se ubican en el sur de la provincia de Santa Fe, Argentina. Los dos primeros cursos de agua son afluentes del río Paraná en tanto que el restante es un afluente del río Carcarañá (este a su vez también es afluente del río Paraná). Las cuencas presentan características de sistemas hídricos de llanura con una precipitación media anual de 950-1000 mm anuales distribuida mayormente entre los meses de octubre a abril.

Cuenca del Arroyo Ludueña: la red de cursos permanentes (cursos naturales y canales) es de aproximadamente 110 km., el área en estudio es de 693 km² con una pendiente media del cursos principal del 1.33 ‰. La pendiente local media en el valle es del orden del 2.7 ‰. El caudal base del arroyo es de 0.50 m³/s, en tanto que en crecidas ordinarias se alcanzan los 80 m³/s y en extraordinarias (R>50 años) caudales superiores a 400 m³/s.

Cuenca del Arroyo Saladillo: posee aproximadamente 3144 km² de extensión superficial. La longitud del curso principal de es más de 145 km, totalizando entre todos los cursos permanentes una longitud de 380 km. Los caudales para lluvias de recurrencias ordinarias están en el rango de 200-300 m³/s, en tanto que para R = 50 años el caudal esperable es del orden de 1200 m³/s. El arroyo Saladillo recorre la provincia de oeste-sudoeste a este-noreste, su pendiente media es de 0.6 m/km, verificándose en ciertos sectores pendientes de hasta 10 m/km.

Cuenca de la Cañada de Gómez: posee aproximadamente 266 km² de extensión superficial. La longitud del curso principal es de 25 km, totalizando entre todos los cursos permanentes una longitud de mas de 90 km. Los caudales para lluvias de recurrencias ordinarias están en el rango de 100-130 m³/s, en tanto que para R = 50 años el caudal esperable es del orden de 500 m³/s. La pendiente media del curso principal es de 2.1 m/km.

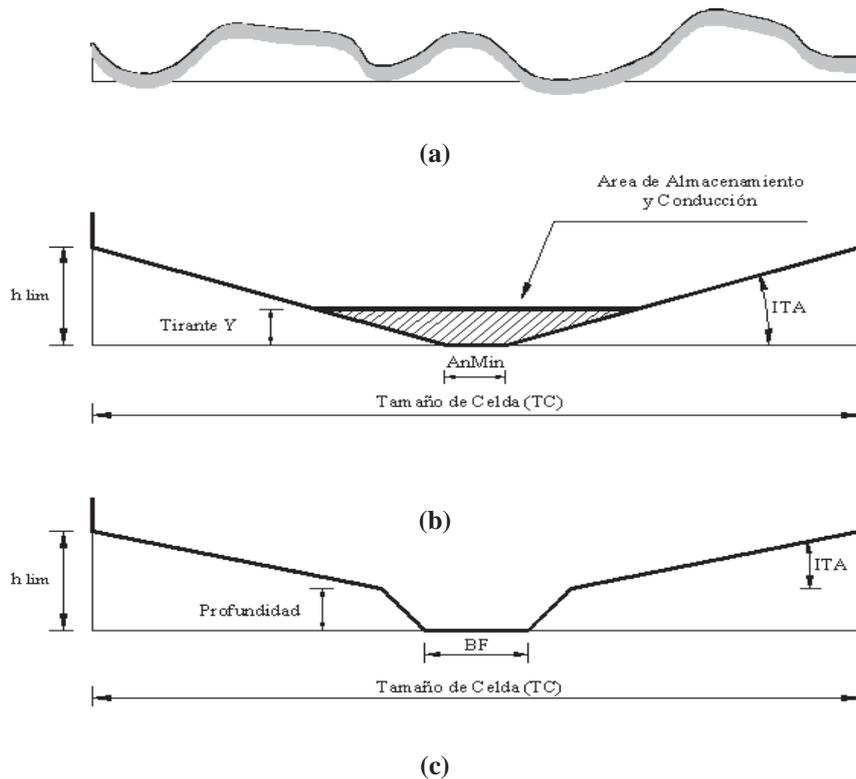


Fig. 1. Geometría del almacenamiento y la conducción en celdas. (a) Perfil natural esquemático; (b) Geometría perfil celdas valle y (c) Geometría perfil celdas del curso.

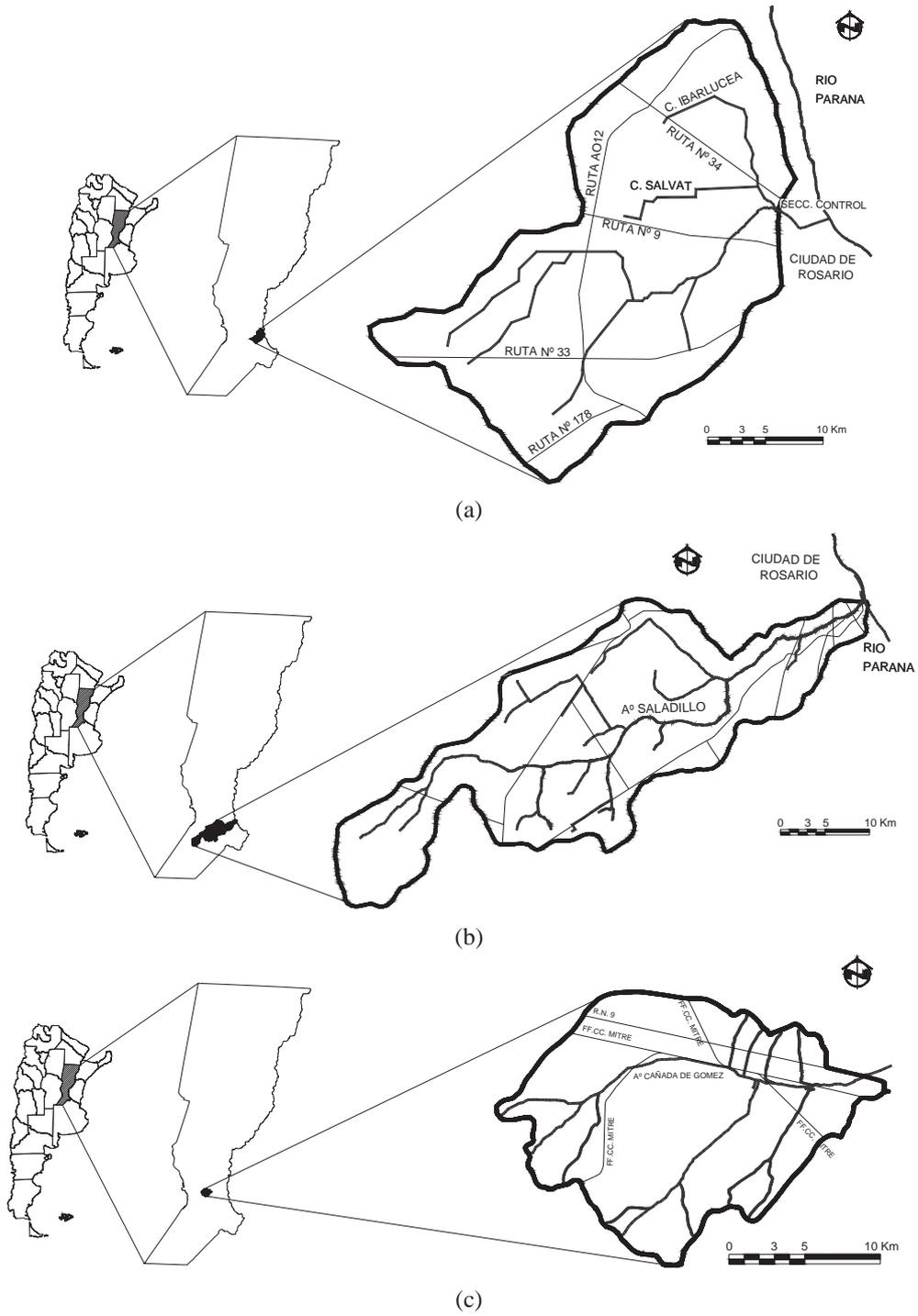


Fig. 2. Cuencas en estudio. (a) Arroyo Ludueña; (b) Arroyo Saladillo; (c) Cañada de Gómez

En la Tabla 1 se presentan una síntesis de las características físicas de las cuencas con influencia directa en la respuesta hidrológica. En la Figura 2 se presentan las planimetrías indicativas de las cuencas.

Tabla 1. Características Físicas Arroyos Ludueña, Saladillo y Cañada de Gómez

	Arroyo Ludueña	Arroyo Saladillo	Cañada de Gómez
Área A (km ²)	693	3144	266
Perímetro P (km)	135	352	74
Diferencia de Cota máxima curso principal ΔZ_{CP} (m)	43	83	49
Diferencia de Cota máxima valle ΔZ_{VALLE} (m)	55	97	55
Longitud de cursos permanentes L_C (km)	110	380	91
Longitud de curso principal L_{CP} (km)	32	145	25
Pendiente media curso principal S_{0CP} (‰)	1.33	0.57	2.1
Índice de Compacidad $I_c = P / (2 * (\pi A)^{0.5})$ (adim)	1.45	6.734	1.28
Densidad de Drenaje $Dd = L_C / A$ (km/km ²)	0.16	0.12	0.34
Índice de Rugosidad ΔZ valle x Dd (adim)	8.8	11.7	18.7
Capacidad específica de almacenamiento en cursos $Ae_C = \text{Vol. Almacenamiento cursos} / L_C$ (m ³ /me)	10.0	45	15.43

En lo que concierne al tiempo de concentración, la cuenca del arroyo Ludueña tiene un $t_c \approx 120$ hs en tanto que a la cuenca del arroyo Saladillo le corresponde un $t_c \approx 300$ hs y la cuenca de la Cañada de Gómez tiene un valor de $t_c \approx 24$ hs.

Implementación del Modelo

Para llevar a cabo la implementación del modelo en las cuencas de estudio se ha efectuado una múltiple aplicación de tecnologías bajo entorno gráfico para el pre-procesamiento de datos, el procesamiento mediante modelación hidrológica-hidráulica de la información y post-procesamiento de la misma para la interpretación de resultados. La información se procesó mediante Sistemas de Información Geográfica en formato "raster", la que sirvió de entrada para el modelo hidrológico-hidráulico, el cual se implementó mediante una grilla de discretización espacial con elementos cuadrangulares.

La primera etapa la constituyó la construcción del modelo digital del terreno (MDT), involucrando la definición de la cota altimétrica representativa de cada unidad de discretización o celda, la definición de los cursos de agua permanentes e impermanentes, la traza y la altimetría de todos los terraplenes ferroviarios y carreteros y la ubicación de estructura de importancia como puentes, alcantarillas y vertederos. La información utilizada se obtuvo a partir de:

(a) Sistema de información Geográfica del Instituto Geográfico Militar SIG250 (IGM, 2007) en escala 1:2500000,

- (b) escaneo, digitalización y georeferenciación de cartas topográficas (IGM, 1930 a 1982) en escala 1:50000 y 1:100000,
- (c) desde el procesamiento de imágenes satelitales y
- (d) desde campañas topográficas parciales antecedentes y actuales.

Cabe destacar que al tratarse de la reproducción de crecidas históricas, algunas con más de 20 años de antigüedad, el ambiente de modelación en cada una de las cuencas no fue el mismo para todas las crecidas, especialmente en lo concerniente a uso y ocupación del suelo, y dimensiones y longitudes de cursos de agua artificiales y naturales recalificados, como así también en la cantidad de estructuras viales.

La clasificación textural de los suelos, necesaria para la definición de parámetros hidráulicos de los suelos, se realizó a partir de la escaneo, digitalización y georeferenciación de las cartas de suelos en escala 1:50000 del Instituto de Tecnología Agropecuaria (INTA, 1972 a 1988).

Las coberturas vegetales de los suelos se definieron mediante el análisis de imágenes satelitales y, además, en el caso de la cobertura actual, mediante contrastación en campo. Para ello se consideraron un grupo de parcelas rurales testigo en las cuencas, en las cuales se realizó el seguimiento mensual de tipo de cobertura, incluyendo tipo de cultivo y estado de crecimiento y la posterior correlación con el procesamiento de imágenes. Para el caso de la constitución del modelo en crecidas históricas se utilizaron las imágenes satelitales disponibles más cercanas temporalmente a las fechas de los eventos de crecidas conjuntamente con información cualitativa histórica de cobertura de cultivos existentes en institutos oficiales de estadísticas agropecuarias.

En la descripción de la infiltración se utilizaron los métodos del número de curva CN y de Green y Ampt (GA). Preliminarmente los valores medios de CN (condición II) en cada unidad de discretización espacial se definieron a partir de asociar valores establecidos en bibliografía con cobertura vegetal y tipos de suelos. La determinación de los números de curva CN para condición II mediante técnicas de procesamiento de imágenes satelitales y la contrastación en campaña mostró una distribución de aproximadamente suelos de tipo C en un 60% y suelos tipo D en un 40 % de la extensión superficial de las cuencas estudiadas (ver Scuderi et al., 2008). Posteriormente, los valores de CN fueron calibrados en función de los volúmenes precipitados y escurridos en crecidas observadas. En el caso del método GA (conductividad hidráulica del frente húmedo y potencial de succión) se determinaron a partir de digitalización de cartas de suelo, de las características físicas y químicas de los suelos y la posterior aplicación de funciones de pedotransferencia las que permitieron definir diversos parámetros hidráulicos de los suelos (ver Zimmermann et al., 2008). La condición de número de curva antecedente en cada evento fue definida en base a la cantidad de lluvia precipitada en los 30 días previos y en el caso del método de Green y Ampt en base a la estimación de la humedad inicial al comenzar la lluvia.

En lo que respecta a la intercepción, si bien el modelo está preparado para describir un balance a nivel de cobertura, la información disponible en lo referente a los parámetros necesarios es escasa para su aplicación por lo que se optó por un planteo de definición de la intercepción y el almacenamiento superficial incluidos dentro de la abstracción de pérdidas iniciales del método del CN. En el caso de utilización del método de Green y Ampt para describir la infiltración, la intercepción y el almacenamiento superficial fueron determinados a partir de la información de cobertura y a la aplicación de parámetros asociados citados en bibliografía y en base a trabajos antecedentes (Zimmermann, 2003).

Los parámetros de resistencia de flujo no encausado se definieron a partir de la cobertura vegetal del uso del suelo y la asociación con parámetros recomendados en bibliografía y modelaciones antecedentes (Riccardi, 2000; Riccardi et al., 2002; Wilson y Atkinson, 2003). En tanto que los parámetros de resistencia para flujo encausado se propusieron a partir de ajustes antecedentes y recomendaciones de bibliografía (Riccardi et al., 2002; Chow, 1993). Estos parámetros fueron luego convenientemente calibrados.

A los efectos de analizar la influencia sobre la respuesta hidrológica de la cuenca ante la variación del tamaño de la grilla se realizaron constituciones con diferentes discretizaciones. Las constituciones de los modelos se realizaron con los siguientes tamaños de la grilla cuadrangular: 125 m, 250, 500 y 1000 m en la cuenca del Arroyo Ludueña; 250, 500, 1000 y 2000 m en la cuenca del Arroyo Saladillo y 125, 250, 500 y 1000 m en el Arroyo Cañada de Gómez.

Calibración y Explotación del Modelo

Calibración: la información disponible para la calibración del modelo en las cuencas en lo referente a crecidas históricas es sumamente escasa. En el caso de la cuenca del arroyo Ludueña se contó con información de lluvia (5 estaciones) y caudal (2 estaciones) en 5 eventos relevantes de los últimos 20 años. En la cuenca del arroyo Saladillo la información confiable es de 2 crecidas importantes aunque en este caso la información de lluvia es mayormente a escala diaria, lo que significa asumir una serie de hipótesis de distribución temporal subdiaria que agrega cierta incertidumbre adicional a los resultados. En la cuenca del arroyo Cañada de Gómez la información apta para calibrar el modelo se ha encontrado en un solo evento de características extraordinarias. En todas las cuencas existe además información de al menos 3-5 eventos adicionales donde se cuenta con información de lluvia diaria y alturas de agua máxima en puntos característicos del escurrimiento como puentes y alcantarillas en sus vías de drenaje principales. En el caso de crecidas históricas con información de caudales y lluvias totales fueron utilizadas para calibrar los parámetros globales de infiltración y los parámetros de resistencia en el escurrimiento tanto del flujo mantiforme como encausado.

En lo que concierne al proceso de infiltración al momento se han definido y calibrado los números de curva CN asociados a cada evento en tanto que en el corto plazo se prevé el ajuste de los parámetros de Green y Ampt. La calibración de los números de curva se realizó en función de los volúmenes precipitados y observados y la posterior

inferencia del CN. Los valores hallados de CN en condición media de humedad antecedente (condición II) fueron entre 70-77, en tanto que para condiciones de tiempo seco severo (condición I) se hallaron valores entre 55-60 y en condiciones de humedad antecedente elevada (condición III) se hallaron valores entre 85-90.

Dado que los valores de CN (condición II) obtenidos a partir de bibliografía difirieron de los inferidos en el proceso de calibración, para la misma condición II; éstos fueron redefinidos tomando como válidos los hallados a partir de la información observada. Es de destacar que los valores obtenidos a partir de bibliografía son entre un 10 – 15% superiores a los obtenidos mediante el proceso de calibración.

El almacenamiento superficial y la intercepción fueron calibrados indirectamente a partir del ajuste los números de curva. Los valores resultantes del ajuste del almacenamiento superficial no contemplado por el MDT (Rentería et al., 2006) y la intercepción en cobertura vegetal se han podido delimitar en un rango de valores de acuerdo a la situación de humedad antecedente, fijándose valores porcentuales de la precipitación total:

- (a) para eventos con antecedentes lluviosos no importantes dentro de los 30 días anteriores se han establecido valores entre el 50% al 20% de precipitación total para lluvias de 50 mm y 200 mm respectivamente
- (b) para eventos con lluvia antecedente > 50 mm dentro de los 30 días anteriores correspondió un rango entre el 16% y el 3% de la precipitación total para lluvias de 50 mm y 200 mm respectivamente.

Los coeficientes de resistencia al escurrimiento resultante del proceso de calibración han resultado con los siguientes valores:

- (a) 0.100 - 0.120 para el flujo predominante mantiforme (80-95% uso rural con cultivos)
- (b) 0.030-0.040 para el flujo encausado en cursos de agua naturales y canales
- (c) 0.040-0.060 para el flujo por líneas de escurrimiento no bien definidas y no permanentes.

Los coeficientes de gasto de alcantarillas y puentes se ajustaron en un rango de 0.80-0.95. En tanto que los coeficientes de gasto asociados al sobrepaso de terraplenes viales y ferroviarios trabajando como vertederos de cresta ancha se ajustaron entre 0.40-0.60.

En las Figuras 3, 4 y 5 se presentan hidrogramas resultantes en las secciones de salida de las cuencas para escenarios de calibración.

La Figura 3 (a) corresponde a una crecida sobre el arroyo Ludueña con inicio el 17/03/1994, con una precipitación total media sobre la cuenca de 148 mm, con un valor máximo de 210 mm y mínimo de 128 mm. La precipitación neta calculada mediante la integración de los volúmenes salientes de la cuenca resultó de 38 mm. La condición antecedente fue próxima a la condición I con un CN medio ponderado ≈ 56 . En este

evento pudieron ajustarse satisfactoriamente los hidrogramas en la sección de salida de la cuenca (Estación Circunvalación) y en una sección de control interna donde aporta aproximadamente un 60% de la cuenca sobre la rama Ludueña (Estación Golf).

La Figura 3 (b) corresponde a una crecida sobre el arroyo Ludueña ocurrida con inicio el 03/04/1994. La cuenca estaba en un estado cercano a la saturación con el antecedente de 148 mm precipitados el 17/03/1994. La precipitación total media sobre la cuenca fue de 153 mm (máximo: 190 mm y mínimo: 130) y la precipitación neta de 111 mm. La condición antecedente fue próxima a la condición III con un CN medio ponderado ≈ 86 . De acuerdo con la relación IDR existente en la región ambas lluvias pueden considerarse de una recurrencia 10-12 años.

La Figura 4 corresponde a una crecida sobre el Arroyo Saladillo los días 23 y 24 de abril de 1986. Al tratarse de una cuenca sumamente extensa, la lluvia no fue homogénea en toda la extensión superficial de la cuenca, observándose valores de 250 mm en la cuenca baja y 100-150 mm en la cuenca alta. La lluvia neta integrada a partir de los volúmenes escurridos fue de aproximadamente 90 mm. En este evento la lluvia media antecedente fue de 30 mm precipitados en los 10 días anteriores. Considerando la lluvia observada sobre la porción espacial de la cuenca con mayor incidencia sobre el caudal pico (Riccardi et al., 2007) la recurrencia del evento se asocia a 50 años.

La Figura 5 corresponde a un evento extremo en la cuenca de la Cañada de Gómez donde precipitaron en un foco máximo de 40 km² de una tormenta convectiva alrededor de 200 mm en aproximadamente 6 hs., en el resto de la cuenca la precipitación fue sumamente heterogénea con valores inferiores a los del foco. En este caso la precipitación neta computada en la sección de salida de la cuenca fue de 115-120 mm. La precipitación media antecedente en este evento fue de 50 mm precipitados en los 10 días anteriores. En función de la IDR de la región este evento fue considerado de una recurrencia superior a la milenaria.

A modo de cuantificación global de los ajustes logrados puede afirmarse que en el caso de la comparación entre hidrogramas y limnigramas observados y calculados el coeficiente de correlación R² se determinó entre 0.80 y 0.90, en tanto que en el caso de comparaciones de valores puntuales máximos de caudales, alturas de agua y tiempos al pico las diferencias se establecieron entre 5 -15%.

Influencia del tamaño de grilla: fueron también estudiados otros aspectos de la modelación como la influencia del tamaño de la grilla cuadrangular de modelación sobre la dinámica propagatoria en las cuencas de los arroyos Ludueña y Saladillo. En el caso del arroyo Ludueña se ensayaron tamaños de grilla desde 125 m a 1000 m en tanto que en el arroyo Saladillo se ensayaron grillas desde 250 m a 2000 m (ver Stenta et al., 2008). En este trabajo se concluye que para lograr una adecuada similitud en términos de respuesta hidrológica de la cuenca; es necesario escalar la ITA desde 0.025 para la discretización de 125 m a 0.009 para la discretización de 1000 m ; en tanto que si se escala coeficiente de resistencia en el valle, el mismo debe variar de un valor medio de

0.120 para la discretización de 125 m y debe aumentarse a 0.275 para la discretización de 1000 m incluso perdiendo gran parte de su significado físico para lograr la misma respuesta. En el caso del arroyo Saladillo el escalado de ITA indicó que para lograr similitud hidrológica entre un tamaño de grilla de 250 m y un tamaño de grilla de 2000 m debe pasarse de un valor de 0.025 a 0.016, en tanto que para el coeficiente de resistencia en el valle es necesario pasar de 0.100 (grilla de 125 m) a 0.175 (grilla de 2000 m) (ver Stenta et al, 2008)

Determinación de zonas de vulnerabilidad: en las cuencas de los arroyos Saladillo y Cañada de Gómez se ha investigado mediante la simulación de crecidas con distintas ubicaciones espaciales de tormentas intensas, acerca de la zonas con vulnerabilidad a inundaciones. Las tormentas ensayadas corresponden a dos eventos reales extremos observados en la región; un primer escenario está asociado a una elevada intensidad y corta duración: 200 mm precipitados en 6 hs en una zona de 40 km², en tanto que el segundo evento se asocia a un elevado volumen: 400 mm precipitados en 5 días (ver Rentería et al., 2008). En el caso de la tormenta concentrada se procedió a “mover” el foco de la tormenta en el dominio espacial de la cuenca de modo determinar escenarios críticos de alta vulnerabilidad.

Predicción a tiempo real: en el caso de la aplicación en la cuenca del arroyo Ludueña, el modelo fue utilizado en un evento ocurrido el pasado marzo de 2007 como herramienta de predicción a tiempo real, permitiendo establecer un pronóstico de caudal máximo con un error de $\pm 10\%$ con 6 horas de anticipación. En el evento de referencia precipitaron alrededor de 350 a 400 mm sobre la cuenca durante 5 días, constituyendo esta duración, el episodio de mayor lluvia de la historia en que se dispone de registros pluviométricos en la región. La precipitación neta integrada en la salida de la cuenca se valorizó en 150 mm. En la Figura 6 se presentan los hidrogramas pronosticados de máxima y de mínima y el observado en tal evento. La utilización del modelo en línea durante tal evento permitió con la suficiente antelación planificar la hipotética evacuación de un populoso barrio de la ciudad de Rosario.

EVALUACIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

A pesar de la deficitaria información histórica principalmente de alturas de agua y caudales, la comparación entre hidrogramas y limnigramas medidos y calculados determinan diferencias máximas no superiores al 15% en las cuencas modeladas. En el caso de eventos con información de hidrogramas y limnigramas con agregación temporal horaria la reproducción de los tiempos de retardo ha arrojado diferencias entre valores observados y computados inferiores al 10%. Estas diferencias han sido consideradas aceptables.

En la cuenca donde ha sido empleado el modelado como herramienta de predicción a tiempo real el modelo ha mostrado una aceptable capacidad de pronóstico.

Se evidencia que la capacidad tecnológica de simulación del conjunto de técnicas empleadas supera la información de datos de entrada del modelo como de parámetros característicos de los procesos (intercepción, almacenamiento, infiltración, escurrimiento) disponible actualmente en las cuencas estudiadas.

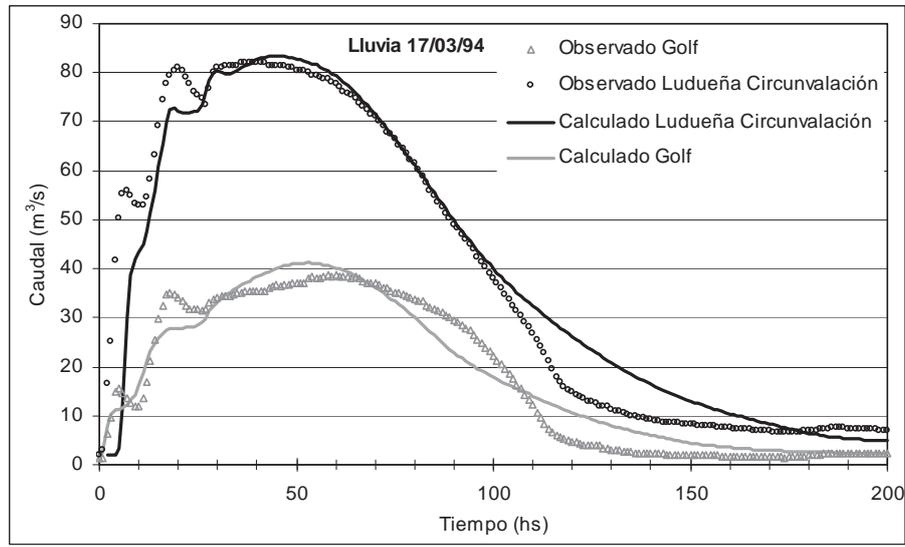
Si bien el grado de aproximación a la reproducción de crecidas históricas como así también el pronóstico a tiempo real puede considerarse aceptable resulta claro que debe avanzarse en una mayor estructura de recolección sistemática de información espacial y temporal de lluvia, humedad antecedente del suelo, alturas de agua y caudal. También resulta de importancia el monitoreo sistemático mediante imágenes satelitales de la cobertura del suelo por lo menos una vez en cada estación del año para la actualización de información del modelo. En lo que respecta a las características hidráulicas de los suelos se evidencia la necesidad de incrementar sustancialmente la definición de la curva de almacenamiento de los suelos mediante ensayos en campo y monitoreo de humedad en la vertical durante tormentas reales.

Dado que la herramienta utilizada se trata de un modelo físicamente basado, el objetivo perseguido siempre es la mejor descripción posible a nivel de celda de variables de flujo como altura, velocidad y caudales, no solo para el mejoramiento de la dinámica del escurrimiento en si misma sino para poder utilizar dichas variables como base hidrodinámica para la descripción de otros procesos como erosión/sedimentación. En este sentido, en lo referente a la descripción de la dinámica propagatoria a nivel de pequeños grupos de celdas se evidencia en las cuencas de llanura estudiadas, la necesidad de representar con la mayor fidelidad posible parámetros tales como el índice de drenaje, el índice de rugosidad y la capacidad de almacenamiento en cursos de agua a nivel de cada elemento de la grilla. Esta información no es de sencilla obtención ya que en algunos casos ni con el procesamiento sistemático de imágenes satelitales se pueden “ver”. Al momento, esta necesidad se ha podido cubrir parcialmente mediante trabajos de observación y relevamiento expeditivo en campaña en sectores considerados como representativos de porciones de cuencas.

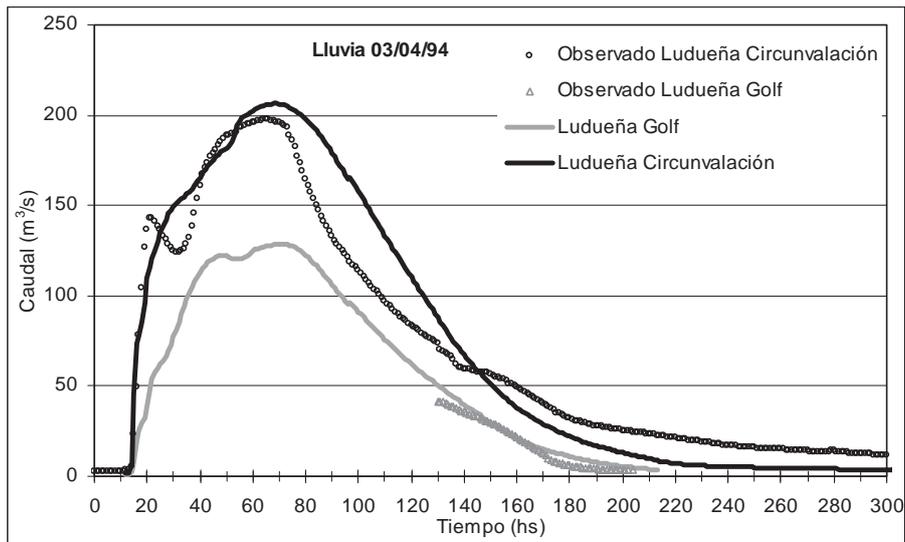
BIBLIOGRAFÍA

- Cunge, J. (1975). *Two Dimensional Modelling of Flood Plains*. Cap. 17 Unsteady flow in open channels (Ed. Mahmood K. and Yevjevich V.). W. Res. Pub., Fort Collins, 1975, pp. 705-762.
- Chow V.T. (1993), *Hidráulica de los Canales Abiertos*. Mc Graw Hill, Editorial Diana, México. 6ta ed.
- Green, W. and G. Ampt (1911), “Studies in soil physics”, *J. Agric. Sci.*, 4, pp. 1-24.
- IGM (2007), *SIG250 Sistema de Información Geográfica proveniente de la información de la carta topográfica de escala 1:250.000*, Instituto Geográfico Militar de la República Argentina.
- IGM (1930 a 1982), *Cartas Topográficas de la República Argentina a Escala 1:50000 a 1:100000*, Instituto Geográfico Militar de la República Argentina.
- INTA (1972 a 1988), *Cartas de Suelo de la República Argentina*, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria.
- Muñoz-Carpena R y L. Gowdish (2005), “Aplicación del Método de Infiltración de Green-Ampt con Redistribución de Humedad del Suelo entre Encharcamientos”, *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, Ed. F.J Samper Calvete y A. Paz González, Vol. VII, pp. 205-213.

- Ogden F. and B. Saghafian (1997), "Green and Ampt Infiltration with Redistribution", *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, 123(5), pp. 388-393.
- Rawls W., D. Brakensiek and N. Miller (1983), "Green-Ampt Infiltration Parameters from Soils Data", *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 109(1), pp. 62-70.
- Rentería J., H. Stenta, G. Riccardi y C. Scuderi (2008), "Análisis de Vulnerabilidad de Eventos Pluviosos Extremos Observados de Alta Variabilidad. Caso de Aplicación: Cuencas de los A° saladillo y Cañada de Gómez, Llanura del sur de la provincia de Santa Fe, República Argentina", *XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Cartagena de Indias, Colombia. (en revisión)
- Rentería J., H. Stenta, G. Riccardi y C. Scuderi (2006), "Análisis de la Respuesta Hidrológica en la Cuenca del Ao Saladillo (Sta Fe Argentina) aplicando dos modelos Digitales de Terreno", *XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, 53-HSS-R4116, Ciudad Guayana, Venezuela.
- Riccardi, G. (2000), "Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica Cuasi-2D Multicapa para Ambientes Rurales y Urbanos," *XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Tomo II*, Córdoba, Argentina, pp. 159-168.
- Riccardi, G., C. Scuderi y H. Stenta (2002), "Modelado de Escurrimiento Superficial con Alto Nivel de Detalle en la Cuenca del Arroyo Ludueña, Santa Fe, Argentina", Congreso Nacional del Agua, Villa Carlos Paz, Argentina.
- Riccardi G., H. Stenta y J. Rentería J. (2007), "Análisis del Aporte de Escurrimiento Superficial en Cuencas De Llanura Mediante Modelación Distribuida", XXI Congreso Nacional de Agua, San Miguel de Tucumán, Argentina.
- Rutter A., A. Kershaw, P. Robin and A. Morton (1971), "A predictive model of rainfall interception in forests. 1 Derivation of the model from observation in a plantation of Corsican pine", *Agric. Meteorol.*, 9, pp. 367-384.
- Scuderi, C., H. Stenta, G. Riccardi, E. Zimmermann, P. Basile, M. Garcia y J. Renteria, (2008), "Estimación de Mapas Distribuidos de CN e Influencia de la Agregación Espacial Mediante Modelación Matemática Distribuida", *XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Cartagena de Indias, Colombia. (en revisión)
- Stenta, H., J. Rentería y G. Riccardi, G. (2005). "Plataforma computacional para gestión de información en la simulación hidrológica-hidráulica del escurrimiento superficial.", *XX° Congreso Nacional del Agua y III° Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur*. Mendoza, Argentina.
- Stenta, H., G. Riccardi y P. Basile (2008), "Similitud Hidrológica en el Escurrimiento Superficial en Cuencas Rurales mediante Modelación Matemática Distribuida", *XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Cartagena de Indias, Colombia. (en revisión)
- USSCS (1975), *United State Soil Conservation Service, Urban Hydrology for Small Watersheds, Technical Release No. 55*, Segunda Ed., SCS-USDA, Washington, D.C.
- Wilson, M. and P. Atkinson (2003), "Sensitivity of a flood inundation model to spatially-distributed friction", *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IEEE International*, Vol.3, pp. 1579-1581.
- Zimmermann, E. (2003), "Modelo hidrológico superficial y subterráneo desarrollado para la simulación de sistemas de llanura. 2. Estrategias para la calibración", *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 114, 2, pp. 147-158.
- Zimmermann, E. C. Scuderi, G. Riccardi, H. Stenta, P. Basile, M. Garcia y J. Renteria, (2008), "Asignación de Parámetros Hidráulicos de Suelos utilizando Composición Textural, Características Físicas y Estratigráficas", *XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Cartagena de Indias, Colombia. (en revisión).



(a)



(b)

Fig. 3. Hidrogramas en calibración en Arroyo Ludueña.
(a) Lluvia 17/03/94 y (b) Lluvia 03/04/94.

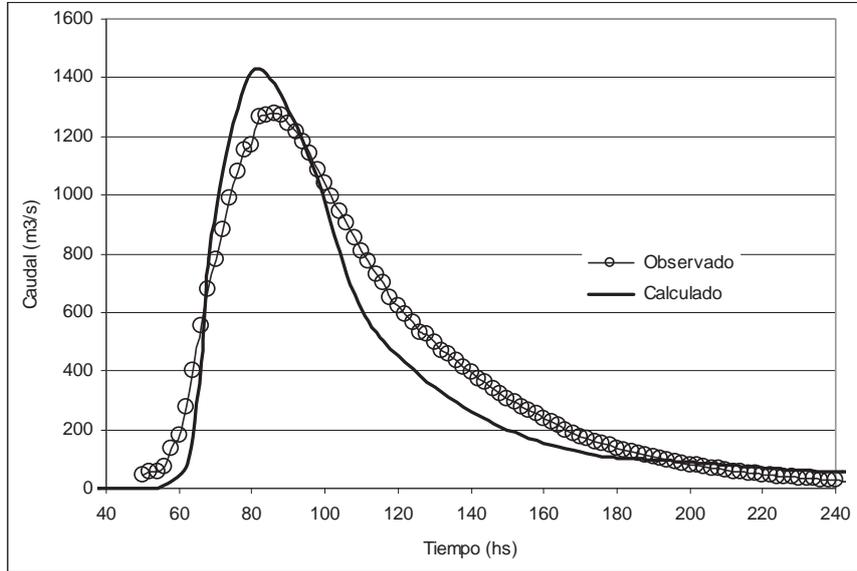


Fig. 4. Hidrograma en calibración Arroyo Saladillo. Lluvia 22 al 24 de abril de 1986.

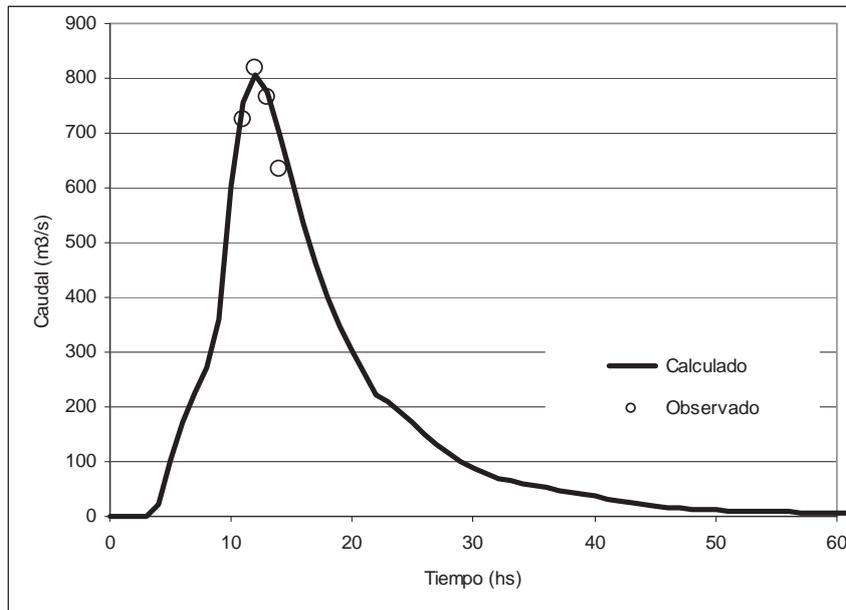


Fig. 5. Hidrograma en calibración Cañada de Gómez. Lluvia 22 de Noviembre de 2000.

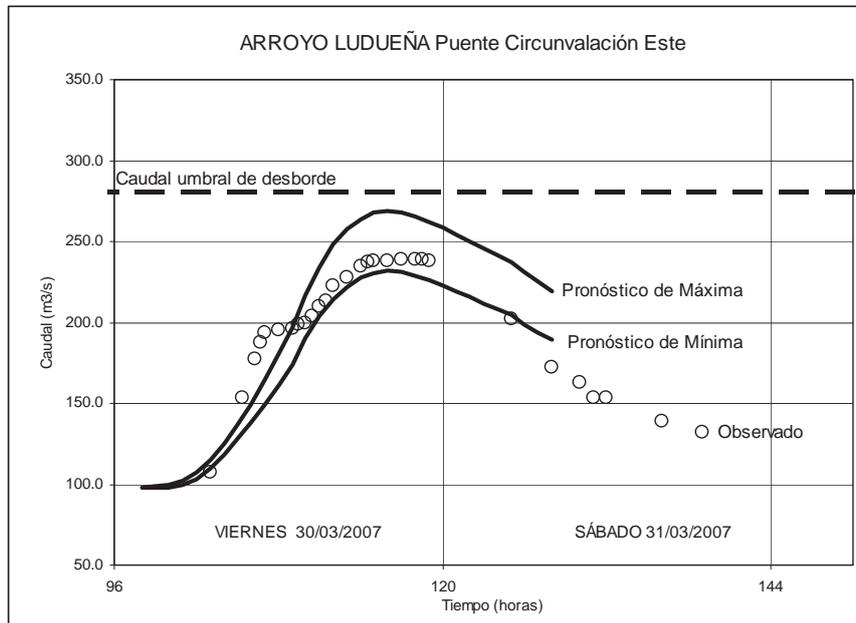


Fig. 6. Pronóstico a tiempo real en Arroyo Ludueña 30/03/2007

La determinación de la distribución areal del aporte de escurrimiento superficial en cuencas de llanura

Gerardo A. Riccardi^{(1),(4)}, **Hernán R. Stenta**^{(2),(4)}, y **Juan P. Rentería**⁽³⁾

⁽¹⁾Consejo de Investigaciones Universidad Nacional de Rosario (CIUNR)

⁽²⁾Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

⁽³⁾Departamento de Hidráulica. FCEIA. UNR

⁽⁴⁾Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales. FCEIA. UNR
Riobamba 245 bis, (2000) Rosario, Argentina. Telefax: 0341 4808541.

riccardi@fceia.unr.edu.ar

Resumen: La incidencia de los diferentes aportes superficiales proveniente de unidades areales elementales sobre los mayores caudales del hidrograma saliente durante una tormenta en una cuenca, es notablemente disímil dependiendo de características morfológicas e hidrológicas de la superficie de escurrimiento. El conocimiento y la apropiada definición de las áreas con mayor influencia en el hidrograma producido por una cuenca, es de particular importancia entre otros factores para la definición tanto de los requerimientos de la información básica topográfica hidrológica como de la toma sistemática de datos hidrometeorológicos con especial énfasis cuando se trata de modelación físicamente basada a tiempo real como es el caso de modelaciones en sistemas de alerta. El análisis de sensibilidad de los aportes elementales en el hidrograma de salida puede estimarse a partir de la simulación de escurrimiento superficial mediante modelos distribuidos con adecuado nivel de detalle. En este sentido el trabajo aquí presentado describe la determinación de la incidencia del escurrimiento superficial proveniente desde áreas elementales de 1 km² en dos cuencas de llanura del sur de la provincia de Santa Fe. Las cuencas en estudio fueron la de los arroyos Ludueña y Saladillo con extensiones superficiales de 700 y 3100 km² respectivamente. Con el objeto de focalizar en la descripción de la mecánica de propagación del escurrimiento no se considera la variabilidad de la generación de escurrimiento, es decir la variabilidad de los procesos de precipitación y pérdidas escurrimiento como interceptación e infiltración. Para llevar a cabo el trabajo se realizaron un número de simulaciones igual a la cantidad de áreas elementales en que se discretizaron las cuencas, suprimiendo en cada simulación el aporte de cada área elemental. Para determinar la influencia de cada área elemental se compararon los hidrogramas salientes generados a partir de la lluvia parcial y el generado a partir de la lluvia completa. El procesamiento de los resultados ha permitido la clara delimitación espacial de las áreas con mayor aporte de escurrimiento superficial en cada ordenada temporal del hidrograma saliente.

Palabras clave: sensibilidad, aporte superficial, modelos distribuidos, Ludueña, Saladillo.

INTRODUCCIÓN

Los primeros abordajes en la descripción de la respuesta hidrológica en cuencas se centraron en la generación de información en las secciones de control o punto de salida de la cuenca, no determinándose en su interior parámetros de flujo físicamente reales como alturas, velocidades y caudales. A través del avance del conocimiento y del mejoramiento y la intensificación de la obtención de datos, hoy día se cuenta con modelos y estructuras de simulación que permiten desagregar la mayoría de los procesos hidrológicos intervinientes en la transformación lluvia-caudal en unidades espaciales pequeñas. En este camino es posible describir los mecanismos predominantes en el escurrimiento y almacenamiento superficial a nivel de parcelas rurales generando en las simulaciones hidrológicas-hidráulicas de la transformación lluvia caudal, no solo información en el punto de salida sino, con igual precisión, información en todas las unidades de discretización de la cuenca. Esta potencialidad de descripción de los fenómenos es de fundamental importancia en los sistemas hidrológicos de llanura donde los problemas atinentes al control de inundaciones no sólo se presentan en los puntos de salida de las cuencas, sino además en todo su interior. La descripción en tiempo real y la posibilidad de rápidas adaptaciones de la representación del sistema hídrico ante modificaciones naturales y antrópicas es de vital importancia para los sistemas de alerta.

Los modelos matemáticos hidrológicos-hidráulicos han sido desarrollados, entre otros objetivos, para mejorar el conocimiento y descripción de los procesos involucrados en la generación de excedentes superficiales a partir de complejos mecanismos presentes en cuencas. Idealmente los modelos de escurrimiento superficial deben captar la esencia de los controles físicos del suelo, la vegetación y la topografía sobre la producción de escurrimiento. En la actualidad, están disponibles una extensa variedad de modelos hidrológicos (Singh y Wollhiser, 2002) y una de las más amplias clasificaciones que se pueden hacer de los mismos es agruparlos en modelos de parámetros puntuales (MPP) y de parámetros distribuidos (MPD) (Johnson, 1993, Chow et al., 1994).

A partir de la disponibilidad y manejo apropiado de información rasterizada (mayormente mediante sistemas de información geográfica) los MPD han sido objeto de nuevos e incesantes desarrollos. La potencialidad sobre la simulación hidrológica que ha generado la extraordinaria capacidad de manejo y gestión de datos que proporcionan los SIGs y los soportes informáticos actuales, es claramente notable. No obstante surgen cuestiones de escala de modelado hidrológico y variaciones en los resultados de las simulaciones matemáticas originadas en la consideración de diferentes grillas espaciales de modelación, lo cual constituyen por si mismo sendos temas de investigación (Stenta y Riccardi, 2005; Stenta et al., 2007). La dimensión de la grilla utilizada en los modelos basados en rasters involucrará la representación general de la variabilidad espacial (Julien et al., 1995; Walker y Willgoose, 1999).

Este trabajo puede enmarcarse dentro de la modelación distribuida de escurrimiento superficial. En este marco, se intenta aportar conocimiento en la desagregación de la procedencia del flujo que escurre por cualquier sección de control dentro de una cuenca

de llanura (internas o externa). La técnica desarrollada ha permitido cuantificar los aportes individuales de todas las unidades de discretización espacial (celdas) que en un determinado tiempo (desde comenzado el escurrimiento directo) están contribuyendo al escurrimiento en una sección de control dada. El estudio se ha focalizado en el mecanismo de escurrimiento superficial a partir de una misma señal de entrada en cada elemento del dominio espacial (misma lluvia neta). El objetivo del trabajo fue la determinación espacio-temporal del aporte de escurrimiento directo en toda sección de control de la cuenca que al menos tenga más de 10 celdas tributarias, la definición de región de aporte con mayor incidencia en los caudales máximos originados en la sección de salida de la cuenca y la definición de una matriz espacio temporal de incidencia de aporte en vistas a su posible utilización como herramienta de predicción expeditiva y aproximada de caudales máximos y tiempos al pico.

DESARROLLO DEL TRABAJO

Metodología

La metodología y tareas llevadas a cabo pueden sintetizarse en los siguientes pasos:

- (a) Definición de tormentas de estudio.
- (b) Fijación de condiciones de cobertura y estado de humedad inicial de la cuenca.
- (c) Simulación de transformación lluvia-caudal considerando la tormenta en toda la cuenca. Determinación de hidrogramas en la secciones de análisis.
- (d) Simulaciones de transformación lluvia-caudal considerando una lluvia que precipita en todo el ambiente espacial excepto en la celda en que se analiza la incidencia..
- (e) Comparación entre hidrograma de lluvia completa y los correspondientes a las lluvias parciales.
- (f) Determinación de incidencia del aporte de escurrimiento superficial de cada celda para distintas coordenadas temporales de interés (4hs, 6 hs, 12 hs, 24 hs, 36 hs, 48 hs, 72 hs y 100 hs)

El modelo de simulación hidrológica-hidráulica

El modelo utilizado en las simulaciones se trata del CTSS8 (Riccardi, 2000; Riccardi et al. , 2002), que se trata de un modelo físicamente basado con aptitud para la modelación hidrológica-hidráulica cuasi-2D en ambientes rurales y urbanos. El sistema de modelación está basado en esquemas de celdas interconectadas. En cada unidad de la capa superficial es posible plantear el ingreso de flujo proveniente de precipitación neta, aporte de caudales externos e intercambio de caudales con celdas adyacentes. El escurrimiento resultante puede ser propagado mediante un espectro de leyes de descarga desde aproximaciones cinemáticas a difusivas de la ecuación de momento, permitiendo el tránsito por ríos, canales y valles de inundación. Para contemplar alternativas puntuales de flujo se incorporaron leyes de descarga para puentes, vertederos y alcantarillas. Las ecuaciones gobernantes consideradas son la de continuidad y distintas simplificaciones de

la ecuación de cantidad de movimiento transformadas en formulaciones de descarga entre celdas.

Las cuencas en estudio

Las cuencas en estudio fueron la de los arroyos Ludueña y Saladillo, ambas ubicadas en el sureste de la provincia de Santa Fe. Asimismo y afluentes del río Paraná. Ambas cuencas presentan características de sistemas hídricos de llanura y las desembocaduras de estos sistemas hídricos se ubican dentro del distrito Rosario, en el caso del Ludueña desembocando en el río Paraná en la zona norte de Rosario y el Saladillo en la zona sur. La precipitación media anual en ambas cuencas se ubica en aproximadamente 950-1000 mm anuales distribuida mayormente entre los meses de octubre a abril.

Cuenca del Arroyo Ludueña (Figura 1): la red de cursos permanentes (cursos naturales y canales) es de aproximadamente 125 km., el área en estudio es de 700 km² con una pendiente media de 1,0 ‰. El caudal base del arroyo es de 0,50 m³/s, en tanto que en crecidas ordinarias se alcanzan los 80 m³/s y en extraordinarias (R>50 años) caudales superiores a 400 m³/s. La altimetría de la cuenca se define entre los 70 m a 18 m IGM.

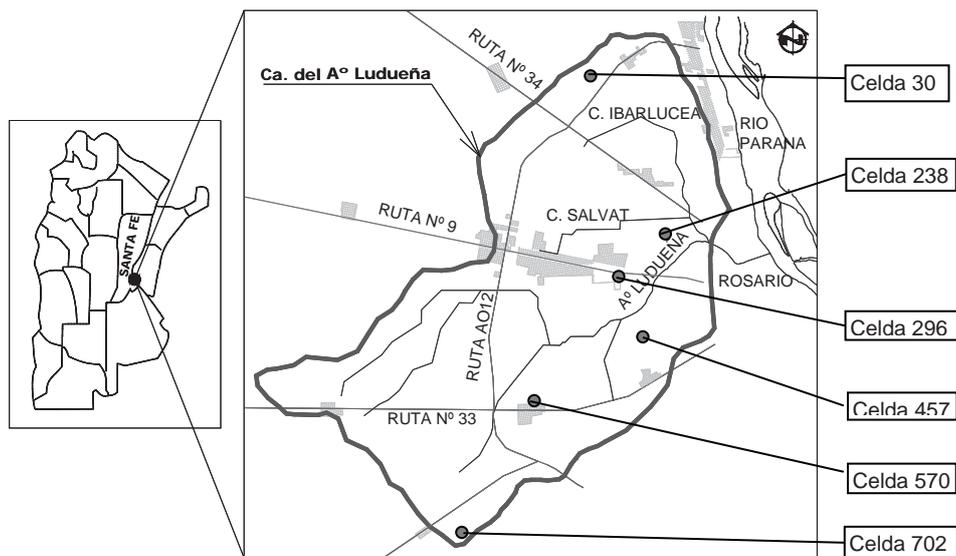


Fig. 1. Cuenca del Arroyo Ludueña

Cuenca del Arroyo Saladillo (Figura 2): posee aproximadamente 3200 km² de extensión superficial. La longitud del curso principal es de más de 160 km, totalizando entre todos los cursos permanentes una longitud de 350 km. Los caudales para lluvias de recurrencias ordinarias están en el rango de 200-300 m³/s, en tanto que para R = 50 años el caudal esperable es del orden de 1200 m³/s. El arroyo Saladillo recorre la provincia de oeste-sudoeste a este-noreste, su pendiente media es de 0.6 m/km, verificándose en ciertos

sectores pendientes de hasta 10 m/km. Altiméricamente está ubicado entre cotas 120 y 20 m IGM.

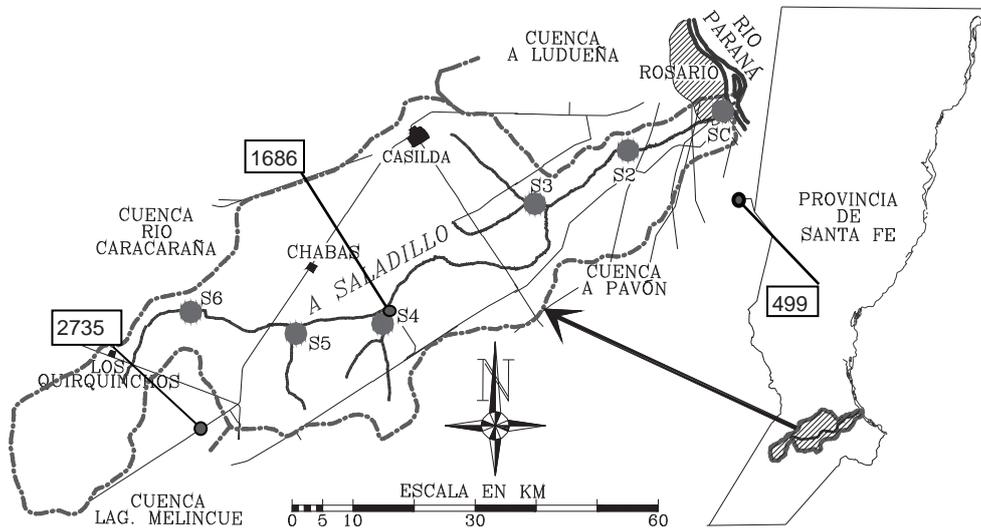


Fig. 2. Cuenca del Arroyo Saladillo

En la Tabla 1 se presentan una síntesis de las características físicas de las cuencas con influencia directa en la respuesta hidrológica: Completando la información física de las cuencas se presentan las respectivas curvas hipsométricas en la Figuras 3 (a) y (b).

En lo que concierne al tiempo de concentración la cuenca del arroyo Ludueña tiene un $t_c \approx 120$ hs en tanto que a la cuenca del arroyo Saladillo le corresponde un $t_c \approx 300$ hs.

Tabla 1. Características Físicas Arroyos Ludueña y Saladillo

	Ao. Ludueña	Ao. Saladillo
Área (km ²)	701	3151
Perímetro (km)	122	1340
Pendiente Media curso principal (‰)	1.0	0.6
Cota máxima IGM valle (m)	18	20
Cota mínima IGM valle (m)	70	120
Longitud de cursos permanentes (km)	125	345
Índice de Compacidad (adim)	1.300	6.734
Densidad de Drenaje (km/km ²)	0.178	0.109

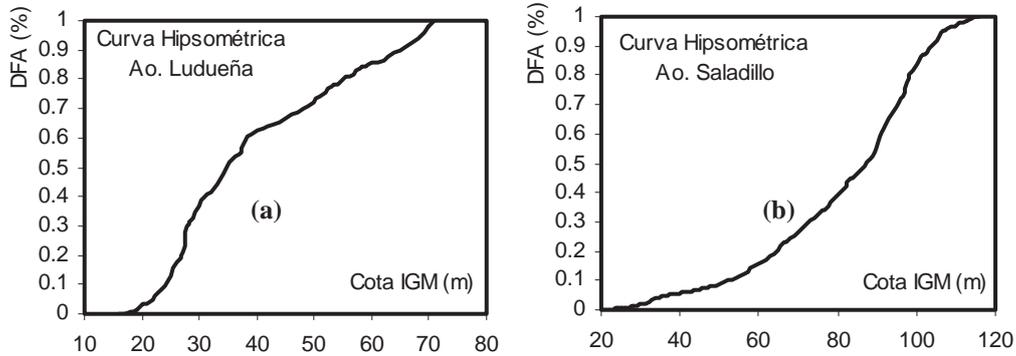


Fig. 3. Curvas Hipsométricas. (a) Arroyo Ludueña; (b) Arroyo Saladillo

Las tormentas consideradas y pérdidas de escurrimiento: las tormentas consideradas correspondieron a pulsos unitarios discretos de 2hs de duración, con valores semejantes a observadas en la zona en estudio y estuvieron comprendidas entre los 60 a 120 mm de lluvia total distribuidas espacialmente en forma uniforme. Las pérdidas de escurrimiento fueron definidas en base al método del número de curva (SCS, 1975) fijándose un CN = 75, lo que determinó valores de lluvias netas entre 15 y 57 mm aproximadamente.

Constitución del modelo de simulación: en ambas cuencas fue considerada una grilla espacial de 1000 m x 1000 m. En el arroyo Ludueña la discretización resultó en 701 celdas y 1324 vinculaciones, En el sistema hídrico del arroyo Saladillo el modelo se constituyó con 3153 celdas y 6085 vinculaciones. En ambas cuencas las condiciones de borde aguas abajo correspondieron a relaciones altura-caudal en puentes cercanos a la desembocadura en el río Paraná. Todos los coeficientes de resistencia al escurrimiento utilizados tanto en el curso principal, en el valle de inundación y en las obras de arte (puentes y alcantarillas) fueron los establecidos en trabajos de modelación antecedentes realizados por los autores (Zimmermann et al., 1993, Riccardi et al., 2002, Stenta y Riccardi, 2005, Stenta et al., 2006; Renteria et al. 2006).

Determinación de la incidencia del aporte de escurrimiento superficial: para establecer la incidencia del escurrimiento superficial en una determinada sección de control se realizó en primer lugar una simulación con todas las celdas aportando escurrimiento y definiendo un hidrograma de aporte completo de la cuenca en la sección. Posteriormente se realizaron tantas simulaciones como celdas comprendía el modelo y en cada una de estas simulaciones se eliminó el aporte de escurrimiento de cada una de las celdas, generando de esta manera el hidrograma por ejemplo sin el aporte de la celda i (con $i = 1$ a número de celdas). La diferencia en cada ordenada temporal entre el hidrograma con el aporte de la cuenca completa y el hidrograma sin el aporte de la celda i fue considerada como la incidencia directa del aporte de esta celda.

La incidencia así definida se ha analizado en dos caminos:

- (a) análisis de todas las diferencias calculadas a partir de la eliminación del aporte de cada celda **i** del modelo en una dada coordenada temporal del hidrograma; en el presente estudio se eligieron como coordenadas temporales de análisis las correspondientes a 4, 6, 12, 24, 36, 48, 72 y 100 hs
- (b) análisis en cada celda **i** del modelo, observando la distribución temporal de las diferencias de caudales calculados.

Resultados en el arroyo Ludueña: si bien se realizaron simulaciones de transformación lluvia-caudal con diferentes tormentas a los efectos ilustrativos se presentan los resultados correspondientes a una lluvia neta de 40 mm. El hidrograma generado en la sección de control tipificada Pte. Circunvalación se presenta en la Figura 4, puede caracterizarse con un caudal máximo de 90 m³/s con un tiempo al pico de alrededor de 20-24 hs y un tiempo de base superior a las 120 horas. En la Figura 6 se presentan los mapas rasterizados de las celdas de la cuenca que aportan el 95% del escurrimiento superficial para las ordenadas temporales analizadas. Completando los resultados se muestra en la Tabla 2 la cantidad de celdas y entre paréntesis el porcentaje del área total que aportan el 95%, 85% y 50% del escurrimiento en cada ordenada temporal. La secuencia de mapas permite claramente observar como evoluciona temporalmente las áreas de aporte predominante

Tabla 2. Incidencia del aporte de escurrimiento en el Arroyo Ludueña

Tiempo (h)	4	6	12	24	48	100
95% del aporte	72 (10.3)	118 (16.8)	206 (29.3)	346 (49.3)	514 (73.2)	399 (56.8)
85% del aporte	41 (5.8)	72 (10.3)	148 (21.1)	267 (38.1)	403 (57.4)	307 (43.7)
50% del aporte	15 (2.13)	29 (4.1)	64 (9.1)	128 (18.2)	181 (25.8)	144 (20.5)

Es de especial interés a los efectos de la mitigación de inundaciones urbanas en la ciudad de Rosario la caracterización del escurrimiento en los tiempos cercanos al de presentación de los caudales máximos. Si tenemos en cuenta que la presentación del caudal pico se produce en la ordenada 24 hs (tener en cuenta que el 0 del eje temporal corresponde al inicio de la lluvia neta) se puede establecer que aproximadamente el 50% de la cuenca está aportando en el momento de tal presentación en tanto que la ubicación territorial de la zona de aporte corresponde a la presentada en la Figura 4(d). Cabe destacar que dentro de cualquiera de las zonas de aporte establecidas para cada ordenada temporal es posible desagregar cada mapa en las subzonas de porcentajes de aporte que se desee. En el caso de $t = 24$ hs mientras la mitad de la cuenca contribuye al 95% del caudal máximo, solo un 38% contribuye al 85% de dicho caudal y un 18% del área de la cuenca a la mitad el caudal máximo.

Para ilustrar la evolución del aporte de cada celda se presenta en la Figura 5 las variaciones de aporte en 6 celdas del dominio espacial que contribuyen mayormente en distintos tiempos. La ubicación de cada celda esta referida en la Figura 1. Claramente puede verse como las celdas muy cercanas a la rama Ludueña del sistema hídrico (celdas 238, 296 y 457) producen su máximo aporte antes de $t = 24$ hs, en tanto que celdas

emplazadas a una relativamente importante distancia del curso principal (570 y 30) producen el máximo de aporte entre las 30 y 60 horas y una celda muy alejada del curso principal y de cursos permanentes (701) produce su aporte máximo mas allá de las 100 hs de comenzado el escurrimiento de la lluvia neta.

Puede destacarse que ante este pulso discreto de lluvia (muy inferior al tiempo de concentración) un comportamiento hidrodinámico de la cuenca compatible fundamentalmente con la compacidad de su forma ($k_c = 1.30$), fue el hecho que mientras a la hora del caudal máximo aporta aproximadamente el 50% de la cuenca, pasado este tiempo, la cantidad de celdas aportantes continua creciendo hasta alcanzar valores cercanos al 75% del área total de la cuenca cuando se cumplen las 48 hs de comenzado el escurrimiento directo.

Resultados en el arroyo Saladillo: al igual que en el caso anterior los resultados mostrados corresponden a la simulación de transformación lluvia-caudal para una precipitación neta de 40 mm caídos en 2 horas. En la Figura 6 se muestra el hidrograma generado en la sección de control considerada en la cuenca, el caudal máximo es del orden de $540 \text{ m}^3/\text{s}$, presentando su valor máximo a las 24 hs de comenzada la lluvia neta y un tiempo base superior a las 300 hs.

En la Figura 8 se presentan los mapas del las celdas de la cuenca que aportan el 95% del escurrimiento superficial para las ordenadas temporales de 12 ,24 y 48 hs, en tanto que en la Tabla 3 se detalla la cantidad de celdas y entre paréntesis el porcentaje del área total que aportan el 95%, 85% y 50% del escurrimiento en cada ordenada temporal.

Tabla 3. Incidencia del aporte de escurrimiento en el Arroyo Saladillo

Tiempo (h)	6	12	24	36	48	100
95% del aporte	104 (3.3)	777 (24.6)	1658 (52.6)	1603 (50.9)	1311 (41.6)	818 (26.0)
85% del aporte	66 (2.1)	561 (17.8)	1229 (39.0)	1217 (38.6)	1018 (32.3)	559 (17.7)
50% del aporte	28 (0.9)	252 (8.0)	536 (17.0)	498 (15.8)	436 (13.8)	259 (8.2)

Puede deducirse que el caudal máximo es producido predominantemente por aporte de escurrimiento del 50% de la cuenca. Estas celdas de aporte se ubican mayoritariamente en la cuenca media del arroyo. El escurrimiento en la sección de control para ordenadas temporales de 36 y 48 hs también está aportado por valores cercanos al 50% de la cuenca, aunque como se ilustra en los mapas (Figura 8) no se trata de las mismas celdas. En la Figura 7 se ilustran los aportes individuales de 3 celdas cuyos máximos se presentan a las 12, 24 y 48 hs.

A diferencia de la cuenca anterior, en la cuenca del arroyo Saladillo la cantidad máxima de celdas aportantes simultáneamente en la sección de control no superó el 53%. Se entiende que este mecanismo se manifiesta debido a la forma alargada de la cuenca que se expresa significativamente con el índice $k_c = 6.7$.

Matriz de Incidencia espacio-temporal de celdas: una posible potencialidad del desagregamiento espacio temporal de los aportes la determinación (que deberá constatararse en sucesivas investigaciones) de una matriz de valores de incidencia espacio-temporal de los aportes de escurrimiento proveniente de cada celda en la sección de salida de cada cuenca (o en cualquier sección interna de interés). Para ello se procedió a valorizar el caudal aportado por cada celda por unidad de lámina de lluvia y en cada ordenada temporal. En este marco hipotético el caudal en la sección de salida en el tiempo n producido por una lluvia neta P de 2 horas de duración se ha aproximado con la expresión:

$$Q_{sc}^n = \sum_{j=1}^{icc} C_j^n P_j \quad (1)$$

donde Q_{sc}^n es el caudal en la sección de control en la ordenada temporal n ; C_j^n es el coeficiente de incidencia espacio-temporal; P_j es la lluvia neta de 2 horas de duración que se genera en la celda j ; icc es el número total de celdas que componen el dominio espacial.

El valor de los coeficientes C_j^n fue determinado a partir de las lluvias ensayadas que como se mencionara comprendieron valores de intensidades entre 7.5 a 30 mm/h de 2 horas de duración. La máxima diferencia computada entre los valores del coeficiente en función de las intensidades se fue de un 6 %, por lo que en esta instancia se definió finalmente con el promedio simple fijándose el error porcentual en $\pm 3\%$.

Al momento de escritura del presente artículo se han realizado pruebas de contrastación de resultados en términos de hidrogramas computados al simular el escurrimiento con lluvias variables espacialmente. Por un lado se modelaron escenarios con la lluvia variable mediante el modelo matemático y por otro lado se determinaron los caudales mediante la utilización de la ec.(1). Las intensidades de las lluvias netas en cada celda simuladas fueron entre 0 a 30 mm/h. Los resultados indican que las diferencias en los caudales máximos no superan el 10% en tanto y en cuanto el área sin lluvia neta (sin escurrimiento) no supere aproximadamente la mitad del área de la cuenca.

En términos más generales puede afirmarse que las diferencias de los resultados aumentan cuando el mecanismo global de dispersión hidrodinámica de la cuenca para un escenario de lluvia espacialmente variable dado, se diferencia de aquel en que fueron determinados los coeficientes. Resulta claro que una metodología expeditiva de este tipo para determinar caudales máximos a modo de pronóstico preliminar solo podrá ser utilizable si los coeficientes de incidencia se determinan para estados de la cuenca similares a los cuales se desea aplicar la metodología.

CONCLUSIONES

Se ha presentado una técnica para determinar en un punto dado de una cuenca, la incidencia espacio-temporal del aporte de escurrimiento directo proveniente desde cualquier elemento de la discretización espacial de una cuenca. La técnica se basó en la modelación distribuida mediante un modelo físicamente basado.

La incidencia de cada unidad espacial se midió a partir de la adopción de un escenario donde se produce escurrimiento directo en todas las celdas excepto en la de análisis. De este modo se minimiza la alteración de la dispersión hidrodinámica del conjunto del sistema hídrico.

Las experimentaciones realizadas han abarcado crecidas que prácticamente no han producido desbordes importantes dentro las cuencas, este escenario corresponde a una dispersión de la cuenca asociado a un tránsito hidrodinámico por la red de cursos permanentes mayormente encausado, por lo tanto, el ámbito de aplicación de los resultados debe acotarse precisamente a lluvias con semejanza (duración e intensidad) a las ensayadas.

La incidencia de una celda en una ordenada temporal sobre una sección de control dada y para una lluvia dada se valorizó con un coeficiente C_j^n . Al variar las intensidad de las lluvias entre 7.5 a 30 mm/h en la lluvia neta de 2 horas de duración, la mayor diferencia porcentual hallada en el coeficiente fue de 6%, lo que indica una muy leve variación de la incidencia del aporte al variar la intensidad dentro de los rangos ensayados.

La utilización de los coeficientes de aporte C_j^n para predecir expeditivamente caudales con lluvias variando espacialmente entre 0 y 30 mm/h han indicado que las diferencias en los caudales máximos (calculados por metodología y calculados por modelación) no superan el 10% en tanto y en cuanto el área sin lluvia neta (sin escurrimiento) no supere aproximadamente la mitad del área de la cuenca.

La técnica presentada puede ser utilizada también como herramienta para la determinación de la curva de distribución acumulada de áreas de aporte, curva utilizada en estudios geomorfológico para caracterización de invariantes de escala (La Barbera y Roth, 1994; Perera y Willgoose, 1998; Garcia et al, 2002).

Próximos estudios se orientarán a contrastar la metodología considerando eventos observados con variaciones espacio temporales de las lluvias. Además se proyecta incorporar las variaciones espaciales de las pérdidas de escurrimiento (intercepción, almacenamiento superficial e infiltración) de modo de alcanzar una definición más integral de la incidencia del aporte de escurrimiento superficial de un área.

BIBLIOGRAFÍA

- Chow, V. T., Maidment, D. y Mays, L. (1994), *Hidrología Aplicada*, McGraw-Hill Interamericana, Buenos Aires.
- García, S, García, F. y Andreu Álvarez J. (2002), “*Simulación Hidrológica basada en SIG: Sensibilidad a factores de escala*”, *Ingeniería del Agua*, 9 (3), 295-308.
- Johnson, B. E. (1993). *Comparison of Distributed vs. Lumped rainfall-runoff Modeling Techniques*, Ms. Tesis, Memphis State Univ., Memphis, Tenn.
- Julien P. y., Saghafian, B., and Ogden, F. L. (1995). “*Raster –Based Hydrological Modeling of Spatially-Variied Surface Runoff*”, *Water Resour. Res.* 31(3), 523-535.
- La Barbera, P. and Roth, G. (1994), “*Invariance and Scaling Properties in the Distributions of Contributing AREA AND Energy in Drainage Basins*”, *Hydrological Processes*, 8, 125-135.
- Riccardi G. (2000), “*Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica Cuasi-2D Multicapa para Ambientes Rurales y Urbanos*”, XIX Cong. Latinoamericano de Hidráulica, T II, Córdoba, Argentina, 159-168.
- Riccardi G., Scuderi C. y Stenta H. (2002) “*Modelado de Ecurrimiento Superficial con Alto Nivel de Detalle en Cuenca del Arroyo Ludueña*”, XIX Cong. Nacional del Agua, T33, V. C. Paz, Córdoba, Argentina.
- Rentería J., Stenta H., Riccardi G. y Scuderi C. (2006) “*Análisis de la Respuesta Hidrológica en la Cuenca del Ao Saladillo (STA.FE, ARG.) aplicando dos modelos digitales de terreno.*”, XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, 53-HSS-R4116, Ciudad Guayana, Venezuela.
- Stenta H. y Riccardi G. (2005) “*La Modificación de la Respuesta Hidrológica en Cuencas de Llanura ante la Variación del Tamaño de la Grilla*, XX° Congreso Nacional del Agua y III° Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, ISBN 987-22143-0-1. CD-ROM Cap. Hidrología. T 75, Mendoza.
- Stenta H. Riccardi G. y Basile P. (2006) “*Respuestas Hidrológicas en la Modelacion del Ecurrimiento en Cuencas de Llanura con, Diferentes Niveles de Detalle*, 53-HSS-S3117, XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Ciudad Guayana. Venezuela.
- Singh V. and Wollhisser D., (2002) “*Mathematical Modeling of Watershed Hydrology*”, *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, 7:4 , 270-292.
- Walker, J., Willgoose, G.R. (1999). “*On the Effect of Digital Elevation Model Accuracy on Hydrology and Geomorphology*”. *Water Resour. Res.*, 35, 2259-2268.
- Zimmermann E., Riccardi G. y Navarro R. (1993) *Modelación Matemática Hidrodinámica del Tramo II Arroyo Saladillo*, Departamento de Hidráulica, FCEIA, UNR, Convenio FCEIA – CFI. Rosario.

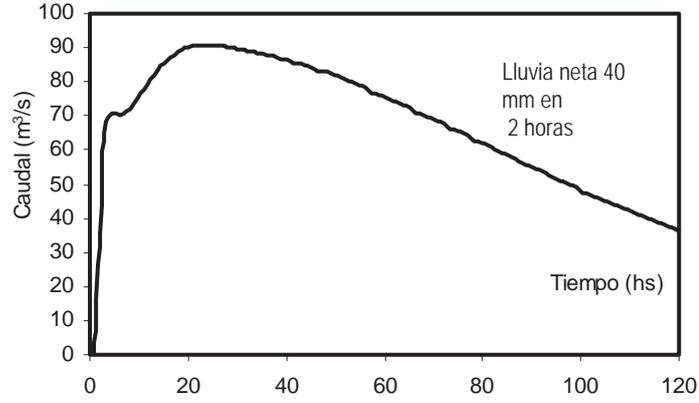


Fig. 4. Arroyo Ludueña. Hidrograma en Sección Puente Circunvalación

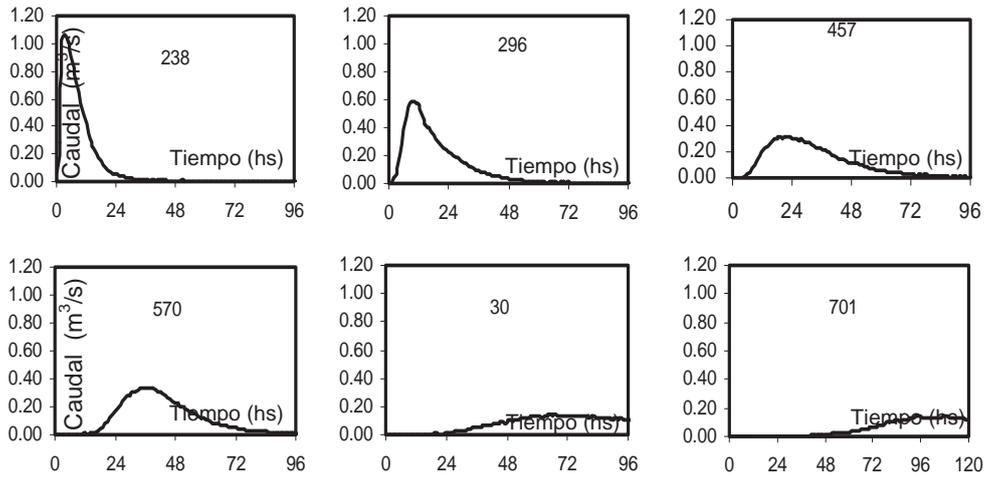
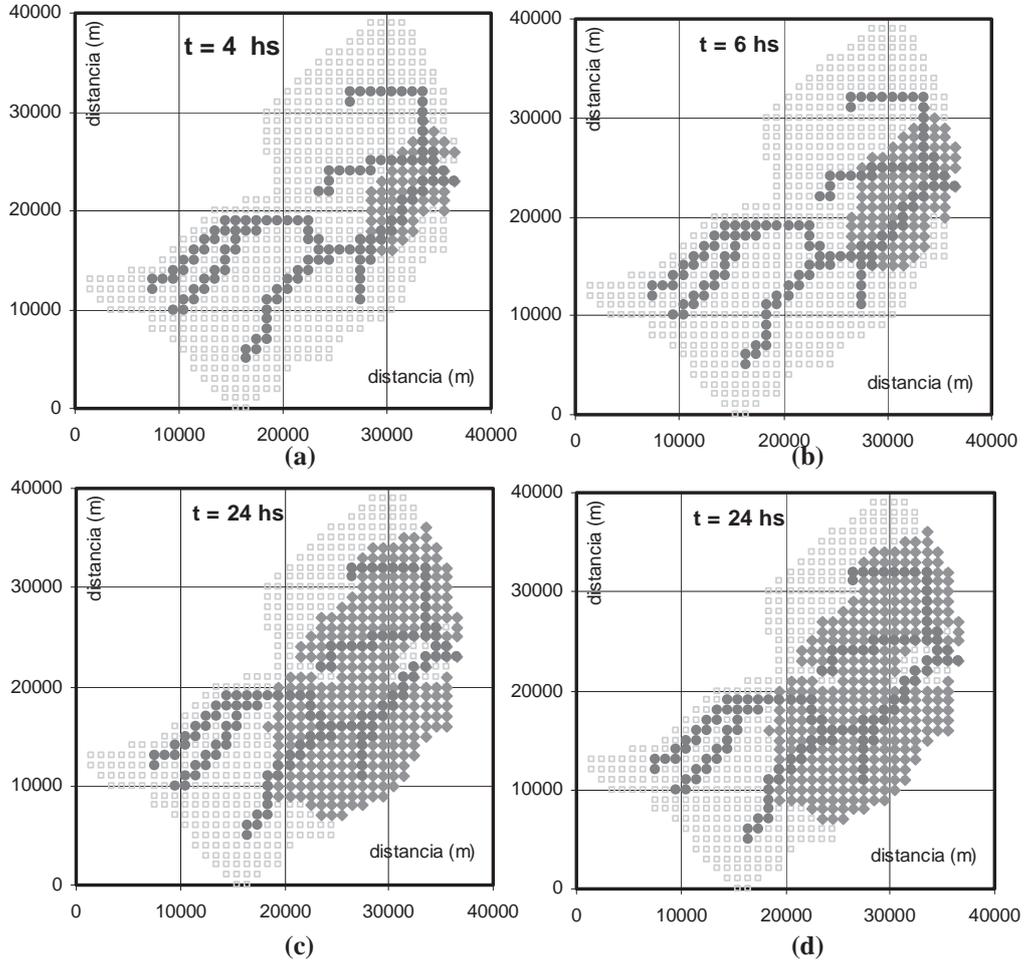


Fig. 5. Arroyo Ludueña. Aporte de escurrimiento desde 6 celdas del dominio espacial



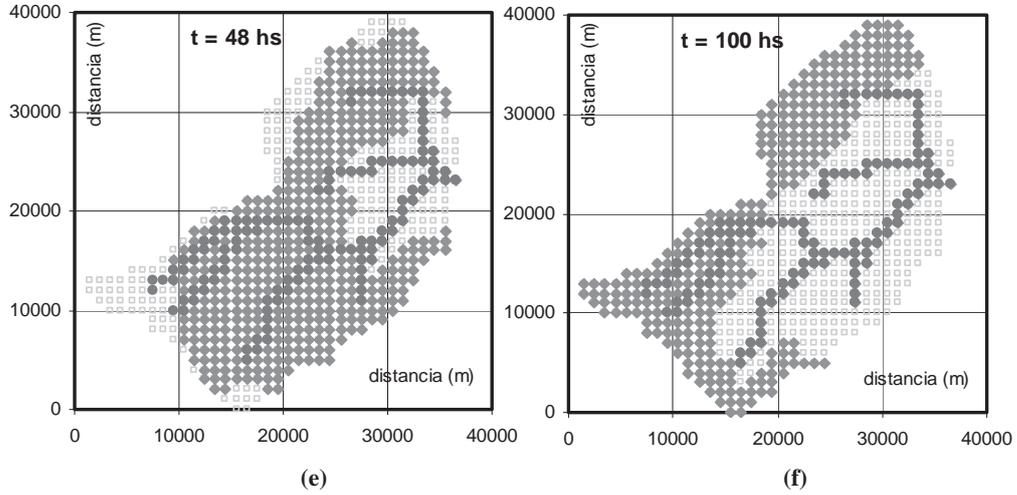


Fig. 6. Mapas de celdas que aportan el 95% del caudal en la ordenada temporal respectiva. (a) 4 horas; (b) 6 horas; (c) 12 horas; (d) 24 horas; (e) 48 horas y (f) 100 horas. (continuación)

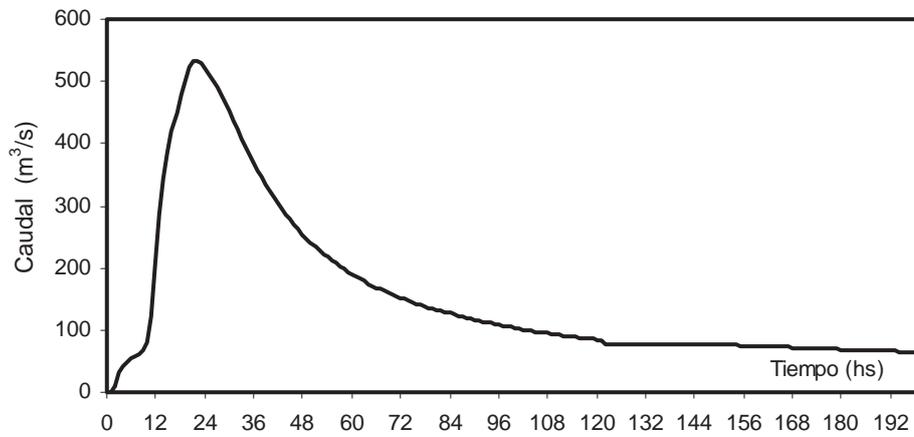


Fig. 7. Arroyo Saladillo. Hidrograma en Sección Punte F.C. Belgrano

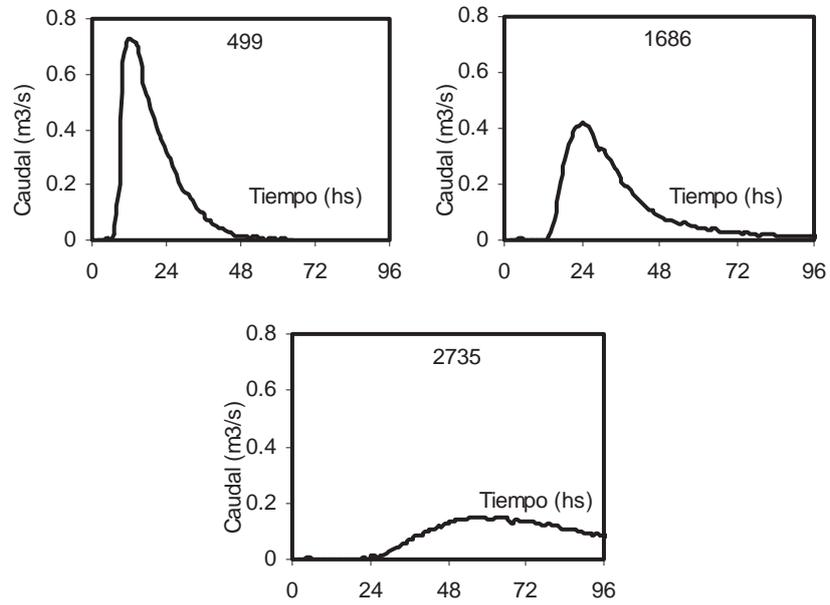
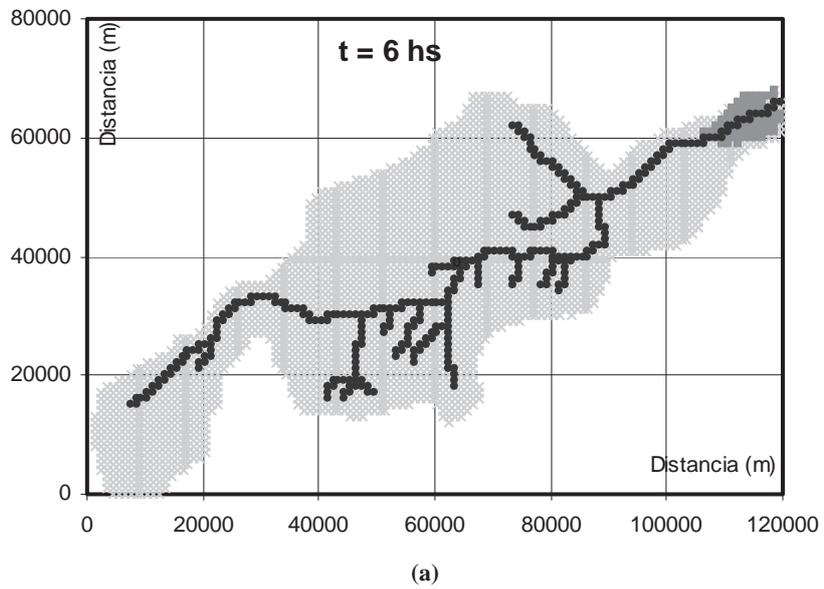
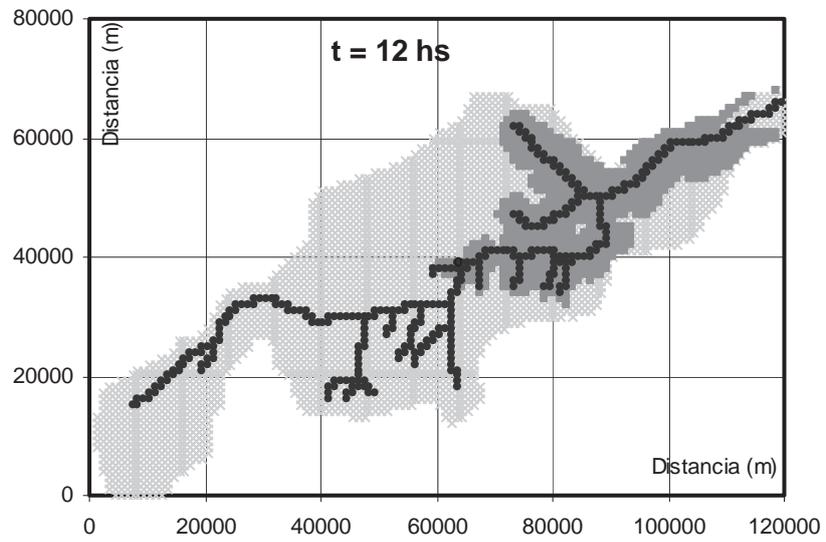


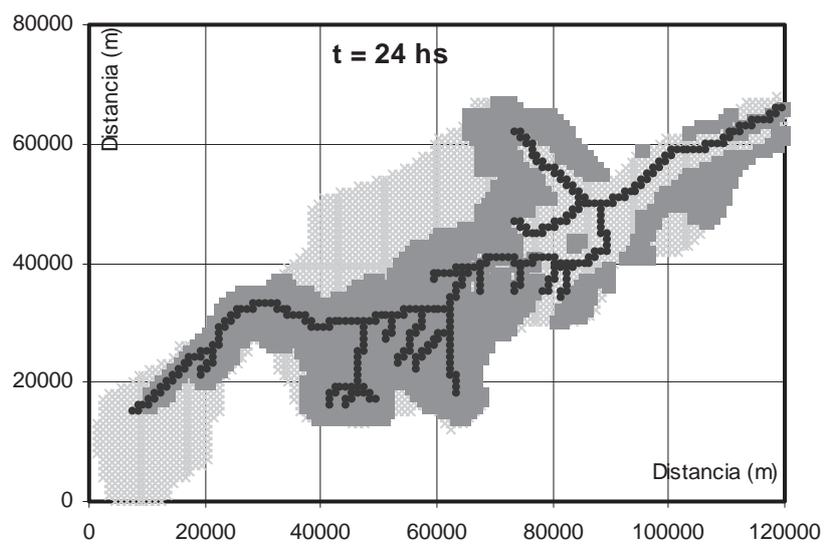
Fig. 8. Arroyo Saladillo. Aporte de escurrimiento desde 3 celdas



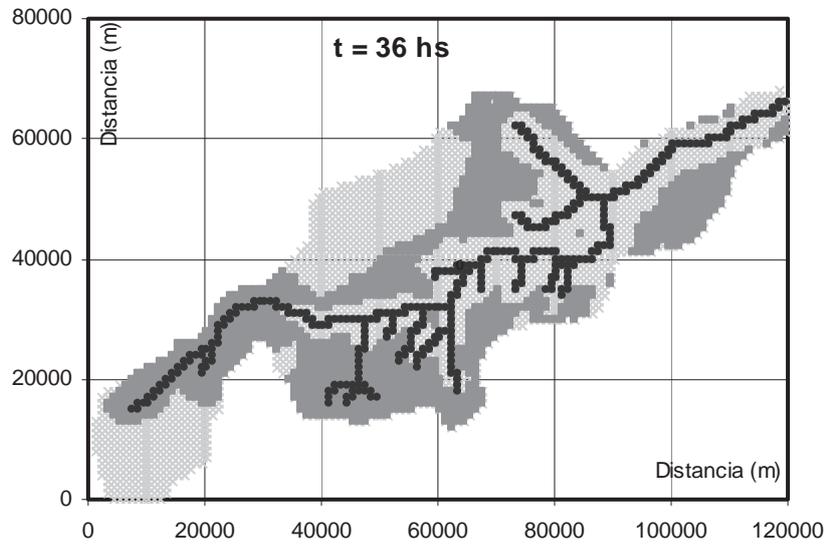
(a)



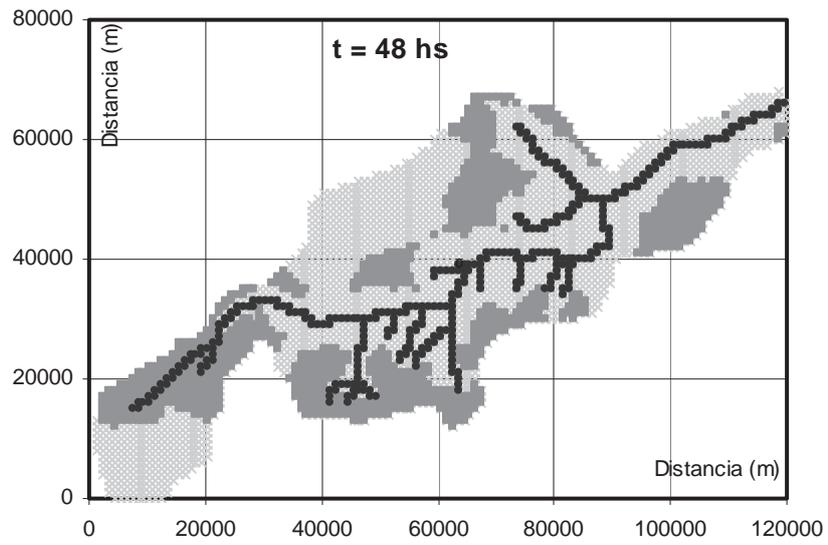
(b)



(c)



(d)



(e)

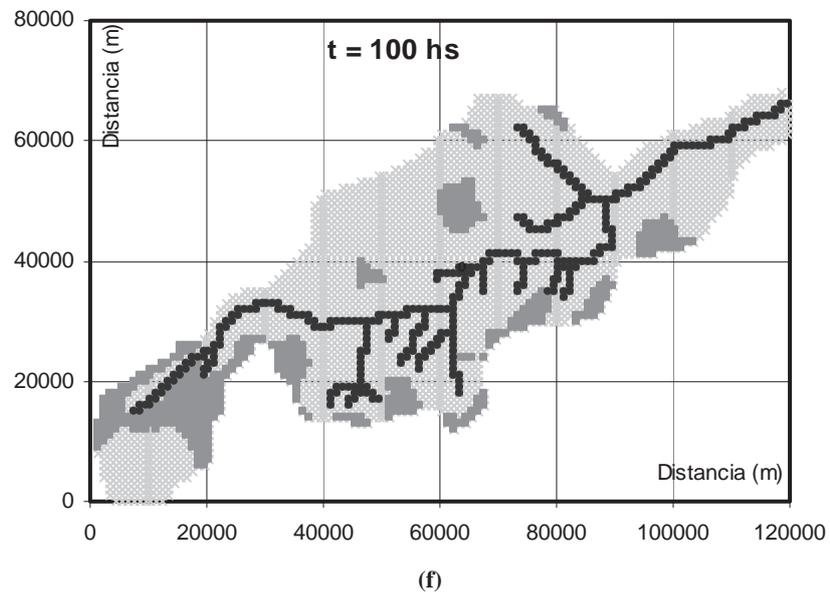


Fig. 9. Arroyo Saladillo. Mapas de celdas que aportan el 95% del caudal en la ordenada temporal respectiva. (d) 36 horas; (e) 48 horas, (f) 100 horas

Evaluación de zonas con vulnerabilidad ante inundaciones durante eventos extremos

Juan P. Rentería⁽¹⁾, Hernán R. Stenta⁽²⁾, Gerardo A. Riccardi⁽³⁾ y Carlos M. Scuderi⁽⁴⁾

(1) Docente FCEIyA – (2) y (4) Becario CONICET – (3) Investigador CIUNR

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura.

Universidad Nacional de Rosario Riobamba 245 bis, 2000 Rosario, Argentina.

renteria@fceia.unr.ar

Resumen: En los últimos años, en el sur de la provincia de Santa Fe, centro de la República Argentina, se han producido una serie de eventos lluviosos extremos de características diferentes, que han generado inundaciones, tanto en sectores rurales como urbanos, con pérdidas de vidas humanas y materiales. De esta serie de eventos, se seleccionaron dos de gran magnitud y de distintas escalas temporales. En la localidad de Cañada de Gómez, el 22 de noviembre de 2000 se registró una precipitación de 200 mm en 6 hs con poca extensión superficial, correspondiéndole un período medio de retorno de más de 1000 años (evento NOV-00). En la semana del 26 al 30 de marzo de 2007, en gran parte del sur-este santafecino, en particular en la cuenca del Arroyo Saladillo, se registraron picos de precipitación acumulada de entre 200 a 450 mm durante 5 días, correspondiéndole períodos medios de retorno del orden de los 2000 años (evento MAR-07), dependiendo de la duración de tormenta considerada (Riccardi, 2007). Con el objeto de evaluar zonas de vulnerabilidad ante estos escenarios extremos se implementó un modelo matemático de simulación del escurrimiento superficial hidrológico-hidráulico y físicamente basado en esquemas de celdas ortogonales interconectadas, denominado CTSS8 (Riccardi, 2000). Finalmente, se pudieron determinar diferentes grados de vulnerabilidad en algunas zonas características de las cuencas de estudio.

Palabras clave: escurrimiento superficial, hidrología, evento extremo.

INTRODUCCIÓN

Los cambios que han atravesado las variables hidrológicas en los últimos años, han presentado escenarios reales muchas veces catastróficos. En el sur de la provincia de Santa Fe, en el centro de la República Argentina, se pueden nombrar, desde 1986, no menos de 10 eventos en los cuales al menos se han producido inundaciones de variadas magnitudes. Creemos que no solamente la naturaleza es la causal de estos cambios, que si bien el hombre influye sobre las variables, cuanto poco, no somos capaces de al menos, medir las variables para poder tomar dediciones. Es así como, a los cambios de la naturaleza –influenciados o no por el hombre, queda fuera de discusión en el presente– deben sumársele indefectiblemente, tanto la falta de herramientas de predicción, como el

escaso nivel de medición de las variables hidrológicas y en general la falta de planeamiento en términos de política del recurso hídrico, que, a partir de los procesos económicos que acompañaron a América Latina en los años 90', y que entre tantas, fueron coherentes con las políticas hídricas, al menos así está visto en Argentina.

Solo así puede entenderse como, en una región donde el módulo pluviométrico ronda los 1000 mm, que es costeado por un río de unos 1000 m de cause principal, y 60 km de ancho de valle de inundación y que cuenta con un caudal medio de 16.000 m³/s, falte o sobre agua.

Enfocado a la problemática de los excedentes hídricos, pude decirse que las inundaciones, en general y muy sucintamente, son producidas por el agua producto de las precipitaciones que no es absorbida (o infiltrada) por la cuenca y que no es capaz de ser conducida por las canalizaciones. Es así como, para que las inundaciones proliferen, deben aumentarse las intensidades de las precipitaciones, o debe disminuir la capacidad de infiltración, o no deben superarse las conducciones.

En nuestra región, lamentablemente, los tres causales han sumado en algunas ocasiones del mismo lado de la ecuación. La primera de las variables, puede atribuirse a fenómenos de la naturaleza, (Riccardi, 2007) muestran el incremento en la recurrencias de algunos eventos, en particular en los aquí estudiados.

Es también sabido que el cambio de uso del suelo (siembra directa, urbanizaciones, etc.) ha modificado la capacidad de infiltración de las cuencas incrementando así los excedentes, también que los períodos húmedos modifican la zona no saturada reduciendo nuevamente la capacidad de infiltración, y que canalizaciones anárquicas aceleran el flujo en lugares donde su capacidad se ve sobrepasada.

En adelante nos focalizaremos en dos cuencas del sur de la Provincia de Santa Fe, la Cuenca del A° Saladillo y de la Cañada de Gómez. De esta serie de eventos importante se seleccionaron dos de gran magnitud y de diferentes escalas temporales. Los que dejaron como saldo, no solamente innumerables pérdidas materiales, sino también el de vidas humanas.

El 22 de noviembre de 2000, en la localidad de Cañada de Gómez, en el centro-sur de la provincia de Santa Fe, se registró una precipitación de mas de 200 mm en 6 hs y con una extensión superficial relativamente baja, le correspondió un período medio de retorno de mas de 1000 años (evento NOV-00).

En la semana del 26 al 30 de marzo de 2007, en gran parte del sur-este santafecino, en particular en la cuenca del A° Saladillo, se registraron picos de precipitación acumulada de entre 200 a 450 mm durante 5 días, correspondiéndole períodos medios de retorno del orden de los 2000 años (evento MAR-07), dependiendo de la duración de tormenta considerada (Riccardi, 2007)

OBJETIVOS

Se plantea, conocer posibles áreas de riesgo, ante eventos extremos ya observados de escala variada, mediante el uso de modelación matemática específica para zona de llanura. Para ello se modelaran estos eventos pluviosos extremos observados en diferentes ubicaciones espaciales, estratégicamente ubicados, para así, determinar zonas de vulnerabilidad.

DESCRIPCIÓN DE LOS TRABAJOS

Descripción breve de las cuencas

La cuenca del A° Saladillo se encuentra ubicada en el sur de la Provincia de Santa Fe, Argentina, entre los 60° 35' y 62° 00' de longitud oeste y los 32° 55' y 33° 30' de latitud sur. Posee aproximadamente unos 3200 km² de extensión superficial y es una cuenca de llanura con alto grado de atropización. La longitud del curso principal es de aproximadamente 160 Km. y recorre a la provincia de OSO (oeste-sudoeste) a ENE (este-noreste), su pendiente media es de 0.6 m/Km llegando a 10 m/Km en algunas partes y es tributario del Río Paraná. Altimétricamente esta ubicada entre las cotas 120 y 20 m según el Instituto Geográfico Militar (I.G.M.). El módulo pluviométrico ronda los 1000 mm.

La cuenca del A° Cañada de Gómez, también se encuentra en el sur de la provincia de Santa Fe, tributa sus aportes al Río Carcarañá y éste posteriormente al Río Paraná. Se encuentra comprendida entre los 32° 47' a 32° 56' de latitud sur y de 61° 19' a 61° 34' de longitud oeste. Posee un área de aporte de 220 km² aproximadamente si se considera un cierre en el FFCC Mitre, aguas debajo de la Localidad; su pendiente media es algo elevada para la región, y ronda los 10 m/km. Y su curva hipsométrica se encuentra comprendida entre las cotas 70 y 115 m I.G.M. El módulo pluviométrico anual es de aproximadamente 1000 mm.

En la Tabla 1 se presentan una síntesis de las características físicas de las cuencas con influencia directa en la respuesta hidrológica. En la Figura 2 se presentan las planimetrías indicativas de las cuencas.

Tabla 1. Características Físicas de las cuencas Arroyo Saladillo y Cañada de Gómez

	Arroyo Saladillo	Cañada de Gómez
Área A (km ²)	3153	226
Perímetro P (km)	352	74
Diferencia de Cota máxima curso principal ΔZ_{CP} (m)	83	49
Longitud de cursos permanentes L_C (km)	380	91
Longitud de curso principal L_{CP} (km)	145	25
Pendiente media curso principal $S_{0_{CP}}$ (‰)	0.57	2.1
Índice de Compacidad $I_c = P / (2 * (\pi A)^{0.5})$ (adim)	6.734	1.28
Densidad de Drenaje $Dd = L_C / A$ (km/km ²)	0.12	0.34
Tiempo deconcentración (hs)	300	24
Índice de Rugosidad ΔZ valle x Dd (adim)	11.7	18.7

Modelo de Simulación Hidrológica-Hidráulica para zona de llanura

Para este análisis se utilizó un modelo matemático hidrológico-hidráulico cuasi 2-D físicamente basado en esquemas de celdas con aproximación de onda difusiva, tipificado CTSS8 (Riccardi, 2000); este modelo matemático ha sido implementado con anterioridad en diversos trabajos en zonas de llanura (Riccardi et. al., 2002; Stenta y Riccardi, 2004) y en zonas de terreno ondulado (Cazenave, 2005), obteniéndose resultados satisfactorios. Aplicando el modelo matemático la cuenca resulta constituida en celdas que representan las áreas tributarias a los cursos de agua (celdas valle) y celdas que constituyen los cursos de agua propiamente dicho (celdas río). El modelo de pérdidas puede ser adoptado entre Green & Ampt y CN de USSCS.

El CTSS8, en cada celda plantea el ingreso de flujo proveniente de precipitación libre de pérdidas y del intercambio de caudales con celdas adyacentes. Entre las leyes de intercambio entre celdas se el modelo cuenta con la posibilidad de incorporar secciones antrópicas como terraplenes carreteros, ferroviarios, alcantarillas y vertederos.

Por la gran cantidad de datos que se necesitan para realizar una modelación se debe recurrir a *la Plataforma Gestión de Datos del Modelo*, donde tanto, los datos de entrada y parámetros del modelo, como la gestión de resultados (alturas, caudales y velocidades) en forma de matrices i de gráficos, son comandados por la plataforma, denominada SIMULACIONES (Stenta et al., 2005), La cual fue íntegramente diseñada como herramienta específica de gestión de datos de entrada y salida del modelo. La plataforma permite el intercambio de información desde y hacia sistemas de información geográfica y otros sistemas de representación digital. Actualmente el modelo permite hasta la definición de 55000 elementos cuadrangulares para poder ser operado en computadoras del tipo PC o portátiles.

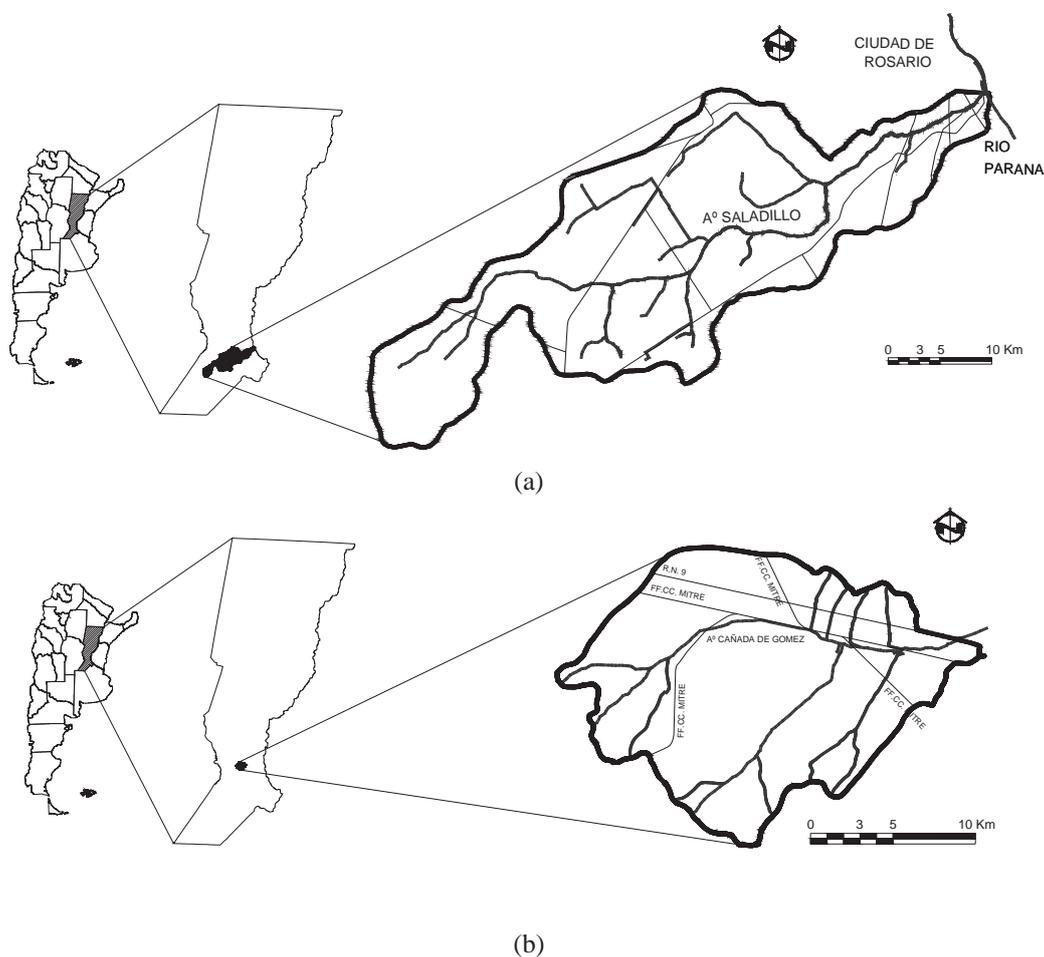


Fig. 1. Cuencas en estudio. (a) Arroyo Saladillo; (b) Cañada de Gómez.

Implementación y calibración del Modelo en las cuencas.

Las constituciones originales de las modelaciones corresponden a trabajos anteriores. Tomados estos como base, se operó como sigue.

La calibración de la constitución en la cuenca de A° Cañada de Gómez, se realizó con el evento NOV-00, para lo cual hubo que reproducir el estado de cuenca para esa situación histórica. Primero tubo que hacerse todo un trabajo, recopilación de datos para conocer para esa fecha, el estado de las canalizaciones, obras de arte, estado de uso del suelo, etc. Los datos de lluvias y caudales fueron extraídos de estudios anteriores (Gioria, 2001). Posteriormente, el mismo trabajo se realizó, para reproducir el estado de la cuenca para la fecha del evento MAR-07, se realizaron tareas de campo como vistas e

inspecciones oculares, relevamientos planialtimétricos, registro fotográfico, etc. Es decir se calibró con el evento NOV-00 y luego se actualizó a estado real de MAR-07.

El hidrograma de calibración se muestra en la Figura 2, que corresponde a un evento donde precipitaron en un foco máximo de 40 km² de una tormenta convectiva alrededor de 200 mm en aproximadamente 6 hs, en el resto de la cuenca la precipitación fue sumamente heterogénea con valores inferiores a los del foco. En este caso la precipitación neta computada en la sección de salida de la cuenca fue de 115-120 mm. En función de la serie pluviográfica de la estación Rosario AERO, al evento le corresponde una recurrencia superior a los 1000 años.

La cuenca del A° Saladillo tubo un tratamiento similar. Se calibró con el par lluvia-caudal de abril de 1986 (evento ABR-86) y se actualizó el estado (obras de arte, canalizaciones, etc.) a la fecha de marzo de 2007 mediante tareas de campo. Luego se recalibró la constitución con el evento MAR-07 para algunos puntos limnimétricos máximos registrado por la Municipalidad de Rosario (Riccardi, 2007). En general los datos de lluvia fueron pluviométrico diarios, correspondiente a productores locales, comunas, empresas acopiadoras de cereal, etc. La estación pluviográfica referencia fue Rosario AERO. Para validar la constitución e implementación del modelo, se constataron los niveles máximos simulados con los observados en las recorridas de campo encontrándose resultados altamente satisfactorios. Los hidrogramas de calibración y de re-calibración correspondientes se muestran en las Figuras 3 y 4.

Para la implementación de ambas constituciones, se generó previamente un modelo digital de terreno (MDT) con base en las curvas de nivel del Instituto Geográfico Militar, obtenidas, tanto en formato digital (IGM, 2007) como en formato de carta impreso (IGM, 1930 a 1982).

Al tratarse de una cuenca sumamente extensa, la lluvia no fue homogénea en toda la extensión superficial de la cuenca, observándose valores de 250 mm en la cuenca baja y 100-150 mm en la cuenca alta. La lluvia neta integrada a partir de los volúmenes escurridos fue de aproximadamente 90 mm. Considerando la lluvia observada sobre la porción espacial de la cuenca con mayor incidencia sobre el caudal pico (Riccardi et al., 2007) la recurrencia del evento se asocia a 50 años.

En lo que concierne al proceso de infiltración, como se trató de la simulación de situaciones hipotéticas, se tomaron como válidos los valores de CN obtenidos para la etapa de de calibración de cada cuenca a partir de la relación $P - PE$ (lluvia ocurrida – lluvia escurrida). En condiciones de humedad antecedente elevada (condición III) se hallaron valores cercanos a 85. El parámetro de almacenamiento inicial I_a puede ser corregido, ya que el modelo digital de terreno puede contar con almacenamientos propios que deben ser contemplados, en este caso se utilizó, en lugar de $I_a = 0.2 \times S$, $I_a = 0.1 \times S$, encontrando muy buena respuesta en términos de balance de masas.

A manera de muestra global, los coeficientes de resistencia al escurrimiento resultante del proceso de calibración han resultado con los siguientes valores: (a) 0.100 - 0.120 para el flujo predominante mantiforme (80-95% uso rural con cultivos); (b) 0.030-0.040 para el flujo encausado en cursos de agua naturales y canales; (c) 0.040-0.060 para el flujo por líneas de escurrimiento no bien definidas y no permanentes. Los coeficientes de gasto de alcantarillas y puentes se ajustaron en un rango de 0.80-0.95. En tanto que los coeficientes de gasto asociados al sobrepaso de terraplenes viales y ferroviarios trabajando como vertederos de cresta ancha se ajustaron entre 0.40-0.60.

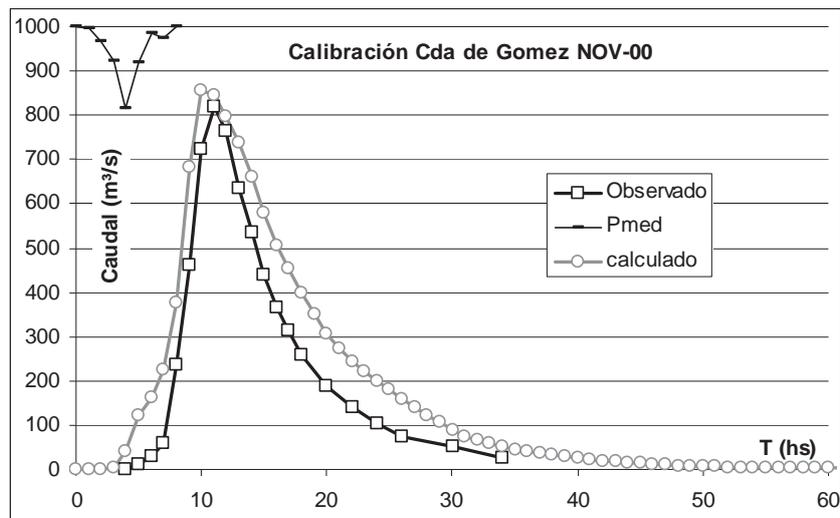


Fig. 2. Hidrograma de calibración, Cañada de Gómez, Evento NOV-00.

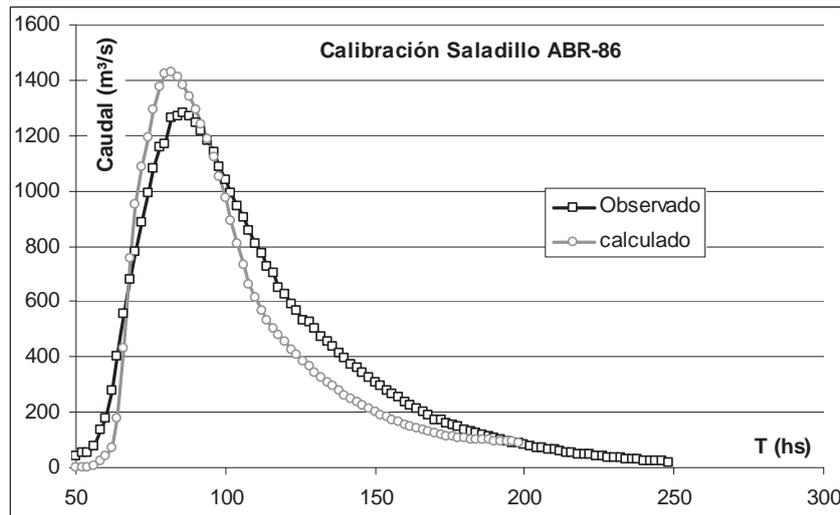


Fig. 3. Hidrograma de calibración, Saladillo, Evento ABR-86.

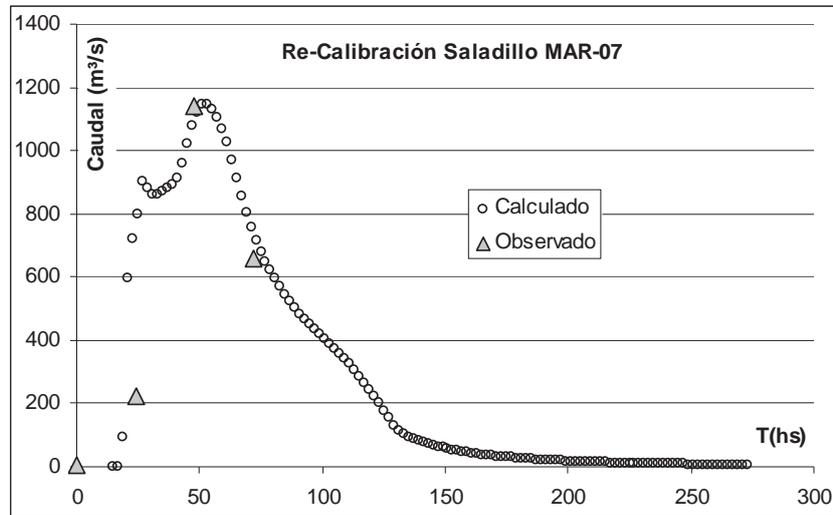


Figura 4. Hidrograma de re-calibración, Saladillo, Evento MAR-07.

Implementación de Campos de lluvia.

Cuenca de Cañada de Gómez. Se cargó el evento MAR-07 en dos posiciones, con centro de tormenta en la subcuenca Las Trojas en extremo oeste, y posteriormente con el centro de tormenta en la subcuenca Los Chancheros. Por su relativa poca extensión superficial respecto a la extensión del evento MAR-07, la cuenca no justificó la ubicación de mas centros de análisis. Finalmente, se cargaron alternadamente en cada centro, 402 mm y 208 mm de valor medio en cada subcuenca. Ver Figura 5.

Para la simulación se adoptó un esquema de perdidas por el método CN variable. Ya que un evento de duración de 5 días y varios picos intensos y períodos de recuperación de la capacidad de infiltración del suelo, no es correctamente representado por el método, se optó por utilizar valores de CN por día e iguales a los observados para los cinco días de evento. Luego se comenzó para el día primero, con $CN1 = 50$, hasta llegar a $CN5 = 90$ para el último día.

Cuenca A° Saladillo. Riccardi et. al. (2007) demostraron que la cuenca del A° Saladillo presenta sus aportes superficiales mas importantes en la zona de la cuenca media hacia la cuenca baja, no evidenciando importancia los aportes de la cuenca alta. Por tal se decidió ubicar el evento NOV-00 en tres zonas características. Una primera simulación correspondió a la zona de la subcuenca del Canal Sanford – Arequito, una segunda en la subcuenca Canal Candelaria, y una última y tercera, en la cuenca baja del A° Saladillo con centro en la localidad de Pueblo Muñoz. La Figura 6 muestra las tres posiciones del frente de tormenta del evento NOV-00 utilizado en las simulaciones.

ANÁLISIS DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Cuenca de Cañada de Gómez.

Se presentan en la Figura 7 los hidrogramas simulados en una sección aguas abajo dentro del pueblo, en otra unos cuatro km aguas debajo del pueblo en correspondiente con cruce de la Cañada con las vías ferroviarias y la última en la desembocadura del A° Los Chancheros. En la derecha, se ubican los hidrogramas producidos por el frente de tormenta posicionado sobre la subcuenca Los Chancheros, a la izquierda, sobre la subcuenca Las Trojas. Véase detalle de secciones de control en Figura 5.

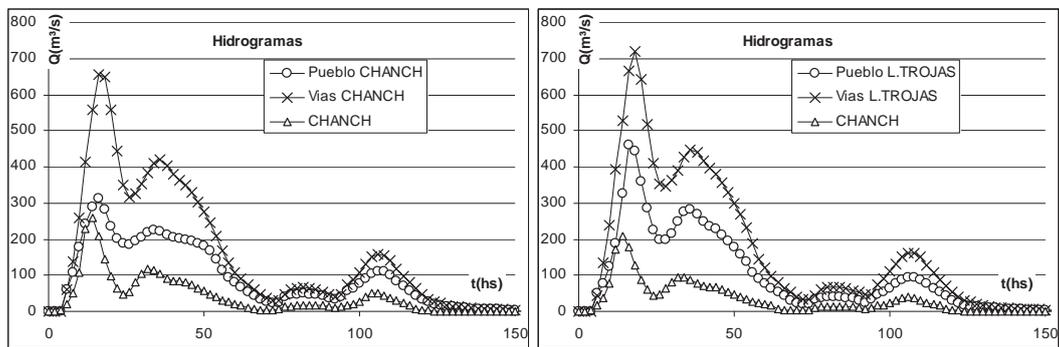


Fig. 7. Hidrogramas, Pueblo, Vías, A° Los Chancheros. Cañada de Gómez.

Análogamente, se presentan en la Figura 8, los limnigramas simulados en las mismas secciones descritas anteriormente y para los frentes de tormentas mencionados.

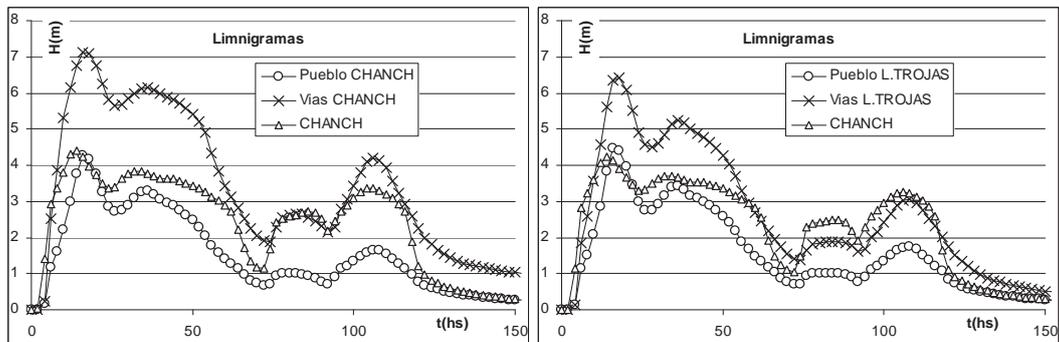


Fig. 8. Limnigramas, Pueblo, Vías, A° Los Chancheros. Cañada de Gómez.

La Figura 9 representa un mapa de alturas medias en celda para la hora del pico máximo de caudales correspondiente a la hora 18 de simulación, la gama de azules representa alturas medias menores a un metro con tiempo de permanencia menor a la hora., en la derecha, cuando el frente de tormenta se posiciona sobre la subcuenca Los Chancheros, a la izquierda, con el mismo sobre la subcuenca Las Trojas.

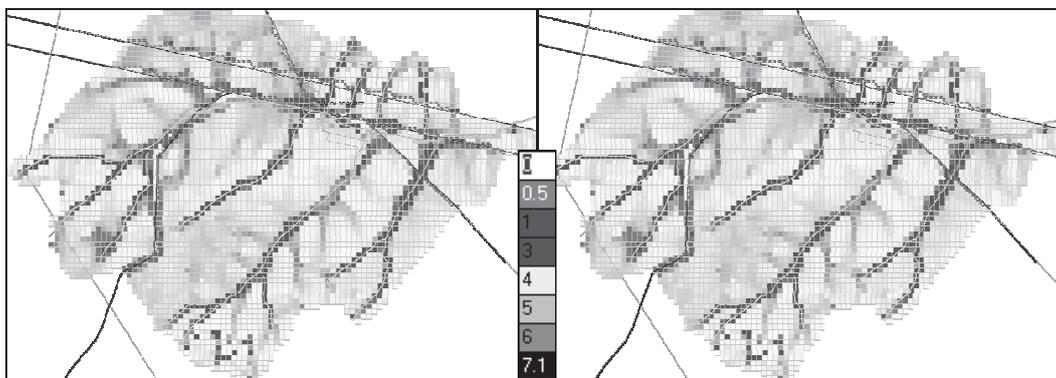


Fig. 9. Alturas medias de agua en la cuenca para la hora 18. Cañada de Gómez

Podemos ver la influencia marcada, tanto en términos de caudales como de alturas limnimétricas, en la sección de control de la localidad de Cañada de Gómez, donde, cuando el frente de tormenta se posiciona sobre la subcuenca Las Trojas, el caudal crece ostensiblemente respecto de la situación de frete sobre la subcuenca Los Chancheros ya que este curso tributa aguas debajo de Cañada de Gómez.

En la actualidad se encuentra en ejecución una obra de control de inundaciones que contempla niveles de protección hasta $800 \text{ m}^3/\text{s}$ con un tirante máximo de 5 m aproximadamente (Gioria R., 2001). Precisamente la obra contempla la ejecución de un terraplén de retardo que controla los picos de crecida de la subcuenca Las Trojas, mas un acondicionamiento del canal principal conjuntamente con la adecuación de las obras de arte.

De la Figura 9, podemos destacar, que si bien se registran tirantes de la planicie, por ser un evento de características tan extremas, los niveles calculados no son críticos, por ser el uso de suelo de carácter eminentemente agrícola.

Puede verse que el canal en su tramo urbano no supera los 5 m de tirante líquido, ni los $800 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal, aún teniendo en cuenta la magnitud del evento considerado.

Cuenca del Arroyo Saladillo.

En la Figura 10 se presentan los hidrogramas obtenidos de las tres simulaciones realizadas. En todos los casos se presentó el hidrograma de la sección inmediatamente aguas debajo del área de tormenta sobre el curso principal y otro en el puente carretero en el cruce del A° Saladillo con la Autopista Rosario – Bs As. Como significativo del centro urbano mas poblado de la zona.

La Figura 10(A) corresponde a la simulación cuando el centro de tormenta se aloja sobre el sistema Canal Candelaria, en las cercanías de la localidad de Casilda; el 10(B), a la simulación con frente en el sistema Sanford – Arequito y 10(C), a la de centro en

Pueblo Muñoz. En la Figura 11(A), 11(B) y 11(C), se presentan los limnigramas para las mismas secciones y simulaciones de frente de tormenta ya descritos.

Frente sobre el sistema Candelaria

En el sistema Candelaria, desde el punto de vista morfológico, se pueden distinguir dos sectores, bien determinados, al oeste de Casilda y al sur de la misma. El primero de ellos, gobernado por pendientes transversales al curso algo débiles, y el segundo, por el contrario, con pendientes elevadas por ser zona de llanura. En el tramo con menor gradiente topográfico, se emplaza la localidad de Casilda. En tanto que en sector al sur de Casilda, los desbordes solo afectarán temporalmente terrenos para cultivo. Por consiguiente, vemos que los desbordes del canal tienen diferentes afectaciones.

En esta corrida, se evidenciaron elevados niveles en el recorrido del canal Candelaria, afectando, tanto a sectores rurales como urbanos, esto último principalmente en la localidad de Casilda, donde como acusa la Figura 11(A), los niveles limnimétricos alcanzan valores cercanos a los 10 m, siendo que el mismo posee en el tramo urbano de esa localidad uno 8 m.

Frente de lluvia con centro en el sistema Sanford – Arequito

En la simulación con puede verse en las Figuras 10(B) y 11(B) que corresponden a la localidad de Casilda, se verifica el desborde del canal Sanford – Arequito, en el ángulo recto que practica el mismo, unos 2 km al oeste de la localidad de Sanford.

Debido a que el tramo del canal de dirección noroeste – sureste es de origen antrópico, los desbordes que se produzcan no acompañaran al canal, y continúan su gradiente topográfico original que de oeste a este, es decir hacia la localidad de Casilda. Así es como se genera el trasvase entre subcuencas, y cuya cuantificación se plasma en grafica “Casilda” (Figuras 10(B) y 11(B)).

Asimismo, y como puede observarse en la Figura 13, se registran importantes niveles de acumulación de agua en superficie en las cercanías de las localidades de Sanford, Chabás y Arequito.

Frente lluvia con centro en la localidad de Pueblo Muñoz.

En el caso de esta simulación, puede verse que si bien el Arroyo Saladillo no se afectado mas allá de su planicie inmediata, se observan importantes niveles de agua en superficie, Figura 14. Se presentan en las Figuras 10(C) y 11(C) los histogramas y limnigramas según se explicó anteriormente.

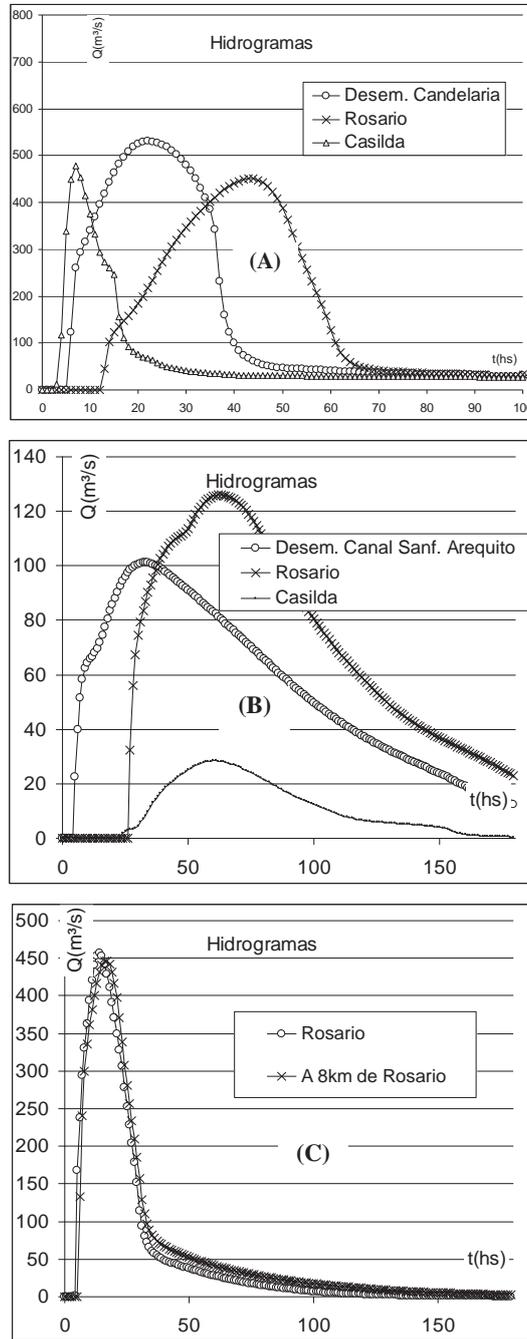


Fig. 10. Hidrogramas con epicentro en (A): Candelaria; (B): Sanford – Arequito; (C): Pueblo Muñoz. A° Saladillo.

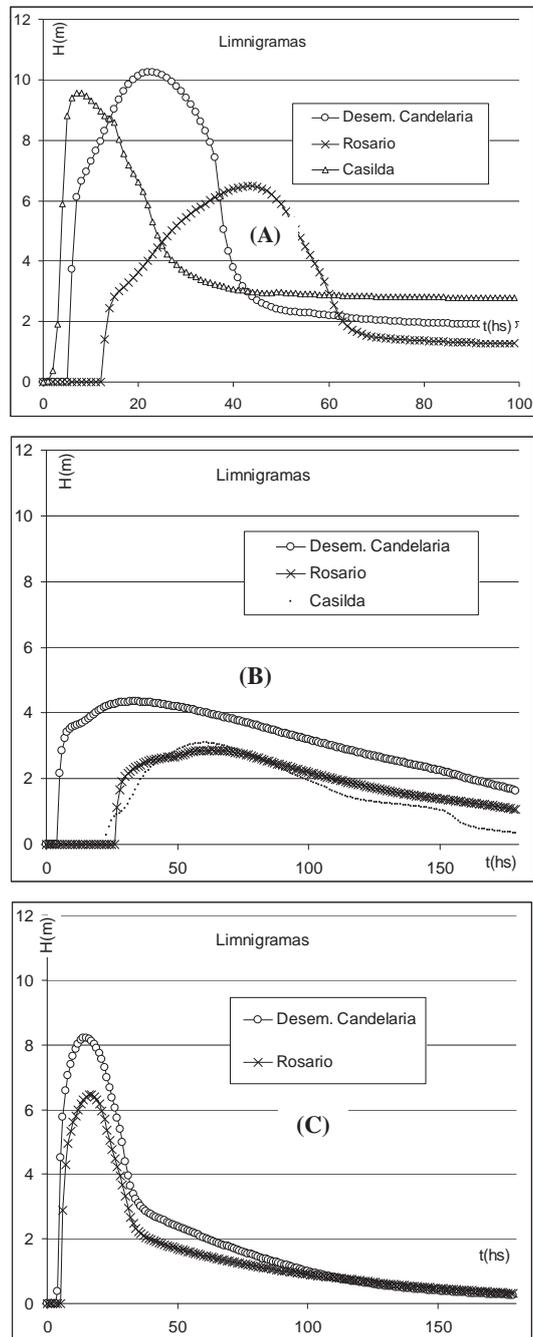


Fig. 11. Limnigramas con epicentro en (A): Candelaria; (B): Sanford – Arequito; (C): Pueblo Muñoz. A° Saladillo.

desaguan la localidad de Chabás. La franja comprendida entre la ruta provincial 14 y la ruta nacional A012, al sur de la localidades de Piñero y Álvarez, generan zonas de baja pendiente con acumulación de agua en superficie.

En resumen, en las cuencas de los arroyos Saladillo y Cañada de Gómez se ha investigado mediante la simulación de crecidas con distintas ubicaciones espaciales de tormentas intensas, acerca de las zonas con vulnerabilidad a inundaciones. Las tormentas ensayadas correspondieron a dos eventos reales extremos observados en la región; un primer escenario estuvo asociado a una elevada intensidad y corta duración: 200 mm precipitados en 6 hs, en tanto que el segundo evento se asocia a un elevado volumen: 400 mm precipitados en 5 días. En el caso de la tormenta concentrada se procedió a “mover” el foco de la tormenta en el dominio espacial de la cuenca y se determinaron escenarios críticos de alta vulnerabilidad en las zonas mencionada.

Por último se destaca el rol vital que cumple la medición de variable del ciclo hidrológico como el **único elemento realmente válido**, para realizar estudios hidrológicos a pesar de los robustos modelos matemáticos que proliferan en la actualidad.

BIBLIOGRAFÍA

- Cazenave, G.; Dalponte, D.; Rentarías, J. P.; Rinaldi, P.; Stenta, H.; Varni, M.; Vives, L.; Clausse, A.; Riccardi, G.; Venere, M. (2005). “Modelación numérica del escurrimiento superficial: aplicación de modelos agregados y distribuidos en la cuenca del arroyo del Azul.” XX° Congreso Nacional del Agua y III° Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur. Mendoza, Argentina.
- Chow V.T. (1993). “*Hidráulica de los Canales Abiertos*”. Mc Graw Hill, Editorial Diana, México. 6ta ed.
- Gioria, R. (2001). “Proyecto a nivel de prefactibilidad de obras complementaria de Cañada de Gómez (Prov. de Santa Fe). Análisis integradote factores técnicos, económicos, ambientales, sociales, jurídicos y urbanístico”. Documento de Informe final, convenio entre Consejo Federal de Inversiones (CFI) y Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Santa Fe (FICH).
- IGM (2007). SIG250 Sistema de Información Geográfica proveniente de la información de la carta topográfica de escala 1:250.000, Instituto Geográfico Militar de la República Argentina.
- IGM (1930 a 1982). Cartas Topográficas de la República Argentina a Escala 1:50000 a 1:100000, Instituto Geográfico Militar de la República Argentina.
- Riccardi, G. (2000). “*Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos*”. Tesis Doctoral, FCEFYN, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina.
- Riccardi, G. (2001). “Caracterización descriptiva y estadística de la estación Rosario AERO”. Jornadas de Saneamiento Pluvial Urbano. Municipalidad de Rosario. Rosario – Argentina.
- Riccardi, G.; Stenta, H.; Rentería, J.P. (2007). “Análisis del aporte de escurrimiento superficial en cuencas de llanura mediante modelación distribuida”. Congreso Nacional de Agua, CONAGUA 2007, Tucumán, Argentina.
- Riccardi, G. (2007). “Eventos extremos recientes y nuevos escenarios de diseño inundaciones de marzo de 2007 en la región de Rosario, un caso de estudio”. Jornadas de Saneamiento Pluvial Urbano. Municipalidad de Rosario. Rosario – Argentina.
- Rentería J. P. (2007). “Caracterización morfológica e hidrológica de dos modelos digitales de terreno implementados en la Cuenca de A° Saladillo (Santa Fe, Argentina)”. Congreso Nacional de Agua, CONAGUA 2005, Mendoza, Argentina.
- Stenta, H.; Rentería J. P.; Riccardi G. (2005). “Software para la simulación del escurrimiento superficial en zonas de llanura basado en esquemas de celdas”. Congreso Nacional de Agua, CONAGUA 2007, Tucumán, Argentina.

Modelación físicamente basada de escurrimiento superficial en ambientes urbanos

Gerardo A. Riccardi^{(1),(2)}, **Hernán R. Stenta**^{(2),(3)}, **Raul Postiglione**⁽²⁾,
Laura E. Ferrer⁽²⁾, **Claudia A. Forestieri**⁽²⁾ y **Raul A. Navarro**⁽²⁾

⁽¹⁾Consejo de Investigaciones Universidad Nacional de Rosario (CIUNR)

⁽²⁾Departamento de Hidráulica, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura - UNR.

⁽³⁾Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

Riobamba 245 bis, (2000) Rosario, Argentina

riccardi@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN: en la planificación integral del saneamiento pluvial en ambientes urbanos es cada vez más habitual la utilización de herramientas tecnológicas computacionales basadas en la modelación matemática para cuantificar el impacto ante inundaciones. Para una apropiada definición y posterior diseño de las obras estructurales y medidas no estructurales necesarias en un plan director de desagües pluviales resulta muy apropiado la simulación de escurrimiento tanto en el escenario urbano sin las obras (o con obras existentes) y en escenarios con distintas alternativas de obras proyectadas. En este trabajo se presenta la aplicación de un modelo matemático físicamente basado de parámetros distribuidos particularmente apto para la modelación de flujo escurriendo por superficies, zanjas, cunetas, calles, canales y conductos. La aplicación fue realizada en el desarrollo del plan director de desagües pluviales de la ciudad de San Lorenzo, provincia de Santa Fe. El modelado ha permitido analizar y cuantificar el flujo escurriendo en cada una de las esquinas del área en estudio, y en cada uno de los conductos existentes y proyectados. Se han determinado caudales, alturas de agua y velocidades para cualquier instante de toda lluvia tanto en superficie como en conductos, y permanencia de alturas de agua en esquinas. El análisis de impacto para la situación actual permitió definir el grado de vulnerabilidad ante inundaciones en tanto que el análisis de impacto de cada alternativa de proyecto de obras permitió verificar y optimizar cada una de las alternativas. La utilización de un modelo de simulación de escurrimiento una vez prediseñadas las obras respectivas permitió una retroalimentación con los ingenieros proyectistas hasta alcanzar la suposición planteada originalmente. El análisis de impacto en cada etapa de avance de construcción de cada alternativa ha permitido cuantificar la evolución temporal hacia la suposición de inundación cero. Completando el análisis se ha realizado la simulación de una tormenta extraordinaria de R=100 años para cuantificar daños esperables ante una lluvia extraordinaria y para la planificación de acciones a seguir en caso de ocurrir tal evento.

Palabras clave: impacto, inundaciones, modelación matemática, drenaje pluvial urbano, San Lorenzo.

INTRODUCCIÓN

Los procesos de urbanización, desarrollados generalmente en forma anárquica, implican, entre otros efectos, alteraciones de los equilibrios ambientales naturales, impermeabilizaciones de las superficies, aumentos de caudales y volúmenes de escurrimiento, de cargas de sedimentos, movilización y removilización de contaminantes y basura urbana, que culminan afectando la calidad de vida de los ciudadanos. Sin embargo tales rasgos no tienen un carácter necesario: una adecuada planificación urbana, que coordine los distintos aspectos de la infraestructura de las ciudades, puede generar acciones que posibiliten un desarrollo urbano coherente y armónico. Para ello deberán ser componentes de políticas globales de integración e igualdad social, progreso económico, cultural y político. La formulación de un Plan Director para el Sistema de Desagües Pluviales de una ciudad es una herramienta esencial para tales fines, definiendo necesidades inmediatas y futuras a ser atendidas mediante un Plan de Obras a corto, mediano y largo plazo, así como implementando un Programa de Medidas No Estructurales vinculado principalmente a la regulación del uso del suelo, que optimice su eficiencia y perdurabilidad. Además, un plan director puede valerse de diversas herramientas tecnológicas que convenientemente utilizadas se traducirán en una mejor integralidad y calidad del mismo (DH, 2005).

En este sentido, en el presente trabajo se describe la utilización de un modelo matemático hidrológico-hidráulico cuasibidimensional, multicapa en el marco del plan director de desagües pluviales de la ciudad de San Lorenzo (provincia de Santa Fe). La simulación de la transformación lluvia-caudal fue empleada para la determinación del impacto ante inundaciones en la etapa de elaboración del diagnóstico en el escenario actual (con obras existentes), en la etapa de definición del proyecto de obras estructurales (construcción por etapas) y en el análisis de impacto de inundaciones ante las diferentes etapas constructivas de la obras proyectadas.

EL AMBIENTE HÍDROGRÁFICO EN ESTUDIO

Delimitación y Descripción General de la Zona

La consigna para la delimitación del ambiente hidrográfico a estudiar fue la de establecer el área con aporte de escurrimiento pluvial a la zona urbana y periurbana de la ciudad de San Lorenzo. La delimitación del ambiente hidrográfico en análisis se realizó en base a:

- la Carta Planialtimétrica del IGM (Carta San Lorenzo),
- la definición de la dinámica hídrica superficial y
- las trazas de vías de comunicación como vías férreas y autopista Rosario-Santa Fe

Una vista general de la zona se presenta en la Figura 1. La zona tiene definido claramente dos tendencias de escurrimiento. Una tendencia es de oeste → este con

escurrimiento directo al río Paraná y otra zona al sur del arroyo San Lorenzo con escurrimiento marcadamente en dirección sur → norte hacia dicho arroyo.

La Autopista Rosario Santa Fe constituye una barrera del escurrimiento que drena de oeste a este desde la zona rural del distrito. En este caso el flujo es interceptado por la cuneta oeste de la autopista y direccionado en la mayor parte de la extensión de la autopista dentro del distrito, hacia el arroyo San Lorenzo.

Además, para lograr una disminución del aporte de escurrimiento desde la zona rural ubicada al este de la autopista se consideró que una franja de 200 metros de ancho puede sanearse con drenaje por zanjas hacia la cuneta este de la autopista.

Como resultante de todas las consideraciones señaladas el ambiente hidrográfico urbano y periurbano a analizar quedó conformado con una extensión superficial de 12.9 km². En la Figura 1 se esquematiza el ambiente hidrográfico estudiado. A su vez el ambiente hidrográfico fue subdividido en una zona periurbana delimitada por una línea imaginaria a 200 m al este de autopista y las vías de los ferrocarriles.

La primera zona abarca una extensión de 3.2 km² constituida en un 95 por ciento por zona verde y se la ha subdividido en 5 subzonas con puntos de aporte de escurrimiento cuatro de ellas a la red a proyectar en la zona urbanizada y una quinta con aporte a la alcantarilla ferroviaria en dirección hacia el arroyo San Lorenzo. La pendiente en esta zona es muy escasa del orden de 0.0005 m/m por lo que el escurrimiento es sumamente lento.

La segunda zona abarca una extensión superficial de 9.7 km² y es la zona donde se ha planificado la red de desagües pluviales mediante conductos cerrados. En esta zona se encuentran áreas fuertemente consolidadas en lo que respecta a urbanización e impermeabilización (área del centro de la ciudad) y zonas con un grado decreciente de impermeabilización.

Las impermeabilidades

A los efectos de sectorizar el área en estudio de acuerdo a su grado de consolidación se procedió a subdividir la zona al este de las vías en 3 grandes zonas: norte centro y sur; a su vez la zona centro se subdividió en 4 unidades, la norte en 3 unidades y la zona sur en cinco unidades (Figura 2).

Impermeabilidades actuales: en la Tabla 1 se presentan los valores de impermeabilidad determinados en la actualidad en el ambiente hidrográfico en estudio. Se entiende como impermeabilidad al cociente entre el área impermeable (techos, pavimentos, veredas, patios, etc.) y el área total. En líneas generales se observa en la actualidad que las zonas tipificadas como N2, N3, C1 y S4 se encuentran con un importante estado de impermeabilización (entre 50 y 60%) descendiendo en el resto de las áreas a valores entre 0.40 y 0.17.

Impermeabilidades Futuras: a los efectos de la planificación a largo plazo se procedió a realizar el planteo de una escenario futuro de urbanización. El escenario futuro prevé un aumento de la zona edificada impermeable (sin incluir pavimentos y veredas) entre el 25 y 30% en cada zona y la construcción en su totalidad de los pavimentos en las calles de la ciudad. Estas hipótesis establecieron valores de impermeabilidad a futuro, los que se detallan en la Tabla 1

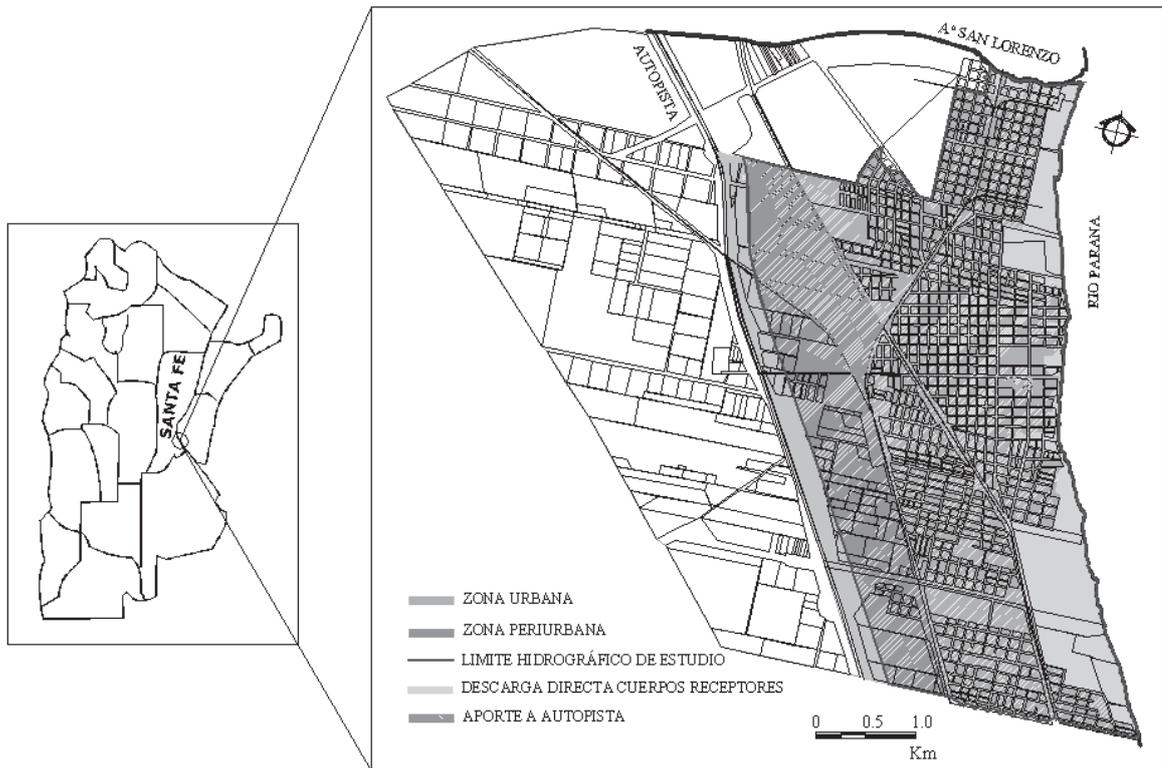


Fig. 1. Ubicación geográfica y ambiente hidrográfico estudiado.



Fig. 2. Esquema de Zonas de igual Impermeabilidad

Tabla 1. Impermeabilidades del área modelada

Zona	Actual	Futura
N1	40 %	50 %
N2	59 %	74 %
N3	51 %	63 %
C1	58 %	73 %
C2	22 %	29 %
C3	17 %	22 %
S1	22 %	29 %
S2	31 %	40 %
S3	37 %	48 %
S4	56%	70 %

Pendientes

La zona norte de la ciudad con drenaje hacia el arroyo San Lorenzo es la que tiene claramente una mayor pendiente media que el resto de la ciudad. En la Zona N3 y en el sector norte de N1 las pendiente están entre 0.6 y 0.8 por mil (6-8 m/km). Pendiente sumamente propicia para un escurrimiento superficial rápido y no difuso.

En cambio en el resto de la ciudad a excepción de algunos grupos de calles las pendientes es sumamente escasa valorizándose entre 0.2 y 0.4 por mil (2-4 m/km), resultando en escurrimiento lento, difuso y con tendencias a encharcamientos o almacenamientos en la superficie de las calles.

En la Figura 3 se presentan las curvas de nivel de la superficie de calles de la ciudad donde se puede observar claramente las tendencias de las pendientes.

La áreas de aporte entre la Autopista y las vías tiene valores de pendientes aún inferiores a las pendientes observadas en la zona urbana mas plana. Se verifican valores de pendiente entre 0.1 y 0.2 por mil (1-2 m/km).

El Aporte de las Áreas Rurales

La evidencia observada indica que el aporte de las zonas rurales del distrito en parte se direcciona hacia el casco urbano y parte se deriva directamente al arroyo San Lorenzo. Estos aportes se estudiaron en forma desacoplada del funcionamiento hidrodinámico del casco urbano por lo que los hidrogramas determinados funcionaron como señales de entrada El hecho de estudiar la zona rural de este modo se debe a que existe una clara diferenciación en el uso y ocupación del suelo de dicha zona comparada con el casco urbano. Además se observa que los terraplenes ferroviarios de la primer línea ferroviaria (NCA y FCGB) ubicados al Oeste de la zona urbana actúan como verdadera barrera que limita el traspaso de agua hacia la parte urbanizada; pudiendo definir por lo tanto el comportamiento hidrológico de este sector rural y vincularlo con la zona urbana a través de puntos de paso concentrados ubicados sobre la traza del terraplén mencionado anteriormente.

El área total de la zona de aporte rural es de aproximadamente 3.19 Km². Toda esta zona es francamente plana, con pendiente media del orden del 0.1 % o menores y con sentido dominante Suroeste-Noreste. A los efectos del cálculo hidrológico la zona de aporte rural se ha subdividido en cuatro subcuencas, (Figura 4) la que concentran su aporte sobre:

Subcuenca 1 (SBC1): la cuneta este de las vías del FCGB

Subcuenca 2 (SBC2): el cruce del Bvard. Urquiza y las vías del NCA

Subcuenca 3 (SBC3): el cruce de la prolongación de la calle Batería Libertad y las vías del NCA

Subcuenca 4 (SBC4): la cuneta Norte de la Ruta Provincial A-012 y las vías del NCA

El objetivo fundamental de la subdivisión en varias subcuencas de toda la zona rural de aporte al casco urbano se debió a la necesidad de un escalonamiento de los aportes.

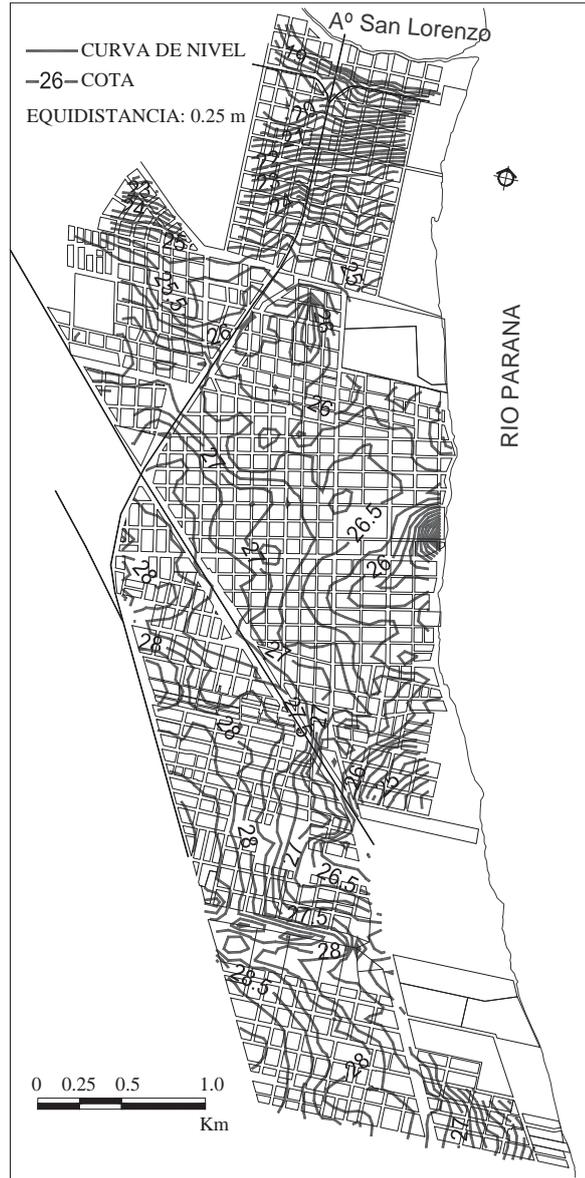


Fig. 3. Curvas de Nivel de la zona de estudio.

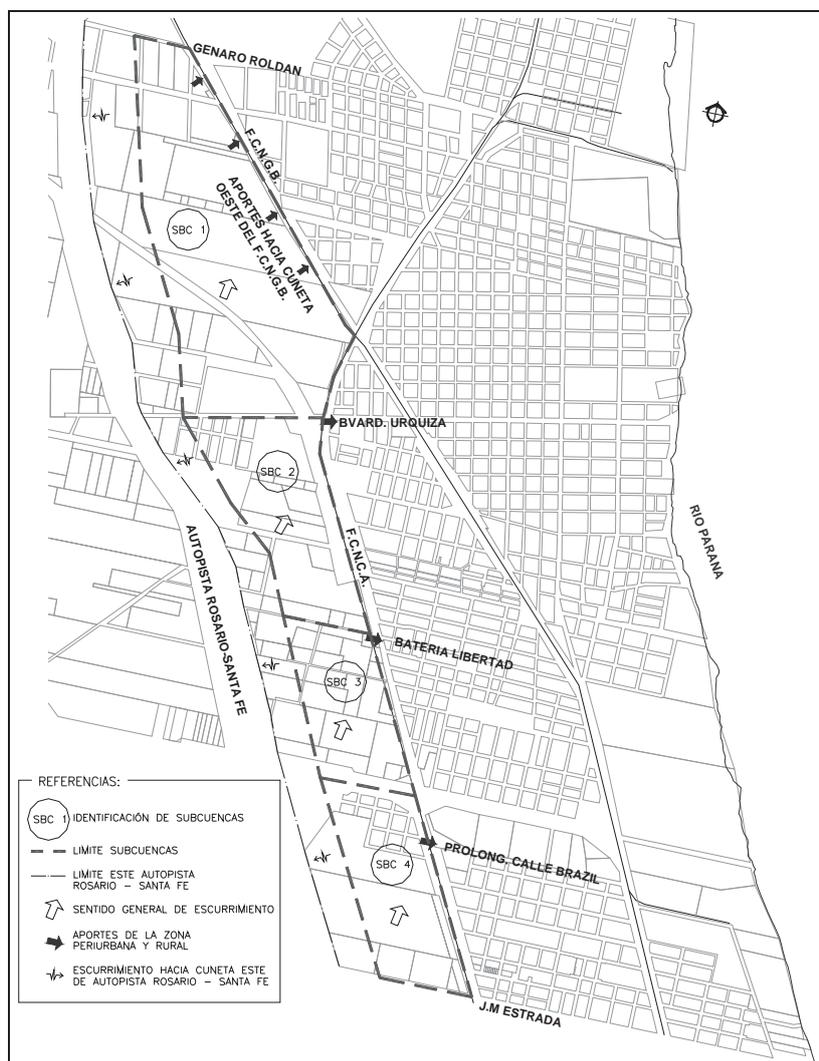


Fig. 4. Dinámica Superficial del Área Periurbana y Rural

ANÁLISIS DE IMPACTO DE INUNDACIONES MEDIANTE MODELACIÓN MATEMÁTICA HIDRODINÁMICA

A los efectos de evaluar el impacto producido por una lluvia en la zona donde se desarrolla el plan director, se procedió a utilizar un modelo matemático hidrodinámico de flujo. Dicho modelo es particularmente apto para la modelación de escurrimiento en ambientes rurales y urbanos y con flujo escurriendo por superficies, zanjas, cunetas, calles, canales y conductos. El modelo matemático tipificado CTSS8 es un producto tecnológico desarrollado en el ámbito del Departamento de Hidráulica de la Fac. de Cs. Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la UNR (Riccardi, G., 2001).

El modelo ha permitido analizar y cuantificar el flujo escurriendo en cada una de las esquinas del área en estudio, y en cada uno de los conductos existentes y proyectados. Específicamente se han determinado:

- caudales, alturas de agua y velocidades para cualquier momento instantáneo de cualquier lluvia caída y tanto en superficie como en conductos;
- permanencia de alturas de agua en esquinas y alturas máximas alcanzadas en esquinas en cada lluvia.

Precipitaciones

El régimen de precipitaciones es sumamente similar al de la ciudad de Rosario por lo cual fueron consideradas para el proyecto de sistemas de drenaje las relaciones intensidad-duración-recurrencia (curvas I-D-R) de la ciudad de Rosario (Tabla 2).

Tabla 2. Ecuaciones IDR Rosario, Santa Fe, Argentina. Fuente: Orsolini et al., (2000)

Recurrencia en años	Ecuación i en mm/h y D en minutos
2	$i = 1370.801 / (12.656 + D)^{0.831}$
5	$i = 1899.145 / (14.350 + D)^{0.844}$
10	$i = 2010.648 / (14.351 + D)^{0.829}$

Además para 100 años de recurrencia se consideró la aproximación:

$$i_{R=100 \text{ años}} = 2430.22 / (14.351 + D)^{0.829}$$

Construcción de Hietogramas

La construcción de hietogramas de lluvia total en el análisis de impacto de inundaciones fue realizada mediante la conocida técnica de los barrotes alternos. El pico del hietograma se ubicó en una coordenada temporal igual al 0.50 de la duración de la lluvia. La lluvia fue definida en barrotes de 1 minuto.

Pérdida de Escurrimiento Directo

Las pérdidas de escurrimiento por almacenamiento superficial en depresiones fueron consideradas a partir de la formulación (Mazza et al, 1993):

$$d = 0.77 S_0^{-0.49} \quad (1)$$

donde d (mm) es el almacenamiento superficial en depresiones y S_0 (m/m) es la pendiente media del área. Este valor estuvo limitado en 8 mm para las áreas de mayores pendientes y en 12 mm en las zonas de menor pendiente.

Las pérdidas por infiltración fueron determinadas mediante el conocido método del número de curva o CN. En este caso el CN considerado en la superficie verde fue de $CN_{PER} = 75$ y en superficie impermeable $CN_{IMPER} = 90$

Hidrogramas en esquinas

La mínima unidad espacial de simulación del modelo de análisis de impacto de inundaciones fue a nivel de esquina por lo que en cada esquina fueron determinados para cada lluvia los hidrogramas generados en toda el área tributaria o de aporte de cada esquina. La técnica para generar los hidrogramas en cada esquina fue la de embalse lineal considerando:

- áreas impermeable y permeable discriminados en lote y calle
- longitudes de escurrimiento en lote y en calle
- pendiente longitudinal de líneas de escurrimiento en lote y calle
- coeficiente de resistencia de Manning en líneas de escurrimiento en lote y calle

El coeficiente de embalse lineal fue establecido en base a la expresión originada en la teoría de onda cinemática (Mazza et al, 1993):

$$K = 3.494 L^{0.60} \eta^{0.60} i^{-0.40} S^{-0.30} \quad (2)$$

donde K (min); L (m) es la longitud del plano de escurrimiento; η es el coeficiente de resistencia de Manning; S_0 (m/m) es la pendiente longitudinal del plano de escurrimiento e i (mm/h) es la intensidad de la lluvia neta promedio en un tiempo igual a K , centrado en el intervalo de mayor intensidad.

Duración de las Lluvias Simuladas

En función de los tiempos de concentración observados en las diferentes subcuencas urbanas en el escenario actual y futuros por un lado y para trabajar con una única duración global de modo que permita una comparación entre impacto de eventos lluviosos se definió la duración de la lluvia en 1 hora. Cabe destacar que el método de los barrotos alternos (al igual que el método de Chicago) siempre define la máxima intensidad de lluvia total para duración parcial de la lluvia con lo que se considera cubierta toda situación de cuencas con tiempos de concentración inferiores a 1 hora.

Escurrimiento desde Áreas Periurbanas

Para la determinación de los caudales máximos de cada una de las subcuencas a sus respectivos puntos de aporte se ha utilizado el Método Racional. Para el cálculo del tiempo de concentración de cada subcuenca se adoptó la conocida formulación de onda cinemática. Para todos los tramos de las diferentes subcuencas se ha adoptado un coeficiente de rugosidad de Manning $\eta = 0,04$. Este coeficiente corresponde al escurrimiento en cuneta o canal excavado en tierra natural y con poco mantenimiento (malezas y vegetación alta) (Chow, 1994). Se ha considerado una recurrencia de 5 años para la lluvia, que se corresponde a la recurrencia con la que se ha trabajado en el proyecto de la zona urbana. Con el fin de determinar la intensidad de la lluvia asociada a una determinada duración se adoptan las curvas Intensidad-Duración-Recurrencia (I-D-R) de la ciudad de Rosario.

Como coeficiente de escurrimiento promedio, para una condición futura de uso y ocupación del suelo, se ha adoptado $C = 0,3$ para todas las subcuencas. Este valor es compatible con una consideración correspondiente a áreas desarrolladas con superficie verde y pendiente llana con cubierta de pasto entre el 50% y el 75 % y bajo uso de ocupación de suelo para usos habitacionales e industriales (UDFCD, 1967; Riccardi, 2004). Tal consideración pretende ser afirmada como perdurable para el futuro a través de establecer regulaciones en el uso del suelo de la zona que la garanticen.

El cálculo hidrológico se detalla en la Tabla 3, donde además se incluyen los puntos de aporte a la zona urbana de cada subcuenca.

Tabla 3. Cálculo y Parámetros adoptados para el estudio hidrológico del aporte de la zona periurbana y rural de la ciudad de San Lorenzo hacia la zona urbana.

Sub cuenca	Punto de Aporte en:	L [Km]	N	S [m/m]	Tc = D [min]	i [mm/h]	A [Km ²]	C [-]	Q [m ³ /s]
SBC 1	Cuneta E Este. FCGB	2.50	0.04	0.00095	342	13,31	1.52	0.3	1.69
SBC 2	Bvard. Urquiza	1.70	0.04	0.00100	233	18.12	0.65	0.3	0.98
SBC 3	Batería Libertad	1.18	0.04	0.00110	150	25.56	0.45	0.3	0.96
SBC 4	Cuneta N. AO12	1.32	0.04	0.00095	177	22.54	0.57	0.3	1.07

Constitución del Modelo

El modelo fue constituido de acuerdo a los diferentes escenarios simulados. El escenario actual tuvo una única constitución, en cambio fueron constituidos diversos escenarios de proyecto de acuerdo a las alternativas propuestas por los ingenieros proyectistas.

Cada constitución del modelo estuvo conformada de una capa superficial (calles, cunetas y canales) y una capa subterránea (conductos cerrados y cámaras). Ambas capas se vincularon mediante uniones tipo sumideros y captaciones de zanja. En general se intentó hacer coincidir a los centros de los elementos de superficie y subterráneos con los centros de las esquinas. En total se consideraron 1100 esquinas en 9.6 km² de extensión superficial. En la Figura 5 se presenta un esquema de una unidad de discretización espacial en tanto que en la Figura 6 se muestra el esquema de conexión de la capa superficial (calles) y la capa subterránea (conductos) mediante las vinculaciones tipo sumideros. Cabe destacar que las uniones tipo sumideros están preparadas para simular el escurrimiento en cualquiera de los dos sentidos (Riccardi, 2001) de acuerdo donde se presente la mayor cota de agua.

En la Tabla 4 se presentan las cantidades de elementos y vinculaciones consideradas en el escenario actual y en el escenario correspondiente al proyecto definitivo, discriminando entre elementos y vinculaciones de superficie y subterráneos.

Las rugosidades consideradas para el escurrimiento sobre cunetas de calles pavimentadas fue $\eta = 0.020$, en tanto que en el escurrimiento por conductos se adoptó un coeficiente $\eta = 0.015$ y por zanjas y cunetas $\eta = 0.030$.

La descarga tanto de elementos de superficie como de conductos fue hacia el río Paraná (al este) y hacia el arroyo San Lorenzo (al sur). En este caso al no verificarse acople hidrodinámico entre los sistemas se establecieron leyes de descarga libre tanto en las vinculaciones de superficie como las subterráneas a modo de condiciones de borde.

Las señales entrantes al modelo estaban constituidas por:

- (a) los hidrogramas en las esquinas con flujo provenientes desde la manzana de aporte (generados a partir de técnicas de embalse lineal)
- (b) los hidrogramas con flujo proveniente de la zona periurbana y rural

En la Figura 7 se presenta un esquema de la capa superficial esquematizándose todos los nodos (mayormente en las esquinas) y las vinculaciones. Por otro lado las Figura 8 y 9 muestran la capa subterránea de conductos en situación actual (Fig. 8) y los colectores del proyecto definitivo (Fig. 9).

Tabla 4. Cantidades de elementos y vinculaciones del modelo

	Escenario Actual	Escenario de Proyecto
Elementos	1206	1414
Superficiales	1086	1086
Conductos	120	328
Vinculaciones	2053	2491
Superficie-superficie	1873	1873
Subterráneo-subterráneo	67	318
Subterráneo-Superficial	113	300

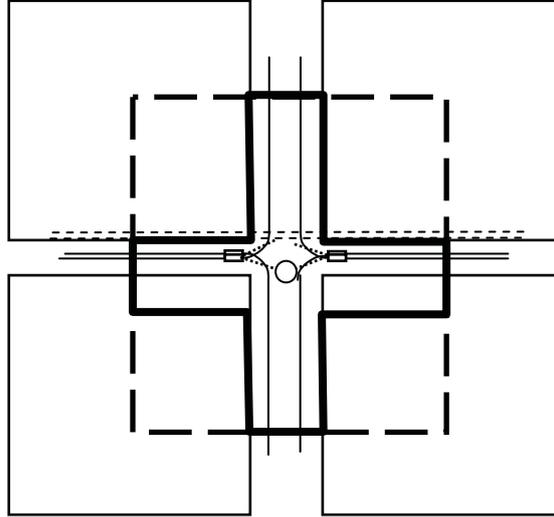


Fig. 5. Esquema de unidad de discretización espacial en superficie

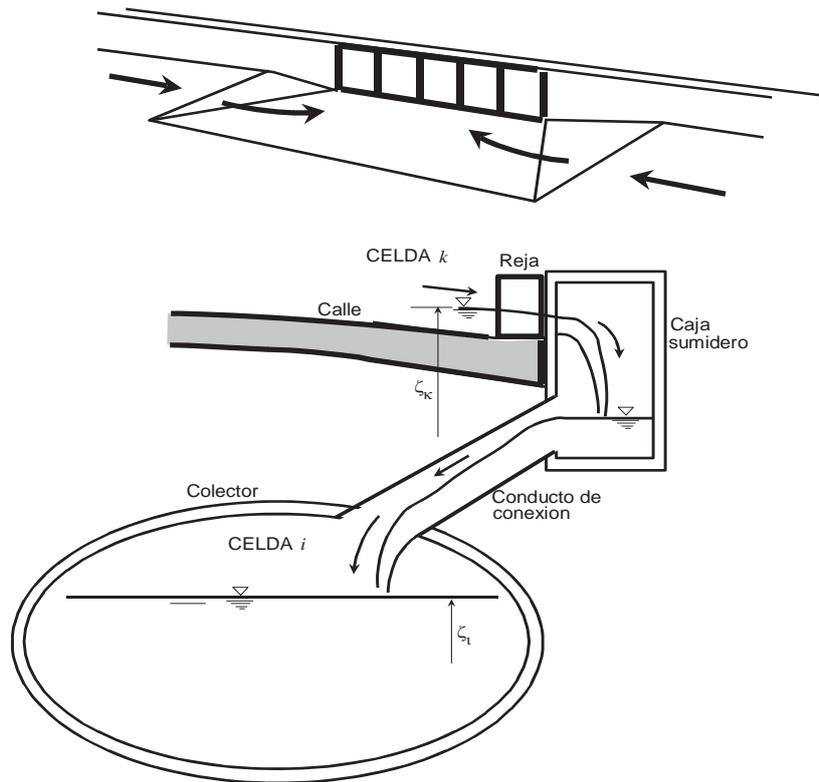


Fig. 6. Esquema de representación de una conexión entre el sistema superficial y el sistema subterráneo de conductos mediante una unión tipo un sumidero

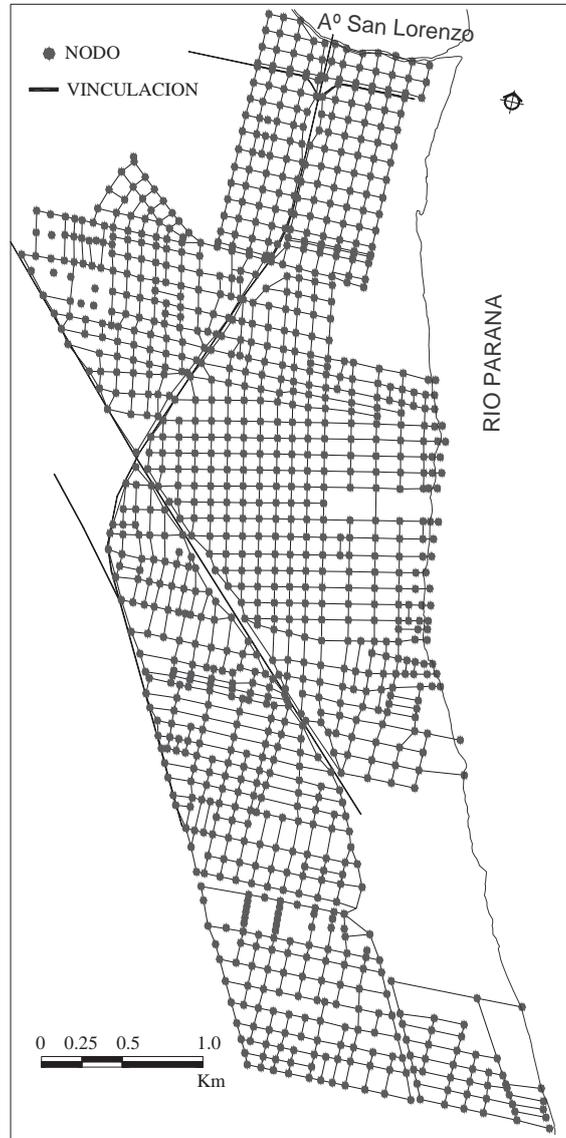


Fig. 7. Discretización espacial de la capa de escurrimiento superficial.

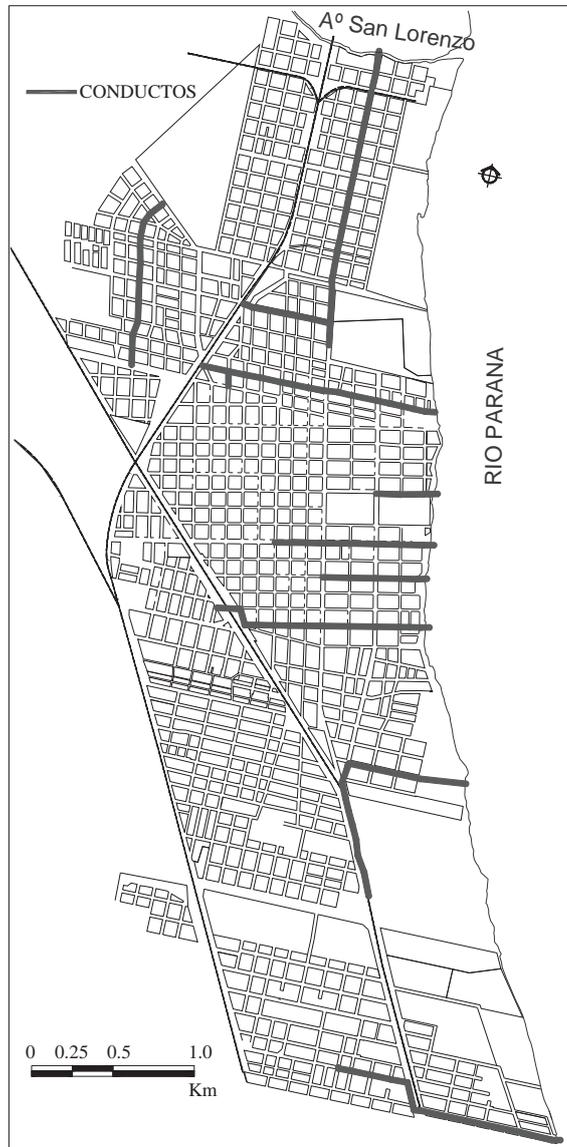


Fig. 8. Discretización de la capa de conductos en Situación actual

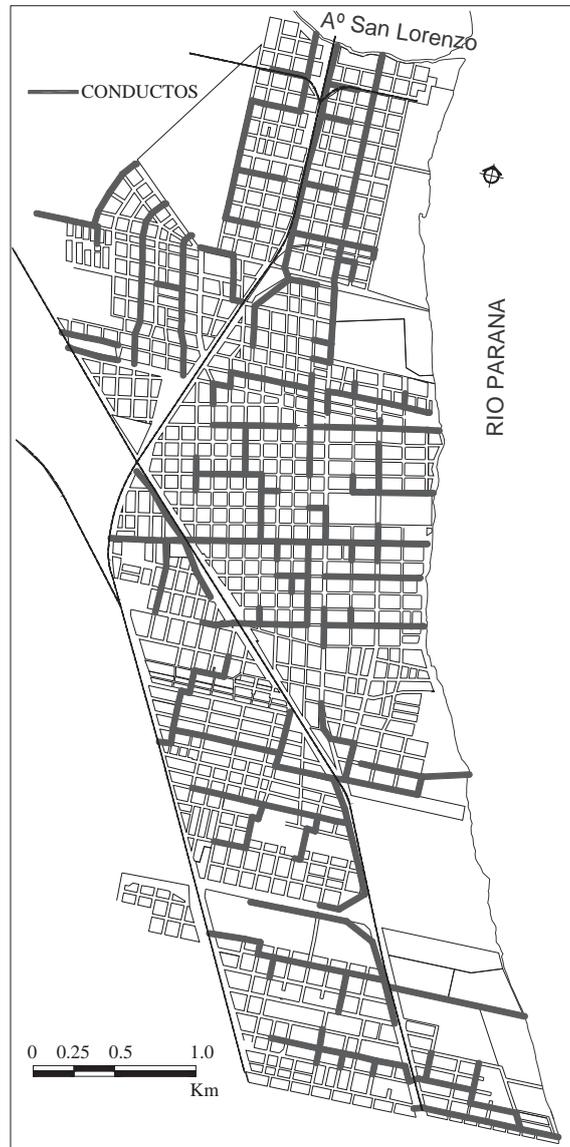


Fig. 9. Discretización de la capa de conductos en Situación de proyecto

Escenarios Modelados

Fueron considerados escenarios de modelación con las obras actuales y con las obras proyectadas. Los escenarios considerados fueron:

- (a) Escenario Actual
 - (a.1) Escenario actual con lluvia sin impacto de inundaciones; $P = 15.6$ mm
 - (a.2) Escenario actual con lluvia $P = 30$ mm
 - (a.3) Escenario actual con lluvia con recurrencia $R = 2$ años; $P = 39$ mm
 - (a.4) Escenario actual con lluvia con recurrencia $R = 5$ años; $P = 52$ mm

- (b) Alternativas de proyecto de saneamiento pluvial
 - (b.1) Alternativa 1
 - (b.2) Alternativa 2
 - (b.3) Alternativa 3

A su vez en cada alternativa se analizaron 3 etapas parciales de avance de las obras.

- (c) Alternativa seleccionada con lluvia extraordinaria de 100 años de recurrencia.

Resultados Logrados en el Análisis de Impacto

En relación al impacto se establecieron las siguientes definiciones:

Impacto Nulo - Leve: Cordón - cuneta lleno de agua y/o sección transversal con agua e incomodidad para cruzar la calle y tránsito vehicular con precaución por no más de 15 minutos.

Impacto Leve: Cordón - cuneta lleno o levemente desbordado con anegamiento entre 75-100% de la calle e imposibilidad de cruce de calle peatonal y tránsito vehicular con dificultad no más de 15 minutos.

Impacto Moderado - Fuerte: Cordón-cuneta desbordado con agua en la vereda, imposibilidad de cruce peatonal de calle, dificultad de tránsito vehicular, con situaciones críticas con permanencia de hasta 15 minutos.

Impacto Fuerte: Cordón-cuneta desbordado completamente, agua en las veredas, imposibilidad de tránsito peatonal, imposibilidad de tránsito vehicular sin producción de oleaje, con permanencia de por lo menos 15 minutos o más.

El análisis de impacto para la situación actual ha permitido definir claramente el grado de vulnerabilidad ante inundaciones urbanas que posee la zona en estudio. Se ha determinado que el sistema actual tiene una capacidad de drenaje apropiado para una lluvia de 15.6 mm (precipitados en una hora) sin producir inundaciones en ninguna esquina de la ciudad. Esta lluvia puede asociarse a una recurrencia o período de retorno inferior al año. A partir de tal lluvia el impacto de inundaciones crece, estableciéndose

que aproximadamente un 85%-90% de la ciudad puede tener impactos entre moderados y fuertes para una lluvia intensa hipotética de 52 mm, lluvia que corresponde a una recurrencia de 5 años. Precisamente el presente Plan Director tiene como objetivo el de disminuir a un valor nulo el impacto en términos de inundaciones urbanas para una lluvia de 5 años de recurrencia.

El análisis de impacto de cada alternativa de proyecto de obras tuvo por objeto verificar y optimizar cada una de las alternativas de modo tal que se verifiquen la suposición de impacto por inundación nulo para $R = 5$ años. En este sentido vale remarcar la novedoso acerca de la utilización de un modelo de simulación de escurrimiento en todo el ambiente hidrográfico una vez prediseñadas las obras respectivas, lo que permitió una retroalimentación con los ingenieros proyectistas hasta alcanzar la suposición planteada originalmente.

Asimismo, el análisis de impacto en cada etapa de avance de construcción de cada alternativa ha permitido cuantificar en que medida se evoluciona en el tiempo hacia la suposición de inundación urbana cero.

Completando el análisis de impacto de inundaciones urbanas se ha realizado la simulación de una tormenta extraordinaria de 100 años de recurrencia. Este tipo de análisis es apropiado para la cuantificación de daños esperables ante una lluvia extraordinaria y para la correspondiente planificación de acciones a seguir en caso de ocurrir tal evento.

Mediante la modelación se ha establecido que si ocurre actualmente un evento de recurrencia cercana a los 100 años (68.3 mm en 1 hora) un 90 a 95 % de la ciudad tendría un fuerte impacto con el agua superando los niveles de los cordones y los niveles de desborde de zanjias por tiempos superiores por lo menos a 15 minutos.

Por otro lado, el análisis de la lluvia extraordinaria ($R = 100$ años) en un escenario con las obras y medidas planificadas en el Plan Director ha demostrado que:

- en la zona céntrica y más cercana al río Paraná y la zona norte con escurrimiento hacia el arroyo San Lorenzo sufrirían un leve impacto inferior al que produce actualmente una lluvia de $R = 2$ años;
- en la zona oeste del centro, la zona entre vías y la zona sur el impacto es moderado con ciertos puntos críticos. En este caso el impacto es similar al que produce un lluvia de recurrencia de $R = 2$ años en el escenario actual.

En las Figuras 10 a 12 se presentan las graficaciones de los impactos por inundaciones en el ambiente hidrográfico actual para lluvias de:

- 15.6 mm (Recurrencia 0.5 años). Escenario Actual. (Fig. 10(a))
- 52 mm ($R = 5$ años). Escenario Actual. (Fig. 10(b))
- 68.3 mm ($R = 100$ años) Escenario Actual. (Fig. 11)
- 52 mm ($R = 5$ años). Con Plan Director_Obras Completas. (Fig. 12(a))
- 68.3 m ($R = 100$ años). Con Plan Director_Obras Completas. (Fig. 12(b))



Fig. 10. Impacto situación actual. (a) Lluvia total 15.6 mm; (b) 52 mm-R: 5 años

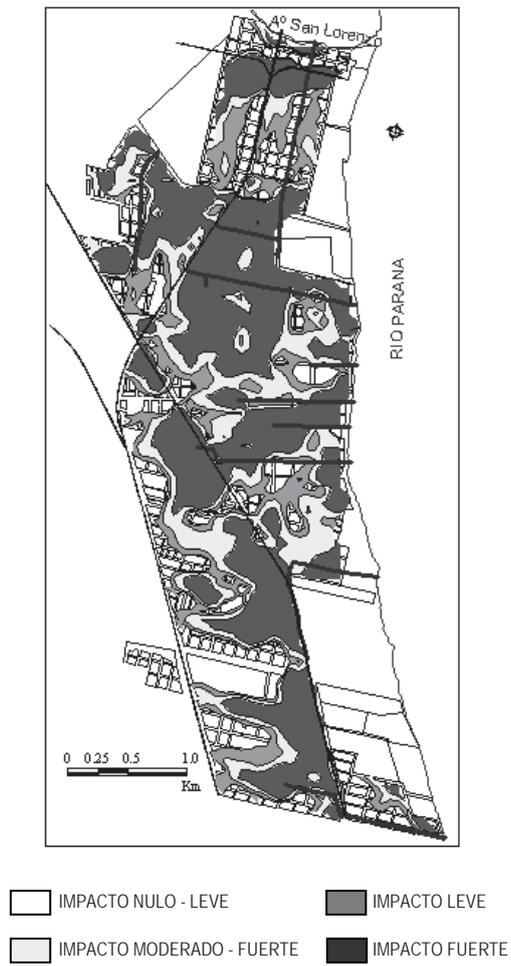


Fig. 11. Impacto situación actual. Lluvia total 68.3 mm-R: 100 años

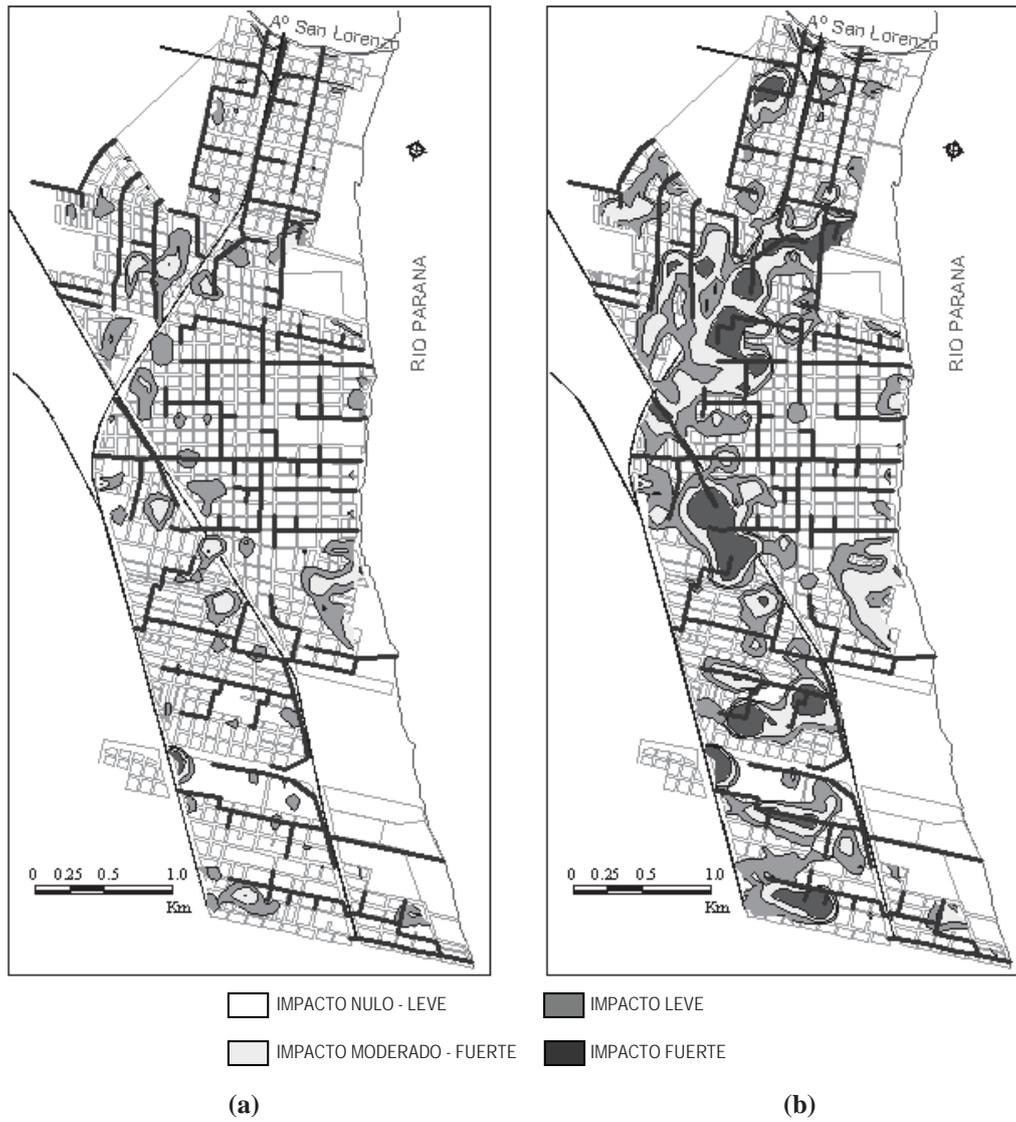


Fig. 12. Impacto en condición de proyecto. (a) Lluvia total 52 mm-Rec. 5 años y (b) 68.3 mm, R = 100 años.

Síntesis del Impacto

La realización completa de las obras y medidas planificadas en el Plan Director permitirá:

- que el impacto ante inundaciones urbanas sea nulo en toda la ciudad para un lluvia de $R = 5$ años de recurrencia (52 mm en 1 hora). Actualmente la máxima lluvia estimada que no produce impacto en ningún punto de la ciudad es de 15.6 mm.
- que el impacto ante inundaciones para una lluvia extraordinaria ($R = 100$ años de recurrencia, 68.5 mm en una hora) sea entre leve y moderado en un 90 % de la extensión superficial de la ciudad con ciertos puntos críticos. Actualmente una lluvia de $R = 100$ años produciría un impacto fuerte en un 95% de la ciudad.

CONCLUSIONES

Se ha presentado la evaluación de impacto ante inundaciones en un ambiente urbano realizado mediante simulación de escurrimiento con un modelo matemático físicamente basado.

El nivel de detalle tanto en la capa superficial como en la subterránea puede promediarse a nivel de esquina.

El modelado ha permitido definir para los distintos escenarios y lluvias consideradas, alturas de agua en cordón y caudales en esquinas con sus respectivas permanencias.

Estableciendo primeramente condiciones para determinados niveles de afectación de las inundaciones fue posible cuantificar a nivel de detalle de esquinas los impactos.

La modelación del escenario completo permitió en la distintas etapas del proyecto de obras estructurales, retroalimentar el diseño elaborado por los ingenieros proyectistas hasta alcanzar las hipótesis de proyecto planteadas originalmente (no inundación para $R = 5$ años).

En municipios como el estudiado donde es prácticamente imposible financiar en una única etapa la totalidad de las obras estructurales diseñadas, ha resultado de particular importancia la determinación de la evolución de la mitigación del impacto por inundaciones al plantear las diversas etapas del plan de obras compatible con financiamiento a mediano plazo.

El uso de una herramienta tecnológica de estas características permite rápidamente determinar no solo el impacto (en los términos que estos se definen) sino también: detectar puntos de subdimensionamiento de conductos, presencia de flujos inversos, la necesidad de mayores longitudes de bocas de tormentas, entre otros elementos de interés para los ingenieros proyectistas.

Si bien en la actualidad existen tanto para libre acceso como en el mercado comercial en el ámbito nacional como internacional los más diversos modelos de

simulación para este tipo de problemática, se desea hacer especial énfasis en el desarrollo propio (Departamento de Hidráulica, FCEIA; UNR) del modelo el cual se ha ido modificando, adaptando y mejorando en las múltiples aplicaciones a las que se lo ha sometido.

BIBLIOGRAFÍA

- Chow, V. T., (1994), Hidráulica de Canales Abiertos, Mc Graw-Hill, Bogotá , Colombia.
- Departamento de Hidráulica (DH) (2005), Informe Final Convenio Plan Director de Desagües Pluviales ciudad de San Lorenzo, FCEIA; UNR, Rosario.
- Maza J., Fornero L., Litwin C. y Fernandez P. (1993), Modelo AR-HYMO, Manual del Usuario, INA-CRA, Mendoza.
- Orsolini H.E., Zimmermann, E. y Basile P.A. (2000), Hidrología Procesos y Métodos, UNR Editora, Rosario. 319p.
- Riccardi, G., (2001), Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos. Inédito, Tesis Doctoral, FCEFYN, UNC, Córdoba. 279p.
- Riccardi, G. (2004), Hidrología en medios Antropizados, Libro Electrónico, Maestría en Recursos Hídricos de Llanura, FCEIA; UNR, Rosario; www.c-virtual.fceia.unr.edu.ar.
- UDFCD (1967 a 1994), Drainage Criteria Manual, Vol. 1,2 y 3, Urban Drainage and Flood Control District, Denver, Colorado, EU. 750 p.

Uso de imágenes satelitales y SIG en la generación de mapas de CN y evaluación de la agregación espacial de este parámetro mediante modelación

**Carlos M. Scuderi⁽¹⁾, Hernán R. Stenta⁽¹⁾, Gerardo A. Riccardi⁽²⁾⁽³⁾,
Erik D. Zimmermann⁽²⁾⁽⁴⁾, Pedro A. Basile⁽²⁾⁽⁴⁾, Marina L. García⁽¹⁾ y
Juan P. Rentería⁽⁵⁾**

(1) Becario Doctoral CONICET, (2) Profesor Adjunto FCEIyA, (3) Investigador CIC-CIUNR, (4) Investigador CONICET, (5) Docente Investigador FCEIyA.

Departamento de Hidráulica. Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales (CURIHAM).

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura (FCEIyA). Universidad Nacional de Rosario.

Riobamba 245 bis, 2000, Rosario, Santa Fe, Argentina.

e-mail: cscuderi@fceia.unr.edu.ar

Resumen: El empleo de técnicas de sensoreamiento remoto en conjunto con la utilización de un Sistema de Información Geográfica (SIG) permite manipular gran cantidad de información distribuida espacialmente de forma rápida y eficiente. En este trabajo se aplican estas tecnologías para generar mapas de valores distribuidos de CN a partir de imágenes satelitales Landsat. A través de simulación matemática distribuida, es evaluado el efecto al considerar un CN distribuido o un CN medio único. Los análisis efectuados para la sección de control de las cuencas en estudio, indican que al considerar las variables caudal máximo, volumen de escurrimiento y tiempo al pico; las diferencias máximas relativas se hallan en el orden del 10%.

Palabras clave: método del número de curva (CN), imágenes satelitales, modelación matemática distribuida.

INTRODUCCIÓN

El procesamiento y análisis de imágenes satelitales poseen múltiples aplicaciones en trabajos de estudio, proyecto y evaluación de recursos hídricos. Pudiendo citarse, entre otros, algunos usos como la determinación de parámetros distribuidos espacialmente para su incorporación en modelos matemáticos hidrológicos, el seguimiento temporal tanto de cuerpos de agua como del crecimiento de la vegetación y del estado de humedad del suelo, las modificaciones en el uso y manejo de los suelos, etc. El empleo de estas técnicas de sensoreamiento remoto se ve potenciado cuando se utiliza en conjunto con un Sistema de Información Geográfica (SIG), logrando la manipulación de gran cantidad de información distribuida espacialmente de forma rápida y eficaz. Las principales funciones del SIG son permitir el intercambio de información almacenada en diferentes formatos (archivos de texto, planillas de cálculo, bases de datos, programas de diseño asistido por

computador tipo CAD) utilizada ampliamente en hidrología; la disminución de los tiempos de procesamiento (costo computacional); y la consulta y generación de nueva información en forma relativamente sencilla para el usuario.

El estudio minucioso del proceso de transformación lluvia-caudal permite conocer que parte de la lluvia total es interceptada por la vegetación, que fracción es almacenada superficialmente en depresiones, que proporción se infiltra y por último que porcentaje contribuye al escurrimiento superficial. A través de modelación matemática distribuida es posible cuantificar estos procesos y estimar la propagación del escurrimiento superficial; la misma, resulta de sumo interés cuando se trata de reproducir crecidas históricas, implementar sistemas de alerta contra inundaciones en tiempo real, estudiar alternativas y realizar proyectos de obras hidráulicas, evaluar el comportamiento de la cuenca cuando son alterados la red de drenaje y el uso del suelo, etc.

Durante el transcurso de una tormenta, la estimación de las pérdidas (intercepción, almacenamiento superficial e infiltración) presenta un alto nivel de incertidumbre dada la dificultad de cuantificación de las variables involucradas en dichos procesos. Un procedimiento para obtener las pérdidas durante una tormenta y estimar a partir de ellas el escurrimiento superficial, tanto en cuencas rurales como urbanas, es el desarrollado por el SCS (Soil Conservation Service) de los EEUU (Chow et al., 1994). El método utiliza un parámetro, el número de curva (CN), que representa las características medias del complejo suelo-vegetación; estando relacionado con el estado de humedad del suelo, el uso y las prácticas de manejo del mismo (Riccardi, 2004). La valoración del número de curva y el conocimiento de la distribución espacial del mismo es uno de los parámetros de entrada necesarios para el uso de modelos matemáticos distribuidos con la finalidad de modelar los procesos de transformación lluvia-caudal y propagación del flujo.

Dentro de la temática presentada, es posible enumerar algunos trabajos; Ferrer Juliá et al. (1998) han obtenido mapas de CN en seis cuencas experimentales de España con la finalidad de estudiar las diferencias que presentan dichas estimaciones del parámetro CN a partir de diferentes fuentes de información; Zimmermann (2000), Zimmermann y Riccardi (2000) y Riccardi (2001) han desarrollado diferentes modelos matemáticos hidrológicos-hidráulicos distribuidos espacialmente que utilizan el parámetro CN para evaluar las pérdidas y determinar el escurrimiento superficial; Pandey et al. (2003) han utilizado un SIG para construir diferentes capas de información de entrada, una de grupo hidrológico del suelo, otra de vegetación y una tercera de la condición de humedad antecedente, para la aplicación del método del SCS en una cuenca rural de 2793 has ubicada en el estado de Jharkhand (India); Zimmermann et al. (2004) han empleado técnicas de sensoriamiento remoto y SIG conjuntamente con la modelación matemática hidrológica distribuida para el estudio del saneamiento hídrico en áreas inundables de la localidad de Chañar Ladeado (Santa Fe, Argentina); en tanto que Vouilloud y Brizuela (2005) han delimitado zonas con características erosivas homogéneas en un sector de los alrededores de la localidad de La Paz (Entre Ríos, Argentina).

OBJETIVOS

El presente trabajo plantea como primer objetivo elaborar un mapa distribuido del parámetro CN para verano, en cuencas de la región sur de la Pcia. de Santa Fe (Argentina) con la finalidad de mejorar el grado de detalle y la calidad de la información a ser utilizada en la modelación matemática distribuida de los procesos de transformación lluvia caudal y propagación de crecidas.

El segundo objetivo busca analizar las modificaciones, si las hubiere, en la respuesta hidrológica de las cuencas en estudio debidas a los efectos de agregación espacial del parámetro CN por medio de modelación matemática hidrológica – hidráulica distribuida. Respecto de la agregación espacial de datos y parámetros, Stenta et al. (2008) indican que en general este proceso puede influenciar en la respuesta hidrológica de la cuenca modelada; es decir, una cuenca modelada con diferentes escalas puede presentar alteraciones en los resultados debido a la agregación espacial.

La información necesaria para elaborar los mapas de CN con que se dispone está constituida por imágenes satelitales, cobertura del suelo (a través del conocimiento de campo y firmas espectrales), uso y tipos del suelo. En tanto que para efectuar la modelación matemática distribuida se cuenta con la constitución topográfica detallada de la cuenca (MDT), red hídrica, obras hidráulicas (cunetas, canales, alcantarillas y puentes), obras que afectan el escurrimiento natural de las aguas (terraplenes viales y ferroviarios), tormentas e hidrogramas asociados.

MATERIALES Y MÉTODOS

Descripción de las cuencas en estudio

Las cuencas de los Arroyos Ludueña y Saladillo, pertenecientes al sector suroeste de la provincia de Santa Fe (Argentina), se hallan ubicadas en la Llanura Pampeana; siendo el río Paraná el curso receptor de ambas. La región, una extensa planicie con escasa pendiente del orden de 0.5 m.km^{-1} a 3.0 m.km^{-1} , es especialmente apta para la agricultura, la ganadería y el establecimiento de grandes núcleos urbanos por contar con tierras fértiles y fuentes seguras de agua para consumo humano. La precipitación media anual es del orden de 958 mm (serie 1876-2006, estación Rosario Aero). Estas características hacen de la agricultura el principal uso del suelo, destacándose fundamentalmente la producción de soja, maíz y trigo. Ambos sistemas se encuentran atravesados por gran cantidad de terraplenes tanto viales como ferroviarios, evidenciando una fuerte presión antrópica.

Zimmermann et al. (1995) señalan que el uso del suelo de la región ha sufrido un cambio sustancial a partir del año 1970, donde se ha pasado del cultivo de pasturas para ganadería a una agricultura extensiva, modificando la hidrología superficial de la cuenca; observando además que pareciera ser que estos hechos han producido una disminución en el tiempo de concentración de la cuenca junto a una creciente impermeabilización, con el

consiguiente aumento de caudales y disminución en el tiempo de concentración del sistema.

La cuenca del Arroyo Ludueña (Fig. 1) se halla ubicada entre los paralelos $32^{\circ} 45'$ y $33^{\circ} 08'$ S y los meridianos $61^{\circ} 04'$ y $60^{\circ} 39'$ O. Su área de aporte es de aproximadamente 694 Km^2 y la elevación varía entre 70 m y 18 m sobre el nivel del mar. La red hídrica principal está constituida por el arroyo Ludueña y los canales Ibarlucea y Salvat, con una longitud aproximada de 140 km. El suelo predominante es de tipo arcilloso-limoso presentando condiciones de permeabilidad moderada a moderadamente lenta (Pouey, 1998), con pendiente media del orden de 1.0 m.km^{-1} . El caudal base del arroyo Ludueña es de $0.5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, alcanzándose en crecidas ordinarias los $80 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ y en extraordinarias ($R > 50$ años) caudales superiores a los $400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Riccardi et al., 2002).

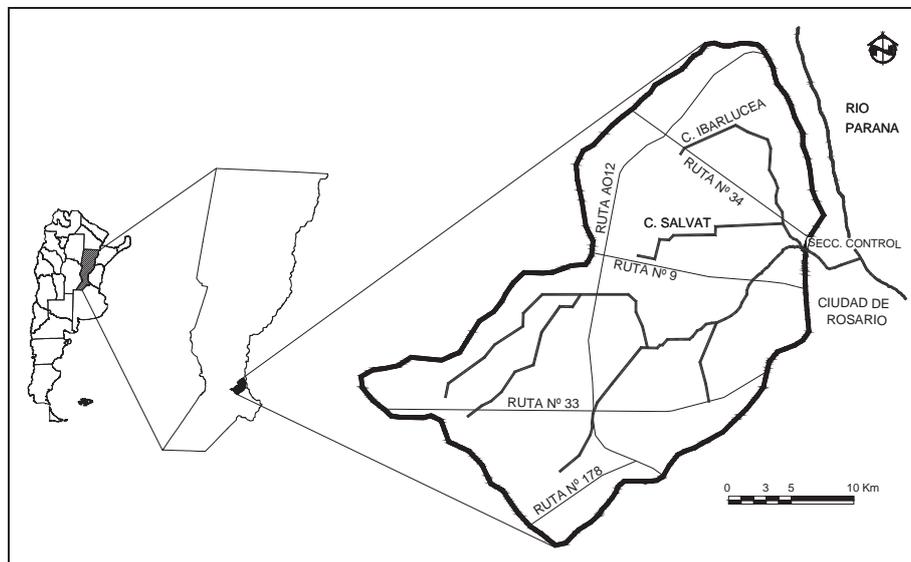


Fig. 1. Cuenca del Arroyo Ludueña

La cuenca del arroyo Saladillo se encuentra situada entre los paralelos $32^{\circ} 55'$ S y $33^{\circ} 30'$ S y los meridianos $60^{\circ} 35'$ O y $61^{\circ} 55'$ O (Fig. 2). Posee un área de contribución de aproximadamente 3144 km^2 , mientras que la elevación varía entre 116 m y 19 m sobre el nivel del mar. La red hídrica presenta diversos cauces naturales y artificiales, constituyendo el arroyo Saladillo el cauce principal con una longitud de 145 km en dirección sudoeste a noreste y pendiente media de 0.6 m.km^{-1} . Los suelos en general, son bien drenados con permeabilidad moderada a moderadamente lenta; en tanto que en los valles de inundación se encuentran suelos con drenaje imperfecto. El caudal base del arroyo es de $1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, registrándose un valor de $1140 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en el evento ocurrido en abril de 1986.

En ambas figuras, se representa en trazo medio los cursos de agua (tanto naturales como artificiales), en trazo grueso el límite de cuenca, y en trazo fino los terraplenes que cruzan la región (rutas y ferrocarriles).

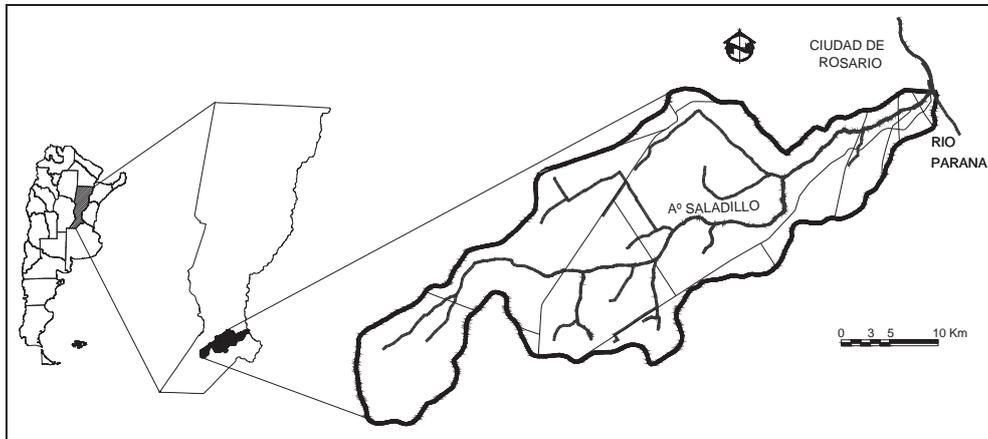


Fig. 2. Cuenca del Arroyo Saladillo

Tratamiento de imágenes

De las imágenes disponibles, se eligió una perteneciente a la misión Landsat 5 Sensor TM (path 227, row 083) correspondiente a las fecha 04/02/1992, con resolución espacial de 30 m x 30 m. A partir de la misma, será elaborado un mapa de clases de cobertura del suelo; tarea que implica aplicar a la imagen los siguientes procesos: (a) corrección radiométrica, (b) corrección geométrica o georreferenciación y (c) clasificación de las diferentes coberturas de suelo. El procesamiento se efectuó utilizando el software ENVI v3.5.

Corrección radiométrica: La corrección radiométrica es utilizada para permitir la comparación entre imágenes registradas por diferentes sensores y en diferentes épocas del año, consiguiendo según Chander y Markham (2003) llevar las imágenes a un mismo “sistema de referencia radiométrico”. El resultado de este procedimiento es lograr niveles de reflectividad para cada píxel, existiendo un paso intermedio que consiste en la transformación del número de cuenta digital (CD) a radiancia; los mismos fueron calculados según la ecuación 1 (Chander y Markham, op cit.):

$$L_{\lambda} = \text{Gain} \cdot \text{CD} + \text{Bias} \quad (1)$$

donde: L_{λ} es la radiancia espectral del sensor para cada banda [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$]; *Gain* está dado en [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1} \cdot \text{CD}^{-1}$]; *CD* es el valor de cuenta digital de cada píxel para cada banda [adimensional]; y *Bias* está dado en [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$]. Los valores de *Gain* y *Bias* son factores de escala propios de cada banda, suministrados en el archivo ‘header’ de cada imagen; los mismos surgen de la corrección efectuada a los sensores montados en el satélite debido al deterioro propio del transcurso del tiempo.

Obtenidos los valores de radiancia para cada píxel en cada banda, el siguiente paso es el cálculo de los valores de reflectividad al tope de la atmósfera (RTA); tarea que permite

disminuir la variabilidad entre escenas mediante una normalización de la irradiancia solar. La reflectividad es calculada mediante la ecuación 2 (Chander y Markham, op cit.):

$$R_{\lambda} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda} \cdot d^2}{E_{SUN} \cdot \text{sen}(\theta)} \quad (2)$$

donde: R_{λ} es la reflectividad al tope de la atmósfera [%]; π es la constante 3.1415 [adimensional]; L_{λ} fue descrito anteriormente; d es la distancia Sol-Tierra [unidades astronómicas]; E_{SUN} es la irradiancia exoatmosférica solar media [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$]; y θ es el ángulo de elevación solar [rad]. La magnitud d varía en función de la época del año, en tanto que el valor de E_{SUN} es función del tipo de sensor y de la banda considerada; ambos valores están tabulados en Chander y Markham (op cit.).

Corrección geométrica: La etapa siguiente consistió en unificar los sistemas de proyección debido a que gran cantidad de los datos disponibles (archivos vectoriales con límite de cuenca, terraplenes y red hidrográfica y archivos poligonales de tipos de suelo) se hallaban en el sistema Gauss Krugger Faja 5 (GK-5) para el caso de la cuenca del A° Ludueña; mientras que para la cuenca del A° Saladillo la información estaba representada en el sistema GK-4_5 (faja de proyección con punto de tangencia intermedio a los de las fajas 4 y 5, ya que la cuenca atraviesa ambas fajas del sistema de proyección). Se optó por convertir los valores de RTA de cada banda suministrados en el sistema Universal Transversal Mercator 20 Sur (UTM-20S) para la primer cuenca a GK-5, en tanto que para la segunda a GK-4_5. Esta operación fue ejecutada empleando el módulo “Convert Map Projection” (método de resampleo del vecino más próximo) que posee el software ENVI v3.5, verificando posteriormente algunos puntos de coordenadas conocidas tales como cruces de rutas y cruces de cursos de agua con caminos, estableciendo de esta manera la confiabilidad del procedimiento efectuado.

A modo de ejemplo, en la Fig. 3 se observa el sector correspondiente a la cuenca del A° Ludueña (banda 1, imagen Landsat 5 TM) de fecha 04/02/1992, luego de aplicarse las correcciones radiométricas y geométricas; y superponer los vectores de límite de cuenca (línea de trazo), redes hidrográficas (línea punteada) y terraplenes viales y ferroviarios (línea continua).



Fig. 3. Imagen Landsat 5 TM, banda 1, fecha 04/02/1992. Cuenca del A° Ludueña.

Clasificación de coberturas

En función del uso del suelo, de la topografía y teniendo en cuenta el objetivo de estimar el valor del número de curva (CN), fueron determinadas cinco clases de cobertura de suelo:

- CLASE 1: Suelo húmedo no cultivable (freática poco profunda, bajos, márgenes de cursos);
- CLASE 2: Suelo cultivable con vegetación nula o escasamente desarrollada;
- CLASE 3: Vegetación desarrollada (principalmente cultivos de soja y maíz);
- CLASE 4: Suelo desnudo con escasa humedad o seco;
- CLASE 5: Espejos de agua.

Los píxeles correspondientes a los centros poblados fueron eliminados de la clasificación mediante la utilización de una máscara debido a la alta dispersión en los valores de RTA que presentaban. Para obtener el mapa temático de cobertura del suelo, en el cual los valores de RTA para cada píxel son transformados en clases, fue aplicado el método de clasificación supervisada. La determinación de polígonos o regiones de entrenamiento con similar respuesta espectral, para cada imagen, estuvo basada en la nueva imagen generada a través de la composición de bandas 432 “falso color”, la información suministrada por la librería espectral digital del US Geological Survey y el conocimiento de campo de la región. La operatoria seguida fue proponer zonas de reflectividad homogénea para cada banda (se trabajó con todas las bandas, excepto la banda 6 “termal”) y determinar los valores medios y desvíos estándar de la “firma espectral” surgida, corroborando de esta manera la uniformidad de las muestras. En la Fig. 4 son presentados para la cuenca del A° Ludueña, los valores medios de RTA para las distintas bandas de la imagen de fecha 04/02/1992.

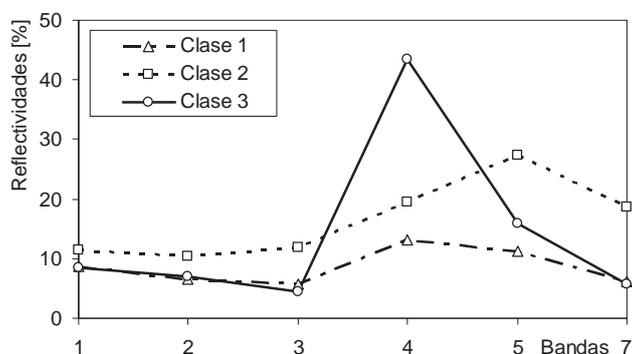


Fig. 4. RTA según bandas, fecha 04/02/1992. Cuenca del A° Ludueña.

Luego de realizada la clasificación, el mapa de clases de cobertura del suelo para cada cuenca fue obtenido aplicando sobre la misma una máscara (archivo en formato vectorial conteniendo los límites de la cuenca) utilizando el programa Envi v3.5. Los resultados de esta operación son mostrados en la Tabla 1, en forma de porcentaje en cada cuenca para ambas imágenes.

Tabla 1. Distribución de coberturas del suelo (%)

Clase	Cuenca A° Ludueña	Cuenca A° Saladillo
1	19.1	26.2
2	41.6	35.4
3	39.3	37.3
4	-	-
5	0.0	1.2

En la imagen correspondiente al 04/02/1992 (verano) no fue posible distinguir la Clase 4, suelo desnudo con escasa humedad o seco; ya que el uso del suelo en esta época es dedicado preponderantemente a la agricultura (Clases 3 y 2).

Mapas de suelo

Los suelos de la región son predominantemente de tipo arcilloso-limosos presentando condiciones de permeabilidad moderada a moderadamente lenta, con escasas pendientes. La discretización espacial de las asociaciones de suelo para cada cuenca fue confeccionada mediante digitalización de las cartas de suelo (escala 1:50000) provistas por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria INTA(1972 a 1978). Las cartas de suelo fueron escaneadas, georreferenciadas y posteriormente digitalizadas con un software tipo CAD; generando de esta manera un archivo vectorial donde cada asociación está representada mediante un polígono particular. Teniendo en cuenta las características físicas, químicas y la composición textural de cada asociación de suelo, se hallaron 14 asociaciones para la cuenca del A° Ludueña y 69 asociaciones para la cuenca A° del Saladillo (Figs. 5 y 6).

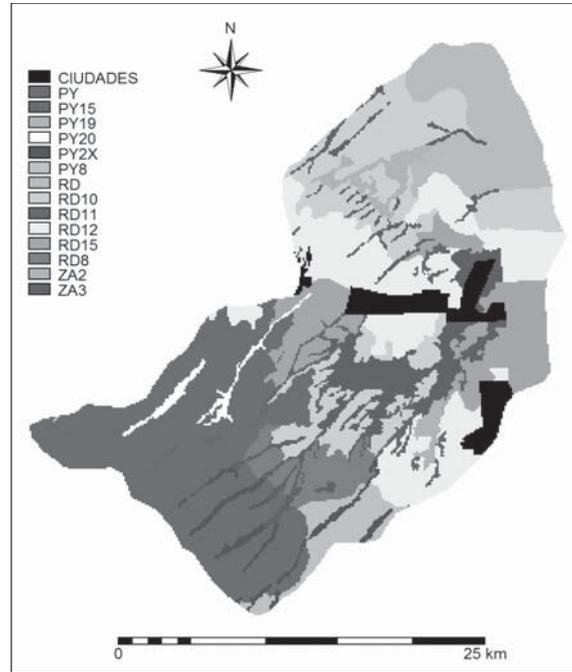


Fig. 5. Mapa de Asociaciones de Suelos pertenecientes a la cuenca del A° Ludueña

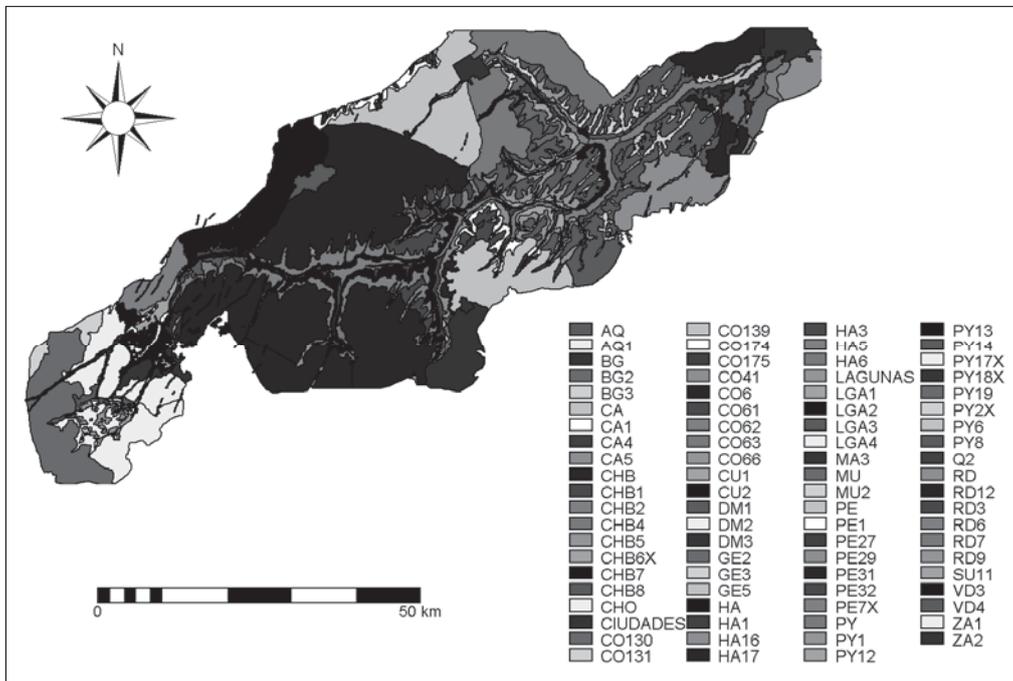


Fig. 6. Mapa de Asociaciones de Suelos pertenecientes a la cuenca del A° Saladillo

Cada una de ellas fue clasificada según el grupo hidrológico definido en el método del CN por el SCS. Las características de los grupos analizados reproducidas en Chow et. al. (1994) son:

- Grupo C: margas arcillosas, margas arenosas poco profundas, suelos con bajo contenido orgánico y suelos con alto contenido de arcilla;
- Grupo D: suelos que se expanden significativamente cuando se mojan, arcillas altamente plásticas y ciertos suelos salinos.

El criterio para asignar cada asociación a un determinado Grupo de suelo del método CN, fue basado en la publicación del NEH (2007) determinando que cuando la capa impermeable se encuentra a profundidades menores de 30 cm de la superficie la asociación puede clasificarse dentro del Grupo D, cuando la profundidad se encuentra entre 40 cm y 50 cm de la superficie la asociación puede clasificarse como Grupo C, y cuando se presenta a profundidades intermedias a las anteriores, la asociación puede clasificarse como perteneciente al Grupo C/D.

En la cuenca del A° Ludueña fue posible identificar un 55.5 % de suelos del Grupo C, 14.7 % de suelos del Grupo D y 29.8 % de suelos que presentan características intermedias entre ambos, denominados Grupo C/D. A su vez, para la cuenca del A° Saladillo se halló un 30.7 % de suelos pertenecientes al Grupo C, un 17.9 % de suelos relacionados al Grupo D y un 51.4 % de suelos dentro del Grupo C/D. En las Figs. 7 y 8 se exhiben los mapas de Grupos de suelo generados mediante el Sistema de Información Geográfica Ilwis v3.3 (2005) a partir de las cartas de suelo convertidas a formato raster y de la clasificación de cada asociación en uno de los tres grupos analizados.

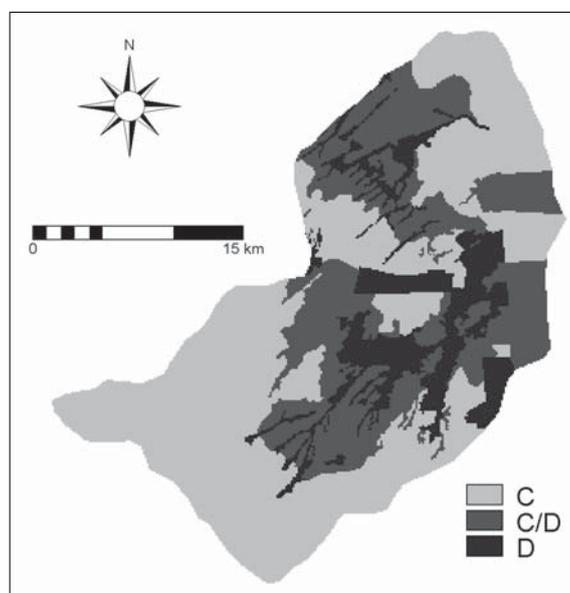


Fig. 7. Grupos de suelo según el SCS. Cuenca del A° Ludueña.

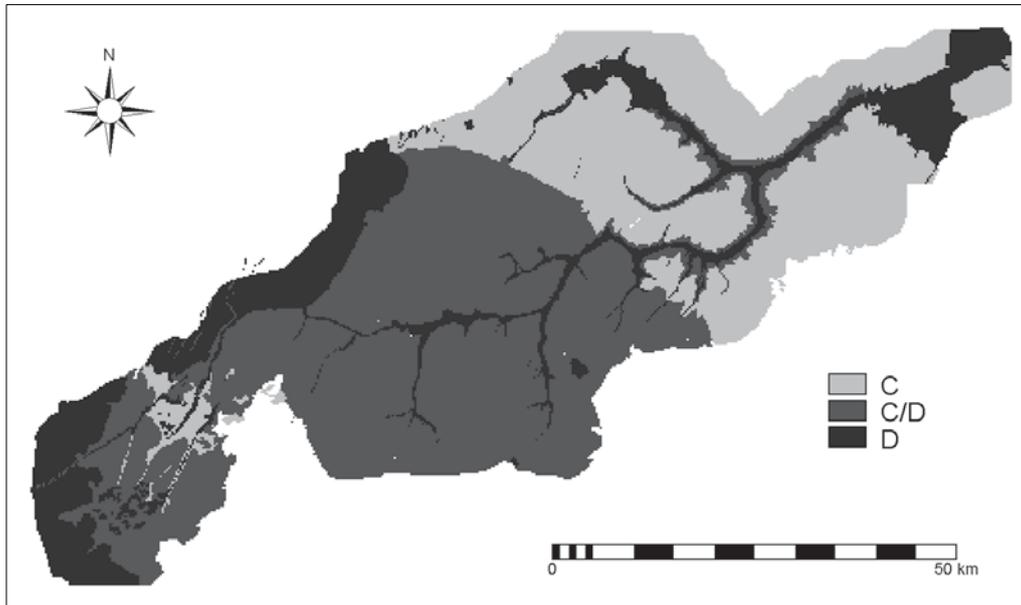


Fig. 8. Grupos de suelo según el SCS. Cuenca del A° Saladillo.

Asignación de valores de CN

La elección de valores de CN depende además de la cobertura del suelo y del grupo hidrológico, de la condición de humedad antecedente en que se hallaba la cuenca antes de la ocurrencia del evento pluviométrico. Al efectuar el análisis de la condición de humedad antecedente, fue utilizada una modificación del método original propuesto por el SCS introducida en el trabajo de Scuderi et al. (2006); la misma consiste en considerar la precipitación con antecedencia de 30 días respecto a la fecha de ocurrencia del evento, en vez de los 5 días sugeridos por el método. Esto se debe a que plantear solo 5 días anteriores a la fecha del evento, produce precipitaciones netas que no alcanzan a generar los limnigramas observados; una posible explicación a este hecho puede ser que el tipo de suelo de la región (arcilloso-limoso) aparentemente posee una gran capacidad de retención de humedad.

Los valores de CN fueron preliminarmente seleccionados con base en la normativa TR-55 (1986), y posteriormente se calibraron para los eventos de fecha 17/03/1994 en la cuenca del A° Ludueña (condición I de humedad antecedente) y de fecha 22/04/1986 en la cuenca del A° Saladillo (condición II de humedad antecedente) a través de modelación matemática distribuida; los resultados según Clase de cobertura y Grupo de suelo son presentados en las Tablas 2 y 3.

Tabla 2. Valores de CN calibrados para la tormenta del 17/03/1994 (condición I)

Clase	Grupo C	Grupo C/D	Grupo D
1	57	58	59
2	55	56	57
3	53	54	55
4	57	58	59
5	100		

Tabla 3. Valores de CN calibrados para la tormenta del 22/04/1986 (condición II)

Clase	Grupo C	Grupo C/D	Grupo D
1	76	77	77
2	74	75	76
3	73	74	74
4	76	77	77
5	100		

Cabe acotar que el valor de CN igual a 100, estipulado para la Clase 5 (espejos de agua), es independiente del grupo de suelo y de la condición de humedad antecedente.

Generación de Mapas de CN

La operación de asignación del valor del parámetro CN a cada píxel de la cuenca, fue realizada con el programa Ilwis v3.3 (2005); para lo cual cada mapa de coberturas de suelo fue importado (ya en formato raster) al igual que los mapas de Grupos de suelo (originalmente en formato de polígono y posteriormente convertido a formato raster). Con estos mapas se efectuó el cruzamiento o intersección de la información (a través del comando CROSS) generando un nuevo mapa de información con valores de CN y una tabla de valores asociada al mismo. En la Tabla 4 se exponen los valores de la distribución porcentual de los valores de CN obtenidos, mientras que en las Figs. 9 y 10 se presentan los mapas de CN obtenidos para ambas cuencas luego de aplicar el procedimiento descrito.

Tabla 4. Distribución de valores de CN (%)

CN	Cuenca A° Ludueña	Cuenca A° Saladillo
53	27.3	16.5
54	9.7	16.8
55	22.0	13.7
56	13.1	18.5
57	16.7	11.4
58	7.1	15.5
59	4.1	7.6

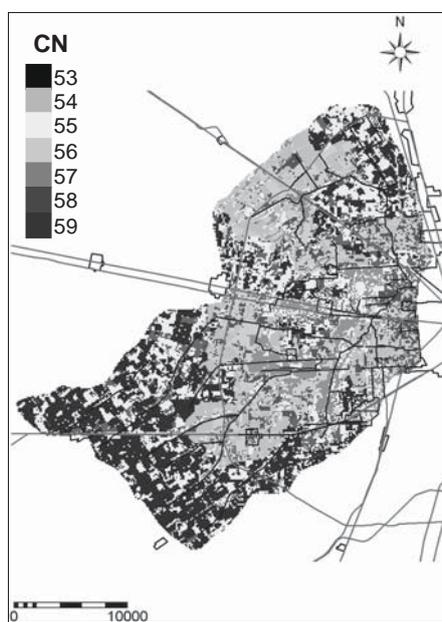


Fig. 9. Mapa de CN. Cuenca del A° Ludueña.

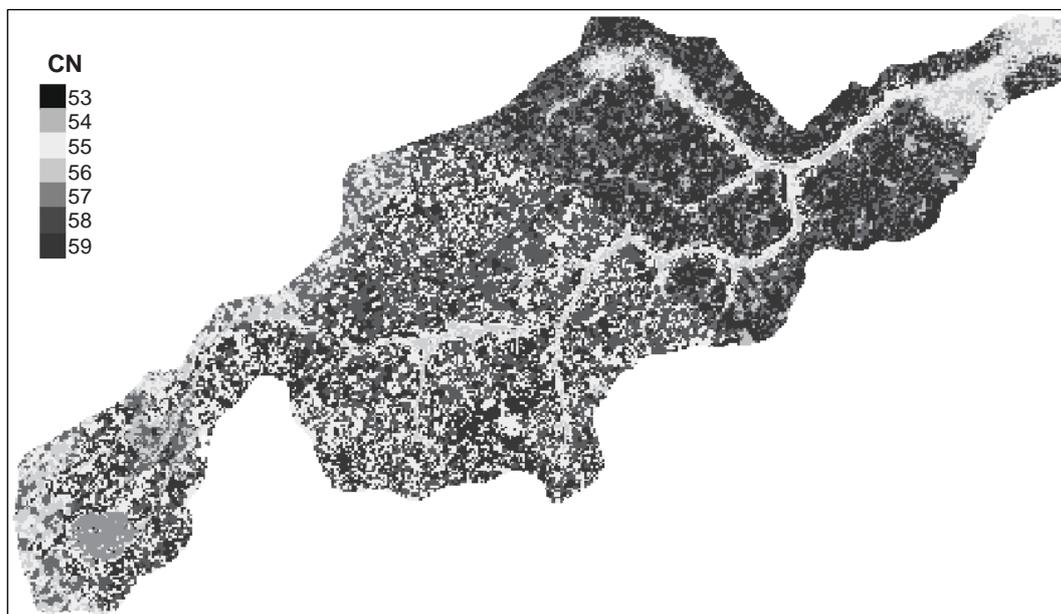


Fig. 10. Mapa de CN. Cuenca del A° Saladillo.

Estudio de la respuesta hidrológica

Conjuntamente con la elaboración de los mapas de CN fueron modeladas las cuencas de los arroyos Ludueña y Saladillo utilizando un modelo matemático distribuido, físicamente basado denominado CTSS8 (Riccardi, 2000). El mismo, permite la definición de un gran número de celdas cuadrangulares interconectadas entre sí que constituyen unidades de escurrimiento dentro de la cuenca. Ambas cuencas fueron discretizadas con cuatro tamaños de grilla con la finalidad de cuantificar el grado de incidencia que tiene la agregación espacial del parámetro CN en la respuesta hidrológica de las mismas. En la cuenca del A° Ludueña se constituyeron tamaños de grilla de 125 m, 250 m, 500 m y 1000 m y en la cuenca del A° Saladillo los tamaños de grilla son de 250 m, 500 m, 1000 m y 2000 m; incorporando las características hidráulicas y geométricas de los cursos de agua, terraplenes y alcantarillas.

La topografía se definió a partir de la digitalización de cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar (IGM), las curvas de nivel fueron vectorizadas y estos datos convertidos a archivos de texto para generar un modelo digital del terreno (MDT). El MDT se completó por medio de relevamientos de campaña en sectores con déficit de información topográfica.

En ambas cuencas, y para cada tamaño de grilla definido, se modelaron dos tormentas de diseño correspondientes a recurrencias de 10 y 50 años cada una (Stenta et al., 2005). Para lo cual se consideró una condición III de humedad antecedente, que puede ser estimada a través de la ecuación 3 (Chow et al., 1994):

$$CN(III) = \frac{23.CN(II)}{10 + 0,13.CN(II)} \quad (3)$$

La comparación fue realizada en la sección de control de ambas cuencas, analizando el caudal máximo o pico ($Q_{m\acute{a}x}$), el volumen de escurrimiento (V_e) y el tiempo al pico (T_p) de los hidrogramas generados en condiciones de diseño.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Los resultados presentados a continuación se circunscriben solamente a los tamaños de grilla de 125 m para la cuenca del A° Ludueña, y de 250 m para la cuenca del A° Saladillo; es decir las discretizaciones con mayor nivel de detalle para cada una de ellas.

La comparación realizada surge de aplicar sobre ambas cuencas los mapas de valores distribuidos de CN o un único valor medio de CN. En la Fig. 11 se presentan los resultados aplicados a ambas tormentas de diseño para la cuenca del A° Ludueña, en tanto que en la Fig. 12 se presentan los mismos resultados para la cuenca del A° Saladillo.

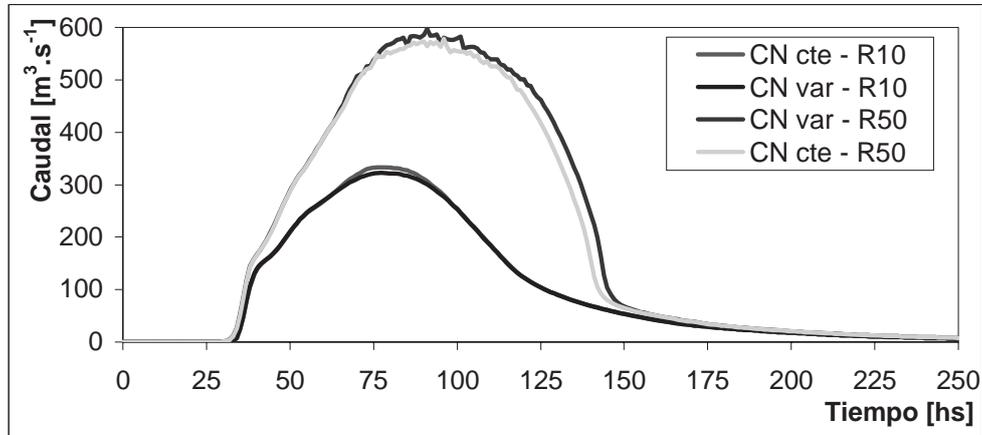


Fig. 11. Cuenca del A° Ludueña.

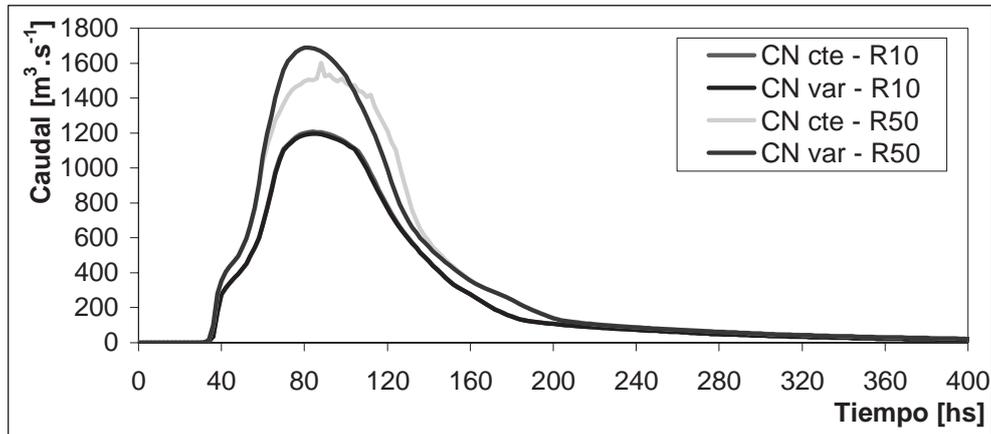


Fig. 12. Cuenca del A° Saladillo.

En la Tabla 5 se encuentra el resumen de las variables analizadas para ambas cuencas.

Tabla 5. Variables analizadas.

Variable	Cuenca A° Ludueña				Cuenca A° Saladillo			
	R = 10 años		R = 50 años		R = 10 años		R = 50 años	
	CN cte	CN var	CN cte	CN var	CN cte	CN var	CN cte	CN var
Qmáx. [m ³ .s ⁻¹]	333.1	322.2	577.9	596.4	1202.1	1195.5	1603.0	1564.6
Ve [Hm ³]	90.7	89.8	172.7	180.9	395.9	397.5	531.1	533.8
Tp [hs]	78	77	96	91	84	84	88	96

El análisis de los resultados indica que la mayor diferencia relativa porcentual que se produce en ambas cuencas entre la situación de considerar CN distribuido y CN

constante es de 3.4 % para el caudal pico, de 4.5 % para el volumen escurrido y de 8.3 % para el tiempo al pico.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A partir de los resultados obtenidos, puede inferirse que en todas las comparaciones realizadas para estas dos cuencas, la mayor diferencia relativa porcentual, al considerar caudales máximos es del 3.4 %, para volúmenes de escurrimiento es del 4.5 % y para los tiempos al pico es de 8.3 %; por lo tanto puede decirse que los errores se encuentran en el orden del 10 %.

Del cálculo de las variables analizadas para los diferentes tamaños de grilla, surge que la agregación espacial del parámetro CN no afecta sustancialmente los hidrogramas en la sección de control para ambas cuencas.

Un paso siguiente en la investigación, es establecer si el uso del parámetro CN en forma distribuida (en vez de un CN medio) produce variaciones de las variables estudiadas en el caso de puntos internos de la cuenca; tarea que la modelación matemática distribuida utilizada permite realizar. Otro aspecto que requiere investigación es establecer si la variación temporal en las coberturas del suelo produce diferencias significativas en la utilización de los valores de CN.

La detección de áreas con mayor variabilidad temporal del parámetro CN permite conocer las zonas donde es probable que los cambios en el uso y cobertura del suelo, y por ende en los valores de CN, puedan tener una mayor influencia en la respuesta hidrológica. Por lo que es recomendable proponer el seguimiento y análisis de dichas áreas en forma más detallada.

Se destacan la importancia y potencialidad de esta metodología a la hora de mejorar la representación de parámetros en la cuenca para su incorporación en modelos matemáticos hidrológicos distribuidos.

BIBLIOGRAFÍA

- Chander, G. y Markham, B. (2003). "Revised Landsat 5 TM Radiometric Calibration Procedures and Post-Calibration Dynamic Ranges". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 41, N. 11, pp 2674-2677.
- Chow, V. T., Maidment, D. y Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. McGraw Hill Interamericana S.A., Santa Fe de Bogotá, Colombia, 584 pp.
- ENVI v3.5. (2001). The Environment for Visualizing Images. Research Systems, Inc.
- Ferrer Juliá, M., Ruiz Verdú, A., Dimas Suárez, M. y Estrela Monreal, T. (1998). "Aportación de la Teledetección para la determinación del parámetro hidrológico del número de curva". *Ingeniería del Agua*, Vol. 5, Num. 1, pp 35-46.
- ILWIS v3.3 Academic. (2005). ITC, RSG/GSD, www.itc.nl/ilwis/.
- INTA (1972 a 1988). *Cartas de Suelo de la República Argentina*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria.

- NEH. (2007). National Engineering Handbook, Chapter 7: Hydrologic Soil Groups. USDA. NRCS. http://directives.sc.egov.usda.gov/media/pdf/H_210_630_7.pdf
- Pandey, A., Chowdary, V. M., Mal, B. C. y Dabral, P. P. (2003). "Estimation of runoff for agricultural watershed using SCS Curve Number and Geographic Information System". Map India Conference 2003, 8 pp.
- Pouey, N. (1998). *Erosión Hídrica en cursos de llanura sobre lechos cohesivos*. UNR Editora, Rosario, Argentina, 164 pp.
- Riccardi, G. A. (2000). "Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica Cuasi-2D Multicapa para Ambientes Rurales y Urbanos," *XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Tomo II*, Córdoba, Argentina, pp. 159-168.
- Riccardi, G. A. (2001). *Un sistema de modelación Hidrológica-Hidráulica cuasibidimensional para ambientes rurales y urbanos*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 279 pp.
- Riccardi, G. A., Scuderi, C. M. y Stenta, H. R. (2002). "Modelado de escurrimiento superficial con alto nivel de detalle en la cuenca del arroyo Ludueña, Santa Fe, Argentina". *XIX Congreso Nacional del Agua*, T33, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina.
- Riccardi, G. A. (2004). *Hidrología en Medios Antropizados*. Libro electrónico, Cap 4, Universidad Nacional de Rosario, <http://c-virtual.fceia.unr.edu.ar/>.
- Scuderi, C. M., Riccardi, G. A. y Zimmermann, E. D. (2006). "Pronóstico preliminar de crecidas en tiempo pseudo real en una cuenca de llanura". *XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Ciudad Guayana, Venezuela, 10 pp.
- Stenta, H. R., Rentería, J. P. y Riccardi, G. A. (2005). "Plataforma computacional para gestión de información en la simulación hidrológica-hidráulica del escurrimiento superficial". *XX Congreso Nacional del Agua y III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur*, Mendoza, Argentina. CD-ROM Cap. Hidrología, T 74, pp 1-13. ISBN 987-22143-0-1.
- Stenta, H. R., Riccardi, G. A. y Basile, P. A. (2008). "Similitud Hidrológica en el Escurrimiento Superficial en Cuencas Rurales mediante Modelación Matemática Distribuida", *XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Cartagena de Indias, Colombia (en revisión).
- TR-55. (1986). Technical Release 55. *Urban Hydrology for small watershed*. Second Edition. US Geological Survey. (2007). <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib04/spectral-lib04.html>.
- Vouilloud, F. A. y Brizuela, A. B. (2005). "Identificación de áreas con características erosivas semejantes utilizando teledetección y Sistemas de Información Geográfica". *Cuadernos del CURIHAM*, ISSN 1514-2906, Vol. 11(1), pp 1-8.
- Zimmermann, E. D., Basile, P. A., Riccardi, G. A. (1995). Análisis de la Modificación en la Respuesta Hidrológica del Sistema del Arroyo Ludueña provocada por cambios en el Uso del Suelo. Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales (CURIHAM), FCEIyA, UNR, Rosario, Argentina.
- Zimmermann, E. D. (2000). "Aplicación y Calibración del Modelo SHALL3 en el Sistema Hidrológico del Arroyo Ludueña, Santa Fe, Argentina". *XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Asociación Internacional de Investigaciones Hidráulicas División Latinoamericana, IAHR*. Vol II., pp 713-722, Córdoba, Argentina. ISBN 950-33-0267-6.
- Zimmermann, E. D. y Riccardi, G. A. (2000). "Modelo de Simulación Hidrológica Superficial y Subterránea para Áreas de Llanura". *XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Asociación Internacional de Investigaciones Hidráulicas División Latinoamericana, IAHR*. Vol II, pp 169-178, Córdoba, Argentina. ISBN 950-33-0267-6.
- Zimmermann, E. D., Rentería, J. P., Stenta, H. R., Riccardi, G. A. (2004). "Uso de sistemas de Información geográfica e Imágenes Satelitales y su Aplicación en Hidrología. Caso de Estudio: Sector Norte de Chañar Ladeado (Santa Fe, Argentina)". *Cuadernos del CURIHAM*, ISSN 1514-2906, Vol 10, pp 85-95.

Aplicación de un modelo hidrológico distribuido de celdas al pronóstico de niveles en un curso de llanura

Carlos M. Scuderi^(1,4), Gerardo A. Riccardi^(2,4) y Erik D. Zimmermann^(3,4)

(1) Becario Doctoral Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

(2) Investigador Consejo de Investigaciones Universidad Nacional de Rosario (CIUNR).

(3) Investigador Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

(4) Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura (FCEIyA - UNR).

Riobamba 245 bis. Rosario (2000), Argentina. Telefax: +54-341-4808541.

e-mail: cscuderi@fceia.unr.edu.ar

Resumen: La ocurrencia de eventos hidrológicos importantes y las grandes pérdidas económicas producidas en la región del gran Rosario (Pcia. de Santa Fe), han llevado a la instalación de un sistema de monitoreo pluviométrico y niveles de agua en los principales arroyos de la zona. Este hecho, junto al desarrollo de un modelo de predicción de niveles, constituye la base para la operación de un sistema de alerta contra inundaciones. En el marco descrito anteriormente, este trabajo propone estimar los niveles de agua, con horizonte de predicción de 6 horas, en una sección de control del arroyo Ludueña. El cálculo de niveles es efectuado con un modelo hidrológico distribuido, basado en el concepto de celdas. La metodología requiere datos de la topografía del terreno, de la precipitación neta cada seis horas, y de las rugosidades del valle y de los cursos de agua. El procedimiento propone, una vez iniciado un evento de lluvia (tiempo T_0), el cálculo del nivel para seis horas después del inicio del mismo, es decir T_6 . Posteriormente, cuando se llega a la hora seis, se compara el resultado dado por el modelo con el nivel registrado en la sección de control. En esta etapa se reajustan los valores de niveles calculados por el modelo en T_6 y se vuelve a predecir para la hora doce (T_{12}); trabajando así en forma sucesiva durante la ocurrencia de la tormenta. Debido a la gran escasez de datos existentes en la zona, ya que la red de medición se encuentra en fase de instalación, los resultados obtenidos fueron validados con tres eventos ocurridos en el año 1994; encontrándose dentro de límites aceptables, con un error porcentual máximo en altura de agua del 20%. Se observó que la distribución espacial de la lluvia, el uso de la tierra, la condición de humedad antecedente del suelo, y los coeficientes de rugosidad en valle y canales presentan gran incertidumbre por lo que se recomienda efectuar el registro continuo de estas variables en campo con el objeto de mejorar la eficiencia de su modelación y consecuentemente la del pronóstico.

Palabras clave: cuencas de llanura, inundaciones, sistema de alerta, modelos hidrológicos distribuidos.

INTRODUCCIÓN

La región centro este de la República Argentina, denominada Llanura Pampeana, cuenta con excelentes suelos para agricultura y ganadería y con fuentes seguras de agua para abastecimiento humano. Estas inmejorables condiciones alientan el establecimiento de grandes urbes, tendiendo a concentrar un elevado número de personas en pequeños sectores (Tucci y Bertoni, 2003). La creciente presión antrópica, la impermeabilización de suelos y la destrucción de los mismos debido a prácticas agrícolas intensivas (principalmente de soja), hacen que la región presente mayores condiciones de vulnerabilidad frente a inundaciones; por lo que la protección de vidas humanas como de bienes materiales cobra cada vez mayor importancia.

En las últimas dos décadas se han producido devastadoras inundaciones en la región sur y centro de la provincia de Santa Fe. Cabe destacar entre estos eventos, el desborde del A° Ludueña en el año 1986 que afectó unas 2000 ha y 80000 habitantes de la zona noroeste de la ciudad de Rosario (Riccardi et al., 2001) y la crecida del A° Saladillo que afectó la ciudad de Villa Gobernador Gálvez en el mismo año. Más recientemente, los desbordes del A° Cañada de Gómez que atraviesa la ciudad homónima, en el año 2000, en el que se produjeron 3 víctimas fatales y en el año 2003 el desborde del río Salado en la ciudad de Santa Fe, que se cobró 23 vidas humanas y afectó a 100000 personas (27% de la población de la ciudad).

Las medidas a tomar frente a las inundaciones pueden ser clasificadas en dos grandes grupos; estructurales y no estructurales (Berga, 1995; Georgakakos et al., 1999). Básicamente la diferencia entre ellas, es que las primeras actúan sobre los fenómenos durante su formación y ocurrencia modificando las características hidrológicas e hidráulicas de la cuenca. Mientras que las medidas no estructurales, cuyo objeto es impedir o reducir los daños producidos por las inundaciones, tienen como fin alcanzar la convivencia en un determinado espacio entre el hombre y el agua. Dentro de estas medidas pueden ser clasificados los sistemas de alerta contra inundaciones. Por otra parte, es sabido por los hidrólogos que ninguna solución estructural contra inundaciones o crecidas es totalmente segura, ya que, al estar éstas diseñadas sobre la base de criterios estadísticos existe siempre un “riesgo residual” debido a la falla técnica de las obras o a la excedencia de las precipitaciones de diseño utilizadas (Plate, 2002). Sin embargo este “riesgo residual” puede ser minimizado a través del uso de los sistemas de alerta, los cuales permiten realizar el seguimiento continuo y pronóstico de la evolución de los eventos que potencialmente pudieran provocar situaciones de riesgo para la población, llegando a ser una herramienta de gran ayuda ante la decisión de ordenar la evacuación de un sector con el suficiente tiempo de anticipación.

La principal cualidad requerida por un sistema de alerta es la rapidez de respuesta, es decir lograr una adecuada velocidad en el procesamiento y generación de resultados, ya que su principal objetivo es poder anticiparse a la ocurrencia del evento. Un segundo requerimiento, no menos importante que el anterior, es alcanzar la suficiente precisión en la determinación de los niveles de agua para poder actuar en consecuencia según sea el grado de peligrosidad del evento. Estos requisitos constituyen la principal diferencia entre

la modelación de sistemas de alerta y la clásica modelación hidrológica o hidráulica. Aldana Valverde (2002) señala las premisas que debe cumplir la modelación de sistemas de alerta para ser utilizada en tiempo real: (a) sencillez de operación, (b) precisión de resultados, (c) tiempo de ejecución breve y (d) capacidad de calibración automática de parámetros.

Un sistema de alerta está integrado por una red de sensores de recolección de datos hidrológicos, un sistema de transmisión de datos desde los sensores hacia el centro de control, un modelo matemático de previsión de crecidas y optativamente un modelo de pronóstico de lluvias. Los sensores de recolección de datos adquieren y registran, principalmente, valores de precipitaciones y niveles de agua en los cursos. Estos sistemas permiten conocer en tiempo real el estado hidrológico de la cuenca, teniendo un elevado costo de implantación y estando sometidos frecuentemente a acciones de vandalismo por estar instalados en zonas rurales. El sistema de transmisión de datos puede utilizar vía telefónica o satelital, siendo la elección de una u otra función del costo y fiabilidad del soporte de transmisión. Mientras que el centro de control es el lugar o espacio físico donde se encuentra la infraestructura necesaria para recibir, almacenar y manipular los datos recogidos por los sensores y donde se realizan los pronósticos a través de la implementación de un modelo matemático de crecidas.

Los modelos matemáticos para alerta temprana de crecidas pueden ser clasificados según su concepción en dos tipos, distribuidos o concentrados (Hsu et al., 2003). Los modelos hidrológicos distribuidos, físicamente basados, son particularmente aptos para lograr una mejor representación de los mecanismos que se desarrollan en una cuenca durante el transcurso de una crecida (Ogden et al., 2000). Su principal debilidad es requerir una gran cantidad de datos para su funcionamiento (topografía, red de cursos, coeficientes de rugosidad, tipo de suelo, humedad del suelo, uso del suelo, obras hidráulicas, terraplenes, etc.), lo cual hace que la velocidad de cálculo, a veces, no sea la adecuada para predecir niveles con la adecuada rapidez. En contrapartida, los modelos agregados tipo caja negra, al no considerar las leyes físicas que operan dentro de la cuenca, relacionan la precipitación caída con el nivel de agua en los cursos de una manera muy simplificada (Kothyari y Singh, 1999). Respecto de la velocidad de cálculo, los modelos concentrados o agregados parecen ser superiores a los distribuidos, ya que por no requerir una elevada cantidad de datos para su funcionamiento, otorgan resultados en un tiempo menor. La principal falencia de estos modelos es no incorporar la variabilidad espacial de las precipitaciones ni la heterogeneidad de la cuenca; siendo estas causas, generalmente, las que promueven el uso de los modelos distribuidos.

Lamberti y Pilati (1996) proponen utilizar un modelo completo, basado en las ecuaciones de Saint Venant, para calibrar un modelo más simple, el cual será utilizado para realizar el pronóstico de niveles en tiempo real; recomendando además que la elección del modelo para pronósticos sea función de una evaluación entre precisión requerida y economía de recurso computacional. Concordando con los anteriores, Gaume et al. (2004), en un estudio realizado de la crecida producida en el río Aude (Francia), señalan que la reproducción de la misma no es viable utilizando un modelo hidrológico concentrado, por lo que recomiendan el uso de modelos que logren un mejor

entendimiento de los procesos hidrológicos; observando además que el uso del suelo adquiere importancia secundaria en el comportamiento hidrológico de la cuenca durante una crecida. En la utilización de modelos distribuidos aplicados a sistemas de pronóstico de crecidas, Bras y Garrote (1995) citan a la descripción topográfica detallada de la cuenca y a las mediciones instantáneas de la evolución espacial de la precipitación como los principales elementos a ser tenidos en cuenta. Sin embargo, el conocimiento del estado inicial de la cuenca ha mostrado ser de extrema importancia para el desenvolvimiento del modelo. Jasper et al. (2002) indican que el pronóstico de crecidas puede ser mejorado acoplado al modelo hidrológico un modelo atmosférico de predicción de precipitaciones. Así mismo, estos autores demuestran que pequeños errores en la estimación de la dirección de avance de la tormenta, la distribución espacial de la lluvia, o la cantidad precipitada pueden producir grandes errores en el pronóstico de niveles. En este tema, la utilización del radar constituye una interesante herramienta para la evaluación cualitativa de las estructuras tanto espaciales como temporales de los campos de lluvia (Bras y Garrote 1995; Jasper et al. 2002).

Aplicaciones prácticas de modelos distribuidos en pronóstico de crecidas fueron hechas por Cabral et al. (1990) citado por Bras y Garrote (1995) utilizando un modelo numérico del terreno de 400 m x 400 m de tamaño de grilla (5252 elementos en total) para una subcuenca del río Arno (Italia) de 840 Km². Los datos de precipitación fueron obtenidos por medio de 6 pluviómetros dentro de la cuenca y 24 pluviómetros más situados alrededor de la misma; utilizando de un total de 10 tormentas, 5 para calibración y 5 para validación del modelo.

Kothyari y Singh (1999) aplicaron un modelo concentrado a una cuenca de la India de 17157 Km², tomando 6 eventos para calibración y 4 eventos para validación, demostrando que estos modelos dan razonablemente buenos resultados ($R^2=0.792$ y $RMSE=837 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para el periodo de calibración y $R^2=0.792$ y $RMSE=314 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para el periodo de validación).

Hsu et al. (2003) aplicaron un modelo distribuido, basado en las ecuaciones de continuidad y momentum, con corrección por cada paso de tiempo, al pronóstico de crecidas del río Tanshui en Taiwan, obteniendo valores de $R^2=0.830$ y $RMSE=0.676 \text{ m}$ para paso de tiempo de 6 hs y $R^2=0.948$ y $RMSE=0.405 \text{ m}$ para paso de tiempo de 3 hs.

En la Argentina, Caamaño Nelli et al. (1998) utilizaron tres modelos de tipo producto de potencias, uno con niveles en secciones aguas arriba, otro con precipitaciones y un tercero que emplea niveles y precipitaciones. A partir de 57 eventos, los modelos fueron calibrados con 49 y verificados con 8; obteniendo coeficientes de determinación del orden de 0.82.

El objetivo del presente trabajo es desarrollar un procedimiento para el pronóstico de crecidas en tiempo real con corrección en cada paso de tiempo, orientado a la posterior implementación de un sistema de alerta contra inundaciones. El cálculo de la lluvia neta ó efectiva se basa en el método del número de curva (CN) desarrollado en 1972 por el Soil Conservation Service (SCS). El proceso de transformación de lluvia neta en

escurrimiento superficial se realiza utilizando un modelo hidrológico-hidráulico distribuido desarrollado por Riccardi (2000). Como herramienta para el ingreso de información y procesamiento de resultados se utiliza una plataforma gráfica tipo “ventanas” diseñada por Rentería y Stenta (2003), a partir de un lenguaje de programación orientado a objetos.

MATERIALES Y MÉTODOS

Región de estudio

La cuenca del A° Ludueña (Figura 1), localizada en la parte sureste de la provincia de Santa Fe, República Argentina; se encuentra situada entre los paralelos 32° 45' y 33° 08' S y los meridianos 61° 04' y 60° 39' O.

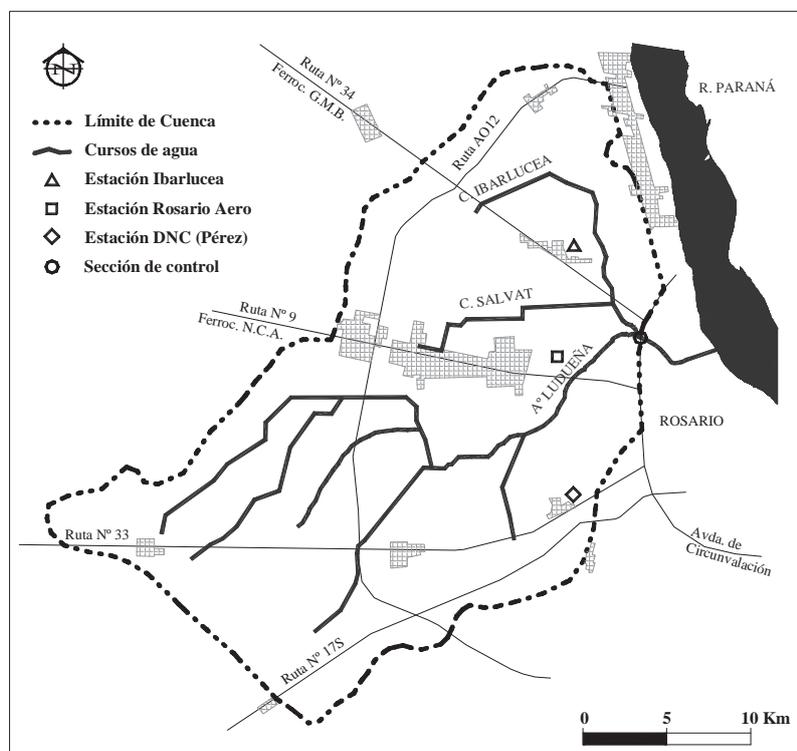


Fig. 1. Región de estudio, cuenca del A° Ludueña

La red hídrica principal está compuesta por el A° Ludueña y los canales Ibarlucea y Salvat, con una longitud total de aproximadamente 140 Km, no obstante en épocas lluviosas una gran cantidad de pequeños cursos se agrega a los anteriores contribuyendo al drenaje de la misma. El área de aporte es de 700 Km² y su elevación varía entre 70 m y 18 m sobre el nivel del mar. El caudal base del arroyo Ludueña es de 0.50 m³.s⁻¹, en tanto que en crecidas ordinarias se alcanzan los 80 m³.s⁻¹ y en extraordinarias (R > 50 años)

caudales superiores a los $400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Riccardi et al., 2002). El suelo predominante es de tipo arcilloso-limoso presentando condiciones de permeabilidad moderada a moderadamente lenta (Pouey, 1998), con pendiente media del orden de $1.0 \text{ m} \cdot \text{Km}^{-1}$. La precipitación media anual es de 985 mm, distribuyéndose en un 62% en el período primavera-verano correspondiente a los meses de octubre a marzo. La región se encuentra atravesada por importantes terraplenes tanto viales como ferroviarios, lo que permite observar una fuerte acción antrópica ejercida sobre ella. El área ocupada por centros urbanos, de alta impermeabilidad, se estima en 5% (aproximadamente 35 Km^2) distribuido entre 9 poblaciones. La agricultura constituye el principal uso del suelo, destacándose fundamentalmente la producción de soja, maíz y trigo. Zimmermann (1995) destaca que el uso del suelo de la región ha sufrido un cambio sustancial a partir del año 1970, donde se ha pasado del cultivo de pasturas para ganadería a una agricultura extensiva, modificando la hidrología superficial de la cuenca. Parece ser que estos hechos han producido una disminución en el tiempo de concentración de la cuenca junto a una creciente impermeabilización, con el consiguiente aumento de caudales y disminución en el tiempo de concentración del sistema. Esta situación ha llevado a los organismos gubernamentales municipales y provinciales a realizar obras estructurales (Tabla 1), entre ellas canalizaciones parciales en los arroyos y una presa de retención de crecidas.

Tabla 1. Cronología de las obras ejecutadas en la cuenca del A° Ludueña

Fecha	Obra realizada	Capacidad ^(*)
1940-1943	Entubamiento del A° Ludueña	110
1948	Construcción del Canal Ibarlucea. Longitud: 17 Km	
1962-1964	Canalización del A° Ludueña. Longitud: 10 Km	
1964-1968	Construcción del conducto Aliviador Olivé. Longitud: 1.4 Km	180
1994	Construcción del conducto Aliviador 2	330
1995-1996	Presa de retención de crecidas, situada en la localidad de Pérez	

(*) Indica la capacidad total del conjunto de las obras en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Además se han elaborado medidas no estructurales como planos de mancha de inundación para varias recurrencias (Riccardi et al., 2001), con el objeto de reglamentar el uso del suelo en las zonas donde existe riesgo de anegamiento.

Breve Descripción del modelo

El modelo de transformación lluvia caudal adoptado es un modelo hidrológico-hidráulico distribuido desarrollado por Riccardi (2000) y denominado CTSS8, el cual está basado en el conocido esquema de celdas interconectadas propuesto inicialmente por Cunge. El mismo es particularmente apto para el análisis de escurrimiento cuasi-bidimensional, permitiendo reproducir los procesos hidrológicos e hidráulicos presentes en el fenómeno físico de transformación lluvia-caudal, siendo aplicable tanto a ambientes rurales como urbanos. Haciendo posible plantear, en cada unidad de discretización, los procesos de

precipitación, pérdidas por intercepción y almacenamiento superficial e infiltración. El escurrimiento directo resultante puede ser propagado utilizando diferentes leyes, que abarcan desde la aproximación cinemática de la ecuación de cantidad de movimiento hasta una aproximación a la ecuación dinámica, a través de ríos, canales, valles de inundación, calles urbanas, y varias estructuras hidráulicas como puentes, vertederos, etc. (Riccardi, 2005). El modelo CTSS8 fue desarrollado en lenguaje de programación Fortran, por lo que ofrece una cierta rigidez en su utilización. Una solución a este inconveniente fue propuesta por Rentería y Stenta (2003) al desarrollar una interfaz amigable tipo “ventanas” entre el modelo y el usuario; ofreciendo una manera ágil y sencilla de configuración de la cuenca a analizar, entrada de datos e interpretación de resultados.

Preparación de datos requeridos por el modelo

La potencialidad del modelo es poder calcular caudales, velocidades y alturas de agua en cualquier punto del dominio de estudio. Para su puesta en funcionamiento se requiere de un modelo topográfico del terreno (MDT); de las características geométricas, físicas e hidráulicas de los cursos, terraplenes y obras hidráulicas presentes en la cuenca; del hietograma neto de la tormenta a analizar y del coeficiente de rugosidad de Manning tanto para el valle como para los cauces.

El modelo topográfico del terreno (MDT) fue obtenido a partir de un mapa de la cuenca con curvas de nivel equiespaciadas cada 2.5 m (Scuderi y Stenta, 2002), por lo que es considerado como de buen nivel de detalle. Los coeficientes de rugosidad de Manning fueron estudiados en trabajos anteriores (Riccardi et al., 2001; Riccardi et al., 2002) estableciendo un rango de variación para el coeficiente de rugosidad en valle de 0.100 a 0.300 y para los cursos de agua de 0.030 a 0.050. En este estudio se fijaron estos valores en 0.160 para el valle y 0.040 para los cursos de agua. El contenido de humedad en el suelo de la cuenca al inicio del pronóstico es de vital importancia, sin embargo esta variable es de difícil cuantificación por lo ofrece gran incertidumbre. La variabilidad espacial de las lluvias ofrece otra gran fuente de incertidumbre, pudiéndose utilizar imágenes de radar para el seguimiento cualitativo de los campos de lluvia. Por su parte, Arnaud et al. (2002) indican que la variabilidad en la distribución espacial de las lluvias tiene generalmente efectos moderados para eventos extremos; mientras que Ogden et al. (2000) señalan que predicciones de confianza requieren una representación precisa de la variabilidad tanto espacial como temporal de las precipitaciones.

Selección de Tormentas

La cuenca del A° Ludueña (durante el período 1994-1996) poseía solo tres estaciones pluviométricas, denominadas Ibarlucea, Rosario Aero (en el aeropuerto de Rosario) y Despacho Nacional de Cargas (DNC) en la localidad de Pérez. Sumado a esta baja densidad de pluviómetros (1 pluviómetro cada 233 Km²) se tiene el problema de que están distribuidos muy cerca uno del otro, logrando una baja representatividad de la distribución espacial de las lluvias en la cuenca. La escasez de información respecto de registros limnimétricos conjuntamente con datos de precipitaciones, hace muy difícil la

validación del modelo para aplicaciones de pronóstico de crecidas en tiempo real. Sin embargo, se tienen datos de lluvia y niveles en forma conjunta, de tres tormentas registradas en el año 1994, período en el cual se contaba con una estación limnimétrica situada en la sección de control de la cuenca (señalada con un círculo en la Fig. 1, en la intersección del A° Ludueña con la Avda. de Circunvalación). La información pluviométrica se encuentra discretizada en intervalos de una hora de duración y su distribución espacial se realiza aplicando el método de polígonos de Thiessen. Los registros limnimétricos son convertidos a caudales utilizando la curva cota-caudal para dicha sección de control. Las características principales de los eventos seleccionados son presentadas en la Tabla 2:

Tabla 2. Características principales de las tormentas seleccionadas

Tormenta	Precipitación media [mm]	Duración [hs]	Nivel de agua máx. ^(*) [m]	Tiempo de pico [hs]	Caudal pico [m ³ .s ⁻¹]
17-03-94	148.7	36.0	3.78	44.0	82.0
03-04-94	158.1	61.0	5.59	64.5	194.5
01-05-94	59.1	50.0	4.52	52.0	122.2

(*) altura de agua correspondiente al paso del caudal pico en la sección de control

Estimación de la Precipitación neta

El cálculo de la precipitación neta se realiza utilizando el método del Número de Curva (CN) desarrollado por el Soil Conservation Service en 1972 (Chow et al., 1994). El procedimiento seguido se especifica en Scuderi et al. (2006), por lo que no se desarrolla nuevamente en este trabajo. No obstante es de destacar la modificación introducida al cálculo de la lluvia antecedente, que propone considerar 30 días de anterioridad a la fecha de la tormenta a analizar en vez de tomar los 5 días que son utilizados habitualmente. Esta modificación surgió como consecuencia de que el planteo de utilizar solo 5 días anteriores a la ocurrencia de los eventos, generaba lluvias netas demasiado pequeñas que no podían reproducir los limnigramas observados. Una probable explicación para este hecho puede ser el tipo de suelo que se encuentra en la región, de tipo arcilloso-limoso, el cual aparentemente posee gran capacidad de retención de humedad.

Para la elección del número de curva CN deben ser determinados además del valor de la precipitación antecedente, el tipo de suelo y el uso del mismo. El tipo de suelo que se tiene en la cuenca puede ser clasificado como perteneciente al grupo hidrológico C en un 90% y al grupo D en un 10 %, mientras que el uso del suelo predominante de la cuenca es la agricultura, por lo que el valor del número de curva propuesto para la condición antecedente de humedad normal ó II, obtenido por ajuste, es de CN(II)=78.0 (Scuderi et al., 2006). El método ha sido desarrollado para la condición II, por lo que para condiciones de humedad diferentes se proveen ecuaciones que permiten el cálculo del CN (Chow et al., 1994):

$$CN(I) = \frac{4.2 CN(II)}{10 - 0.058CN(II)} \quad , \quad CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 + 0.13CN(II)} \quad (1)$$

Aplicando las ecuaciones (1) al valor de CN(II) adoptado, pueden obtenerse los valores de CN(I)=59.8 y CN(III)=89.1. Una vez obtenidos los CN para las distintas condiciones de humedad antecedente puede calcularse la precipitación neta. En la Tabla 3 pueden apreciarse las diferencias entre el método original y el modificado:

Tabla 3. Modificación de precipitación antecedente (Pa) y precipitación neta (Pn)

Tormenta	Pa 5 días [mm]	Grupo	CN	Pn media [mm]	Pa 30 días [mm]	Grupo	CN	Pn media [mm]
17-03-94	9.4	I	59.8	45.6	16.5	I	59.8	45.6
03-04-94	0.7	I	59.8	63.0	169.4	III	89.1	125.1
01-05-94	0.0	I	59.8	4.5	161.7	III	89.1	34.2

Pronóstico en tiempo real

El pronóstico de niveles es efectuado para incrementos de tiempo de 6 hs al considerar que los registros de niveles y precipitaciones son actualizados en ese período de tiempo. El esquema de cálculo (Fig. 2) comienza en el tiempo T0 (inicio de la tormenta), utilizando como dato de entrada el hietograma neto hasta el instante T1 (6 hs después del comienzo de la tormenta) siendo el nivel pronosticado en el instante T2 (correspondiente a la hora 12 desde el inicio de la tormenta). Se plantea la hipótesis de suponer en el período de pronóstico lluvia cero, es decir que para el primer pronóstico entre el instante T1 y T2 la lluvia neta se considera cero.

La primer “corrida” del modelo se realiza para un valor fijo de rugosidad de Manning para las celdas valle de 0.16 y para las celdas río de 0.04, se convino en elegir como parámetro de ajuste la rugosidad de Manning de las celdas río, la cual se convierte en un parámetro que engloba además de la rugosidad propia del curso otros mecanismos físicos que ocurren durante la crecida que el modelo no puede considerar, perdiendo con esto la idea de rugosidad del curso. Luego de la primer corrida se compara el nivel alcanzado por el modelo en el tiempo T1 (tiempo a partir del cual comienza el pronóstico propiamente dicho) con el nivel observado para ese mismo instante, a partir de lo cual se hacen sucesivas corridas, modificando el valor del coeficiente de ajuste, para igualar el valor de altura observado en T1. Una vez alcanzado ese nivel, el valor de altura que arroja el modelo 6 hs después del tiempo T1 se convierte en el nivel pronosticado en el tiempo T2, constituyendo así el primer punto de pronóstico de niveles.

Transcurridas 6 hs desde el instante T1 (correspondiente a la hora 12 desde el inicio de la tormenta) y teniendo la actualización de los registros de precipitación y niveles, se compara el nivel pronosticado con el valor observado para el tiempo T2 corrigiendo el primero, por medio de varias corridas, para eliminar el error de predicción (Δh) durante el

primer intervalo de pronóstico. Esta corrección para el tiempo T2, produce el pronóstico de un nuevo nivel para el tiempo T3 (18 horas desde el inicio de la tormenta), el cual constituye el segundo punto de pronóstico. Sucesivamente en el tiempo, se sigue el procedimiento descrito de predicción-corrección para intervalos de 6 hs, hasta completar el tránsito de la crecida.

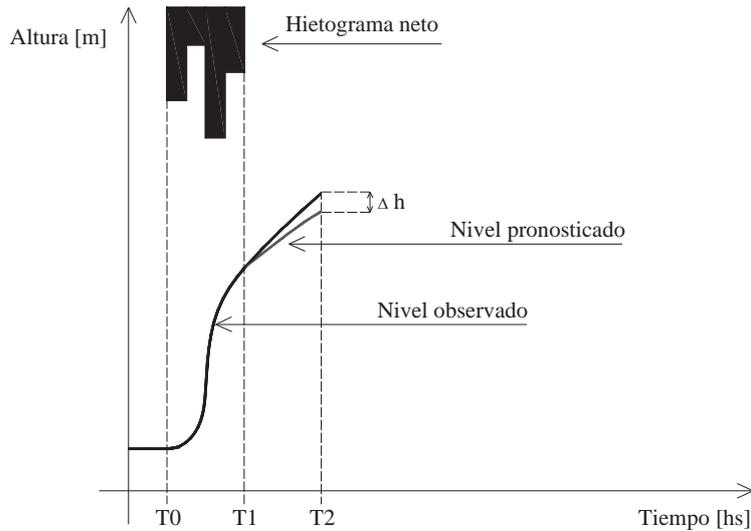


Fig. 2. Esquema de cálculo de pronóstico

Para establecer la bondad del pronóstico del modelo se utilizaron cuatro índices, el coeficiente de determinación R^2 , el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe NS, la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y el error relativo porcentual entre el valor pronosticado y el observado:

$$R^2 = \left\{ \frac{\sum [(Ho_i - Ho)(Hc_i - Hc)]}{\sqrt{\sum (Ho_i - Ho)^2} \cdot \sqrt{\sum (Hc_i - Hc)^2}} \right\}^2 \quad (2)$$

$$NS = 1 - \frac{\sum (Ho_i - Hc_i)^2}{\sum (Ho_i - Ho)^2} \quad (3)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \left[\sum_1^n (Ho_i - Hc_i)^2 \right]} \quad (4)$$

$$E(\%) = \left(\frac{Hc_i - Ho_i}{Ho_i} \right) \cdot 100 \quad (5)$$

Donde Ho_i es el valor observado en el tiempo i , Ho es el valor medio de los valores observados en el periodo analizado, Hc_i es valor pronosticado en el tiempo i , Hc es el valor medio de los valores pronosticados en el periodo analizado, y n es el número de instantes i durante el cual se desarrolla el pronóstico. La eficiencia evaluada a través del criterio de Nash-Sutcliffe es comúnmente utilizada para evaluación de modelos debido a que este índice involucra la estandarización del residuo de la varianza, no estando influenciado por la longitud de la serie (Kachroo y Natale, 1992 citados por Kothyari y Singh, 1999).

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Los pronósticos con antecendencia de 6 hs, obtenidos para las tormentas del 17/03/94, 03/04/94 y 01/05/94, correspondientes a la sección de control son presentados en la Fig. 3, mientras que los índices descritos en las ecuaciones (2) a (5) se muestran en la Tabla 4.

Las gráficas fueron representadas hasta el tiempo 90 hs, debido a que en este tiempo los hidrogramas se encuentran en período de recesión. La curva en color azul representa la respuesta del modelo en tiempo “pseudo real” (Scuderi et al., 2006) para la condición de ingreso de lluvia total y simulación del evento completo, debido a que el tiempo al pico del hidrograma es menor que el tiempo de ocurrencia de la tormenta para los tres eventos (ver Tabla 2). La línea de trazos roja, representa la evolución del coeficiente de ajuste a lo largo del pronóstico, verificándose que en los períodos en que los niveles disminuyen el coeficiente de ajuste aumenta y viceversa.

Tabla 4. Parámetros estadísticos

Tormenta	R ²	NS	E(%) máx / mín	RMSE [m]	Dif máx [m]
17/03/94	0.651	0.612	+ 7.1 / - 8.5	0.127	- 0.32
03/04/94	0.449	0.281	+ 16.8 / - 8.7	0.326	+ 0.77
01/05/94	0.884	0.356	+ 13.5 / - 21.2	0.557	- 0.95

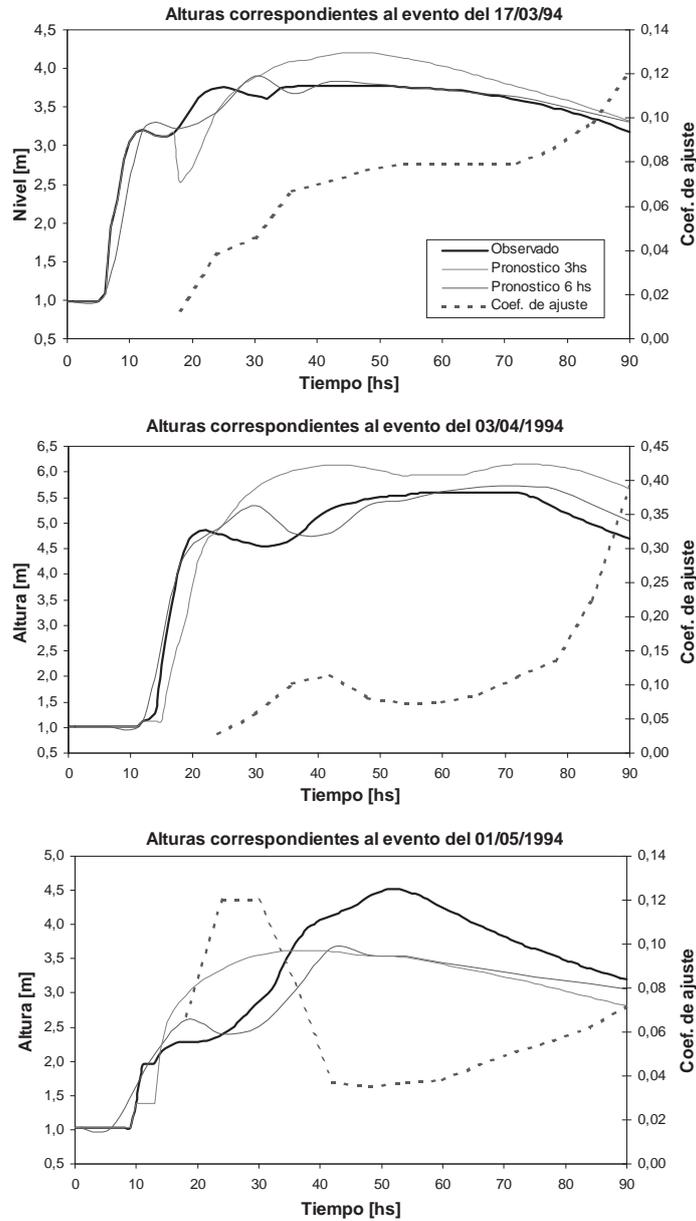


Fig. 3. Pronóstico de niveles con 6 horas de antecedencia

Estos datos permiten establecer que el solo análisis del coeficiente R^2 no es suficiente para determinar el grado de bondad de un modelo. Por ejemplo si tomamos la tormenta del 01/05/94 vemos que pese a tener un R^2 de 0.884, el valor de RMSE de 0.557 (que mide cuanto se aleja cada valor observado de su respectivo pronosticado) es bastante elevado, cuando debería tender a cero.

También fue analizado el caso en que el coeficiente de rugosidad de Manning de los cursos fue fijado en 0.04 y se utilizó como coeficiente de ajuste el coeficiente de rugosidad de Manning en las celdas valle. A modo de ejemplo se muestra la tormenta del día 17/03/94 en la Fig. 4 donde pueden observarse las respectivas gráficas, la de color rojo manteniendo constante la rugosidad del valle en 0.16 (modificando la rugosidad del curso como factor de ajuste) y la de color azul fijando la rugosidad del curso en 0.04 (variando la rugosidad del valle como factor de ajuste). Puede observarse que la gráfica de color azul presenta una mayor dispersión en el período inicial del pronóstico (hasta la hora 24), por lo que para este caso ofrece mejores resultados fijar la rugosidad del valle y manipular la rugosidad del curso.

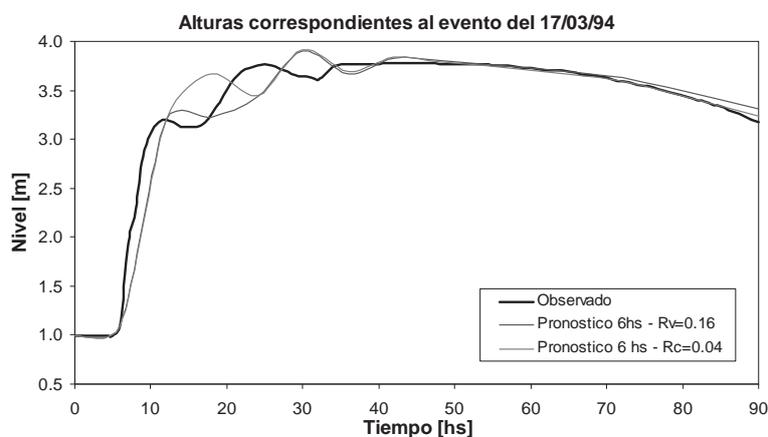


Fig. 4. Comparación entre pronósticos fijando diferentes parámetros

Posteriormente fue investigado si la disminución en el tiempo de antecedencia produce alguna mejora en los pronósticos de niveles, para lo cual fue fijado un nuevo tiempo de antecedencia de 3 hs. Este nuevo tiempo de antecedencia fue implementado en los eventos de fecha 17/03/1994 y 03/04/1994, ver Figura 5. La comparación de los parámetros estadísticos para el tiempo de antecedencia $T_a = 6$ hs y $T_a = 3$ hs se muestra en la Tabla 5. De la misma puede apreciarse la significativa mejora obtenida al disminuir el tiempo de antecedencia del pronóstico, ya que esto aumenta en gran medida los coeficientes R^2 y NS, además de disminuir el RMSE, los errores relativos y las diferencias máximas.

Tabla 5. Comparación de parámetros estadísticos entre $T_a = 6$ hs y $T_a = 3$ hs

Índice	Tormenta del 17/03/94		Tormenta del 03/04/94	
	$T_a = 6$ hs	$T_a = 3$ hs	$T_a = 6$ hs	$T_a = 3$ hs
R^2	0.651	0.857	0.449	0.762
NS	0.612	0.843	0.281	0.678
E(%) máx / mín	+ 7.1 / - 8.5	+ 7.1 / - 6.6	+ 16.8 / - 8.7	+ 11.3 / - 5.0
RMSE [m]	0.127	0.080	0.326	0.215
Dif máx [m]	- 0.32	- 0.24	+ 0.77	+ 0.54

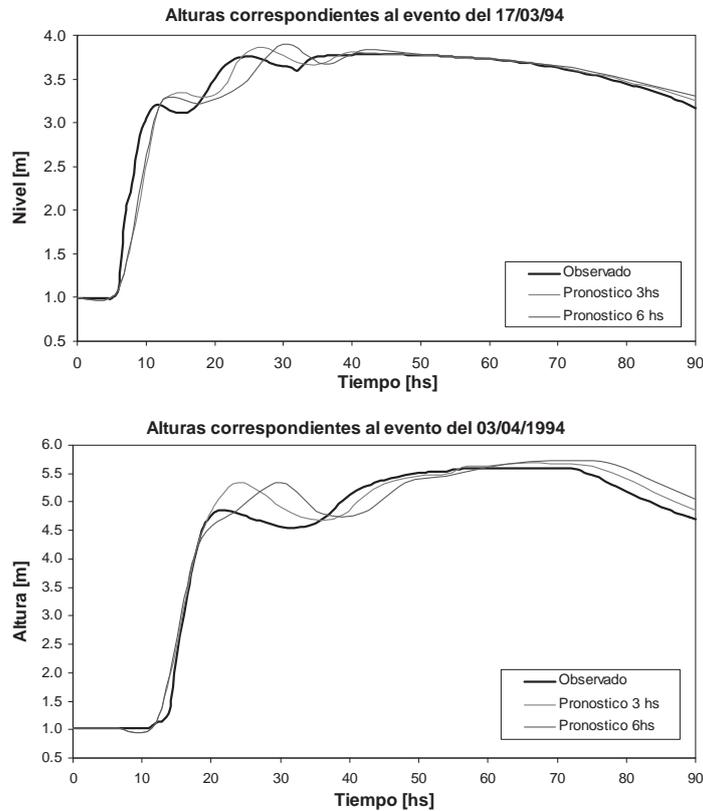


Fig. 5. Comparación de pronósticos entre $T_a = 6$ hs y $T_a = 3$ hs

OBSERVACIONES Y CONCLUSIONES

La cuestión fundamental a mejorar en el estudio del pronóstico de crecidas en tiempo real, es la escasez de información limnigráfica y pluviométrica que se tiene de la cuenca. La cuenca (en el período analizado) contaba solo con 3 pluviómetros, otorgando una baja densidad de 1 pluviómetro cada 233 Km²; mientras que, por ejemplo, en un estudio sobre predicción de lluvias llevado a cabo por Arnaud et al. (2002) la densidad es de 1 pluviómetro cada 51 Km². Cabe acotar que este hecho está siendo solucionado a través de la implementación de una red de sensores de niveles y pluviómetros. El incremento en la densidad de pluviómetros junto al uso de imágenes de radar puede disminuir la incertidumbre respecto de la distribución espacial de la precipitación y mejorar el estudio de los campos de lluvia.

Otro parámetro que indudablemente debe ser mejor representado o modelado es el contenido de humedad del suelo, ya que el mismo fija la condición de humedad antecedente al comienzo de una tormenta. Para ello la medición en campo como

herramienta fundamental y el uso de imágenes de radar como elemento auxiliar pueden contribuir claramente a mejorar este problema.

La modificación planteada al método del número de curva CN, respecto al número de días en que se toma la precipitación antecedente (Scuderi et al., 2006), produce una considerable mejora en los pronósticos de niveles. El grado de variabilidad, tanto espacial como temporal, en el uso del suelo está comenzando a ser estudiado en esta región con ayuda del análisis y clasificación de imágenes satelitales (Scuderi y Stenta, 2006).

Pese a que el modelo hidrológico distribuido utilizado no fue desarrollado específicamente para realizar pronósticos en tiempo real, ha demostrado un desempeño más que adecuado. En cuanto a la rapidez y estabilidad del mismo como así también de la plataforma de ingreso y tratamiento de resultados, la experiencia ha resultado sumamente satisfactoria, demostrando la alta confiabilidad que presentan estas herramientas.

El procedimiento propuesto para el pronóstico en tiempo real con tiempo de antecedencia de 6 hs, con vistas a un sistema de alerta temprano contra inundaciones, basado en un modelo hidrológico distribuido de transferencia lluvia-escurrimiento superficial y en el método del número de curva CN para el cálculo de la precipitación neta, analizado para tres eventos de importancia, permite arribar a pronósticos de niveles con un error respecto de los niveles observados de +17% y -21%.

La disminución en el tiempo de antecedencia de 6 hs a 3 hs mejora notablemente los pronósticos, para dos casos estudiados, aumentando sustancialmente los coeficientes de determinación y de eficiencia y disminuyendo la diferencia entre valor observado y pronosticado, los errores relativos y las diferencias máximas absolutas. Esta conclusión coincide con las vertidas por Barros y Kim (2001) al asegurar que los pronósticos con menor tiempo de anticipación producen mejores resultados.

Un sistema de previsión de crecidas a tiempo real debe presentar un menor grado de incertidumbre que el aquí obtenido, por lo que se recomienda a los efectos de lograr un incremento en la eficacia del mismo, implementar el seguimiento en campo de las variables involucradas tales como el contenido de humedad del suelo y la variación de los coeficientes de rugosidad de Manning para el valle y los cursos a lo largo del año. Tornándose, por ello, cada vez más importante la inversión a efectuar en investigación y campañas de recolección de datos en campo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aldana Valverde, A. L. (2002). "Planificación, diseño y utilización de herramientas de ayuda a la toma de decisiones en tiempo real". Jornadas sobre Sistemas de Ayuda a la Decisión ante Problemas Hidráulicos e Hidrológicos en Tiempo Real, CEDEX, España.
- Arnaud, P.; C. Bouvier; L. Cisneros y R. Domínguez (2002) "Influence of rainfall spatial variability on flood prediction". *Journal of Hydrology*, 260, pp. 216-230.
- Barros, A. P. y G. Kim (2001) "Quantitative flood forecasting using multisensor data and neural networks". *Journal of Hydrology*, 246, pp. 45-62.

- Berga, L. (1995). "Aplicación de los Sistemas de Previsión de Avenidas. Experiencias y Problemática". Jornadas sobre el SAIH en la Gestión Hídrica, Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, España.
- Bras, R. L. y L. Garrote (1995) "A distributed model for real-time flood forecasting digital elevation models". *Journal of Hydrology*, 167, pp. 279-306.
- Caamaño Nelli, G. E.; G. E. Libovich y L.E. Colladon (1998) "Pronostico estadístico en tiempo real de crecidas para cursos serranos". Congreso Nacional del Agua, Santa Fe, Argentina.
- Chow, V. T.; D. R. Maidment y L. W. Mays (1994). *Hidrología aplicada*. McGRAW HILL Interamericana S.A., Santafé de Bogotá, Colombia, 584 p.
- Gaume, E.; M. Livet; M. Desbordes y J. P. Villeneuve (2004) "Hydrological análisis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999". *Journal of Hydrology*, 286, pp. 135-154.
- Georgakakos, K. P.; T. M. Carpenter; J. A. Sperflage; T. Sweeney y D. L. Fread (1999) "National threshold runoff estimation utilizing GIS in support of operational flash flood warning systems". *Journal of Hydrology*, 224, pp. 21-44.
- Hsu, M. H.; J. C., Fu y W. C. Liu (2003) "Flood routing with real-time stage correction meted for flash flood forecasting in the Tanshui River, Taiwan". *Journal of Hydrology*, 283, pp. 267-280.
- Jasper, K.; J. Gurtz y H. Lang (2002) "Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model". *Journal of Hydrology*, 267, pp. 40-52.
- Kothiyari, U. C. y V. P. Singh (1999) "A múltiple-input single-output model for flow forecasting". *Journal of Hydrology*, 220, pp. 12-26.
- Lamberti, P. y S. Pilati (1996) "Flood propagation models for real-time forecasting". *Journal of Hydrology*, 175, pp. 239-265.
- Ogden, F. L.; H. O. Sharif; S. U. S. Senerath; J. A. Smith; M. L. Baeck y J. R. Richardson (2000) "Hydrologic analysis of the Fort Collins, Colorado, flash flood of 1997". *Journal of Hydrology*, 228, pp. 82-100.
- Plate, E. J. (2002) "Flood risk and flood management". *Journal of Hydrology*, 267, pp. 2-11.
- Pouey, N (1998). *Erosión Hídrica en cursos de llanura sobre lechos cohesivos*. Universidad Nacional de Rosario Editora, Rosario, Argentina, 164 p.
- Rentería, J. P. y H. R. Stenta (2003). "Software con entorno gráfico tipo Windows para simulación de escurrimiento superficial en cuencas rurales de llanura asistido con motor de cálculo modelado con celdas". Proyecto Final de Ingeniería, FCEIyA, UNR, Rosario, Argentina.
- Riccardi, G. A. (2000). "Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos". Tesis Doctoral, FCEfyN, UNC, Córdoba, Argentina.
- Riccardi, G. A.; E. D. Zimmermann y R. Navarro (2001). "Áreas inundadas en el Sistema Hídrico del A° Ludueña en Distrito Rosario". Informe de Avance 1. Convenio Municipalidad de Rosario-FCEIyA, Rosario, Argentina.
- Riccardi, G. A.; C. M. Scuderi y H. R. Stenta (2002) "Modelado de escurrimiento superficial con alto nivel de detalle en la cuenca del arroyo Ludueña, Santa Fe, Argentina". XIX Congreso Nacional del Agua, T33, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina.
- Riccardi, G. A. (2005) *Modelación matemática de flujos a superficie libre*. Libro electrónico, capítulo 3. CURIHAM, FCEIyA, Universidad Nacional de Rosario. <http://c-virtual.fceia.unr.edu.ar/>
- Scuderi, C. M. y H. R. Stenta (2002) "La modelación de escurrimiento superficial con alto nivel de detalle de la cuenca del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina". Informe de Adscripción, CURIHAM, FCEIyA, UNR, Rosario, Argentina.
- Scuderi, C. M.; G. A. Riccardi y E. D. Zimmermann (2006) "Pronóstico preliminar de crecidas en tiempo pseudo real en una cuenca de llanura". XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Ciudad Guayana, Venezuela.
- Scuderi, C. M. y H. R. Stenta (2006) "Estimación del Número de Curva (CN) a partir de la interpretación de imágenes satelitales en la cuenca del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina". (En prensa). Cuadernos del CURIHAM.
- Tucci, C. E. M. y J. C. Bertoni (2003). *Inundações Urbanas na América do Sul*. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre, Brasil, 471p.
- Zimmermann, E. D. (1995) "Implicancias Antrópicas en los Procesos de Inundaciones de Áreas Llanas". Jornadas Regionales Interdisciplinarias sobre Ambiente. Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Santa Fe, Argentina.

Implementación de un modelo hidrodinámico cuasi-2D en un tramo del río Paraná a gran escala espacial

Marina L. García^{(1),(3)}, Pedro A. Basile^{(1),(3)}, Gerardo A. Riccardi^{(2),(3)} y Hernán R. Stenta^{(1),(3)}

(1) Becario CONICET, (2) Investigador CIUNR, (3) Departamento de Hidráulica-EIC y CURIHAM.

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura.

Universidad Nacional de Rosario, Riobamba 245 bis, 2000, Rosario, Argentina.

mgarcia@fceia.unr.edu.ar

Resumen: Se presenta en este trabajo la implementación y aplicación de un modelo de escurrimiento hidrodinámico cuasi bidimensional, que permite reproducir los procesos de inundación que se desarrollan en sistemas de cauce-planicie de grandes ríos aluviales de llanura. El modelo se basa en un esquema celdas cuadrangulares interconectadas, y utiliza simplificaciones de la ecuación de Saint-Venant para representar el escurrimiento del flujo entre celdas. La aplicación se realiza sobre un tramo inferior del río Paraná, entre las ciudades de Diamante y Ramallo, comprendiendo el curso principal, valle de inundación y cursos secundarios interiores al mismo. Se realizaron simulaciones para aguas bajas y medias, cuantificando los procesos hidrodinámicos en el sistema cauce-planicie y reproduciendo patrones de escurrimiento en los cursos secundarios dentro del valle. En un tramo entre Puerto San Martín y Rosario, se reconstituyen las celdas del modelo, a partir de datos topográficos de mayor detalle y se evalúa el coeficiente de rugosidad utilizado. Los resultados, tanto en la calibración como en la validación, son altamente satisfactorios.

Palabras clave: modelación hidrodinámica, grandes ríos aluviales de llanura, río Paraná.

INTRODUCCIÓN

La modelación hidrodinámica de procesos de inundación en valles aluviales constituye la base para el análisis de importantes problemas hidroambientales. Por un lado, la modelación permite la evaluación del riesgo de inundaciones (Penning-Roswell *et al.*, 1996), además, los modelos hidrodinámicos que describen apropiadamente los procesos hidráulicos en sistemas cauce-planicie de inundación pueden ser utilizados para representar otros subprocesos, tales como el transporte de sedimentos (Nicholas y Walling, 1997; Asselman *et al.*, 1995), el transporte de contaminantes (Feldhaus *et al.*, 1992) y el escurrimiento subterráneo en la planicie (Stewart *et al.*, 1999; Bates *et al.*, 2000). El grado de detalle en la representación de procesos hidráulicos es función del tipo y exactitud de las predicciones requeridas, de la calidad de los datos disponibles para parametrizar el modelo y de las escalas espaciales y temporales en las cuales el modelo debe operar.

En la última década la representación de la dinámica del flujo hídrico en sistemas formados por cauce principal y planicie de inundación ha sido realizada utilizando modelos 1D (Horrit *et al.*, 2002; Helmiö, 2002), híbridos 1D-2D (Werner *et al.*, 2005); Cuasi-2D (Bates *et al.*, 2006; Horrit *et al.*, 2002); 2D (Nicholas *et al.*, 2006; Horrit *et al.*, 2002; Stewart *et al.*, 1999; Nicholas *et al.*, 1996) y 3D (Wilson *et al.*, 2006; Nicholas *et al.*, 2004).

Estos trabajos han puesto en evidencia la importancia de las características morfológicas, los usos del suelo, la vegetación y las interferencias antrópicas en las planicies de inundación. Los modelos 1D y 2D citados precedentemente fueron aplicados para reproducir mapas de inundación e hidrogramas observados en tramos de ríos de 5-60 km de longitud, con anchos de planicies de inundación menores que 3 km y con ausencia de cursos secundarios importantes en el valle aluvial. Mientras que, los modelos hidrodinámicos 3D, dados los requerimientos computacionales y la información necesaria para su implementación, han sido aplicados en dominios espaciales definitivamente menores, es decir, para longitudes de tramos del orden del kilómetro.

Tramos característicos de sistemas cauce-planicie en grandes ríos aluviales de llanura muestran longitudes del orden de centenares de kilómetros, anchos del valle aluvial del orden de las decenas de kilómetros y anchos del cauce principal del orden de algunos kilómetros. El valle aluvial muestra, además, una morfología compleja, se encuentra frecuentemente surcado por una densa red de cursos y se observan albardones que involucran distancias considerables a lo largo de la unión cauce-planicie. En estos casos, para simulaciones numéricas a grande escala espacial y temporal, los modelos 1D resultan inapropiados ya que la unidimensionalidad no es representativa del patrón de flujo real. Por otro lado, los modelos 3D, basados en la ecuaciones de Reynolds, acopladas por ejemplo con modelos k-ε de cierre de turbulencia, resultan prohibitivos dadas las escalas espaciales y temporales involucradas y los modelos 2D, si bien pueden proveer un nivel de descripción detallado de los procesos hidráulicos involucrados, no resultan adecuados dado que se tornan onerosos computacionalmente.

Una alternativa válida es la utilización de modelos cuasi-2D. Efectivamente, en sistemas de cauce-planicie en grandes ríos aluviales de llanura las crecidas presentan duraciones considerables del orden de meses y se propagan en forma gradual con celeridades extremadamente bajas. La inundación en la planicie se desarrolla igualmente en forma gradual, produciéndose el llenado paulatino de la misma por desborde del curso principal y de los cursos secundarios que drenan en parte los excedentes del mismo valle. Este mecanismo de funcionamiento hidráulico es compatible con las hipótesis consideradas en la formulación de los modelos hidrodinámicos cuasi-2D (Cunge *et al.*, 1980). En efecto, el modelo cuasi-2D CTSS8 (Riccardi; 1997, 2000) aplicado en un tramo del río Paraná ha mostrado una capacidad de reproducción de perfiles de velocidad transversales comparable a las de los modelos 2D promediados en la vertical (Basile y Riccardi, 2002).

El objetivo principal del presente trabajo es desarrollar e implementar modelos apropiados para evaluar procesos de inundación-sedimentación en valles aluviales de grandes ríos de llanura. En una primera etapa, que aquí se presenta, se plantea la calibración de los procesos hidráulicos en el curso principal, cursos secundarios y planicie aluvial, incluyendo la evaluación del coeficiente de rugosidad de un tramo, sobre el cual se han constituido las celdas con un mayor nivel de detalle. Sucesivamente, se prevé desarrollar y acoplar un módulo de simulación sedimentológica, que permitirá la representación del transporte de sedimentos y de los procesos de erosión/sedimentación. La aplicación principal es sobre un extenso tramo del río Paraná, comprendido entre la ciudad de Diamante (Entre Ríos) y la ciudad de Ramallo (Bs. As.).

Para la simulación numérica hidráulica se utiliza el modelo CTSS8 (Riccardi, 2000), al cual se le ha acoplado una plataforma de pre y postprocesamiento bajo entorno Windows© denominada SIMULACIONES (Stenta *et al.*, 2005).

DESCRIPCIÓN DEL MODELO CTSS8 - ECUACIONES GOBERNANTES

El modelo matemático hidrológico-hidráulico, físicamente basado y espacialmente distribuido, CTSS8 (Riccardi, 2000) está basado en los esquemas de celdas originalmente propuestos por Cunge (1975). En sucesivas investigaciones se ha ampliado el campo de aplicación original (Riccardi, 1997 y 2000). Actualmente, el modelo CTSS8 permite la simulación del flujo a superficie libre multidireccional. En cada celda de discretización es posible plantear el ingreso de flujo proveniente de precipitación neta, aporte de caudales externos e intercambio de caudales con celdas adyacentes. La propagación cuasi-2D de caudales se realiza mediante un conjunto de leyes de descarga entre celdas, las cuales han sido derivadas a partir de la ecuación dinámica de Saint Venant. Para considerar condiciones de flujo particulares en aquellas zonas del área en estudio que presentan albardones, terraplenes artificiales, estructuras hidráulicas, etc., se utilizan leyes de descarga específicas para puentes, vertederos, alcantarillas, compuertas, etc.

La ecuación de continuidad se plantea en cada celda, a partir de la definición del incremento del volumen de agua almacenada desde consideraciones geométricas y desde condiciones de descarga:

$$A_{S_i} \frac{dz_i}{dt} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i} \quad (1)$$

donde P_i es lluvia, interceptación, almacenamiento superficial, infiltración e intercambio externo de caudales (m^3/s) en la celda i ; A_{S_i} y z_i son respectivamente el área mojada superficial (m^2) y el nivel de agua (m) en celda i y $Q_{k,i}$ caudal intercambiado (m^3/s) entre las celdas k e i .

Las distintas leyes de descarga entre celdas pueden describirse de la siguiente manera:

Unión cinemática: Se utiliza cuando la información hidrodinámica se propaga solamente hacia delante y supone un balance entre las fuerzas de fricción y gravedad exclusivamente. Se deriva despreciando los términos asociados a fuerzas de inercia y de presión hidrostática en la ecuación de momentum 1D.

Unión tipo río simple: Se utiliza para escurrimientos con preponderancia de las fuerzas de presión hidrostática, gravedad y fricción. El caudal se deduce a partir de la discretización de la ecuación completa de momentum 1D considerando flujo con fuerzas inerciales despreciables. Asimismo, en el modelo se pueden utilizar Uniones tipo Río Cuasi-Dinámica y Dinámica.

Unión tipo vertedero: Representa vinculaciones donde se evidencia un límite físico como terraplenes de rutas, albardones, terraplenes ferroviarios, etc. Se utiliza la ecuación de vertederos de cresta ancha para descarga libre y para descarga ahogada.

Unión tipo puente: Se utiliza la expresión de caudal para vertederos de cresta ancha con escalón de fondo nulo y coeficiente de descarga según Chow (1959) para flujo a través de constricciones.

Por razones de espacio no se presentan las ecuaciones de las leyes de descarga entre celdas (unión cinemática, unión tipo río simple, unión tipo vertedero, unión tipo puente), ni las que contemplan condiciones de borde internas especiales (pérdida de carga en expansiones bruscas, secciones de control, etc.).

RESOLUCIÓN DE LAS ECUACIONES GOBERNANTES

El sistema de ecuaciones, planteado entre la ecuación de continuidad y las distintas leyes de descarga entre celdas, se resuelve mediante aproximaciones en diferencias finitas. La formulación numérica de las ecuaciones de flujo está basada en aquella que propusiera Cunge (1975) en su trabajo sobre modelación con esquemas de celdas. En primer lugar se explicita la función del caudal entre celdas para luego introducirla en la ecuación de continuidad. Para la resolución se utiliza un esquema implícito en la variable incrementos de cota Δz , para evitar condicionamientos en la estabilidad numérica, asegurando un sistema incondicionalmente estable en diferencias finitas (Cunge, 1975). La expresión resultante representa un sistema de ecuaciones algebraicas lineales:

$$A_{Si} \frac{\Delta z_i}{\Delta t} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^{(n)} + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_i} \Delta z_i + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_j} \Delta z_j \quad (2)$$

donde las funciones A_{Si} , P_i y $Q_{k,i}$ son conocidas en el tiempo $t = (n)\Delta t$ y los incrementos Δz_i y Δz_k son las incógnitas. El valor j es la cantidad total de celdas vinculadas a la celda i . Existirán tantas incógnitas como celdas i tenga el modelo. El

sistema se completa con las condiciones de contorno. Las derivadas son calculadas de manera numérica en todos los casos, de acuerdo a la expresión:

$$\frac{\partial Q_{k,i}}{\partial z} = \frac{Q(z + \Delta z) - Q(z)}{\Delta z} \quad (3)$$

Para resolver numéricamente las ecuaciones, se utiliza un algoritmo basado en la resolución matricial por el método de Gauss-Seidel en un sistema de $m \times m$ ecuaciones, donde m representa la cantidad de celdas internas del modelo. Antes de ser resuelta la matriz es reducida eliminando los elementos nulos, por lo que el ancho de banda máximo estará dado por la mayor distancia (mayor cantidad de celdas) entre dos celdas vinculadas según el ordenamiento establecido en la discretización espacial y topológica. Los términos de la ecuación (2) se reagrupan para permitir el planteo de cada fila matricial del sistema, resultando el término de la diagonal principal (4), de los elementos no diagonales y no nulos (5) y el término independiente (6) de la manera siguiente:

Término de diagonal principal:

$$\left[-\frac{A_{Si}}{\Delta t} + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_i} \right] \Delta z_i \quad (4)$$

Términos no diagonales no nulos:

$$\left[\sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_j} \right] \Delta z_j \quad (5)$$

Término independiente:

$$-\left[P_{i+} + \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^{(n)} \right] \quad (6)$$

En cada paso de tiempo se resuelve la matriz, con lo que se determinan los correspondientes Δz ; con estos valores se calculan los niveles de agua en cada celda:

$$z_i^{(n+1)} = z_i^{(n)} + \Delta z_i \quad (7)$$

Posteriormente se calculan en forma explícita los caudales $Q_{k,i}^{(n+1)}$ entre las celdas.

La estructura de grilla es cuadrangular en diferencias finitas, y las variables de flujo discretas z y Q son escalonadas en el espacio. Los niveles hídricos z se determinan en el centro de celda utilizando el algoritmo implícito y sucesivamente se calculan los caudales

Q en el punto medio entre vinculaciones mediante las leyes de descarga. Asimismo, a partir de los niveles y caudales, se obtienen otras variables de flujo como profundidad del agua en el centro de celda, área transversal mojada y radio hidráulico entre vinculaciones y velocidad media en el punto medio entre vinculaciones.

La condición de borde aguas arriba es un hidrograma de entrada por el cauce principal. En el contorno aguas abajo se imponen leyes altura-caudal en las celdas de salida del cauce principal y de los cursos secundarios sobre el valle.

Las condiciones iniciales utilizadas fueron las alturas de agua en las celdas. Éstas se obtuvieron a partir de su estabilización en corridas previas, en donde se comenzó con alturas iguales a cero en todas las celdas, y con caudales ingresantes aguas arriba de aumento gradual hasta hacerse constante, igual al inicial del hidrograma considerado para cada escenario.

BREVE DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El área en estudio se limitó a la zona que comprende el cauce principal y valle de inundación del río Paraná, desde la ciudad de Diamante en el extremo aguas arriba hasta la ciudad de Ramallo en el extremo aguas abajo. La longitud aproximada del tramo modelado es de 200 km. El área total aproximada de modelación es de 8000 km². La zona modelada se puede visualizar en el mosaico de imágenes satelitales, presentado en la Figura 1, que corresponde al 18/01/03, nivel hidrométrico en Rosario de 4.18 m (referido al cero local de la escala hidrométrica).

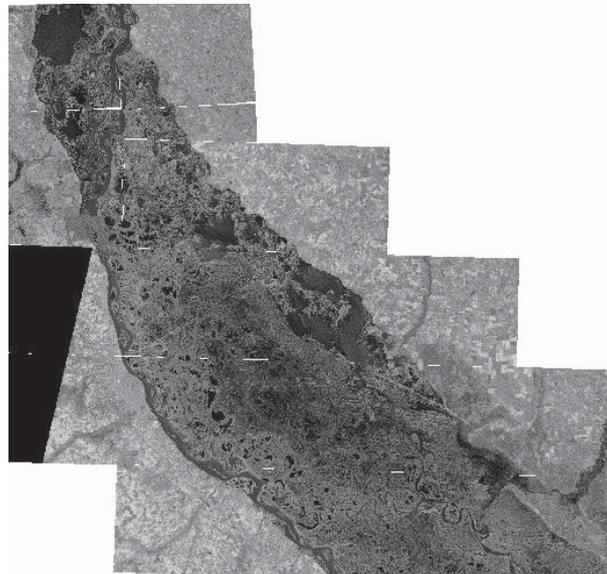


Fig.1. Mosaico de imágenes satelitales de la zona a modelar, para aguas medias.

A partir de Diamante el cauce principal del río Paraná cruza todo el valle y se recuesta sobre la margen Santafesina a la altura de las ciudades de Maciel y Oliveros. A partir de esa zona el valle aluvial se desarrolla sobre la margen izquierda del río y el ancho del mismo varía entre 40-60 km, mientras que, el ancho del cauce principal varía entre 0,5-3 km aproximadamente.

En la Figura 2 se observan dos imágenes satelitales de la zona en estudio, una para aguas bajas (izquierda) correspondiente al 09/09/1996, con un nivel hidrométrico en Rosario de 2.05 m y otra para aguas altas (derecha) del 05/06/1998 con nivel hidrométrico en Rosario de 5.85 m, ambos referidos al cero local de la escala hidrométrica.

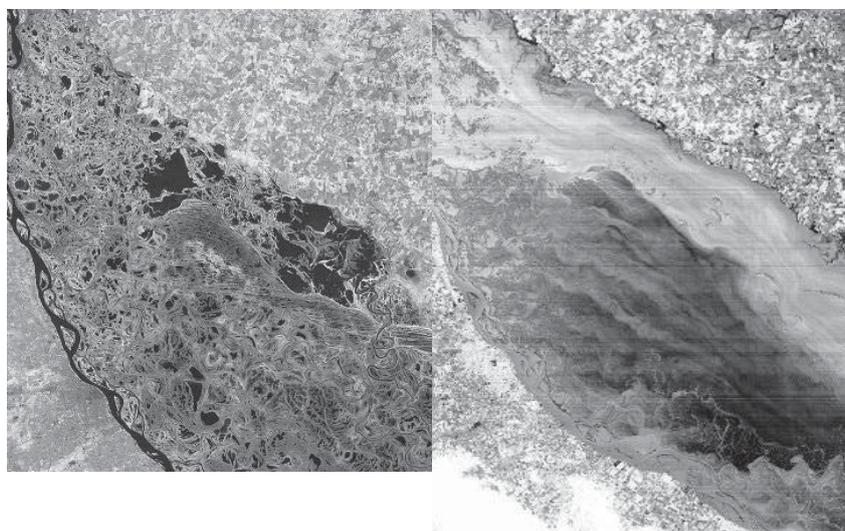


Fig. 2. Imágenes satelitales del río Paraná, para aguas bajas (izquierda) y altas (derecha).

APLICACIÓN DEL MODELO

Para la aplicación del modelo, se comenzó con la definición topobatimétrica del cauce principal y valle aluvial del río. Para ello se elaboró el modelo digital del terreno con la ayuda de datos sobre relevamientos topográficos efectuados en el valle aluvial, datos topobatimétricos del curso principal y cursos secundarios, imágenes satelitales y fotos aéreas de la zona en distintos estados del río (aguas bajas, medias y altas).

Se definieron y seleccionaron las celdas del modelo en celdas río y celdas valle. Las celdas de discretización del dominio son de 500 por 500 m. Actualmente el modelo cuenta con 6636 elementos que representan el curso principal y los cursos secundarios en el valle de inundación (celdas río) y 25031 elementos que representan el valle de inundación (celdas valle).

Luego se asignaron los coeficientes y parámetros necesarios para su funcionamiento, como ser los coeficientes de rugosidad de Manning en los cauces y valle, pendientes de taludes laterales, pendientes transversales, especificación de vinculaciones, coeficientes de gasto en uniones tipo vertedero, condiciones de borde e ingreso de caudales en determinados elementos.

La constitución del modelo matemático tuvo un desarrollo paulatino. Se comenzó con el cauce principal y luego se le incorporaron las islas y las vinculaciones, los vertederos y los terraplenes. Posteriormente se adicionaron los cursos secundarios en el valle de inundación. Finalmente se incorporaron las celdas valle dentro de la planicie.

Sobre el cauce principal del río Paraná, entre el km 411 y el km 452, desde Rosario hasta Puerto San Martín, se realizó una representación más rigurosa de la morfología, pues se contó con información detallada –perfiles batimétricos cada 100 m aproximadamente– proveniente de un estudio hidráulico y morfológico en la zona, realizado por la DNCPyVN (FICH, 2004).

Dentro de dicho sector, para definir los parámetros de las celdas, inicialmente se realizaron, para cada perfil batimétrico correspondiente a su asociado en el modelo de celdas, curvas de cota del pelo de agua versus área mojada de la sección. Este procedimiento se repitió para 74 secciones del curso principal en el tramo estudiado. Luego, sobre la base de los perfiles transversales, se fueron asignando las características topobatimétricas de las celdas para cada sección, de manera que las mismas reflejen una relación cota del pelo de agua-área mojada de las secciones –definidas por las celdas– de la forma más aproximada a la real, obtenida de la batimetría. Así, en el modelo, se asegura tener una buena representatividad en cuanto a transporte de la sección del curso. En la Figura 3 se representan algunas de las relaciones cota pelo de agua versus área mojada para las secciones transversales del curso principal del río y para las de las celdas del modelo.

Para el curso principal, en resumen, quedan dos tipos de constitución del cauce. El primero es el definido en la conformación general, donde transversalmente al flujo las cotas de fondo son uniformes, teniendo una aproximación simple del cauce. El segundo tipo es el referido entre los km 411 y km 452, donde se representa minuciosamente el cauce; en la sección transversal las celdas tienen diferentes cotas, bases de fondo y profundidades del curso, con muy buena representatividad en cuanto a transporte de la sección. A esta última zona se denominará de aquí en más “sector detallado”.

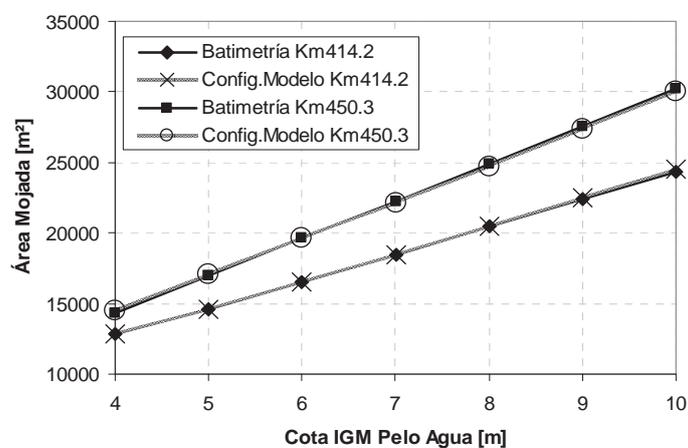


Fig. 3. Relación Cota Pelo de Agua-Área Mojada para las secciones transversales del curso principal y para las de las celdas del modelo. Ejemplos para Secciones Transversales km 414,2 y km 450,3.

El coeficiente de rugosidad de Manning para el mencionado sector detallado, fue un parámetro de calibración, ya que las celdas intervinientes presentaban una mayor variabilidad en su definición. El coeficiente de rugosidad calibrado resulta menor que el del resto de cauce.

En la Figura 4 se presenta una visualización de la constitución actual del modelo brindada por la plataforma SIMULACIONES, donde se observa el curso principal, el valle aluvial y los cursos dentro del mismo.

Las condiciones de borde fueron determinadas por el hidrograma entrante en el contorno aguas arriba y leyes altura-caudal en el contorno aguas abajo. Estas condiciones de borde se determinaron a partir de los aforos realizados por la empresa EVARSA en la denominada Estación Timbúes.

A los efectos del ingreso de caudales por las dos celdas de discretización en el contorno aguas arriba, el hidrograma entrante fue dividido en dos, resultando dos hidrogramas, que sumados dan el caudal total que ingresa en el modelo. Esta condición fue impuesta en las dos celdas, sobre el cauce principal, en el contorno aguas arriba al norte de la ciudad de Diamante. En la Figura 5 se presentan los hidrogramas de entrada, para los años hidrológicos 1968 y 1994, correspondientes a aguas bajas y aguas medias, respectivamente.

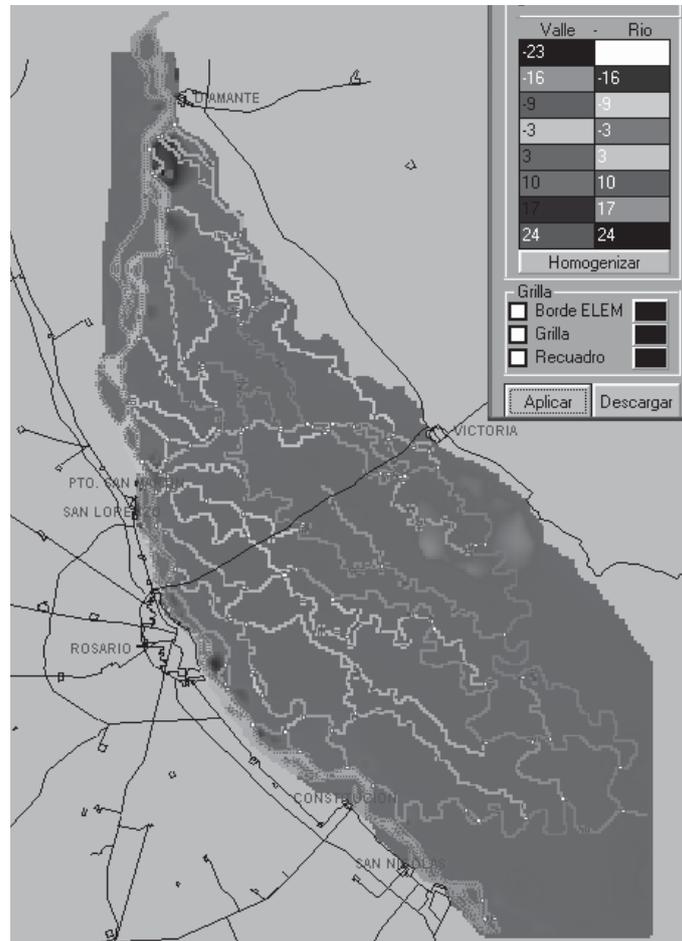


Fig. 4. Visualización de la constitución del modelo matemático.

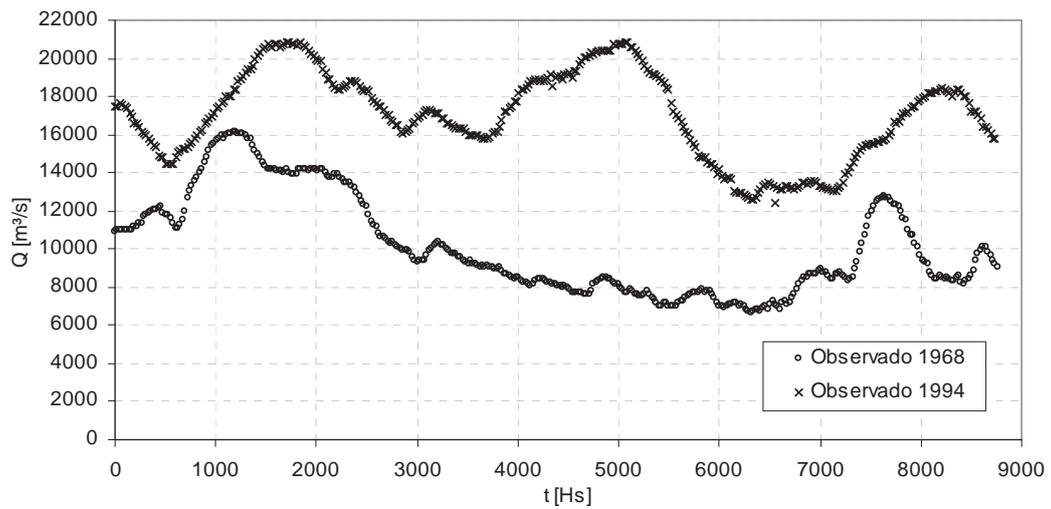


Fig. 5. Hidrogramas de entrada para los años hidrológicos de 1968 (aguas bajas) y 1994 (aguas medias).

Los contornos aguas abajo están conformados por cuatro curvas altura-caudal construidas en función de las características morfológicas de las secciones. La primera de ellas se especifica en el borde aguas abajo del sistema de cursos secundarios sobre el valle aluvial, que involucra la descarga de una celda, constituyendo la salida del escurrimiento encausado sobre el valle. La segunda ley está especificada en un ramal del cauce principal, sobre una celda contigua a las de éste. La tercera ley altura-caudal es especificada a las cuatro celdas de salida sobre el cauce principal. La cuarta ley es la que se especifica en las celdas valle de la planicie. En la Figura 6 se presentan las leyes altura-caudal utilizadas en el modelo. La nube de puntos en dicha figura representan las alturas observadas en la Estación de San Nicolás contrastadas con los caudales registrados.

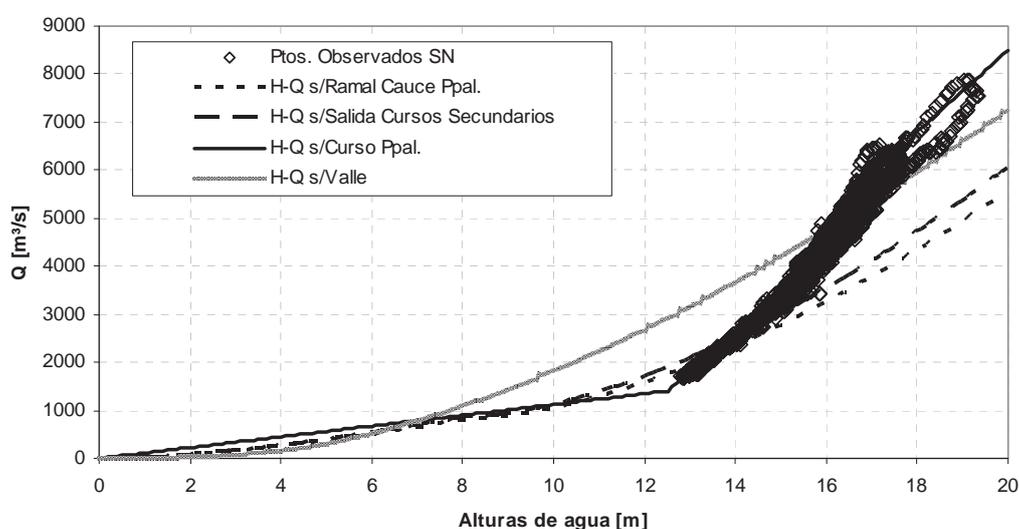


Fig. 6 Leyes altura-caudal en contornos aguas abajo del modelo.

Se realizaron corridas preliminares con caudales constantes para controlar la conectividad entre celdas y el correcto funcionamiento del modelo. En primera instancia se determinaron las curvas altura-caudal correspondientes a las condiciones de borde en el extremo aguas abajo tal como se describió anteriormente. Luego se partió con un nivel hídrico igual a cero en todas las celdas y se ingresó en el sistema el caudal en el extremo aguas arriba y el modelo se hizo correr hasta que las alturas de agua en cada celda se estabilizaron.

A los efectos de analizar el comportamiento dinámico del sistema, solamente con flujo encausado, se consideraron hidrogramas de crecidas que no generaron una gran transferencia de agua desde el curso principal y desde los cursos secundarios hacia la planicie. Tales eventos fueron caracterizados por aguas bajas y medias. Para aguas bajas se consideró el hidrograma del año 1968 (año mínimo) y para aguas medias se consideró el hidrograma correspondiente al año 1994 (año medio), el cual representa el hidrograma real que menos se desvía del hidrograma medio estadístico correspondiente al período 1967-1996.

Para tales eventos se realizaron diversas corridas de calibración y se ajustaron los coeficientes de rugosidad de Manning de las celdas. Los valores obtenidos variaron entre 0,025-0,035 $\text{s/m}^{1/3}$ en las celdas río, y entre 0,029-0,1 $\text{s/m}^{1/3}$ en las celdas valle.

En el sector detallado, el coeficiente de rugosidad fue menor. Se realizó un ajuste comparando la eficiencia de los resultados en distintos puntos del curso principal –Puerto San Martín, Rosario y San Nicolás– para un rango de coeficientes de rugosidad variable de 0,022 a 0,025 $\text{s/m}^{1/3}$, produciéndose el mejor ajuste para 0,023 $\text{s/m}^{1/3}$. En la Figura 7 se presenta una gráfica de la comparación de la eficiencia de los resultados obtenidos para las distintas rugosidades.

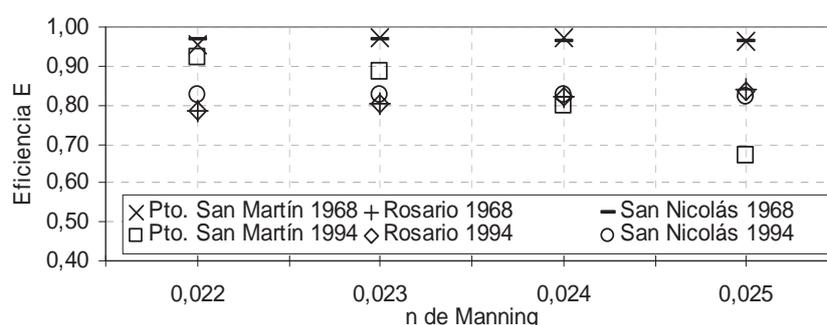


Fig. 7. Comparación de eficiencia para distintos coeficientes de rugosidad en sector detallado.

Por otra parte, se consideraron distintos coeficientes de gasto en los vertederos que simulan las vinculaciones existentes entre las celdas del cauce principal y las celdas de los cursos secundarios que drenan el valle aluvial, los mismos variaron entre 0,2 y 0,5 en función de la incidencia del flujo de agua del cauce principal sobre los mismos.

El intervalo temporal utilizado en las simulaciones fue escalonado, comenzando con un $\Delta t = 10$ s hasta los 3600 s de modelación, luego de $\Delta t = 30$ s hasta los 7200 s, de $\Delta t = 60$ s hasta los 1728000 s (480 horas), y finalmente de $\Delta t = 360$ s para el resto de la modelación hasta las 8880 horas, que cumple el tiempo de modelación total de un año. El tiempo real que insumió cada simulación de un año hidrológico, para estos intervalos de tiempo utilizados, fue aproximadamente de 2 horas en un equipo Pentium 4 con CPU 3.2 GHz y 1 GB de RAM.

EVALUACIÓN DE RESULTADOS

Los resultados de las simulaciones realizadas con caudal constante y considerando únicamente a los cursos de agua, evidenciaron los patrones de escurrimiento en los cursos secundarios dentro del valle aluvial. El agua ingresa por los cursos secundarios cuando el nivel hídrico en el cauce principal supera la cota de fondo de los mismos en correspondencia de la vinculación cauce-planicie. Las principales entradas a la zona de la planicie se dan en el curso de la vieja ruta de la balsa Rosario-Victoria y el río Pavón al sur de la planicie. A partir de allí, el agua va alimentando los cursos interiores y se

distribuye en la red hidrográfica del valle. Dentro de la planicie aluvial, hacia el sur, se observa que existe una tendencia de mayor escurrimiento en los cursos sobre la margen izquierda del valle, la cual es una zona de bajos importantes y lagunas permanentes, las cuales ocupan la denominada llanura de activación temporaria. Las simulaciones muestran que el modelo describe adecuadamente la dinámica hídrica del flujo encauzado en el valle. En la Figura 8, se presenta una visualización que realiza la plataforma computacional, donde se observan las alturas de agua en el curso principal y en los cursos secundarios que surcan el valle.

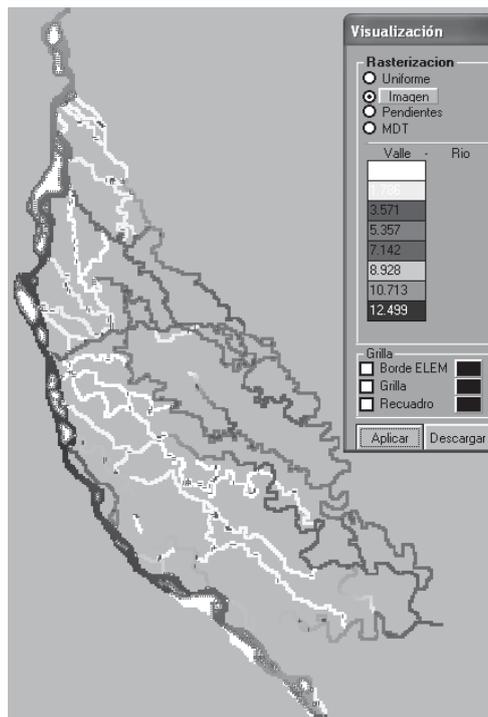


Fig. 8. Alturas de agua en curso principal y cursos en el valle de inundación.

Además, siguiendo el mismo análisis, se realizaron las corridas para las situaciones de aguas medias y bajas, con la incorporación de las celdas valle de la planicie. Los escenarios hídricos evidenciados en el modelo son similares a los percibidos en las imágenes registradas. En la Figura 9, se realiza una comparación cualitativa de la imagen satelital para aguas bajas anteriormente citada, y la visualización de alturas de agua en la plataforma.

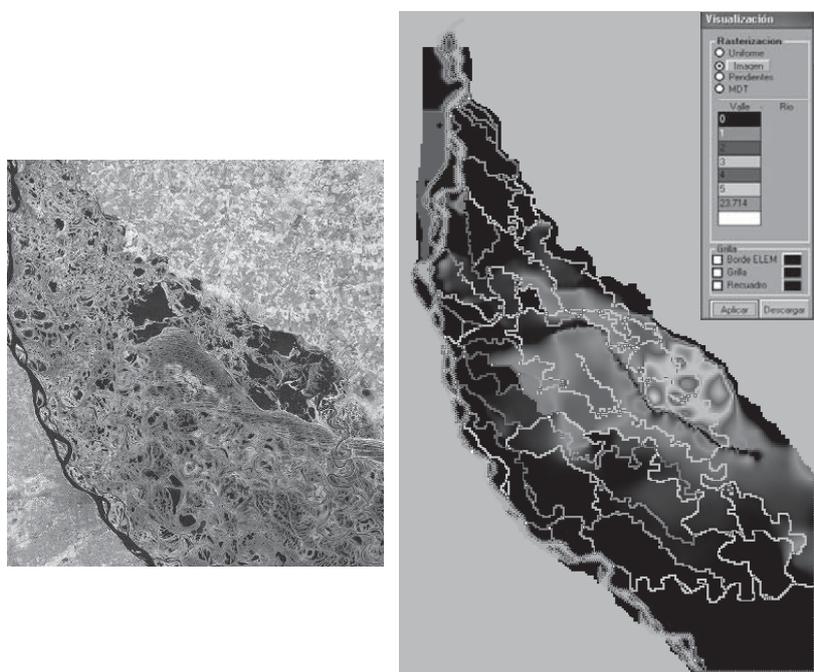


Fig. 9. Comparación de áreas anegadas en valle de inundación, para aguas bajas: imagen satelital (izquierda) y simulación (derecha).

Las dos áreas lagunares netas que se observan en la margen izquierda, en ambas imágenes satelitales, se reproducen claramente. Aparecen en el modelo otra laguna hacia el centro del valle, coincidente con una zona de grandes humedales y pequeños espejos de agua, aceptable en este sector.

En la Figura 10, se muestra la comparación cualitativa para aguas medias, de la imagen satelital y la visualización de alturas de agua en la plataforma. La imagen satelital presentada es con fines comparativos, y corresponde a un estado del río ligeramente por encima del límite de aguas medias-altas, del 09/09/1998, con nivel hidrométrico en Rosario de 4.32 m, referido al cero local de la escala hidrométrica. Se aprecian zonas anegadas similares, especialmente al norte de la ruta de la balsa y hacia la margen izquierda de la planicie, la cual conforma la llanura de avenamiento impedido, comportándose como un gran cuerpo de agua. También se observan numerosos sectores lagunares interiores al valle, que conforman la llanura de meandros finos, hacia el oeste del albardón interno de la planicie, que hace de límite al antiguo cauce del río sobre la margen izquierda. Así, los resultados evidencian áreas anegadas en la zona de estudio de importantes semejanzas con las observadas.

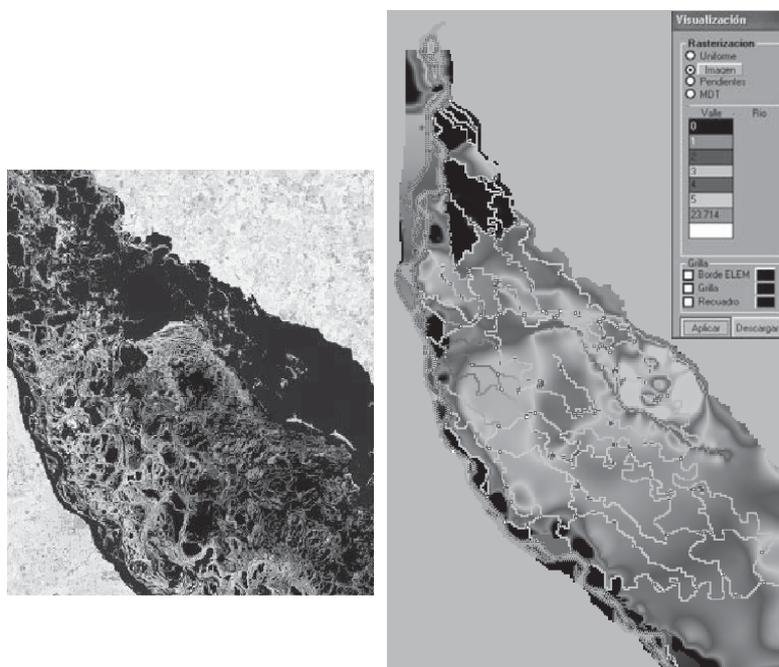


Fig. 10. Comparación de áreas anegadas en valle de inundación, para aguas medias: imagen satelital (izquierda) y simulación (derecha).

Con respecto a las modelaciones para aguas bajas y aguas medias, la calibración consistió en lograr que los limnigramas calculados reproduzcan los correspondientes limnigramas observados en diferentes secciones a lo largo del curso principal. Los coeficientes de rugosidad variaron en un rango limitado y los valores obtenidos son físicamente plausibles. Asimismo, se asignaron valores verosímiles a los coeficientes de gasto en las uniones tipo vertedero.

Algunos de los resultados de las modelaciones para aguas bajas se presentan en la Figura 11, donde se muestran las comparaciones entre los limnigramas calculados y observados en Puerto San Martín, Rosario y San Nicolás, respectivamente. Para la comparación, se utilizaron los datos de niveles hidrométricos diarios del río Paraná registrados en las escalas hidrométricas correspondientes a las citadas estaciones de medición.

A posterior se presentan los resultados de las modelaciones para aguas medias en la Figura 12, donde se muestran las comparaciones entre los limnigramas calculados y observados en Puerto San Martín, Rosario y San Nicolás.

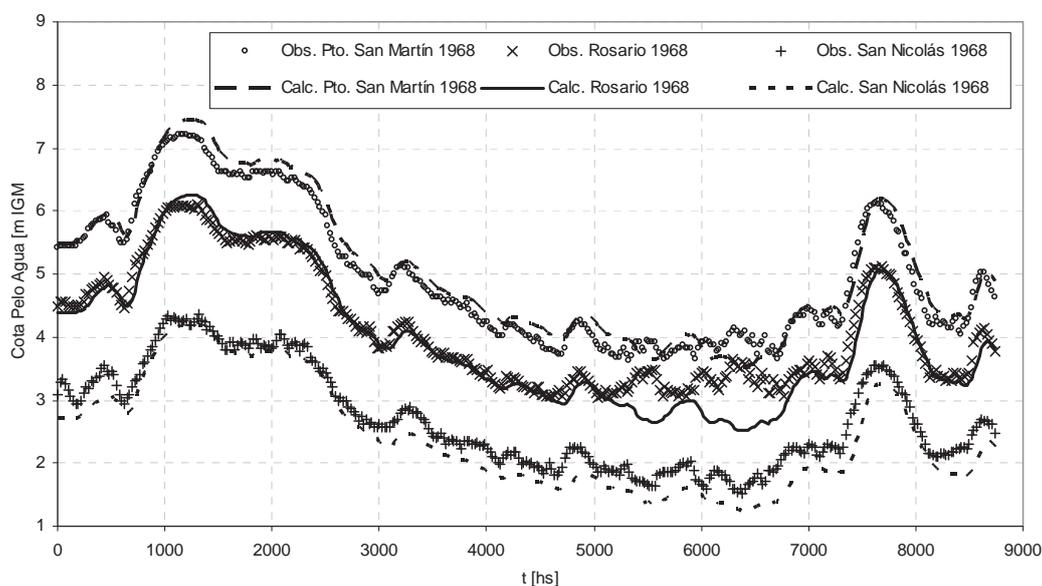


Fig. 11. Comparación de limnigramas calculados y observados en San Martín, Rosario y San Nicolás, para aguas bajas, año 1968.

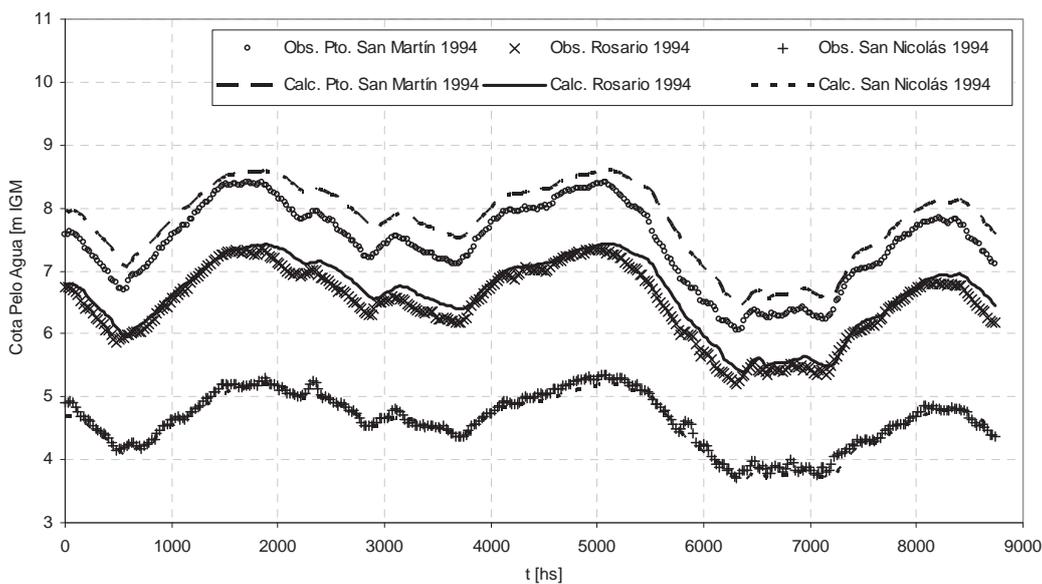


Fig. 12. Comparación de limnigramas calculados y observados en San Martín, Rosario y San Nicolás, para aguas medias, año 1994.

Los ajustes logrados son muy satisfactorios, verificándose errores promedios entre los limnigramas calculados y observados que varían entre el 5–8 %. La pendiente longitudinal promedio del pelo de agua para los resultados de las modelaciones fue de aproximadamente 2.5×10^{-5} para aguas bajas, y de 3.2×10^{-5} para aguas medias, valores que

condicen con las calculadas para el tramo en estudio (de 2.2×10^{-5} a 2.5×10^{-5} para aguas bajas, de 3.0×10^{-5} a 3.3×10^{-5} para aguas medias).

Sin embargo, para evaluar la eficiencia de los resultados de las modelaciones con mayor rigurosidad, se utilizó el coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970), definido en función del nivel de agua en el curso principal como:

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (H_0^t - H_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (H_0^t - \bar{H}_0)^2} \quad (8)$$

donde H_0 es la cota del pelo de agua observada (m) en el tiempo t , H_m es la cota del pelo de agua calculada (m) en el tiempo t y \bar{H}_0 es la media de las cotas del pelo de agua observadas (m) en el tiempo total de observación T .

Este coeficiente puede variar en un rango desde $-\infty$ a 1. Una eficiencia de 1 ($E=1$) corresponde a un ajuste perfecto entre niveles calculados y observados. Una eficiencia de 0 ($E=0$) indica que las predicciones del modelo son tan precisas como la media de los datos observados, mientras que una eficiencia negativa ($-\infty < E < 0$) ocurre cuando la media observada es mejor que la predicción del modelo. En definitiva, cuando el coeficiente E más se acerca a la unidad, mejor es la concordancia entre valores calculados y observados. En la Tabla 1 se presenta el coeficiente de Nash-Sutcliffe, para las distintas secciones de comparación, correspondiente a los años hidrológicos 1994 (aguas medias) y 1968 (aguas bajas).

Tabla 1. Resumen de coeficientes de Nash-Sutcliffe.

Estación	Aguas Medias (Año 1994)	Aguas Bajas (Año 1968)
Puerto San Martín	0.69	0.96
Rosario	0.90	0.90
San Nicolás	0.95	0.83

El ajuste logrado es muy satisfactorio. Se observa una ligera disminución de E para aguas medias, que no resulta significativa.

CONCLUSIONES

Se implementó y aplicó el modelo CTSS8 para simular la hidrodinámica del sistema cauce-planicie de inundación en un tramo de 200 km del río Paraná entre Diamante y Ramallo, que comprende el cauce principal y el valle aluvial. Sobre un tramo de 40 km sobre el cauce principal, de mayor detalle representativo del cauce, se realizó un ajuste y calibración del coeficiente de rugosidad utilizado. Se simuló numéricamente condiciones de aguas bajas y medias. El modelo hidrológico-hidráulico aplicado representa

satisfactoriamente la dinámica del flujo encauzado en el sistema cauce-planicie del tramo estudiado. Asimismo el modelo resulta ser altamente eficiente en cuanto a la representación de las alturas del pelo de agua sobre el cauce principal.

A los efectos de analizar el funcionamiento hidráulico del sistema en aguas altas se está calibrando cuantitativamente los resultados sobre la planicie. Asimismo, se deben considerar, las obras de infraestructura vial construidas recientemente y que atraviesan completamente el valle del río Paraná en la zona modelada (conexión física Rosario-Victoria). Por lo tanto, debe incorporarse en el modelo el terraplén y los puentes de la conexión, para analizar el comportamiento actual del sistema, particularmente en condiciones de aguas altas.

BIBLIOGRAFÍA

- Asselman, N.E.M. y Middlekoop, H., (1995). "Floodplain sedimentation: quantities, patterns and processes". *Earth Surface Processes and Landforms* 20 (6), pp. 481-499.
- Basile, P.A. y Riccardi, G.A., (2002). "A Quasi-2D Hydro-Morphological Mathematical Model: An Application to the Argentinean Paraná River". *International Journal of Sediment Research*, 17 (1), 20-30.
- Bates, P.D., Stewart, M.D., Desitter, A., Anderson, M.G., Renaud, J.P. y Smith, J.A., (2000). "Numerical simulation of floodplain hydrology". *Water Resources Research* 36, pp. 2517-2530.
- Bates, P.D.; Wilson, M.D.; Horritt, M.S.; Mason, D.C.; Holden, N. y Currie, A., (2006). "Reach scale floodplain inundation dynamics observed using airborne synthetic aperture radar imagery: Data analysis and modeling". *Journal of Hydrology* 328, Issues 1-2, pp. 306-318.
- Chow, V.T. (1959). *Open channel hydraulics*. McGraw-Hill, New York.
- Cunge, J.A. (1975). "Two Dimensional Modelling of Flood Plains". Cap. 17 *Unsteady flow in open channels* (Ed. K. Mahmood and V. Yevjevich). Water Resources Publ., Fort Collins.
- Cunge, J.A.; Holly, F.M. y Verwey, A. (1980). *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Pitman Publishing Limited, Londres.
- FICH (2004). "Estudios Hidráulicos y Morfológicos Zona Isla La Invernada. Río Paraná". Subsecretaría de Puertos y Vías Navegables. Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina. (Diciembre 2004).
- Feldhaus, R.; Höttges, J.; Brockhaus T. y Rouvé, G., (1992). "Finite element simulation of flow and pollution transport applied to a part of the River Rhine". In: Falconer, R.A., Shiono, K., Matthews, R.G.S. (Eds.) *Hydraulic and Environment Modelling; Estuarine and River Waters*. Ashgate Publishing, Aldershot, pp. 323-334.
- Helmiö, T., (2002). "Unsteady 1D flow model of compound channel with vegetated floodplains". *Journal of Hydrology* 269, Issues 1-2, pp. 89-99.
- Horrit, M.S. y Bates, P.D., (2002). "Evaluation of 1D and 2D Numerical Models for Predicting River Flood Inundation". *Journal of Hydrology*, 268, 87-99.
- Nash, J.E. y Sutcliffe, J.V., (1970). "River flow forecasting through conceptual models Part I: A discussion of principles". *Journal of Hydrology* 10 (3), 282-290.
- Nicholas, A.P. y Walling, D.E., (1996). "The significance of particle aggregation in the overbank deposition of suspended sediment on river floodplains". *Journal of Hydrology* 186, Issues 1-4, pp. 275-293.
- Nicholas, A.P. y Walling, D.E., (1997). "Modelling flood hydraulics and overbank deposition on river floodplains". *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 22, pp. 59-77.
- Nicholas, A.P. y McLelland, S.J., (2004). "Computational Fluid Dynamics modelling of three-dimensional processes on natural floodplains". *Journal of Hydraulic Research* 42, pp. 131-143.
- Penning-Rowsell, E.C. y Tunstall, S.M., (1996). "Risks and resources: defining and managing the floodplain". In: Anderson, M.G., Walling, D.E., Bates, P.D. (Eds.) *Floodplain Processes*. Wiley, Chichester, pp. 493-533.

- Riccardi, G.A. (1997). "The Mathematical Modelling for the Delimitation of Inundation Risk Zones". Sustainability of Water Resources Under Increasing Uncertainty. IAHS Publication N° 240, ISSN 0144-7815, Wallingford, pp.127-136.
- Riccardi, G.A., (2000). "*Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos*". Tesis Doctoral, FCEFYN, UNC, Córdoba.
- Stenta, H.; Rentería, J.P. y Riccardi, G.A., (2005). "Plataforma computacional para gestión de información en la simulación hidrológica-hidráulica del escurrimiento superficial". XX Congreso Nacional del Agua, Mendoza. CONAGUA 2005. CD-Rom ISBN: 9872214301.
- Stewart, M.D.; Bates, P.D.; Anderson, M.G.; Price, D.A. y Burt, T.P., (1999). "Modelling flood in hydrologically complex lowland river reaches". Journal of Hydrology 223, 85-106.
- Werner, M.G.F., Hunter, N.M., Bates, P.D. (2005). "Identifiability of distributed floodplain roughness values in flood extent estimation". Journal of Hydrology 314, pp. 139-157.
- Wilson, C.A.M.E.; Yagci, O.; Rauch, H.P. y Olsen, N.R.B. (2006). "3D numerical modelling of a willow vegetated river/floodplain system". Journal of Hydrology 327, Issues 1-2, pp. 13-21.

CAPÍTULO II

FUNCIONES DE PEDOTRANSFERENCIA PARA EVALUAR PROPIEDADES HIDRÁULICAS DE SUELOS LIMOSOS

En el siguiente Capítulo se presentan dos trabajos cuyo objetivo consiste en la estimación de funciones hidráulicas de suelos partiendo de información textural, granulométrica y/o de parámetros físicos de relativamente sencilla obtención. En el primero de ellos se presenta el procesamiento de curvas de retención ajustadas con la base UNSODA para las fracciones franco limosa, franco arcillo limosa y arcilla limosa, las cuales son características de los suelos del sur de Santa Fe (Argentina). Se plantean regresiones múltiples, lineales y no lineales, entre parámetros hidráulicos y características físicas y propiedades granulométricas de las muestras. En el segundo trabajo se presenta una metodología sencilla de ponderación areal y por horizontes de suelo para estimar parámetros hidráulicos de suelos limosos del sur santafecino (pampa de Argentina). Se emplean las funciones de pedotransferencia incluidas en el software SoilPar 2.0 para la estimación de parámetros por horizonte utilizando información textural junto a parámetros físicos disponibles en la cartas de suelo del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). Para analizar la bondad de la propuesta de ponderación se compararon los resultados aplicados en los suelos presentes en la cuenca del arroyo Ludueña, ubicada en las cercanías de la ciudad de Rosario (provincia de Santa Fe, Argentina). Los resultados alcanzados al presente son promisorios y validan esta metodología de ponderación sencilla para ser aplicadas en otras cuencas de la región.

Funciones de pedotransferencia para suelos limosos a partir de propiedades físicas y granulométricas

Erik D. Zimmermann y Pedro A. Basile

Dres. Ings., CONICET y Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario. Riobamba 245 bis (2000) Rosario. Santa Fe. Argentina, e-mail: erikz@fceia.unr.edu.ar

Resumen: En este trabajo se presenta el procesamiento de curvas de retención obtenidas de la base UNSODA para las fracciones franco limosa, franco arcillo limosa y arcilla limosa, las cuales son características de los suelos del sur de Santa Fe (Argentina). Los parámetros fueron θ_s , α y n del modelo de van Genuchten y se ajustaron a las curvas de campo y laboratorio (totalizando 141 muestras). Paralelamente se procesaron las curvas granulométricas de las muestras obteniéndose un conjunto de características estadísticas de las mismas, las que se relacionaron con los parámetros hidráulicos, junto con las propiedades físicas de las muestras. Las regresiones lineales múltiples planteadas entre los parámetros y características físicas de las muestras solamente (densidad húmeda, porosidad, P_h , contenido orgánico) han ofrecido bajos coeficientes de determinación. La incorporación de propiedades granulométricas en las relaciones presentó una mejoría notable en algunos casos y aceptable en otros. Se observó como tendencia general para las texturas analizadas que el parámetro θ_s está relacionado en forma directa con la porosidad e inversamente con la densidad húmeda. De igual manera, los parámetros α y n parecen relacionarse en forma inversa con la densidad húmeda y otras variables tales como el contenido orgánico del suelo, la porosidad, P_h , la humedad irreductible θ_r y la curtosis granulométrica adimensional. Los coeficientes de correlación obtenidos con ecuaciones de regresión no lineales son menores a los obtenidos para la regresión lineal en la mayoría de los casos. Es decir que las regresiones no lineales no han aportado beneficios considerables a las correlaciones. Los resultados alcanzados al presente motivan un estudio a posteriori más profundo, ya que se pone de manifiesto que el conjunto de variables consideradas parece no ser suficiente para explicar las propiedades hidráulicas del suelo.

Palabras clave: suelos limosos, propiedades granulométricas, curvas de retención.

INTRODUCCIÓN

Para predecir el movimiento de agua y solutos en la zona no saturada (ZNS) se emplean habitualmente modelos numéricos. Los resultados de sus aplicaciones sólo pueden ser confiables si las propiedades del medio poroso son conocidas. Esto representa la principal

limitación a la tecnología actual de modelos sofisticados que se encuentra en un estado avanzado con respecto al conocimiento de los parámetros que engloban esos modelos.

En trabajos de calibración de modelos hidrológicos continuos; se ha demostrado la alta sensibilidad que presentan los procesos subterráneos, observables en el sistema mediante los niveles freáticos, y los procesos hidrológicos superficiales, observables a través de volúmenes de escurrimiento, frente a los parámetros hidráulicos que caracterizan la zona no saturada (Zimmermann y Riccardi, 2002, Zimmermann, 2003).

Se han diseñado un gran número de ensayos de laboratorio y métodos de campo para medir las funciones hidráulicas del suelo (Klute, 1986), pero la mayoría de los métodos son relativamente costosos y difíciles de llevar a cabo.

Ante esta perspectiva y con fines de caracterizar los suelos típicos de la llanura pampeana (Santa Fe, Argentina), se obtuvieron (Zimmermann, 2006) valores de referencia de propiedades hidráulicas de suelos desde distintas fuentes de información: parámetros calibrados de modelos matemáticos hidrológicos aplicados en la región, resultados de ensayos compilados de estaciones de INTA y las curvas de retención calibradas con la información de una base de datos pública denominada UNSODA (Leij *et al.*, 1996).

En una segunda etapa, presentada en este trabajo, se realizaron regresiones entre parámetros físicos, granulométricos e hidráulicos de las muestras de suelo presentes en la base, dado que éstos últimos son relativamente más complejos de obtener.

PROCESAMIENTO DE DATOS

Los mapas de suelos disponibles en la provincia de Santa Fe (Figura 1), elaborados por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), clasifican, desde un punto de vista textural, a los suelos de la región entre las fracciones franco limosa, franco arcillo limosa y arcilla limosa. El objetivo del trabajo se centralizó en la información relativa a suelos clasificados en dichas composiciones texturales.

Parámetros hidráulicos de los suelos

Se ha utilizado como modelo de curva de retención el de van Genuchten (1980), cuya expresión es la siguiente:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + (\alpha\psi)^n \right]^{-m} \quad (1)$$

donde θ es el contenido volumétrico de humedad, θ_s es el contenido de humedad para medio saturado, θ_r es la humedad correspondiente a saturación irreductible, S_e es la saturación efectiva, ψ el potencial de succión y α , m y n son parámetros empíricos. Este

modelo de curva de retención tiene más flexibilidad para adaptarse a las curvas reales ya que depende de cinco parámetros independientes (α , m , n , θ_s , θ_r). En la práctica resulta conveniente restringir los valores de m y n de forma que $m = 1 - 1/n$.

Se contó con información de la base UNSODA (Unsaturated Soil Hydraulic Database) versión 1.0 (Leij *et al.*, 1996) seleccionando las muestras de suelos que se corresponden con las texturas presentes en la región: silty loam, silty clay loam y silty-clay (Fig. 2).

Para la fracción franco limosa (silty loam) la base cuenta con 142 muestras de suelos, para la fracción franco arcillo limosa (Silty clay loam) se contó con 33 muestras de suelo y para la fracción arcillo limosa se contó con 21 muestras de suelos. Cabe mencionar que del total de las muestras originales presentes en la base se eliminaron aquellas que no poseían información granulométrica o bien ésta se repetía. Esta depuración redujo el número de casos a 109 muestras para la fracción franco limosa (silty loam), 21 muestras de suelos para la fracción franco arcillo limosa (Silty clay loam) y 11 muestras para la fracción arcillo limosa.

La base permite realizar consultas clasificadas por texturas de suelos, pero las salidas se realizan en archivos de textos (ASCII) y con toda la información disponible para cada muestra de suelo. Para el tratamiento de la información de propiedades básicas, de las curvas granulométricas y de los ensayos de laboratorio in situ, se diseñaron un conjunto de programas (Zimmermann, 2006). Los mismos extraen los textos en código ASCII de las salidas de la base UNSODA y los transforman en códigos numéricos. Se diseñaron algoritmos de caracteres para clasificar y archivar por separado, parámetros básicos para cada código, curvas granulométricas, curvas de retención de humedad $\theta(h)$, curvas de conductividad hidráulica $K(\theta)$ ó $K(h)$ y curvas de difusividad $D(\theta)$ ó $D(h)$. Esto en función de los datos disponibles para cada muestra.

El procesamiento permitió extraer la siguiente información por muestra de suelo analizada: código asignado en la base, profundidad de extracción, horizonte edáfico, profundidad freática, localización, precipitación media anual, temperatura media mes de enero y julio, densidades húmeda y seca, porosidad, contenido orgánico, conductividad hidráulica saturada, p_h , índice RAS. Además se presentan las curvas granulométricas de las muestras de suelo, curvas de retención (laboratorio o in situ) y curvas de conductividad (laboratorio o in situ).

En segunda instancia, se diseñaron programas en lenguaje FORTRAN para el armado automático de los archivos de entrada (Zimmermann, 2006) para el programa RETC (Van Genuchten *et al.*, 1991), el cual permite estimar los parámetros de funciones analíticas de las curvas hidráulicas del suelo.

Al programa original se le adicionó una rutina realizada en lenguaje PASCAL para graficar los datos observados y las curvas ajustadas con RETC. Esto permitió

visualizar claramente el grado de ajuste de cada muestra de suelo tanto en su curva de retención como de conductividad.

Parámetros granulométricos de los suelos

Para obtener las propiedades granulométricas de las muestras se empleó el programa STATRA (Basile, 2001). Dado que la representación aritmética lineal en términos de diámetros resulta inadecuada para describir las características estadísticas de las distribuciones granulométricas, en el programa se recurre a la escala sedimentológica ϕ definida como:

$$\phi = -\log_2 d \quad (2)$$

Siendo d el diámetro de la partícula (mm). Para una función discreta de distribución acumulada de los diámetros $F(\phi_j)$ se definen N clases granulométricas. Para la i -ésima clase se determina el diámetro representativo en la escala ϕ y su fracción en peso asociada f_i como:

$$\bar{\phi}_i = 0,5(\phi_j + \phi_{j+1}) \quad (3)$$

$$f_i = F_{j+1} - F_j \quad (4)$$

donde el índice j está asociado a los extremos de cada clase ($j=0,N$), mientras i es el índice que identifica cada clase ($i=1,N$). Los parámetros estadísticos considerados para las distribuciones granulométricas son diámetro medio ϕ_m , desvío Estándar σ , asimetría s_k , curtosis K , asimetría adimensional β_1 , curtosis adimensional β_2 , diámetro medio aritmético d_m . Los mismos se calculan en la escala ϕ de la siguiente manera:

$$\phi_m = \sum_{i=1}^N \bar{\phi}_i f_i ; \sigma = \left[\sum_{i=1}^N (\bar{\phi}_i - \phi_m)^2 f_i \right]^{1/2} ; s_k = \sum_{i=1}^N (\bar{\phi}_i - \phi_m)^3 f_i \quad (5a), (5b), (5c)$$

$$K = \sum_{i=1}^N (\bar{\phi}_i - \phi_m)^4 f_i ; \beta_1 = \frac{s_k^2}{\sigma^6} ; \beta_2 = \frac{K}{\sigma^4} ; d_m = \sum_{i=1}^N 2^{-\bar{\phi}_i} f_i \quad (6a), (6b), (6c), (6d)$$

El diámetro medio geométrico d_g , el desvío estándar geométrico σ_g y el coeficiente de variación geométrico CV_g se obtienen a través de los respectivos valores definidos en la escala ϕ mediante las ecuaciones:

$$d_g = 2^{-\phi_m} ; \quad \sigma_g = 2^\sigma ; \quad CV_g = \frac{d_g}{\sigma_g} \quad (7a),(7b),(7c)$$

Los parámetros estadísticos descriptos precedentemente son calculados para un número de clases granulométricas N (proporcionado como dato de entrada) variable entre

$2 < N \leq 100$. El programa ha sido modificado (Zimmermann, comunicación personal, 2004) para permitir el ingreso simultáneo de más de una distribución granulométrica.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La aplicación de los códigos mencionados dio por resultados la estimación de los parámetros de van Genuchten para las texturas analizadas y las características granulométricas de las muestras. A los fines de lograr un modelo parsimonioso, es decir con el menor número de parámetros relevantes, se fijó la saturación irreductible a los valores recomendados por RETC, quedando de esta forma θ_s , α y n como parámetros a ajustar.

El código RETC permite ajustar parámetros aproximando la curva de retención solamente, o bien ésta y la curva de conductividades simultáneamente. En el primer caso, que fue la opción adoptada mayoritariamente, se encontraron altos coeficientes de determinación. El promedio de los coeficientes de correlación obtenidos fue de 0,9678 con un desvío estándar de 0.0713. El desarrollo de las rutinas gráficas permitió visualizar la performance de los ajustes, constituyendo una herramienta muy útil a la hora de seleccionar el método de ajuste.

Regresiones lineales con propiedades físicas y granulométricas

Las Tablas 1, 2 y 3 sintetizan los aportes de cada variable en las regresiones y las bondades de los ajustes encontrados. En las columnas se muestran las fracciones texturales analizadas junto al procedimiento empleado para la selección de las variables mientras que las mismas se detallan en las filas.

Para el análisis de las regresiones lineales se empleó el software Statgraphics Plus 5.0 (©Statistical Graphic Corp). Se realizó un análisis multivariable mediante la matriz de coeficientes de correlación de Pearson tomando las variables de a pares. Se extractaron las variables correlacionadas de manera más significativa, realizando esto para cada fracción textural de suelo y para cada parámetro hidráulico.

Se tomaron en cuenta cuatro opciones para las regresiones múltiples: (a) considerando solo las características físicas de las muestras para las regresiones (columnas PF), (b) considerando todas las variables físicas y granulométricas significativas (columnas TVS), (c) seleccionando las primeras variables significativas de la lista total de variables (columnas F, Forward Selection) y (d) descartando las variables poco significativas de la lista total de variables (columnas B, Backward Selection). Estos últimos procedimientos los hace automáticamente el software.

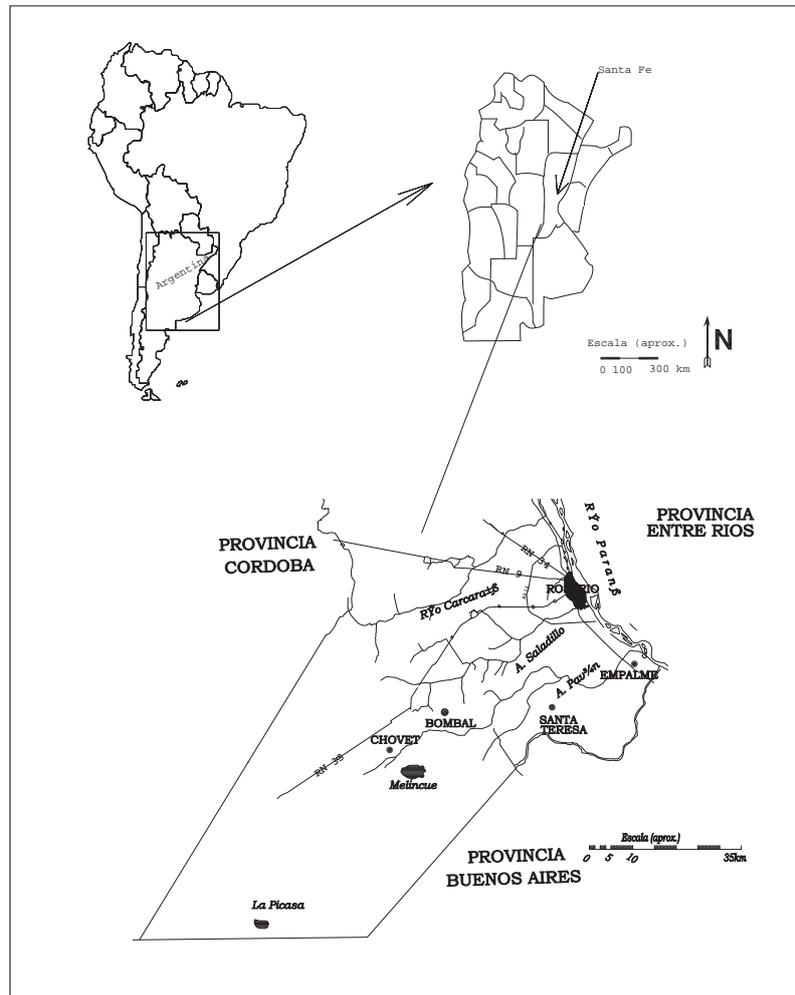


Fig. 1. Area de estudio: sector meridional de Santa Fe.

En el interior de la tabla se colocan los signos de los coeficientes ajustados para las regresiones. Los modelos seleccionados para las regresiones tienen en cuenta el principio de parsimonia, contrapesando la cantidad de variables (en lo posible no más de tres) y los resultados del ajuste (r^2). En términos generales los coeficientes de determinación (r^2) que figuran al pie de las tablas decrecen para las fracciones con mayor número de muestras.

El parámetro θ_s es el que presenta mayores coeficientes de determinación comparativamente con los otros parámetros (Tabla 1). Se observó como tendencia general para las texturas analizadas que el parámetro θ_s está relacionado en forma directa con la porosidad e inversamente con la densidad húmeda.

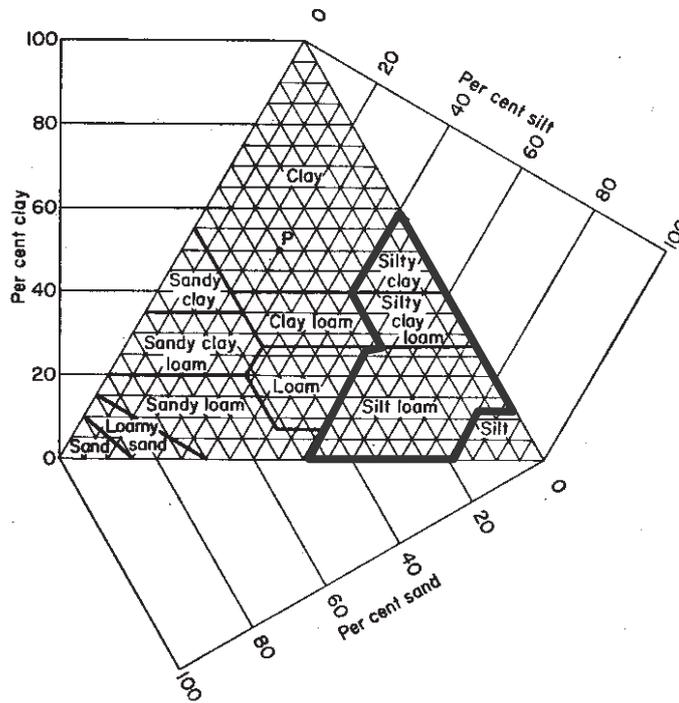


Fig. 2. Triángulo de clasificación textural con las fracciones seleccionadas (rojo).

Para la arcilla limosa, todos los procedimientos empleados para realizarlas regresiones dieron por resultado las mismas variables significativas (salvo para F que al existir pocos datos no fue posible): la porosidad y la densidad húmeda (ec. (8a)). La textura franco arcillo-limosa presenta r^2 elevados cuando participan la mayoría de las variables (columnas TVS y B). Adoptando un modelo parsimonioso de dos variables (porosidad y diámetro medio geométrico, columna F) los ajustes son aceptables (ec. (8b)). Para la textura franco limosa el modelo de tres variables (densidad húmeda, porosidad y coeficiente de variación, columna F) presenta un ajuste similar a las restantes combinaciones con menos variables (ec. (8c)). Las ecuaciones de regresión seleccionadas son las siguientes:

$$\theta_s = 0.8757 + 0.0847\eta - 0.3188\delta_h, (r^2 = 0,9353) \tag{8a}$$

$$\theta_s = 0.1261 + 0.4006\eta + 1.273d_g, (r^2 = 0,7505) \tag{8b}$$

$$\theta_s = 0.5318 + 0.1578\eta - 0.1528\delta_h + 0.0003682CV_g, (r^2 = 0,5027) \tag{8c}$$

donde η (adimensional) es la porosidad y δ_h (g/cm^3) la densidad húmeda. Los demás símbolos fueron definidos previamente.

Tabla 1. Regresiones lineales entre el parámetro θ_s y características físicas y granulométricas.

	θ_s	Arcilla Limosa			Franco arcillo limoso				Franco Limoso				
		Variables	PF	TVS	B	PF	TVS	B	F	PF	TVS	B	F
Caract. físicas	Densidad húmeda	-	-	-		+	+			-	-	-	-
	Densidad seca												
	Porosidad	+	+	+	+	-		+		+	+	+	+
	Ph												
	Contenido orgánico				+	+	+				-		
Características granulométricas	d_m									+	+		
	d_g					-	-	+					
	σ					-	-			-			
	σ_g					+	+			-	-		
	β_1					-	-			+			
	β_2					+	+			-			
	CV_a					-				+	+		+
	s_k					+	+						
K					-	-			+				
Parámetros	θ_r												
	θ_s												
	α												
	n												
	Coef. Determ. r ²	0.9353	0.9353	0.9353	0.6062	0.9358	0.9325	0.7505	0.4607	0.5423	0.5266	0.5027	

Para el parámetro α se observó, como tendencia general en las texturas analizadas, que está relacionado en forma inversa con la densidad húmeda. Para la textura franco limosa se observó una relación directa con el contenido orgánico y con el parámetro θ_s . Aunque para otras fracciones el contenido orgánico se relacionó inversamente (Tabla 2).

Para la arcilla limosa, el modelo (ec. (9a)) que conjuga buena correlación y simpleza fue de tres variables (densidad húmeda, contenido orgánico y parámetro θ_r , columna B). Para la textura franco arcillo-limosa podría seleccionarse un modelo de cuatro variables (densidad húmeda, Ph, contenido orgánico y curtosis adimensional, columna B) con un r^2 aceptable (ec. (9b)). Para la textura franco limosa el modelo de tres variables (densidad húmeda, contenido orgánico y parámetro θ_s , columna F) presenta un ajuste similar a las restantes combinaciones con menos variables (ec. (9c)) aunque la correlación obtenida es pobre. Las ecuaciones de regresión seleccionadas son las siguientes:

$$\alpha = 0.1264 - 0.0777\delta_h - 0.00334CO + 0.1165\theta_r, (r^2 = 0,7318) \quad (9a)$$

$$\alpha = 0.2117 - 0.1444\eta - 0.0535\delta_h + 0.001325pH - 0.021\beta_2, (r^2 = 0,7346) \quad (9b)$$

$$\alpha = 0.1888 - 0.0863\delta_s + 0.003459CO + 0.117\theta_s, (r^2 = 0,3294) \quad (9c)$$

donde CO es el contenido orgánico (%), pH concentración de hidrogeniones y δ_s densidad seca (g/cm^3).

Tabla 2. Regresiones lineales entre el parámetro α y características físicas y granulométricas.

	α	Arcilla Limosa			Franco arcillo limoso				Franco Limoso			
		PF	TVS	B	PF	TVS	B	F	PF	TVS	B	F
Caract. físicas	Densidad húmeda	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Densidad seca									-	-	-
	Porosidad				-	-			+	-		
	Ph		-				+					
	Contenido orgánico		-	-			-			+	+	+
Características granulométrica	d_m		-			+						
	d_g		+									
	σ										+	
	σ_g		+								-	
	β_1						-		-			
	β_2						-	-				
	CV_g											
	s_k		-						-			
Parámetros	θ_r			-								
	θ_s									+	+	+
	α											
	n											
Coef. Determ. r2		0.5413	0.7338	0.7318	0.4461	0.4835	0.7346	0.4049	0.2201	0.3442	0.3808	0.3294

El parámetro n es el que presenta menores coeficientes de determinación comparativamente con los otros parámetros. Se observó que está relacionado en forma inversa con la densidad húmeda y el parámetro α para la textura franco limosa y en forma directa con la porosidad para la textura franco arcillo limosa (Tabla 3).

Para la arcilla limosa, la relación lineal con el parámetro θ_r (columnas TVS y B) presentó un r^2 aceptable (ec. (10a)). Para la textura franco arcillo-limosa predominó una relación lineal directa con la porosidad (columnas PF, TVS y F) aunque con bajos coeficientes de determinación (ec. (10b)). Para la textura franco limosa un modelo de dos variables (densidad húmeda y parámetro α , columna F) presenta un ajuste intermedio a los restantes aunque con bajo r^2 (ec. (10c)). Las ecuaciones de regresión seleccionadas son las siguientes:

$$n = 1.1466 + 1.3161\theta_r, (r^2 = 0,7209) \tag{10a}$$

$$n = 0.7971 + 0.9498\eta, (r^2 = 0,2481) \tag{10b}$$

$$n = 1.56 - 0.1183\delta_h - 3.8565\alpha, (r^2 = 0,1458) \tag{10c}$$

Regresiones no lineales entre variables

En términos generales cabe la observación que se han probado relaciones multiplicativas del tipo: $y = ax^b$ ó bien, en su forma linealizada, $\log y = \log a + b \log x$. Las variables seleccionadas para las regresiones no lineales fueron las mismas que

las que se plantearon para las regresiones lineales, esto fue así para poder comparar las bondades de una u otra.

En el caso del parámetro θ_s , las ecuaciones de regresión ajustadas para la arcilla limosa (ec. (11a)), la textura franco arcillo-limosa (ec. (11b)) y la textura franco limosa (ec. (11c)) son las siguientes:

$$\theta_s = 1.9637\eta^{2.3463}\delta_h^{0.9353}, (r^2 = 0,9336) \quad (11a)$$

$$\theta_s = 1.2094\eta^{0.6195}d_g^{0.2347}, (r^2 = 0.6945) \quad (11b)$$

$$\theta_s = 0.4184\frac{\eta^{0.2293}}{\delta_h^{0.3289}CV_g^{0.0648}}, (r^2 = 0.4951) \quad (11c)$$

En el caso del parámetro α , las ecuaciones de regresión ajustadas para la arcilla limosa (ec. (12a)), la textura franco arcillo-limosa (ec. (12b)) y la textura franco limosa (ec. (12c)) son las siguientes:

$$\alpha = 0.1809\frac{CO^{0.1258}\theta_r^{4.8549}}{\delta_h^{0.0412}}, (r^2 = 0,6861) \quad (12a)$$

$$\alpha = 0.0000543\frac{pH^{3.6204}}{\eta^{6.4434}\delta_h^{6.4338}\beta_2^{4.6156}}, (r^2 = 0,4956) \quad (12b)$$

$$\alpha = 4.4238\frac{\theta_s^{2.131}CO^{0.165}}{\delta_s^{4.4515}}, (r^2 = 0,1573) \quad (12c)$$

En el caso del parámetro n , las ecuaciones de regresión ajustadas para la arcilla limosa (ec. (13a)), la textura franco arcillo-limosa (ec. (13b)) y la textura franco limosa (ec. (13c)) son las siguientes:

$$n = 3.1762\frac{\eta^{1.9852}\delta_h^{1.4555}}{\alpha^{0.0123}}, (r^2 = 0,2549) \quad (13a)$$

$$n = 1.6305\eta^{0.3614}, (r^2 = 0.2956) \quad (13b)$$

$$n = \frac{0.9795}{\alpha^{0.0677}\delta_h^{0.0464}}, (r^2 = 0.2552) \quad (13c)$$

Como puede observarse los coeficientes de correlación son menores a los obtenidos para la regresión lineal en la mayoría de los casos. Es decir que las regresiones no lineales no han aportado beneficios considerables a las correlaciones.

En términos generales se observa una correlación entre los parámetros tanto para las regresiones lineales como para las no lineales, ej. $\alpha = f(\theta_s)$. $n=f(\alpha)$.

Para la textura franco limosa, con mayor cantidad de muestras, las correlaciones con variables granulométricas y físicas fueron bajas, especialmente para el α y el n . Esto pone de manifiesto que el conjunto de variables consideradas parece no ser suficiente para explicar las propiedades hidráulicas del suelo.

Tabla 3. Regresiones lineales entre el parámetro n y características físicas y granulométricas.

n		Arcilla Limosa			Franco arcillo limoso				Franco Limoso				
		PF	TVS	B	PF	TVS	B	F	PF	TVS	B	F	
Caract. físicas	Densidad húmeda											-	-
	Densidad seca												
	Porosidad				+	+		+					
	Ph											-	
	Contenido orgánico	+											
Características granulométricas	d_m											+	
	d_a											-	
	σ											-	
	σ_g							+					
	β_1							-					
	β_2												
	CV_α							-					
	s_k							+					+
Parámetros	θ_r		+	+									
	θ_s												
	α											-	-
	n												-
Coef. Determ. r2		0.3467	0.7209	0.7209	0.2481	0.2481	0.4986	0.2481	0.048	0.1331	0.4031	0.1458	

CONCLUSIONES

Se procesaron las curvas de retención obtenidas de la base UNSODA para las fracciones franco limosa, franco arcillo limosa y arcilla limosa, las cuales son características de los suelos del sur santafecino. Se ajustaron parámetros θ_s , α y n del modelo de van Genuchten a los datos obtenidos de las muestras en campo y en laboratorio (totalizando 141 muestras), obteniéndose elevados coeficientes de determinación.

Paralelamente se procesaron las curvas granulométricas de las muestras obteniéndose un conjunto de características estadísticas de las mismas, las que se relacionaron con los parámetros hidráulicos, junto con las propiedades físicas de las muestras.

Las regresiones lineales múltiples planteadas entre los parámetros y características físicas de las muestras solamente (densidad húmeda, porosidad, pH, contenido orgánico) han ofrecido bajos coeficientes de determinación. La incorporación de propiedades granulométricas en las relaciones presentó una mejoría notable en algunos casos y aceptable en otros. En general contribuyó positivamente.

Se observó como tendencia general para las texturas analizadas que el parámetro θ_s está relacionado en forma directa con la porosidad e inversamente con la densidad húmeda.

Para el parámetro α se observó, como tendencia general en las texturas analizadas, que está relacionado en forma inversa con la densidad húmeda. Para la textura franco limosa se observó una relación directa con el contenido orgánico y con el parámetro θ_s . Aunque para otras fracciones el contenido orgánico se relacionó inversamente.

Se observó que el parámetro n está relacionado en forma inversa con la densidad húmeda y el parámetro α para la textura franco limosa y en forma directa con la porosidad para la textura franco arcillo limosa.

Los coeficientes de correlación obtenidos con ecuaciones de regresión no lineales son menores a los obtenidos para la regresión lineal en la mayoría de los casos. Es decir que las regresiones no lineales no han aportado beneficios considerables a las correlaciones.

Los resultados alcanzados al presente motivan un estudio a posteriori más profundo, ya que se pone de manifiesto que el conjunto de variables consideradas parece no ser suficiente para explicar las propiedades hidráulicas del suelo.

BIBLIOGRAFÍA

- Basile, P.A. (2001). "On the Number of Fractions to Compute Transport of Sediment Mixtures", *International Journal of Sediment Research*, ISSN 1001-6279, Vol.16, N°3, pp. 399-407.
- Klute, A. (Ed.) (1986). "Methods of soil analysis, part 1, Physical and mineralogical methods". *Agronomy* 9(1), 2nd Ed., American Society of Agronomy, Madison, Wis.
- Leij, F. J., W. J. Alves, M. Th. van Genuchten, and J. R. Williams. (1996). *Unsaturated Soil Hydraulic Database, UNSODA 1.0 User's Manual*. Report EPA/600/R-96/095, U.S. Environmental Protection Agency, Ada, Oklahoma. 103 pp.
- van Genuchten, M. Th. (1980). "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
- van Genuchten, M. Th., F. J. Leij, and L. J. Lund (eds.). (1991). *Proc. Int. Workshop, "Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils"*. Univ. California, Riverside.
- Zimmermann E y Riccardi G. (2002). "Modelo Hidrológico Superficial y Subterráneo desarrollado para la Simulación de Sistemas de Llanura. 1. Aplicación en el Sistema Ludueña (Santa Fe, Argentina)". *XXXII IAH Congress*. International Association of Hydrogeologists. Mar del Plata. Argentina. Res p94 y CD-ROM Groundwater and Human Deveopment (Eds. Bocanegra E, Martinez D y Massone H). ISBN 987-544-063-9. p739-749.
- Zimmermann E. (2003). "Modelo Hidrológico Superficial y Subterráneo desarrollado para la Simulación de Sistemas de Llanura. 2. Estrategias para la Calibración". *Journal of Earth Sciences*. Boletín Geológico y Minero de España. ISSN 0366-0176. Vol 114. No 2: 159-169. Madrid. España.
- Zimmermann E. (2006). "Estimación de funciones hidráulicas de suelos limosos: valores de referencia y regresiones con parámetros físicos". Cuadernos del CURIHAM. PHI-UNESCO. ISSN 1514-2906. Catálogo Latindex No. 1715. Vol. 11 (1).pp49-66..

Asignación de parámetros hidráulicos de suelos utilizando funciones de pedotransferencia con información de las cartas de suelo del INTA

Erik D. Zimmermann⁽¹⁾⁽³⁾, Carlos M. Scuderi⁽⁴⁾, Gerardo A. Riccardi⁽¹⁾⁽²⁾, Hernan R. Stenta⁽⁴⁾, Pedro A. Basile⁽¹⁾⁽³⁾, Marina L. Garcia⁽⁴⁾ y Juan P. Rentería⁽⁵⁾

(1) Profesor Adjunto, (2) Investigador CIC-CIUNR, (3) Investigador CONICET, (4) Becario Doctoral CONICET, (5) Docente Investigador. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario. Riobamba 245 bis, 2000 Rosario, Argentina. e_mail: erikz@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN: Se presenta una metodología sencilla de ponderación areal y por horizontes de suelo para estimar parámetros hidráulicos de suelos limosos del sur santafecino (pampa de Argentina). Se emplean las funciones de pedotransferencia incluidas en el software SoilPar 2.0 para la estimación de parámetros por horizonte utilizando información textural, contenido de materia orgánica, capacidad de intercambio catiónico y pH disponibles en la cartas de suelo del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). Para analizar la bondad de la propuesta de ponderación se compararon los resultados aplicados en los suelos presentes en la cuenca del arroyo Ludueña, ubicada en las cercanías de la ciudad de Rosario (provincia de Santa Fe, Argentina). La misma es una cuenca piloto sobre la cual se aplicó y calibró un modelo matemático hidrológico de alto nivel de detalle denominado SHALL3 (Zimmermann y Riccardi, 2000). El pronóstico de los parámetros que regulan la curva de retención de humedad (modelo de van Genuchten) es aceptable, aunque no sucede lo mismo con la conductividad hidráulica, motivo por el cual deberá indagarse acerca de otras funciones de pedotransferencia para estimarla. Los resultados alcanzados al presente son promisorios y validan esta metodología de ponderación sencilla para ser aplicadas en otras cuencas de la región.

Palabras clave: parámetros hidráulicos, suelos limosos, pampa Argentina

INTRODUCCIÓN

Para predecir el movimiento de agua y solutos en la zona no saturada (ZNS) se emplean habitualmente modelos numéricos. Los resultados de sus aplicaciones sólo pueden ser confiables si las propiedades del medio poroso son conocidas. Esto representa la principal limitación a la tecnología actual de modelos sofisticados que se encuentra en un estado avanzado con respecto al conocimiento de los parámetros que engloban esos modelos.

En trabajos de calibración de modelos hidrológicos continuos; se ha demostrado la alta sensibilidad que presentan los procesos subterráneos, observables en el sistema

mediante los niveles freáticos, y los procesos hidrológicos superficiales, observables a través de volúmenes de escurrimiento, frente a los parámetros hidráulicos que caracterizan la zona no saturada (Zimmermann, 2003).

Se han diseñado un gran número de ensayos de laboratorio y métodos de campo para medir las funciones hidráulicas del suelo, pero la mayoría de los métodos son relativamente costosos y difíciles de llevar a cabo.

Existen métodos indirectos para generar las propiedades hidráulicas de suelos, que varían en términos de metodología y complejidad, pudiendo distinguirse tres grupos principales: los métodos basados en la distribución de tamaños de poros, los métodos inversos y las funciones de pedotransferencia.

Las funciones de pedotransferencia (FPT) ofrecen un método para estimar propiedades hidráulicas usando el hecho que las mismas se relacionan con la composición textural del suelo entre otra información taxonómica disponible. (ej., la distribución de tamaño de partículas, densidad aparente, contenido de materia orgánica, etc.). Para la implementación práctica de las FPT se han desarrollado varios códigos de cálculo entre los que pueden mencionarse el programa SoilPar.

SOILPAR 2.0 (Acutis y Donatelli, 2003) es un programa para estimar parámetros hidráulicos del suelo desarrollado por el Departamento de Ingeniería Agrícola y Agronomía Territorial (Nápoles, Italia) y el Instituto de Investigación para Cultivos Industriales (Bologna, Italia).

Ante la necesidad de obtener parámetros hidráulicos del suelo para la modelización hidrológica de cuencas ubicadas en la llanura pampeana argentina se empleó este procedimiento. En este trabajo también se presenta la metodología de ponderación empleada para la estimación de dichos parámetros, partiendo de la información volcada en mapas cartográficos de suelos elaborados por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA).

MATERIALES Y MÉTODOS.

Algunos modelos analíticos para las funciones hidráulicas de los suelos

Aunque se han propuesto muchas funciones empíricas para la curva de retención son pocas las que tienen una base fenomenológica. Una de las más conocidas y populares es la de Brooks y Corey (1964), según la cual:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} \left(\frac{|\psi_c|}{|\psi|}\right)^\lambda & \text{si } \rightarrow |\psi| \geq |\psi_c| \\ 1 & \text{si } \rightarrow |\psi| < |\psi_c| \end{cases} \quad (1)$$

donde θ_s es el contenido de humedad para medio saturado, θ_r es la humedad correspondiente a saturación irreductible, λ es un parámetro que depende de la distribución de los tamaños de poros, ψ_c es la succión crítica (presión de entrada de aire) y S_e es la saturación efectiva.

Para soslayar las limitaciones de la curva de Brooks y Corey, específicamente la discontinuidad en la zona de saturación, se han propuesto curvas con forma sigmoidal. Entre ellas se destaca la de van Genuchten (1980), cuya expresión es la siguiente:

$$S_e = \left[1 + (\alpha\psi)^n \right]^{-m} \quad (2)$$

donde α , m y n son parámetros empíricos. Este modelo de curva de retención tiene más flexibilidad para adaptarse a las curvas reales ya que depende de cinco parámetros independientes (α , m , n , θ_s , θ_r). En la práctica resulta conveniente restringir los valores de m y n de forma que $m = 1 - 1/n$. Con ello se obtienen expresiones sencillas de la curva de conductividad que se deriva de ella. La curva de van Genuchten incluye la de Brooks y Corey como un caso particular cuando n tiende a infinito, siendo el producto $n.m$ constante. En este caso λ es igual a $n.m$ y $\alpha = 1/\psi_c$.

Para la dependencia de la conductividad hidráulica relativa, $K_r = K(\theta)/K_s$, siendo K_s la conductividad hidráulica saturada, con el contenido de humedad suelen utilizarse fórmulas empíricas del tipo (Irmay, 1954):

$$K_r = S_e^3 \quad (3)$$

Este tipo de curva suele conducir a buenos ajustes en suelos de granulometría uniforme. Para rocas consolidadas es mejor un modelo en el que la conductividad relativa es proporcional a S_e^4 .

Otros autores como Mualem (1976a, 1976b) proponen expresiones de K_r obtenidas a partir de la curva de retención. Utilizando la curva de retención de van Genuchten se obtiene una expresión para K_r en el caso particular en el que $m = 1 - 1/n$, K_r se reduce a:

$$K_r = S_e^p \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (4)$$

donde el parámetro p asume el valor de 0,5.

Programa SOILPAR

SOILPAR 2.0 es un programa para estimar parámetros hidráulicos del suelo desarrollado por Marco Acutis (Departamento de Ingeniería Agrícola y Agronomía Territorial, Nápoles, Italia) y Marcello Donatelli (Instituto de Investigación para Cultivos Industriales, Bologna, Italia).

El programa permite guardar información de suelos en un banco de datos georeferenciado, estimar parámetros hidráulicos de suelos usando varios procedimientos incorporados al programa, comparar las estimaciones contra datos medidos en forma gráfica y/o tabulada, y crear mapas que usan el formato ESRI.

Once métodos estiman uno o más de las características siguientes: contenido de humedad para diferentes tensiones matriciales, conductibilidad hidráulica saturada, y densidad aparente. Tres métodos estiman los parámetros de curvas de retención (Brooks-Corey, Hutson-Cass, Van Genuchten), y un método para estimaciones de conductibilidad hidráulica no saturada y parámetros de curvas de retención (Campbell). El software corre bajo Windows 98/NT/2000/XP y es de acceso libre vía internet.

Los procedimientos de pedotransferencia se clasifican en: a) Estimación puntual de algunos valores específicos de interés de la curva de retención de humedad, conductibilidad hidráulica no saturada y densidad aparente; b) Estimación de parámetros de curvas de retención (Tabla 1).

El programa permite el ajuste de parámetros para las curvas de retención, en caso de contar con datos medidos de contenido de humedad y potencial matricial mediante un procedimiento de calibración no lineal. El mismo está basado en el método simplex con restricciones, para evitar inconsistencias físicas en los valores ajustados.

SOILPAR es un software disponible gratuito con propósitos no-comerciales. El paquete de la instalación puede obtenerse de: <http://www.isci.it/tools>.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Aplicación a los suelos típicos en la región sur de la provincia de Santa Fe (pampa húmeda argentina).

La llanura chaco-pampeana de Argentina, de clima templado húmedo, está caracterizada por un relieve de moderada pendiente topográfica.

El área meridional de la provincia de Santa Fe, motivo de interés en este estudio (Figura 1), presenta un módulo pluviométrico del orden de los 1000 mm y la temperatura media anual del orden de los 17 °C. La unidad estratigráfica superior del paquete sedimentario, que constituye el sustrato geológico de los sistemas hidrológicos, está compuesta por el loess de la formación pampeana, integrada por limos y arcillas de colores castaños. El espesor en el sector de análisis varía entre 30 y 150 metros.

Los mapas de suelos disponibles en la provincia de Santa Fe, elaborados por el INTA, clasifican, desde un punto de vista textural, a los suelos de la región entre las fracciones franco limosa, franco arcillo limosa y arcilla limosa.

Tabla 1. Métodos empleados en el software SoilPar para estimación de parámetros hidráulicos.

Estimación puntual de valores específicos			
Método	Variables requeridas	Parameters estimados	Fuentes
Baumer	DTP, CO	DA, CC, PMP	EPIC/ASW
Brakensiek/Rawls	DTP, CO DA	CH	Hutson and Wagenet, 1992
British Soil Survey subsoil	DTP, CO, DA	CH	Hutson and Wagenet, 1992
British Soil Survey topsoil	DTP, CO, DA	CH	Hutson and Wagenet, 1992
EPIC	DTP, DA	CC, PMP	EPIC/ASW
Hutson	DTP	DA, CH	Hutson and Wagenet, 1992
Manrique	DTP, DA	CC, PMP	EPIC/ASW
Rawls	DTP	DA, CC, PMP	EPIC/ASW
Jabro	DTP, DA	Ks	Jabro (1992)
Jaynes-Tyler	DTP, DA	Ks	Jaynes and Tyler (1984)
Puckett	DTP	Ks	Puckett et al. (1985)
Campbell	DTP, DA	Ks	Campbell (1985)
Estimación de parámetros de las curvas de retención de humedad			
Método	Variables requeridas	Parametros estimados	Fuentes
Rawls y Brakensiek	DTP, DA	parámetros de Brooks y Corey	Rawls y Brakensiek (1989)
Vereecken	DTP, DA	Parámetros de van Genuchten	Vereecken et al. (1989)

Referencias

Todos los métodos pueden aplicarse conociendo de la distribución de tamaño de partículas (DTP), al menos la clasificación textural en arenas, limos y arcilla. El método de Campbell es el único que necesita el conocimiento de siete clases de DTP: CO, carbono orgánico. DA, densidad aparente. CC, capacidad de campo. PMP, punto de marchitez permanente. CH, contenido de humedad para diferentes tensiones matriciales. Ks, Conductividad hidráulica saturada.

A los fines de aplicar el procedimiento SoilPar se contó con información elaborada por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), que caracteriza los perfiles de suelos presentes en el área de estudio.

De las cartas de suelos disponibles se extractó la información de 68 perfiles de series tipo de suelos. En cada perfil de las series, en función de su profundidad y su estratigrafía, se detallan entre 3 y 8 horizontes de los cuales se ha publicado la composición textural, junto a otros parámetros bio-físicos tales como contenido de materia orgánica, capacidad de intercambio catiónico, pH, etc. (cartas de suelo de INTA). El conjunto de horizontes para todas las series estudiadas totalizan 434 muestras de suelo, considerando que, en promedio, cada serie de suelos esta discretizada entre 6 y 7 horizontes.

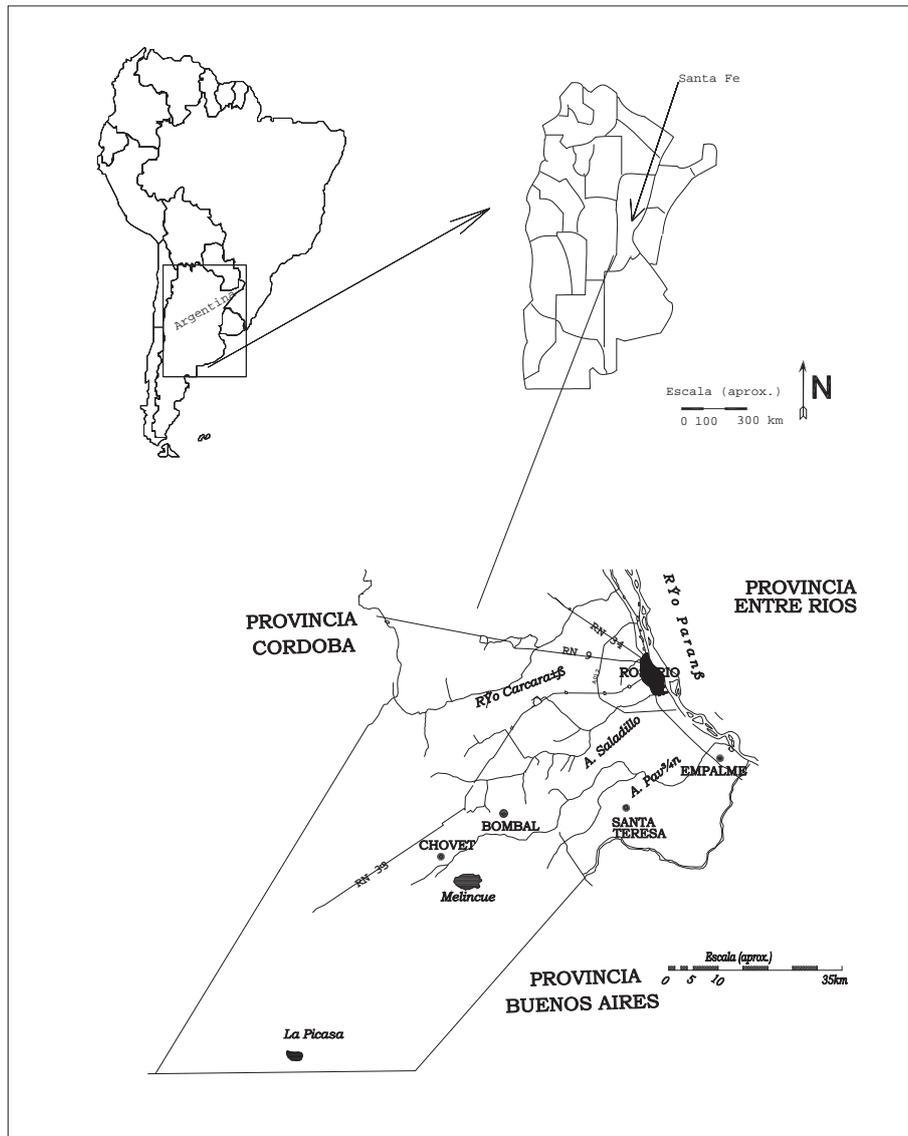


Fig. 1. Area de estudio: sector meridional de Santa Fe

Estimación de parámetros por serie de suelos.

Con la información de cada horizonte, se confeccionaron planillas de cálculo y se aplicaron las FPT incluidas en el programa mencionado previamente, obteniendo así propiedades hidráulicas de suelos. A manera de ejemplo se presenta en la Tabla 2, los datos y estimaciones realizadas con el software SoilPar para la serie Casilda.

El mismo trabajo se realizó para cada uno de los estratos de las series restantes, obteniéndose densidades aparentes, humedades para capacidad de campo (CC), punto de marchitez permanente (PMP) y otras tensiones matriciales, conductividad hidráulica saturada y parámetros de van Genuchten para la curva de retención de humedad, utilizando las funciones de pedotransferencia intrínsecas del programa SoilPar.

Se propuso una metodología de ponderación para obtener parámetros por serie de suelos, partiendo de los parámetros calculados para cada horizonte. Los criterios fueron los siguientes: (a) para la conductividad hidráulica vertical se calculó la media armónica de las conductividades de cada estrato (ec. 5) y (b) para el resto de los parámetros el promedio ponderado por el espesor de cada estrato (ec. 6):

$$K_m = \frac{L}{\sum_{i=1}^N \frac{e_i}{K_i}} \quad (5)$$

$$X_m = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^N x_i e_i \quad (6)$$

donde X_m es el valor medio de un parámetro cualquiera, x_i el valor del parámetro para el espesor e_i , N el total de horizontes de la serie, K_m la conductividad hidráulica media, K_i la conductividad del horizonte y L el espesor total de la serie: $L = \sum_{i=1}^N e_i$

Para analizar la bondad de la propuesta de ponderación se compararon los resultados aplicados en las series presentes en la cuenca del arroyo Ludueña, ubicada en las cercanías de la ciudad de Rosario (provincia de Santa Fe, Argentina). La misma es una cuenca piloto sobre la cual se aplicó y calibró un modelo matemático hidrológico de alto nivel de detalle denominado SHALL3 (Zimmermann y Riccardi, 2000).

Se promediaron los parámetros estimados para las cuatro series principales presentes en la cuenca (de 700 km²) y se los compararon los resultados con los calibrados en la cuenca (Zimmermann, 2003) alcanzándose valores muy semejantes (Tabla 3).

Estimación de parámetros por asociaciones de series de suelos.

Las series puras de suelos mencionadas precedentemente se combinan entre si, en diferentes proporciones, dando lugar a 204 asociaciones de series de suelos. Las últimas están presentes en la totalidad de cuencas del sur santafecino, ocupando un territorio de unos 10.000 km².

En definitiva las asociaciones son las que determinan los suelos que deberán considerarse en la modelación, dado que las series no se encuentran en estado puro.

Tabla 2. Propiedades granulométricas, físicas e hidráulicas estimadas para la serie Casilda

Unidades	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8
Profundidad (m)	0.18	0.27	0.48	0.76	1.04	1.28	1.80	2.10
Densidad seca (Rawls) (t/m ³)	1.46	1.44	1.42	1.38	1.39	1.42	1.45	1.44
PMP (Brakensiek & Rawls) (m/m)	0.19	0.22	0.22	0.28	0.23	0.19	0.14	0.16
CC (Brakensiek & Rawls) (m/m)	0.39	0.42	0.40	0.46	0.40	0.35	0.31	0.32
Contenido de arena muy gruesa (%)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Contenido de arena gruesa (%)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Contenido de arena media (%)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Arena fina (%)	2.00	1.50	1.00	1.00	1.50	1.00	1.80	1.30
Arena muy fina (%)	8.20	5.50	4.20	2.50	4.60	6.90	9.80	6.90
Contenido de limo (%)	69.90	64.40	61.70	49.60	55.80	62.80	67.80	68.20
Contenido de arcilla (%)	19.87	28.57	33.07	46.87	38.07	29.27	20.57	23.57
coarse fragment content (%)								
Materia orgánica (%)	2.55	2.29	1.22	0.99	0.49	0.27	0.15	0.10
Capac. Intercambio Catiónico (cmol/kg)	16.70	19.30	21.40	30.60	29.80	24.70	18.80	20.60
pH - en agua	6.20	6.40	6.60	7.00	7.10	6.80	7.50	8.20
Humedad a 10 (-J/kg) (m/m)								
Humedad a 20 (-J/kg) (Brakensiek & Rav) (m/m)	0.43	0.46	0.44	0.49	0.44	0.39	0.35	0.36
Humedad a 30 (-J/kg) (Brakensiek & Rav) (m/m)	0.39	0.42	0.41	0.46	0.40	0.35	0.31	0.32
Humedad a 50 (-J/kg) (Brakensiek & Rav) (m/m)	0.34	0.38	0.37	0.42	0.36	0.32	0.27	0.28
Humedad a 100 (-J/kg) (Brakensiek & Rε) (m/m)	0.31	0.34	0.33	0.39	0.33	0.29	0.24	0.26
Humedad a 500 (-J/kg) (Brakensiek & Rε) (m/m)								
Humedad a 1500 (-J/kg) (Brakensiek & F) (m/m)	0.19	0.22	0.23	0.28	0.23	0.19	0.15	0.16
Conductividad Hidráulica saturada (Puck) (mm/h)	31.01	5.56	2.29	0.15	0.85	4.84	27.00	14.93
vanGenuchten α (1/cm)	0.0014	0.0010	0.0017	0.0010	0.0019	0.0036	0.0051	0.0053
vanGenuchten m (adim)	0.53	0.19	0.17	0.14	0.41	0.35	0.37	0.33
vanGenuchten n (adim)	2.14	1.24	1.21	1.16	1.68	1.54	1.58	1.48
vanGenuchten θr (adim)	0.18	0.01	0.03	0.02	0.20	0.16	0.13	0.13

Referencias: Los valores en *italica* son estimados aplicando el programa SoilPar.

Tabla 3. Comparación entre parámetros obtenidos para las series de suelos mediante ponderación y calibración en cuenca Ludueña.

Series	Parámetros equivalentes de la serie						
	δa (g/cm ³)	θ _{PMP} (-)	θ _{CC} (-)	K _v (cm/h)	α (1/cm)	n (-)	θ _r (-)
Zavalla	1.41	0.20	0.37	0.0142	0.0036	1.41	0.10
Roldan	1.41	0.20	0.38	0.0334	0.0030	1.47	0.09
Peyrano	1.42	0.20	0.37	0.0556	0.0031	1.53	0.12
Gelly	1.44	0.16	0.33	0.3009	0.0042	1.54	0.10
Promedios ponderados suelos Ludueña				0.10	0.0035	1.49	
Calibrados SHALL3				0.13	0.0040	1.56	

Para estimar los parámetros de las asociaciones se adoptó una metodología de ponderación basada en el porcentaje de ocupación areal de cada serie dentro de cada asociación y las propiedades correspondientes a cada serie:

$$X_{as} = \frac{1}{A} \sum_{j=1}^M x_j A_j \quad (7)$$

donde X_{as} es el valor medio de un parámetro cualquiera para la asociación, x_j el valor del parámetro para la serie de suelos j , M el total de series que componen la asociación, A el área de ocupación total de la asociación y A_j el área de ocupación de la serie j en la asociación en cuestión.

Los parámetros considerados fueron la conductividad hidráulica K_v , y los parámetros de la curva de van Genuchten α y n . Entre las opciones consideradas en el programa SoilPar se obtuvo el primero de ellos considerando la formulación de Puckett *et al.*, (1985), mientras que los parámetros de van Genuchten se estimaron usando la formulación de Vereecken *et al.*, (1989).

Nuevamente se obtuvieron valores medios para la cuenca del arroyo Ludueña ponderando arealmente los parámetros de las asociaciones según se detalla en la Tabla 4 (Figura 2).

Tabla 4. Comparación entre parámetros de las asociaciones de suelos obtenidos mediante ponderación y calibración en cuenca Ludueña.

Asociaciones	Área de influencia (%)	Parámetros equivalentes de las asociaciones		
		K_v (cm/h)	α (1/cm)	n (-)
Py	24.7	0.0554	0.00309	1.53
Py15	0.2	0.0554	0.00309	1.53
Py20	1.0	0.0554	0.00309	1.53
Py2x	1.7	0.0554	0.00309	1.53
Py8	3.0	0.0554	0.00309	1.53
Rd	9.3	0.0333	0.00300	1.47
Rd10	15.3	0.0333	0.00300	1.47
Rd11	1.8	0.0333	0.00300	1.47
Rd12	15.9	0.0333	0.00300	1.47
Rd15	9.2	0.0808	0.00333	1.50
Rd8	3.3	0.0808	0.00333	1.50
Za2	2.2	0.0713	0.00358	1.49
Za3	8.3	0.0713	0.00358	1.49
Promedios ponderados asociaciones de suelos Ludueña		0.049	0.00301	1.43
Calibrados SHALL3		0.130	0.0040	1.56

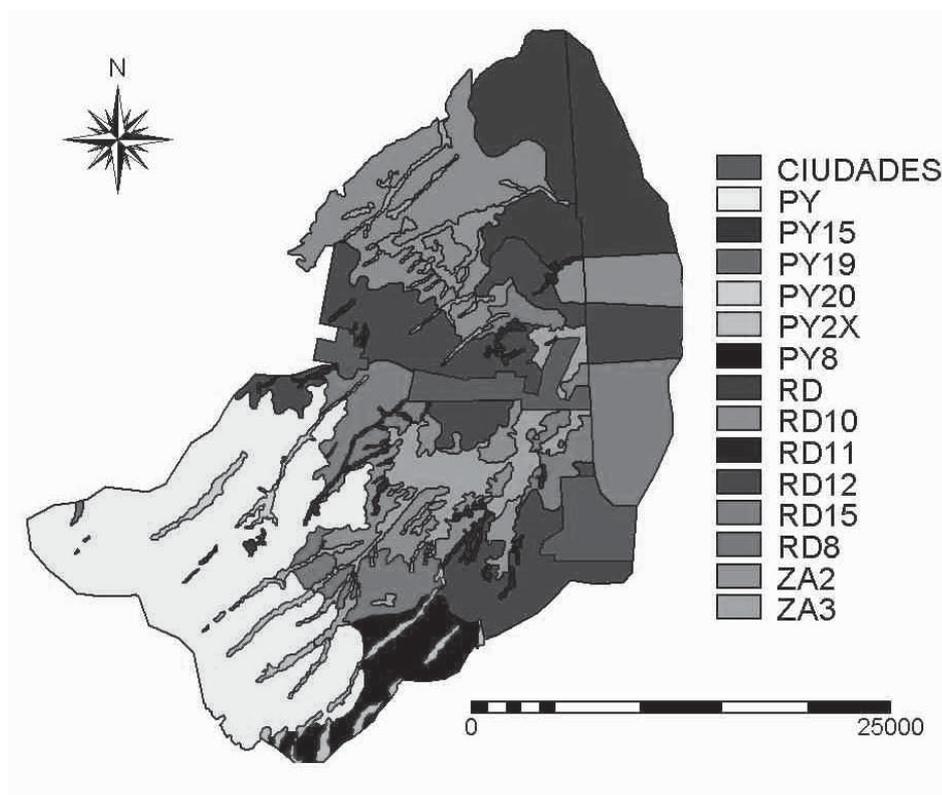


Fig. 2. Distribución de las asociaciones de suelos en la cuenca del Arroyo Ludueña (Santa Fe, Argentina)

Como se observa en Tabla 3 los resultados de promediar los valores de las series se aproximan en mejor medida a los calibrados que los valores ponderados para las asociaciones (Tabla 4). No obstante la alternativa mas adecuada es ésta última, ya que pondera los porcentajes de ocupación reales de cada serie de suelos.

El parámetro que presenta mayor sensibilidad al proceso de infiltración en el modelo hidrológico es el K_v , mientras que el los parámetros que regulan la curva de retención de humedad tienen un rol secundario debido a que la variación de humedades durante las simulaciones no es muy grande.

Consecuentemente el pronóstico de α y n puede considerarse aceptable, no sucede lo mismo con la conductividad hidráulica. Se intentó utilizar las formulaciones de Jabro (1992) y Jaynes y Tyler (1984) pero los resultados no fueron convincentes.

Los resultados alcanzados al presente son promisorios y validan esta metodología de ponderación sencilla para ser aplicadas en otras cuencas de la región.

No obstante deberá indagarse acerca de otras funciones de pedotransferencia para estimar la conductividad hidráulica K_v .

CONCLUSIONES

Se presenta una metodología sencilla de ponderación areal y por horizontes de suelo para estimar parámetros hidráulicos de suelos limosos del sur santafecino (pampa de Argentina).

Se emplean las funciones de pedotransferencia incluidas en el software SoilPar 2.0 para la estimación de parámetros por horizonte utilizando información textural, contenido de materia orgánica, capacidad de intercambio catiónico y pH disponibles en la cartas de suelo del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA).

Se considera que el pronóstico de los parámetros que regulan la curva de retención de humedad (modelo de van Genuchten) es aceptable, no sucede lo mismo con la conductividad hidráulica.

Los resultados alcanzados al presente son promisorios y validan esta metodología de ponderación sencilla para ser aplicadas en otras cuencas de la región. No obstante deberá indagarse acerca de otras funciones de pedotransferencia para estimar la conductividad hidráulica K_v .

BIBLIOGRAFÍA

- Acutis, M. and Donatelli, M. (2003) "SOILPAR 2.00: Software to estimate soil hydrological parameters and functions." *Europ. J. Agronomy* 18:p373-377.
- Jabro, J.D. (1992). "Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data". *Trans. ASAE* 35 (2), p557-560.
- Jaynes, D.B., Tyler, E.J. (1984). "Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity". *Soil Sci.* 138, p298-305.
- Irmay S. (1954) "On the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Trans. Am. Geophys.* 35. 463-468.
- Mualem, Y. (1976a). "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". *Water Resour. Res.* 12:513-522.
- Mualem, Y. (1976b). "A catalogue of the hydraulic properties of unsaturated soils". *Research Project Report No. 442*, Technion, Israel Institute of Technology, Haifa.
- Puckett, W.E., Dane, J.H., Hajek, B.F. (1985). "Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties". *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 831-836.
- Vereecken, H., J. Maes, J. Feyen, and P. Darius. (1989). "Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content". *Soil Sci.* 148:389-403.
- Zimmermann E, Riccardi G (2000). "Modelo de Simulación Hidrológica Superficial y Subterránea para Areas de Llanura" *XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. IAHR. Vol II. Pp. 169-178. Córdoba, Argentina. ISBN 950-33-0267-6

Zimmermann E. (2003). "Modelo Hidrológico Superficial y Subterráneo desarrollado para la Simulación de Sistemas de Llanura. 2. Estrategias para la Calibración". *Journal of Earth Sciences. Boletín Geológico y Minero de España*. ISSN 0366-0176. Vol 114. No 2: 159-169. Madrid. España.

CAPÍTULO III

SIMILITUD HIDROLÓGICA EN EL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

En el presente Capítulo se analizan los efectos del tamaño de grilla en la representación del relieve y de sus atributos derivados; y en las repuestas hidrológicas debido a los diferentes niveles de detalle en que se discretiza la cuenca. Asimismo, se propone un procedimiento para el escalamiento de parámetros en los esquemas de menor nivel de detalle y se cuantifica el grado de similitud alcanzado entre las variables de flujo de las diferentes discretizaciones. Para el estudio se utiliza un modelo matemático cuasi-bidimensional basado en esquemas de celdas con aproximación de onda difusiva denominado CTSS8 (Riccardi, 2000). El procedimiento se aplica a las cuencas de los arroyos Ludueña y Saladillo en la provincia de Santa Fe y a la cuenca del Arroyo Santa Catalina (Azul, Buenos Aires).

Efecto del tamaño de la grilla en la modelación matemática del escurrimiento superficial en una cuenca de llanura

Hernán R. Stenta^{(1) (4)}, **Gerardo A. Riccardi**^{(2) (4)} y **Pedro A. Basile**^{(3) (4)}

(1) Becario Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET),

(2) Investigador Consejo de Investigaciones Universidad Nacional de Rosario (CIUNR),

(3) Investigador Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET),

(4) Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura.

Universidad Nacional de Rosario, Riobamba 245 bis, 2000 Rosario, Argentina

hstenta@fceia.unr.edu.ar

Resumen: Los modelos matemáticos de parámetros distribuidos resultan particularmente apropiados para determinar la variabilidad espacial y temporal de las respuestas hidrológicas dentro de un determinado sistema hídrico; resultando esto de suma utilidad para, entre otras cosas, la determinación de zonas con riesgo de inundación; planificación y gestión de los recursos hídricos; modificaciones de las respuestas por acciones antrópicas. En una misma cuenca es posible realizar la constitución de un modelo con diferentes niveles de detalle en función principalmente de la disponibilidad de información de entrada necesaria, de los objetivos y de los requerimientos del modelado del sistema. En el presente trabajo se realiza la comparación entre las respuestas hidrológicas establecidas en modelaciones con los diferentes niveles de detalle en que se ha discretizado espacialmente una cuenca de llanura. La comparación se realizó en términos de las variables hidráulicas: caudal máximo, velocidad de flujo máxima y altura máxima, simulando una serie de eventos históricos y eventos hipotéticos. Para ello se utilizó el concepto de estado de equilibrio completo en la cuenca y bajo estas condiciones se calibraron separadamente los coeficientes de resistencia (del valle y de los cursos) y la geometría de la función de almacenamiento de la celda para las discretizaciones de menor nivel de detalle. Para la comparación de las respuestas hidrológicas se utilizó el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe. Los resultados indican que se obtiene mayor similitud en la respuesta hidrológica; fundamentalmente en términos de alturas máximas de agua en celda; calibrando la geometría de almacenamiento de la celda en comparación con la calibración de los parámetros de resistencia del valle y de los cursos. El efecto de obtener respuestas hidrológicas similares entre diferentes niveles de detalle implica reducir la cantidad de información de entrada y el tiempo de cálculo y procesamiento al permitir implementar discretizaciones menos detalladas y sobre las cuales se obtienen respuestas hidrológicas similares a la de mayor nivel de detalle.

Palabras clave: cuencas de llanura, modelación matemática distribuida, niveles de detalle.

INTRODUCCIÓN

Los modelos de parámetros distribuidos intentan cuantificar la variabilidad hidrológica que ocurre en un rango de escalas por medio de la división de la cuenca en un número de unidades. Estas unidades son llamadas de diferentes formas: unidades de respuesta hidrológica; subcuencas o elementos de grilla. En tal aproximación, los procesos con una longitud de escala menor que el tamaño de la grilla son representados implícitamente (parametrizados) mientras que los procesos con longitudes de escala mayores que el tamaño de la grilla son representados explícitamente a través de las variaciones entre los diferentes elementos que componen la cuenca. En general los modelos de parámetros distribuidos representan fenómenos locales con considerable detalle; mientras que la variabilidad dentro del elemento es despreciada. (Blöschl y Sivapalan, 1995)

Debido a las características propias de los modelos de parámetros distribuidos, una misma cuenca puede ser constituida con diferentes niveles de detalle o discretizaciones espaciales; lo anterior está relacionado principalmente con la cantidad y calidad de la información de entrada disponible; con los objetivos buscados y con los requerimientos del modelado.

La subdivisión de la cuenca en elementos de grilla representa una abstracción de la superficie de la cuenca real y de sus propiedades hidrológicas relevantes. Un punto que debe ser abordado por cualquier usuario de estos modelos antes de su aplicación es la definición de un aceptable nivel y tipo de discretización de la cuenca. (Goodrich, et. al. 2003).

Numerosos trabajos han abordado la temática en relación a la agregación del sistema a modelar; produciendo lo anterior diferentes escalas de modelación de un mismo sistema hidrológico. Así se tienen diferentes representaciones de la topografía de una cuenca; se modifica la red de drenaje; y se generan datos de entradas y parámetros con diferentes niveles de agregación. Lo anterior ocupa todo el rango de sistemas posibles de modelar; desde una pequeña cuenca urbana de pocas hectáreas a una cuenca de varios miles de kilómetros cuadrados.

Shrestha, et. al. (2006) estudiaron la sensibilidad en la respuesta de un modelo hidrológico debido a cambios en la escala de los datos de entrada. Ellos utilizaron un modelo hidrológico distribuido basado en una macro grilla y aplicado sobre cuencas de 132350 km²; 29844 km² y 2093 km², con resoluciones de datos de entrada desde 10 minutos a 2.5°. Evaluaron la respuesta del modelo a través de la comparación de hidrogramas observados e hidrogramas calculados. Utilizaron el concepto de relación IC, definido como la relación entre la resolución de la grilla de entrada y el área de la cuenca. Los coeficientes evaluados para cuantificar las respuestas fueron, entre otros, Momento de Correlación de Pearson y coeficiente de Nash-Sutcliffe. Ellos concluyen que el modelo produce buenos resultados con resoluciones de datos de entrada más finas y que una buena respuesta se logra con relaciones IC de 1:10 o mayores; lo cual permite seleccionar una escala para el modelado de cuencas no aforadas. Además encontraron que

las cuencas más pequeñas resultan más sensibles que las cuencas mayores indicando que se debe prestar especial atención en el modelado de las primeras.

Haile y Rientjes (2005) estudiaron los efectos del “resamplero” (agregación espacial de datos) en la simulación hidrológica utilizando un modelo digital de elevación (MDE) de alto nivel de detalle de la ciudad de Tegucigalpa obtenido a partir de datos LIDAR. La resolución espacial de los datos de origen fue de 1.5 m; agregando posteriormente dicha información hasta valores de 15 m de tamaño de grilla. A partir del análisis de sensibilidad de la resolución del MDE ellos concluyen que la representación topográfica es crítica y que los resultados del modelo son afectados significativamente por la resolución del MDE. Las características del flujo afectadas son la extensión de las áreas inundadas y la velocidad, profundidad y patrones de flujo en el dominio del modelo.

El objetivo del presente trabajo es analizar las modificaciones en la representación de las características generales del terreno que se presentan al modelar un determinado sistema hídrico con diferentes niveles de detalle de resolución espacial y a su vez se comparan las respuestas hidrológicas en términos de caudales, velocidades de flujo y alturas de agua máximas en todo el dominio de definición de la cuenca entre las diferentes discretizaciones ajustando los coeficientes de resistencia (del valle y de los cursos), por un lado, y la geometría de almacenamiento en celda por el otro.

Las comparaciones se realizan asumiendo que la discretización de menor tamaño de grilla (mayor nivel de detalle) es la que representa más fielmente la dinámica de escurrimiento dentro de la cuenca y por lo tanto se toma dicha discretización como base para la comparación de las respuestas hidrológicas de las restantes discretizaciones asociadas a tamaños de grilla mayores.

El presente trabajo constituye un grado de avance sobre trabajos anteriores (Stenta y Riccardi, 2005; Stenta, et. al, 2006) abordando la temática del análisis de los efectos del tamaño de grilla en el modelado del escurrimiento superficial en cuencas de llanura.

DESCRIPCIÓN DE LOS TRABAJOS

El estudio se ha llevado a cabo sobre la cuenca del A° Ludueña, ubicada en la región sur de la provincia de Santa Fe en un relieve de escasa pendiente. Esta cuenca se ha discretizado con diferentes niveles de detalle de resolución espacial; con tamaños de grilla cuadrada de 250 m, 500 m y 1000 m de lado. La modelación hidrológica – hidráulica se realiza por medio de la implementación del modelo matemático cuasi 2-D tipificado CTSS8 (Riccardi, 2000); el mismo está basado en esquemas de celdas con aproximación de onda difusiva; de calidad probada en la región. Aplicando el modelo matemático la cuenca resulta constituida en celdas que representan las áreas tributarias a los cursos de agua (celdas valle) y celdas que constituyen los cursos de agua propiamente dicho (celdas río). En cada celda el modelo permite definir secciones transversales con un punto bajo y pendientes transversales (ita) para la definición de la geometría de almacenamiento en celdas del valle y para el sector del

valle de las celdas río (Riccardi et. al., 2002). Se utiliza el concepto de estado de equilibrio completo en la cuenca y se evalúa el almacenamiento de equilibrio dentro de la misma. Posteriormente se calibran para las discretizaciones de menor nivel de detalle los parámetros de resistencia del valle y cursos, por un lado; y la geometría de almacenamiento en celdas por el otro, de modo de mantener dicho almacenamiento en todas las discretizaciones. A partir de los parámetros ajustados según las condiciones anteriormente descriptas se simulan una serie de eventos observados e hipotéticos y se comparan las respuestas hidrológicas entre las diferentes discretizaciones.

ESTUDIO SOBRE LA CUENCA DEL ARROYO LUDUEÑA

La cuenca del A° Ludueña se encuentra situada entre los paralelos 32° 45' S y 33° 08' S y los meridianos 61° 04' O y 60° 39' O (Figura 1); perteneciendo a la provincia de Santa Fe, República Argentina. La misma encierra parte de la ciudad de Rosario y otras poblaciones de los alrededores. Su área de aporte es de 700 Km² y la elevación varía entre 70 m y 18 m sobre el nivel del mar. Su pendiente media es del orden del 0.11 %. La red hídrica principal está constituida por el A° Ludueña y los canales Ibarlucea y Salvat, mientras que en épocas de lluvia se adicionan numerosos y pequeños cursos naturales (cañadones) y artificiales que aportan al escurrimiento. Por otra parte, la región se encuentra atravesada por importantes terraplenes tanto viales como ferroviarios, lo que permite observar una fuerte acción antrópica ejercida sobre la cuenca. La sección de control corresponde al cruce del arroyo Ludueña con un gran puente carretero.

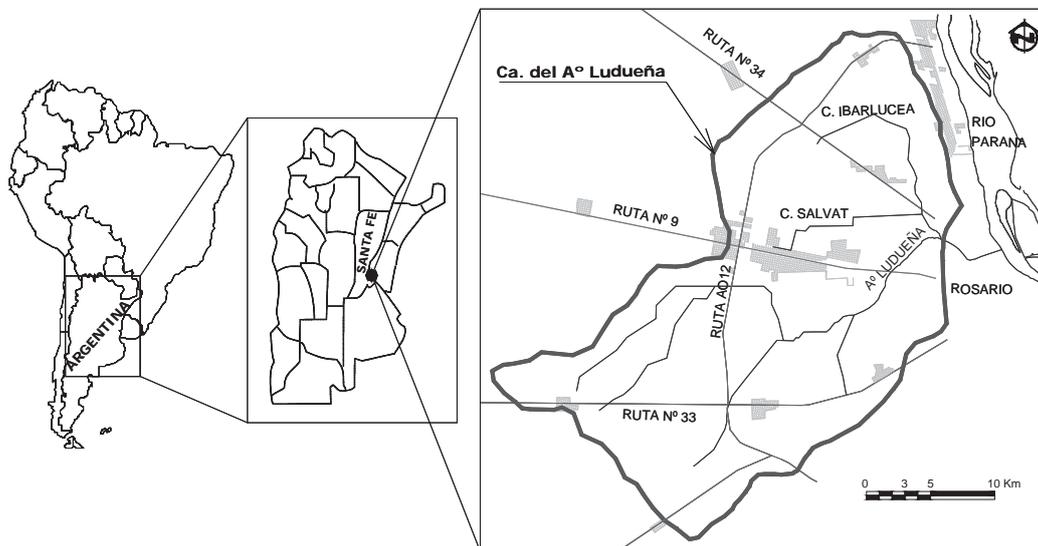
El modelo digital del terreno se obtuvo a partir de la vectorización de planos con curvas de nivel del Instituto Geográfico Militar (IGM); posteriormente se procedió a la interpretación e impresión en archivo ASCII de los vectores de curvas generados; con lo que se obtienen una grilla "amorfa" o irregular de puntos; finalmente estos datos fueron procesados para generar una grilla regular de acuerdo a las distintas discretizaciones realizadas aplicando el algoritmo de Kriging para interpolación de los datos.

La cuenca se constituyó con tres tamaños de grilla (TG) cuadrangular de lado: 250 m (TG250) (mayor nivel de detalle), 500 m (TG500) y 1000 m (TG1000). En la tabla 1 se resumen las características más relevantes para las tres discretizaciones adoptadas. En la Figura 2.a y 2.b se muestra la discretización de la cuenca para un tamaño de grilla de 250 m y 1000 m, respectivamente.

En base a una serie de eventos observados y para la discretización de TG250 se calibraron los parámetros del modelo de modo de ajustar tanto el caudal pico como la forma del hidrograma, resultando de lo anterior valores del coeficiente de resistencia del valle de 0.11 y de los cursos de 0.04. La pendiente transversal de almacenamiento (ita) en celdas valle y en los sectores del valle de las celdas río arrojó un valor de 0.02.

Tabla 1. Características generales resultantes de las discretizaciones de la Cuenca del A° Ludueña.

Tamaño de grilla [m]	250	500	1000
Área [Km ²]	700	700	700
Pend. Long. Media [‰]	1.14	1.14	1.14
Longitud Cursos [Km]	127	125	123
Densidad de Drenaje [1/Km]	0.181	0.179	0.176
Cantidad de Celdas	11200	2800	700
Celdas Valle	10694	2551	578
Celdas Río	506	249	122
Cant. total de Vinculaciones	22093	5447	1324

**Fig. 1.** Cuenca del A° Ludueña. (Santa Fe, Argentina)

Como resultado del modelado de la cuenca con diferentes niveles de detalle se obtienen características propias en la representación de la topografía. Los valores máximos, medios, mínimos y el desvío estándar para las cotas y las pendientes locales se resumen en la Tabla 2. Las figuras 3.a y 3.b muestran la distribución espacial sobre el dominio de la cuenca de las pendientes locales para los tamaños de grilla TG 250 m y TG 1000 m; respectivamente.

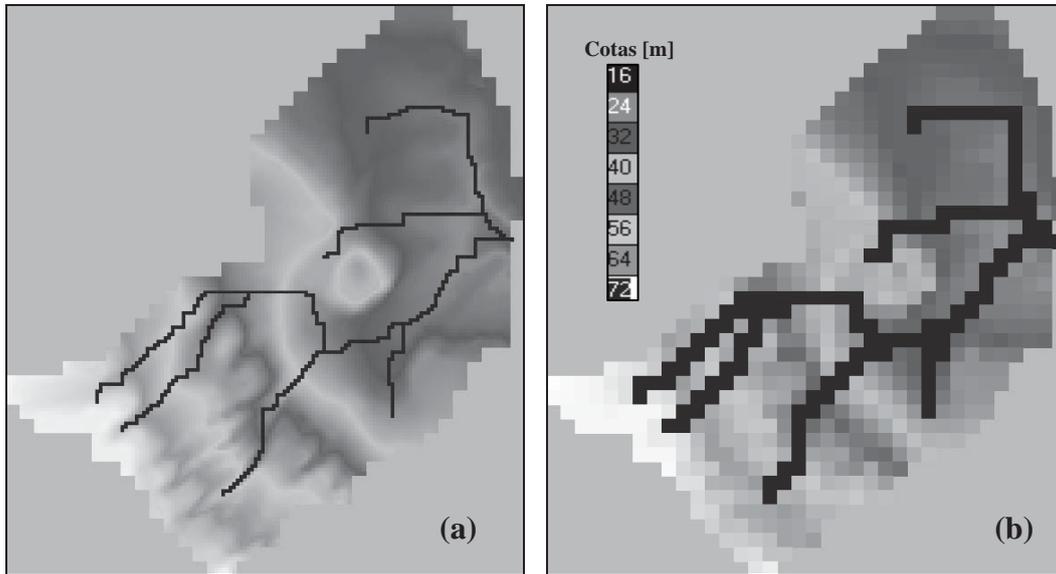


Fig.2. Discretización y relieve de la cuenca para: a) TG 250 m; b) TG 1000 m.

Tabla 2. Características en la representación de la topografía de la cuenca para los diferentes tamaños de grilla.

	COTAS [m]		
	TG 250	TG 500	TG 1000
Mínima	16.12	17.00	17.00
Máxima	71.29	71.00	70.46
Media	39.77	39.78	39.75
Desv. Stand.	14.92	14.96	14.99
$\Delta Z (Z_{\max} - Z_{\min})$	55.17	54.00	53.46
	PENDIENTES LOCALES [‰]		
	TG 250	TG 500	TG 1000
Mínima	0.00	0.00	0.00
Máxima	16.48	14.26	12.15
Promedio	2.37	2.13	1.90
Desv. Stand.	1.90	1.74	1.47

Partiendo de la discretización TG250 (mayor nivel de detalle) con sus parámetros ya calibrados; se simuló una lluvia neta de 0.5 mm/h y de larga duración distribuida uniformemente sobre toda la cuenca de modo de lograr un estado de equilibrio completo en la misma. Bajo estas condiciones se obtiene el almacenamiento de equilibrio en la cuenca; el cual depende de la intensidad de la lluvia y de las características propias de la cuenca.

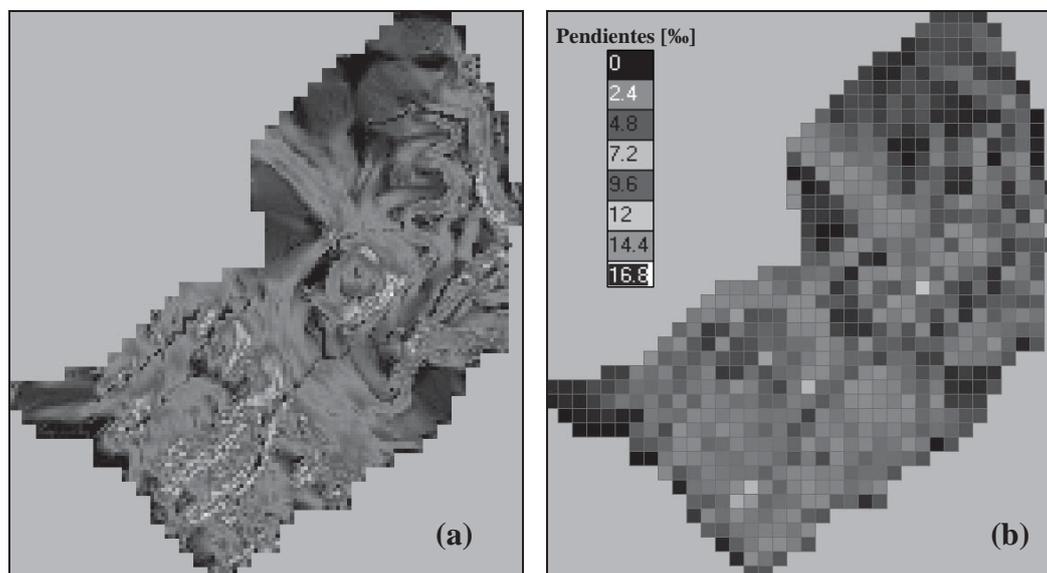


Fig. 3. Distribución espacial de pendientes locales: a) TG 250; b) TG 1000 m.

Para las demás discretizaciones (TG500 y TG1000) se simuló la misma lluvia neta de 0.5 mm/h de modo de lograr el estado de equilibrio completo en la cuenca y se ajustaron los parámetros de resistencia del valle (nv) y de los cursos (nr); por un lado; y la pendiente transversal de almacenamiento (ita) por el otro, de modo de ajustar el almacenamiento de equilibrio correspondiente a la discretización TG250. En la tabla 3 se muestran los valores de los parámetros ajustados bajo las consideraciones anteriores.

Tabla 3. Ajuste de parámetros (nv , nr e ita) para TG500 y TG1000 manteniendo el almacenamiento de equilibrio de TG250 para 0.5 mm/h.

	TG 250	TG500		TG1000	
		TG500a ^(*)	TG500b ^(*)	TG1000a ^(*)	TG1000b ^(*)
nv (resistencia valle)	0.110	0.145	0.110	0.160	0.110
nr (resistencia curso)	0.040	0.050	0.040	0.060	0.040
Ita	0.020	0.020	0.010	0.020	0.0085
Almac. de Equil [Hm³]	22.07	22.04	21.78	22.37	22.11
Error Porc. [%]	-	-0.14	-1.31	1.36	0.18

(*) El caso **a**, tanto para TG500 y TG1000, corresponde a la modificación de los coeficientes de resistencia del valle y de los cursos e igual valor de ita que para TG250; el caso **b** corresponde a la modificación de ita para TG500 y TG1000 y coeficientes de resistencia iguales a los de TG250.

A partir de los parámetros ajustados de nv , nr (TG500a y TG1000a) e ita (TG500b y TG1000b) bajo condiciones de equilibrio completo sobre la base de mantener en la cuenca el mismo almacenamiento de equilibrio que el correspondiente a la discretización de TG250, se simuló una serie de eventos observados e hipotéticos. Estos últimos para duraciones de lluvia de 3 hs, 5 hs y 10 hs e intensidades de lluvia neta de 3 mm/h, 8 mm/h y 15 mm/h; con lo que se tiene un total de 9 eventos. Los eventos anteriores se simuló

para la discretización de mayor nivel de detalle (TG250) y para TG500a, TG500b, TG1000a y TG1000b. En total se tienen 55 simulaciones realizadas.

Tabla 4. Características de los eventos simulados.

Evento simulado	Intens. lluvia neta [mm/h]	Duración [hs]	Lluvia Neta [mm]
E 1 (Obs)	27 (máx.)	30	38
E 2 (Obs)	28 (max.)	60	107
E 3	3	3	9
E 4	8	3	24
E 5	15	3	45
E 6	3	5	15
E 7	8	5	40
E 8	15	5	75
E 9	3	10	30
E 10	8	10	80
E 11	15	10	150

(Obs) Corresponde a eventos observados, los restantes son eventos hipotéticos.

Para la comparación de las respuestas hidrológicas entre las dicretizaciones TG500 y TG1000 con TG250 se utilizó el coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970), ecuación (1). La comparación se realizó sobre todo el dominio de definición de la cuenca en términos de las variables de flujo de caudal máximo (Q) y velocidad máxima (Vel) entre vinculaciones y altura de agua máxima (H) en celdas.

$$R^2_X = \frac{\sum_{i=1}^N (D_{\text{detalle } i} - \bar{D}_{\text{detalle } i})^2 - \sum_{i=1}^N (D_{\text{detalle } i} - D_{\text{agregado } i})^2}{\sum_{i=1}^N (D_{\text{detalle } i} - \bar{D}_{\text{detalle } i})^2} \quad (1)$$

Donde:

R^2_X : Coeficiente de Nash-Sutcliffe entre TG250 (detalle) y TG500 (agregado) y entre TG250 y TG1000 (agregado); X indica la variable de flujo sobre la que se realiza el cálculo: X = Q, Vel o H; N: Cantidad de vinculaciones para el cálculo de R^2_Q y R^2_{Vel} , y cantidad de celdas para el cálculo de R^2_H , del esquema agregado (TG500 y TG1000). $D_{\text{detalle } i}$: Valor de la variable Q, Vel. o H de la discretización de mayor nivel de detalle (TG250); $\bar{D}_{\text{detalle } i}$: Valor medio de las variables Q, Vel. o H de la discretización de mayor nivel de detalle (TG250); $D_{\text{agregado } i}$: Valor de la variable Q, Vel. o H del esquema agregado (TG500 y TG1000).

Como resultado de la aplicación de la formulación anterior (ec.1) para los diferentes eventos planteados (E1 a E11) se obtienen los valores de los coeficientes R^2_X que se resumen en la tabla 5. Allí mismo se presenta la suma de dichos coeficientes. Suponiendo un peso igual para cada coeficiente, los valores mayores de la suma

corresponden a las mejores correspondencias entre la discretización de mayor nivel de detalle y el esquema agregado. Una correspondencia perfecta corresponde a un valor de $R^2_X = 1$; y por ende la suma adquiere un valor máximo de Suma $R^2_X = 3$.

El subíndice a para TG500a y TG1000a corresponde a los sistemas agregados con valores de resistencia del valle y curso ajustados; en cambio el subíndice b para TG500b y TG1000b corresponde a los sistemas agregados con valores ajustados de la geometría de almacenamiento.

Tabla 5. Coeficientes R^2_Q , R^2_{vel} y R^2_H para los diferentes eventos estudiados.

EVENTO E1				
	R^2_Q	R^2_{vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{vel} y R^2_H
TG500a	0.952	0.925	0.894	2.771
TG1000a	0.906	0.815	0.778	2.499
TG500b	0.952	0.948	0.960	2.860
TG1000b	0.938	0.901	0.954	2.793
EVENTO E 2				
	R^2_Q	R^2_{vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{vel} y R^2_H
TG500a	0.939	0.896	0.869	2.704
TG1000a	0.861	0.754	0.712	2.327
TG500b	0.929	0.928	0.958	2.815
TG1000b	0.869	0.836	0.947	2.652
EVENTO E 3				
	R^2_Q	R^2_{vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{vel} y R^2_H
TG500a	0.967	0.924	0.915	2.806
TG1000a	0.954	0.841	0.799	2.594
TG500b	0.964	0.942	0.957	2.863
TG1000b	0.948	0.907	0.935	2.790
EVENTO E 4				
	R^2_Q	R^2_{vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{vel} y R^2_H
TG500a	0.967	0.919	0.894	2.780
TG1000a	0.940	0.825	0.762	2.527
TG500b	0.961	0.935	0.956	2.852
TG1000b	0.930	0.893	0.934	2.757
EVENTO E 5				
	R^2_Q	R^2_{vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{vel} y R^2_H
TG500a	0.953	0.917	0.876	2.746
TG1000a	0.926	0.81	0.702	2.438
TG500b	0.950	0.935	0.954	2.839
TG1000b	0.895	0.875	0.916	2.686

Tabla 6. Coeficientes R^2_Q , R^2_{Vel} y R^2_H para los diferentes eventos estudiados (Cont.)

EVENTO E 6				
	R^2_Q	R^2_{Vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{Vel} y R^2_H
TG500a	0.970	0.926	0.913	2.809
TG1000a	0.957	0.833	0.806	2.596
TG500b	0.966	0.947	0.965	2.878
TG1000b	0.953	0.906	0.949	2.808
EVENTO E 7				
	R^2_Q	R^2_{Vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{Vel} y R^2_H
TG500a	0.954	0.929	0.894	2.777
TG1000a	0.937	0.825	0.757	2.519
TG500b	0.952	0.945	0.963	2.860
TG1000b	0.930	0.889	0.945	2.764
EVENTO E 8				
	R^2_Q	R^2_{Vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{Vel} y R^2_H
TG500a	0.941	0.907	0.870	2.718
TG1000a	0.866	0.786	0.693	2.345
TG500b	0.938	0.938	0.961	2.837
TG1000b	0.837	0.858	0.937	2.632
EVENTO E 9				
	R^2_Q	R^2_{Vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{Vel} y R^2_H
TG500a	0.956	0.927	0.891	2.774
TG1000a	0.947	0.828	0.775	2.550
TG500b	0.958	0.943	0.955	2.856
TG1000b	0.950	0.880	0.944	2.774
EVENTO E 10				
	R^2_Q	R^2_{Vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{Vel} y R^2_H
TG500a	0.940	0.880	0.860	2.680
TG1000a	0.862	0.748	0.685	2.295
TG500b	0.936	0.896	0.948	2.780
TG1000b	0.865	0.816	0.931	2.612
EVENTO E 11				
	R^2_Q	R^2_{Vel}	R^2_H	SUMA R^2_Q , R^2_{Vel} y R^2_H
TG500a	0.915	0.861	0.819	2.595
TG1000a	0.716	0.681	0.545	1.942
TG500b	0.919	0.874	0.939	2.732
TG1000b	0.679	0.798	0.905	2.382

En la figura 4 se muestra la variación del coeficiente R^2_H en función del tamaño de la grilla para algunos de los eventos simulados (E1, E2, E3, E7 y E11) y para las discretizaciones de TG500 y TG1000 con valores de resistencia ajustados (subíndice **a**) y para la geometría de almacenamiento ajustada (subíndice **b**). Se asume un valor de $R^2_H =$

1 para el TG250 ya que el mismo es el menor tamaño de grilla adoptado. En la figura 5 se muestra la variación del coeficiente R^2_Q para los mismos eventos.

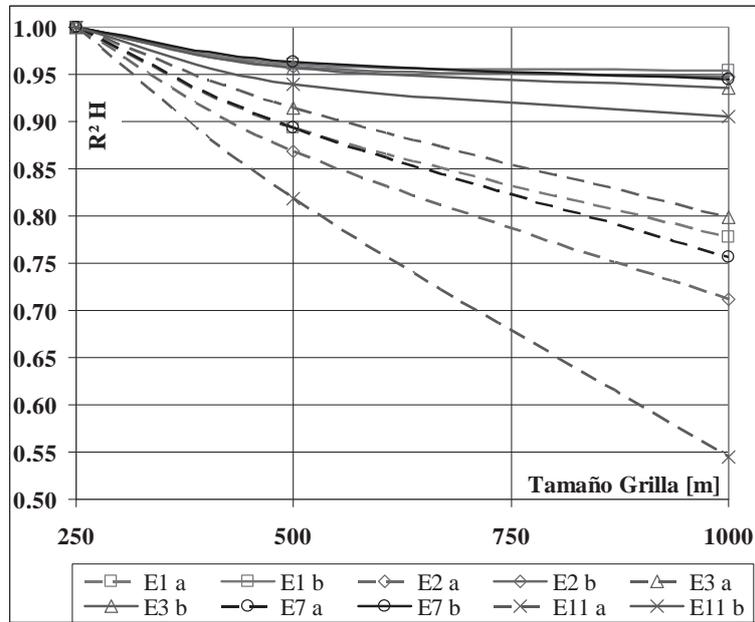


Fig. 4. Variación del coeficiente R^2_H para los eventos E1, E2, E3, E7 y E11.

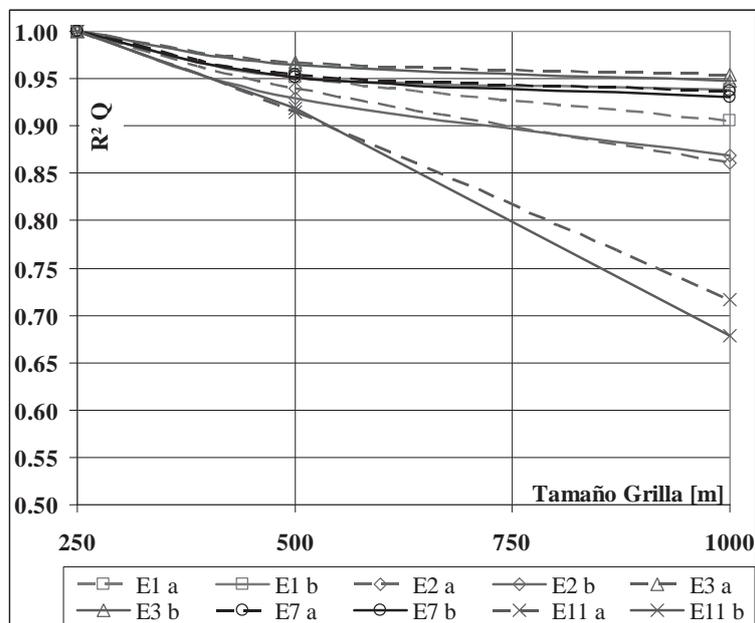


Fig. 5. Variación del coeficiente R^2_Q para los eventos E1, E2, E3, E7 y E11.

A modo de ejemplo, en las figuras 6 y 7 (Evento E1 y E7 respectivamente) se presenta la correlación obtenida entre las alturas máximas de agua en la grilla de TG250 y las correspondientes a la grilla TG500, para el caso del ajuste de los coeficientes de resistencia (TG500a) y para el caso del ajuste de la geometría de almacenamiento (TG500b). En las figuras 8 y 9 se muestra la misma correlación en términos de caudales máximos para el evento E1 y E7, respectivamente.

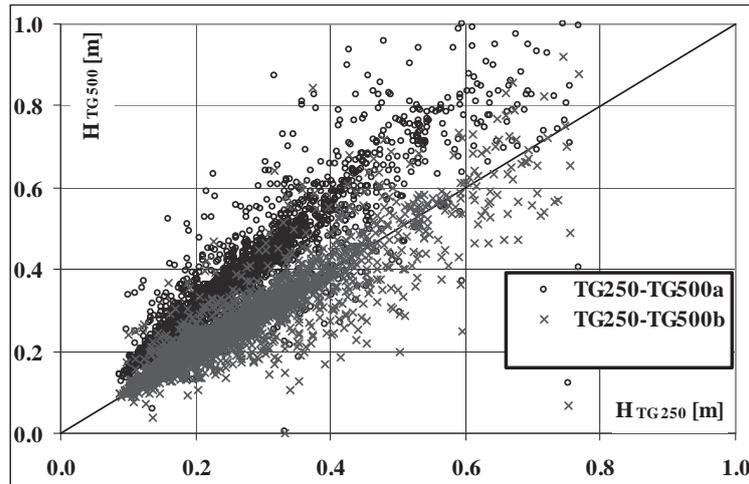


Fig. 6. Correlación entre TG250 y TG500 en términos de alturas máximas para el evento E1.

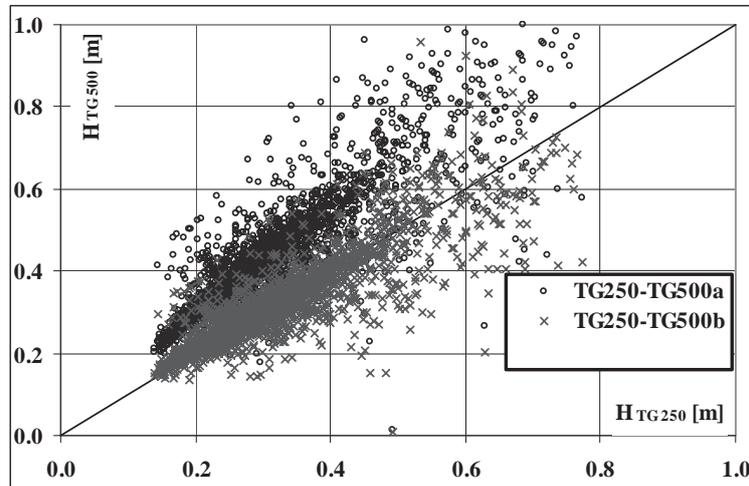


Fig. 7: Correlación entre TG250 y TG500 en términos de alturas máximas para el evento E7.

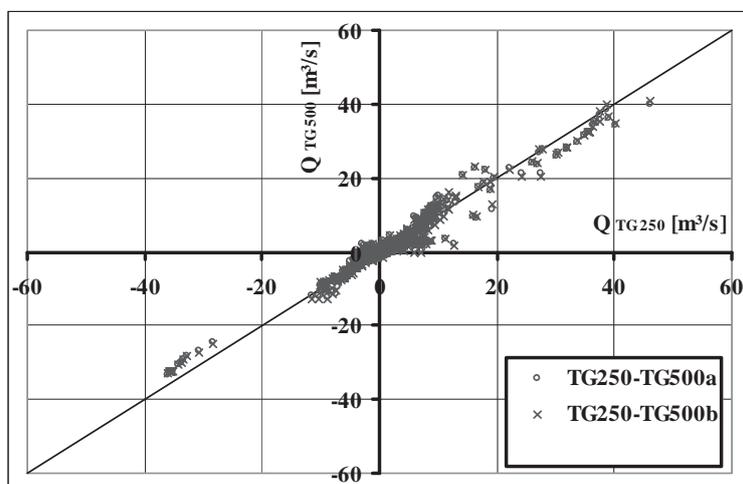


Fig. 8. Correlación entre TG250 y TG500 en términos de caudales máximos para el evento E1.

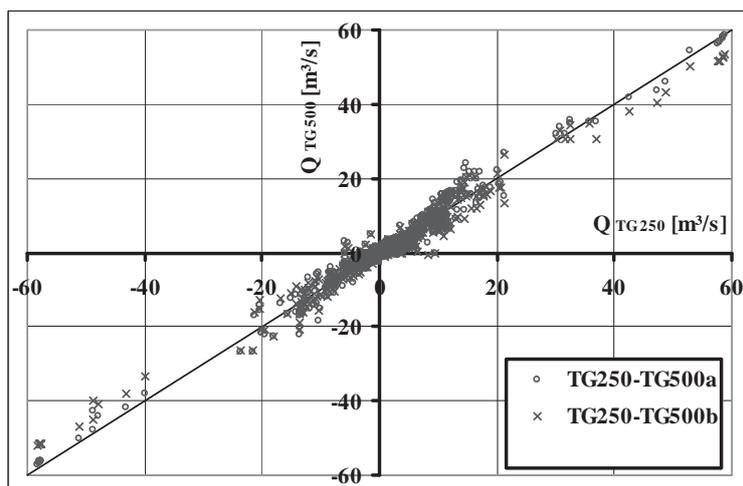


Fig. 9. Correlación entre TG250 y TG500 en términos de caudales máximos para el evento E7.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

En cuanto a las características de representación de la topografía se observa que a medida que el tamaño de la grilla aumenta se generan relieves más atenuados. Lo anterior se observa (Tabla 2) debido a que se obtienen pendientes locales máximas y valores medios menores a medida que aumenta el tamaño de la grilla. Asimismo se aprecia en la figura 3 la menor variación espacial de pendientes locales dentro de la cuenca para la discretización de mayor tamaño de grilla.

En general se obtienen valores de cotas máximas menores, cotas mínimas mayores; y por ende diferencias (ΔZ) menores a medida que aumenta el tamaño de la grilla; permaneciendo casi invariable el valor promedio de las cotas.

En cuanto a las respuestas hidrológicas, se observa en primera medida que resulta necesario incrementar los coeficientes de resistencia del valle y curso o bien disminuir el valor de la pendiente transversal de almacenamiento (ita) a medida que aumenta el tamaño de grilla para lograr reproducir el almacenamiento de equilibrio entre la discretización de mayor nivel de detalle y los esquemas agregados.

Se observa que en términos de caudales máximos y velocidades máximas sobre todo el dominio de definición de la cuenca el ajuste de los parámetros de resistencia (Caso a - Tabla 5) o de la pendiente transversal de almacenamiento (Caso b - Tabla 5) generan respuestas similares caracterizadas por medio del coeficiente de Nash-Sutcliffe (R^2_x) entre los diferentes niveles de detalle de la cuenca. Así, las tendencias encontradas a la hora de comparar Q_{max} y Vel_{max} no son significativamente diferentes debido al ajuste de los parámetros n_v y n_r ó ita. A modo de ejemplo en la figura 5 se muestra esta tendencia para 5 de los eventos estudiados en términos de Q_{max} . El valor mínimo de R^2_Q al agregar de TG250 a TG500 es de 0.915 (caso a) y 0.919 (caso b) y al agregar de TG250 a TG1000 es de 0.716 (caso a) y 0.679 (caso b). En términos de velocidades máximas el valor mínimo de R^2_{Vel} al agregar de TG250 a TG500 es de 0.861 (caso a) y 0.874 (caso b) y al agregar de TG250 a TG1000 es de 0.681 (caso a) y 0.798 (caso b). Todos los valores anteriores corresponden al evento E11 (Tabla 5).

Al comparar alturas máximas para diferentes niveles de detalle en todo el dominio de la cuenca se observa la mayor diferencia en términos del coeficiente R^2_H al ajustar parámetros de resistencia (Caso a) o pendiente transversal de almacenamiento (Caso b); lográndose con el ajuste de esta última los valores más altos de dicho coeficiente.

Lo anterior se observa en la figura 4, donde las líneas de trazo discontinuo corresponden a los valores de R^2_H para el caso a y las líneas continuas corresponden al caso b. Allí se observa una tendencia hacia valores de R^2_H más rápidamente decrecientes con el aumento del tamaño de la grilla como resultado del ajuste de n_v y n_r en comparación con los resultados logrados por el ajuste de ita. El valor mínimo de R^2_H al agregar de TG250 a TG500 es de 0.819 (caso a) y 0.939 (caso b) y al agregar de TG250 a TG1000 es de 0.545 (caso a) y 0.905 (caso b). Se observa la mayor diferencia en términos de R^2_H cuando se produce al agregamiento de TG250 a TG1000.

Para todos los eventos analizados se observa (a modo de ejemplo se muestran en las figuras 6 y 7 para E1 y E7) que el ajuste de parámetros de resistencia “genera” valores de alturas máximas mayores en el sistema agregado en comparación con el sistema de detalle. Lo anterior se explica partiendo de la base de que el volumen en cada celda del sistema agregado en comparación con el volumen en las celdas correspondientes al sistema de detalle se mantiene; de esta forma al ajustarse (disminuir) la pendiente transversal de almacenamiento en el sistema agregado se reproduce el mismo volumen

con alturas menores, las cuales se correlacionan adecuadamente con las alturas en las celdas del sistema de detalle. En cambio, al mantenerse el mismo valor de ita entre los diferentes tamaños de grilla se requieren alturas mayores en los sistemas agregados para igualar los volúmenes entre los distintos esquemas.

Resulta de lo anterior que el ajuste de los parámetros de resistencia no produce una adecuada correlación en términos de alturas máximas de agua al producirse el agregamiento del sistema a modelar.

Teniendo en cuenta los valores de la suma de los coeficientes R^2x (tabla 5) se observa que los valores mayores (los cuales representan un mejor ajuste entre las respuestas hidrológicas para diferentes niveles de detalle) se obtienen ajustando adecuadamente el parámetro ita, en comparación con el ajuste de nv y nr.

Las mayores variaciones entre las respuestas hidrológicas entre el sistema de detalle y los sistemas agregados se observan para los eventos de mayor importancia (Evento E2, 107 mm de lluvia neta y evento E11, 150 mm de lluvia neta).

CONCLUSIONES

Se ha modelado una cuenca de llanura con diferentes niveles de detalle de discretización espacial y se han comparado las respuestas hidrológicas en términos de caudales, velocidades y alturas máximas en todo el dominio de la cuenca entre los diferentes niveles agregados y el mayor nivel de detalle. Para ello se han ajustado en las discretizaciones más gruesas los parámetros de resistencia del valle (nv) y curso (nr), por un lado, y la geometría de almacenamiento en la celda (ita) por el otro.

Como resultado del agregamiento del sistema a modelar se observa que a medida que el tamaño de la grilla aumenta se generan relieves más “suavizados”; fundamentalmente con menores valores de pendientes locales sobre el dominio de discretización.

A medida que el tamaño de la grilla aumenta se requiere aumentar los valores de resistencia del valle y de los cursos o bien disminuir los valores de la pendiente transversal de almacenamiento. El ajuste en los esquemas agregados de los parámetros de resistencia del valle y de los cursos producen respuestas similares a las que se obtienen con el ajuste de la pendiente transversal de almacenamiento en términos de caudales y velocidades máximas; en cambio los mejores resultados en términos de alturas máximas de agua se obtienen con el ajuste de la pendiente transversal de almacenamiento.

Una buena correlación entre alturas máximas de agua en celdas entre un alto nivel de detalle y un esquema agregado resulta de suma utilidad e importancia. Lograr reproducir adecuadamente valores físicos como son las alturas de aguas en celdas redundan en resultados adecuados a la hora de la utilización de dichas variables; por

ejemplo para la determinación de superficies inundadas; o en la utilización en modelos matemáticos de erosión-sedimentación, ya que el valor de altura de flujo es una variable importante en la formulación de este proceso.

Los eventos de mayor importancia resultan más sensibles a los procesos de agregación del sistema si se analizan variables de flujo tales como caudales, velocidades y alturas máximas de agua sobre todo el dominio de definición de la cuenca.

Las ventajas de los modelos de parámetros distribuidos se traducen en la posibilidad de la representación espacial de las variables que intervienen en el proceso de transformación lluvia- caudal. A su vez estos modelos requieren gran cantidad de información de entrada, tiempo de cálculo y espacio en disco para los resultados; por lo tanto el efecto de obtener respuestas hidrológicas similares entre diferentes niveles de detalle implica reducir esta cantidad de información de entrada y el tiempo de cálculo al permitir implementar discretizaciones menos detalladas y sobre las cuales se obtienen respuestas hidrológicas similares a la de mayor nivel de detalle. Lo anterior está también íntimamente ligado con el nivel de detalle deseado a la hora de implementar el modelo matemático.

BIBLIOGRAFÍA

- Blöschl, G. y Sivapalan, M. (1995). "Scale issues in hydrological Modelling: A Review". *Hydrological Processes*. Vol. 9, 251-290.
- Goodrich, D.; Grayson, R.; Willgoose, G; Palacios-Valez, O.; Blöschl, G. (2003). "The Effect of Catchment Discretization on Rainfall-Runoff Model Predictions. *Geophysical Research Abstracts*". Vol. 5, 12551.
- Haile, A. T. y Rientjes, T. H. M. (2005). "Effects of LIDAR DEM Resolution in flood modeling: A Model sensitivity study for the City of Tegucigalpa, Honduras". *ISPRS WG III/3, III/4, V/3 Workshop "Laser Scanning 2005"*, pp 168-173. Enschede, The Netherlands.
- Nash, J. and Sutcliffe, J. (1970). "River flow forecasting through conceptual models, I-A discussion of principles." *Journal of Hydrology* 10, 282-290.
- Riccardi, G. (2000). *Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos*. Tesis Doctoral, FCEFyN, UNC. Córdoba, Argentina.
- Riccardi, G.; Scuderi, C. y Stenta, H. (2002). "Modelado de Esguerrimiento Superficial con Alto Nivel de Detalle en la Cuenca del Arroyo Ludueña, Santa Fe, Argentina". XIX Congreso Nacional del Agua, T33, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina.
- Shrestha, R.; Tachikawa, Y.; Takara, K. (2006) "Input Data Resolution Analysis for Distributed Hydrological Modeling". *Journal of Hydrology* 319, 36-50.
- Stenta, H. y Riccardi, G. (2005). "La Modificación de la Respuesta Hidrológica en Cuencas de Llanura ante la Variación del Tamaño de la Grilla". XXº Congreso Nacional del Agua 2005 y IIIº Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur. ISBN 987-22143-0-1. CD-ROM Cap. Hidrología. T 75. pp 1-13. Mendoza, Argentina.
- Stenta, H.; Riccardi, G.; Basile, P. (2006) "Respuestas Hidrológicas en la Modelación del Esguerrimiento en Cuencas de Llanura con Diferentes Niveles de Detalle". XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. 53-H55-S3117. Ciudad Guayana, Venezuela.

Escalamiento de parámetros y similitud hidrológica en la modelación matemática distribuida del escurrimiento superficial en cuencas rurales

Hernán R. Stenta⁽¹⁾, Gerardo A. Riccardi⁽²⁾⁽⁴⁾ y Pedro A. Basile⁽³⁾⁽⁴⁾

(1) Becario Doctoral CONICET, (2) Investigador CIC-CIUNR, (3) Investigador CONICET,
(4) Profesor Adjunto

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura.

Universidad Nacional de Rosario, Riobamba 245 bis, 2000 Rosario, Argentina.

hstenta@fceia.unr.edu.ar

Resumen: Se analizan los efectos del tamaño de grilla en la representación del relieve y de sus atributos derivados debido a los diferentes grados de discretización espacial en cuencas de llanura y se propone el escalamiento de parámetros en los esquemas agregados con la finalidad de obtener respuestas hidrológicas similares entre las diferentes discretizaciones para el escurrimiento superficial. Para el estudio se utiliza un modelo matemático cuasi-bidimensional basado en esquemas de celdas con aproximación de onda difusiva denominado CTSS8 (Riccardi, 2000). Se propone un procedimiento para el escalamiento de parámetros y se cuantifica el grado de similitud alcanzado entre las variables de flujo de las diferentes discretizaciones. La similitud entre esquemas se plantea para las variables de flujo: caudal, velocidad y alturas de agua en todo el dominio de la cuenca. Los parámetros a escalar son: i) el coeficiente de resistencia al flujo y ii) la geometría de almacenamiento y conducción en celda parametrizada por la pendiente transversal en celda (ITA). Los resultados obtenidos de las simulaciones hidrológicas indican que a medida que se incrementa el tamaño de la grilla es necesario incrementar el coeficiente de resistencia del flujo entre celdas o bien reducir el parámetro ITA para lograr similitud hidrológica. Se obtiene mayor similitud en la respuesta hidrológica mediante el escalamiento del parámetro ITA respecto al escalamiento de coeficiente de resistencia al flujo.

Palabras clave: cuencas rurales de llanura, modelación matemática distribuida, tamaños de grilla, escurrimiento superficial, similitud hidrológica.

INTRODUCCIÓN

El escurrimiento superficial constituye uno de los principales procesos del ciclo hidrológico y su conocimiento es de vital importancia para la planificación de los recursos hídricos a nivel de cuenca. Los primeros abordajes en la descripción de la respuesta hidrológica en cuencas estuvieron enfocados en la generación de información en las denominadas “secciones de control” o punto de salida de la cuenca, no determinándose en su interior parámetros de flujo físicamente reales como alturas, velocidades y caudales. A través del avance del conocimiento hoy día se cuenta con modelos y estructuras de simulación que permiten desagregar la

mayoría de los procesos hidrológicos intervinientes en la transformación lluvia-caudal y en la propagación de flujo en unidades espaciales “pequeñas”. En este camino es posible describir los mecanismos predominantes en el escurrimiento superficial a nivel de parcelas rurales generando en las simulaciones hidrológicas-hidráulicas de la transformación lluvia caudal y en la propagación de flujo, no sólo información en el punto de salida sino, con igual precisión, información en todas las unidades de discretización de la cuenca. Esta potencialidad de descripción de los fenómenos es de fundamental importancia en las cuencas de llanura donde los problemas atinentes al control de inundaciones no sólo se presentan en los puntos de salida de las mismas, sino además en todo su interior, incluso en los sectores altos y de mayor pendiente (Riccardi et al., 2002).

En este sentido los modelos matemáticos de parámetros distribuidos de simulación lluvia-caudal y de propagación de flujo pueden ser considerados como herramientas valiosas para el estudio de gestión de drenaje. Los modelos de parámetros distribuidos intentan cuantificar la variabilidad hidrológica que ocurre en un rango de escalas por medio de la división de la cuenca en un número de unidades. En tal aproximación, los procesos con una longitud de escala menor que el tamaño de la grilla son representados implícitamente (parametrizados) mientras que los procesos con longitudes de escala mayores que el tamaño de la grilla son representados explícitamente a través de las variaciones entre los diferentes elementos que componen la cuenca (Blöschl y Sivapalan, 1995).

La subdivisión de la cuenca en celdas representa una abstracción de la superficie de la cuenca real y de sus propiedades hidrológicas relevantes. Un punto que debe ser abordado por cualquier usuario de estos modelos antes de su aplicación es la definición de un nivel aceptable y tipo de discretización de la cuenca (Goodrich et al., 2003).

A medida que aumenta el nivel de detalle (reducción del tamaño de grilla), se acepta que se logran reproducir con mayor exactitud los procesos involucrados en la transformación lluvia-caudal; como contrapartida se requiere mayor cantidad de información de entrada, mayores tiempos de cálculo y mayor cantidad de ocupación de espacio en disco; se remarca que existe un vínculo entre un adecuado nivel de detalle de la modelación y la información necesaria a manipular, compatibles con la utilidad y finalidad del modelo matemático.

Al modelar una cuenca con diferentes tamaños de grilla se producen modificaciones tanto en las características derivadas del relieve como en las respuestas hidrológicas del modelo. Esta situación ocupa todo el rango de sistemas posibles de modelar; desde una pequeña cuenca urbana de pocas hectáreas a una cuenca rural de varios miles de kilómetros cuadrados. En general, a partir de la modificación de las respuestas hidrológicas debidas a los diferentes niveles de detalle en que se discretiza un sistema se plantea la aplicación de conceptos o criterios que permitan obtener, dentro de determinados rangos de aceptabilidad, similitud hidrológica entre discretizaciones. Los criterios más utilizados plantean la conservación de alguna propiedad característica de la cuenca, como por ejemplo el tiempo de equilibrio o el almacenamiento de equilibrio, mediante el escalamiento de parámetros (Wu et al., 1978; Goodrich, 1990; Zaghoul, 1983). En la mayoría de los trabajos reportados; vinculados con el estudio de los efectos del tamaño de grilla y similitud hidrológica en el

escurrimiento superficial; los parámetros utilizados en el escalamiento son los coeficientes de resistencia al escurrimiento en valles y ríos; y en modelos de onda cinemática, la longitud del plano de escurrimiento.

Dooge (1986) remarcó que a diferencia de la teoría hidráulica, la cual cuenta con los números de Reynolds y Froude; en hidrología no existen principios de similitud para el comportamiento de una cuenca. Una relación de similitud podría permitir que los resultados del modelo sean aplicables a diferentes escalas manteniendo determinadas relaciones sobre un amplio rango de escalas.

OBJETIVOS

El objetivo general del trabajo es analizar los efectos de la agregación espacial (por modificación del tamaño de grilla) en la modelación matemática distribuida del escurrimiento superficial en cuencas rurales mediante la aplicación de un modelo matemático cuasi-bidimensional basado en esquemas de celdas con aproximación de onda difusiva denominado CTSS8 (Riccardi, 2000). El estudio se focaliza en el mecanismo de propagación del flujo por lo cual no se consideran los efectos de la agregación espacial en los procesos hidrológicos involucrados en las pérdidas del escurrimiento como intercepción, almacenamiento superficial e infiltración. Los objetivos particulares del presente estudio comprenden:

- estudiar las alteraciones producidas en la representación de las características generales de la cuenca y en la representación del relieve y sus atributos derivados debido a los diferentes niveles de agregación espacial.

- proponer un procedimiento para el escalamiento de parámetros y cuantificar el grado de similitud alcanzado entre las variables hidrológicas de las diferentes discretizaciones. La similitud entre esquemas se plantea para las variables de flujo: caudales, velocidades y alturas de agua en todo el dominio de la cuenca. Los parámetros propuestos para el escalamiento son: i) el coeficiente de resistencia al flujo (n_v); ii) la pendiente transversal dentro de la celda (ITA) que define la geometría de almacenamiento en la misma e interviene en el proceso de almacenamiento y conducción de la celda (Stenta et al; 2008). La pendiente transversal en celda parametriza la variabilidad morfológica y de procesos dentro de la celda. Se utiliza el concepto de conservar el almacenamiento de equilibrio para obtener similitud hidrológica en las variables de flujo entre los diferentes esquemas mediante el escalamiento de los parámetros.

DESCRIPCION DE LOS TRABAJOS

El estudio de los efectos del tamaño de grilla se realiza sobre tres cuencas rurales; la cuenca del A° Ludueña Santa Fe, Argentina (700 Km²), la cuenca del A° Santa Catalina (135 Km²) Buenos Aires, Argentina y la cuenca del A° Saladillo (3128 Km²) Santa Fe, Argentina. Las cuencas estudiadas se discretizaron con cuatro tamaños de grilla cuadrangular abarcando un amplio rango de resoluciones espaciales. Se constituyó el modelo matemático para todos los

tamaños de grilla y para las tres cuencas; incorporando los cursos de agua; sus características geométricas y los terraplenes y alcantarillas en los sectores que corresponde. Se analizaron las alteraciones, debido al efecto de modificación del tamaño de la grilla, de las características generales de las cuencas (área, pendiente media del curso principal, densidad de drenaje, entre otras) y de los atributos topográficos distribuidos espacialmente (como por ejemplo cotas y pendientes locales en celdas). Para los diferentes tamaños de grilla implementados se cuantificó la pérdida del contenido de información topográfica mediante la aplicación del concepto de entropía. En cada cuenca, a partir de la calibración del modelo para la discretización de menor tamaño de grilla, se simuló una lluvia neta, temporal y espacialmente uniforme, de intensidad constante y larga duración de modo de alcanzar el equilibrio completo en la misma. Se evaluó el almacenamiento de equilibrio en la cuenca y se escaló, conservando este valor para los tamaños de grilla más grandes: a) el coeficiente de resistencia del valle (nv), por un lado y b) la pendiente transversal de la celda (ITA) por otro lado. Se simularon los eventos observados y una serie de eventos sintéticos y se cuantificó el grado de similitud entre las variables de flujo: caudales, velocidades y alturas en todo el dominio entre el tamaño de grilla menor y los restantes tamaños de grilla. Para cuantificar el grado de similitud entre las respuestas se utilizó el coeficiente R^2N (Nash y Sutcliffe, 1970).

Cuenca del A° Ludueña.

La cuenca del A° Ludueña se encuentra situada entre los paralelos $32^{\circ} 45' S$ y $33^{\circ} 08' S$ y los meridianos $61^{\circ} 04' O$ y $60^{\circ} 39' O$ (Provincia de Santa Fe, Argentina, Figura 1). El área de aporte es de 700 Km^2 y la elevación varía entre 71.5 m y 16 m sobre el nivel del mar. Su pendiente media es del orden del 0.11% . La región se encuentra atravesada por importantes terraplenes tanto viales como ferroviarios. La red hídrica principal está constituida por el A° Ludueña y los canales Ibarlucea y Salvat, mientras que en épocas de lluvia se adicionan numerosos y pequeños cursos naturales (cañadones) y artificiales que aportan al escurrimiento. La precipitación media anual sobre la región es de 980 mm y el caudal base del arroyo es de $0,50 \text{ m}^3/\text{s}$.

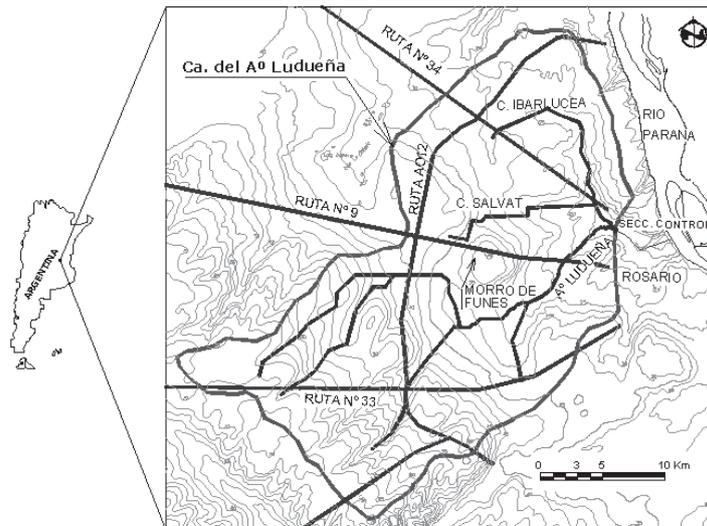


Fig. 1. Cuenca del A° Ludueña, Rosario, Santa Fe, Argentina.

La cuenca se modeló con cuatro tamaños de grilla (TG) diferentes: 125 m (TG125) que corresponde al mayor nivel de detalle; 250 m (TG250); 500 m (TG500) y 1000 m (TG1000). La cantidad de celdas varió entre 44800 (TG125) y 700 (TG1000); y la cantidad de vinculaciones entre celdas de 88985 (TG125) y 1317 (TG1000).

Un parámetro de utilidad para caracterizar la capacidad de la red de cursos que componen la cuenca es la relación entre el volumen de almacenamiento potencial en cursos por unidad de longitud de los mismos. Este parámetro es un indicador del grado de influencia que tiene la red de cursos en la dinámica de propagación del flujo. Valores elevados del mismo indican que la red de cursos tiene capacidad para almacenar y transitar caudales, lo que genera una mayor concentración de escurrimiento en los mismos reduciendo la influencia de los sectores aledaños a curso; es decir, de los sectores del valle de inundación. Por el contrario, cuencas donde dicha capacidad potencial de almacenamiento es reducida, el fenómeno de propagación del flujo superficial estará influenciado en mayor medida por el escurrimiento en sectores del valle de inundación. En el caso extremo de una cuenca con nula capacidad de almacenamiento la dinámica de escurrimiento superficial esta gobernada exclusivamente por el flujo sobre sectores valle.

En relación a las características generales a nivel de cuenca se observó que; para los diferentes tamaños de grilla, el área de la misma ($A=700 \text{ km}^2$) y la pendiente media sobre el curso principal ($S=1.15 \text{ ‰}$) no sufrieron alteraciones. La longitud total de cursos modelada se redujo de 129 km (TG125) a 122 km (TG1000); y la densidad de drenaje se redujo de 0.184 km/km^2 (TG125) a 0.174 km/km^2 (TG1000). La capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud no sufrió modificaciones con el tamaño de grilla; dicha capacidad es de $10.1 \text{ m}^3/\text{m}$.

Se cuantificaron las alteraciones debidas al efecto de modificación del tamaño de la grilla de los siguientes atributos topográficos distribuidos espacialmente: cotas y pendientes locales en celdas. Para ello se extrae; para cada TG, el valor de la cota y pendiente local en cada celda; luego se obtienen los valores máximos, mínimos y promedio. Los resultados se resumen en la Tabla 1.

Asimismo, para cada tamaño de grilla se cuantificó la pérdida del contenido de información topográfica mediante la aplicación del concepto de entropía. Dicho concepto, aplicado en el modelado hidrológico resulta útil para cuantificar los efectos de la agregación de datos para la extracción de parámetros del modelo hidrológico ya que en un modelo digital del terreno los valores numéricos de cada celda componen el contenido de información del sistema en estudio. Vieux (1993) indica que la entropía puede ser considerada como un indicador de la variabilidad espacial cuando el concepto es aplicado a superficies topográficas definidas por un formato raster del modelo digital del terreno. Es decir, la entropía puede utilizarse como una medida para cuantificar la variabilidad espacial ya que la cantidad total de incertidumbre, o de desorden, en datos topográficos puede interpretarse, indirectamente, como el contenido de información del modelo digital del terreno. El cálculo de la entropía (I) asociada a una determinada variable (por ejemplo: elevación o pendiente) se define mediante la expresión (Vieux, 1993):

$$I = -\sum_{i=1}^B P_i \log(P_i) \quad (1)$$

Donde, B = números de intervalos discretos y P_i = probabilidad de ocurrencia de la variable dentro del intervalo. Un incremento en la variabilidad de la información resulta en un incremento de la entropía. El logaritmo en base 10 expresa el contenido de información en unidades Hartleys; el signo menos delante de la sumatoria se asume por convención, de modo que un incremento en el contenido de información se traduce en un incremento de la entropía. En la Tabla 1 se resumen los valores de entropía en cotas y pendientes locales para cada tamaño de grilla y la pérdida relativa de entropía respecto al menor tamaño de grilla.

Tabla 1. Cotras; pendientes locales en celdas y entropía asociada para los diferentes tamaños de grilla.

COTAS y PENDIENTES	COTAS [m]				PENDIENTES [m/m]			
	TG125	TG250	TG500	TG1000	TG125	TG250	TG500	TG1000
Máxima	71.36	71.29	71.00	70.46	0.0242	0.0151	0.0117	0.0099
Mínima	16.08	16.15	17.00	17.00	0.0	0.0	0.0	0.0
Promedio	39.7	39.8	39.8	39.8	0.00244	0.00239	0.00227	0.00213
Entropía [Hartleys]	2.50	2.49	2.44	2.33	1.98	1.95	1.88	1.81
Perdida Relativa [%]	0.0	0.71	2.34	6.74	0.0	1.5	5.1	8.6

A partir de tres de eventos registrados en la cuenca (17/03/94; 03/04/94 y 01/05/94), con los que se cuenta con información de caudales en la sección de control y datos de lluvia se ha calibrado y validado el modelo para la discretización de mayor nivel de detalle (TG125). Los parámetros resultantes de la calibración resultaron: coeficiente de rugosidad en sectores valle: $0.12 \text{ s/m}^{1/3}$; coeficiente de rugosidad en cursos: $0.035 \text{ s/m}^{1/3}$; pendiente transversal de almacenamiento en celda: 0.025 m/m ; coeficiente de descarga sobre terraplenes: 0.2; coeficiente de descarga alcantarillas: 0.8-0.9. En todos los casos los caudales máximos han sido reproducidos con un error máximo de 5 %; y el tiempo al pico con un error máximo del 20%.

Para la discretización de mayor nivel de detalle (TG125) con sus parámetros ya calibrados; se simuló una lluvia neta de 0.4 mm/h y de larga duración ($t = 400 \text{ hs}$) distribuida uniformemente sobre toda la cuenca de modo de lograr un estado de equilibrio completo en la misma. Este estado de equilibrio completo es alcanzado cuando la duración de la lluvia en exceso (t_r) es mayor al tiempo de equilibrio (t_e). El caudal de equilibrio en cada sección se obtiene conociendo el área de aporte aguas arriba de dicha sección y la intensidad de lluvia neta. En la sección de control el caudal de equilibrio resulta $Q = i \times A = 700 \text{ Km}^2 \times 0.4 \text{ mm/h} = 77.8 \text{ m}^3/\text{s}$. El almacenamiento de equilibrio se calcula sumando los valores de almacenamiento en cada celda del modelo una vez que se ha alcanzado el equilibrio completo.

Para las demás discretizaciones (TG250, TG500 y TG1000) se simuló la misma lluvia

netas de 0.4 mm/h uniforme espacialmente y con el mismo tiempo de duración de 400 hs. Por aproximación; para cada TG de menor resolución se escalan los parámetros: a) resistencia del valle (nv) y b) pendiente transversal en celda (ITA) (Tabla 2). El criterio utilizado para el escalamiento de los parámetros es el de conservar el almacenamiento de equilibrio entre esquemas y la forma del hidrograma en la sección de control.

Tabla 2. Escalamiento de parámetros (nv e ITA) para las diferentes discretizaciones.

	TG125	ESCALADO DE nv			ESCALADO DE ITA		
		TG250 _{nv}	TG500 _{nv}	TG1000 _{nv}	TG250 _{ITA}	TG500 _{ITA}	TG1000 _{ITA}
nv [s/m ^{1/3}]	0.120	0.140	0.200	0.275	0.120	0.120	0.120
ITA [m/m]	0.025	0.025	0.025	0.025	0.019	0.011	0.009

A partir de los parámetros escalados del coeficiente de resistencia de valle y de la pendiente transversal en celdas (Tabla 2) se simularon los eventos observados y una serie de eventos sintéticos. Estos últimos fueron de las siguientes características: Duraciones de lluvia neta de 3 hs, 5 hs y 10 hs e intensidades de lluvia neta de 3 mm/h, 8 mm/h y 15 mm/h; y duración de 20 hs con intensidades de 2 mm/h, 5 mm/h y 8 mm/h. Para los eventos sintéticos se consideró distribución espacial uniforme de la lluvia. Los eventos se simularon para la discretización de mayor nivel de detalle (TG125) y para las discretizaciones restantes (TG250, TG500, TG1000). Se realizaron un total de 105 simulaciones para todas las discretizaciones y todos los eventos (15 eventos por 7 simulaciones por evento abarcando todas las discretizaciones y las propuestas de escalar el coeficiente de resistencia del valle y la pendiente transversal en celda). El objetivo de realizar las simulaciones para eventos de corta duración se debe a que en la cuenca en estudio, las lluvias reales son de duración menor al tiempo de equilibrio de la misma; y por ende se alcanza en la misma un estado de equilibrio parcial y no un estado de equilibrio completo.

La comparación en términos de respuestas hidrológicas se realiza respecto al menor tamaño de grilla (TG125). Para cuantificar el grado de similitud alcanzado entre los diferentes tamaños de grilla se utilizó el coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970), ecuación [2]. La comparación se realizó sobre todo el dominio de la cuenca en términos de las variables de flujo de caudal máximo (Q) y velocidad máxima (Vel) en vinculaciones y altura de agua máxima (H) en celdas.

$$R^2_X = \frac{\sum_{i=1}^N (D_{detalle_i} - \bar{D}_{detalle_i})^2 - \sum_{i=1}^N (D_{detalle_i} - D_{agregado_i})^2}{\sum_{i=1}^N (D_{detalle_i} - \bar{D}_{detalle_i})^2} \quad (2)$$

Donde: R² X: Coeficiente de eficiencia entre TC125 (detalle) y los esquemas agregados (TG250, TG500 y TG1000; X indica la variable de flujo sobre la que se realiza el cálculo: X = Q, Vel o H; N: Cantidad de vinculaciones para el cálculo de

R^2Q y R^2Vel , y cantidad de celdas para el cálculo de R^2H , del esquema agregado (TG250, TG500 y TG1000); $D_{detalle\ i}$: Valor de la variable Q , Vel , o H de la discretización de mayor nivel de detalle (TG125); $\bar{D}_{detalle\ i}$: Valor medio de las variables Q , Vel , o H de la discretización de mayor nivel de detalle (TG125); $D_{agregado\ i}$: Valor de la variable Q , Vel , o H del esquema agregado (TG250, TG500 y TG1000).

La disminución del coeficiente R^2X representa, en los términos aquí planteados, la pérdida en la similitud de respuesta hidrológica de las variables de flujo: caudal máximo, velocidad máxima y altura de agua entre el menor tamaño de grilla y los tamaños de grilla más grandes.

Como resultado del escalamiento del coeficiente de resistencia del valle; se obtuvo lo siguiente: Valores de R^2Q variando entre: 0.98 para TG125-TG250 (Evento de 3mm/h y 5hs) y 0.77 para TG125-TG1000 (Evento de 15mm/h y 10hs). Para las velocidades de flujo (R^2Vel) se obtuvieron valores máximos de 0.97 para TG125-TG250 (Evento de 3mm/h y 5hs) y valores mínimos de 0.71 para TG125-TG1000 (Evento de 8mm/h y 20hs). Respecto a las alturas de flujo (R^2H) se obtuvieron las mayores variaciones: 0.89 entre TG125-TG250 (Evento de 3mm/h y 5hs) y 0.20 al pasar de TG125 a TG1000 (15mm/h y 10hs).

Los resultados de similitud al escalar la pendiente transversal en celda son: R^2Q variando entre 0.98 al pasar de TG125 a TG250 (Evento 3mm/h y 3hs) y 0.85 para TG125-TG1000 (Evento 8mm/h y 20hs). Para los valores de R^2Vel se obtuvo 0.96 de máximo para TG125-TG250 (Evento 3mm/h y 3hs) y 0.69 para TG125-TG1000 (Evento 8mm/h y 20hs). La similitud en alturas de flujo arroja valores máximos de 0.94 para TG125-TG250 (Evento 3mm/h y 3hs) y mínimo de 0.87 para TG125-TG1000 (Evento 8mm/h y 20hs).

Los resultados expuestos anteriormente son los valores extremos obtenidos (máximos y mínimos) entre los diferentes tamaños de grilla; para todos los eventos simulados y mediante el escalamiento del coeficiente de resistencia del valle y la pendiente transversal en celda.

Los efectos producidos por la modificación del tamaño de grilla afectan las respuestas hidrológicas. Como ejemplo significativo, se presentan las relaciones obtenidas al vincular las pérdidas del contenido de información en términos de pendientes (Pérdida Relativa de Entropía - Tabla 1) con los valores de R^2H calculados para todos los eventos (Figura 2).

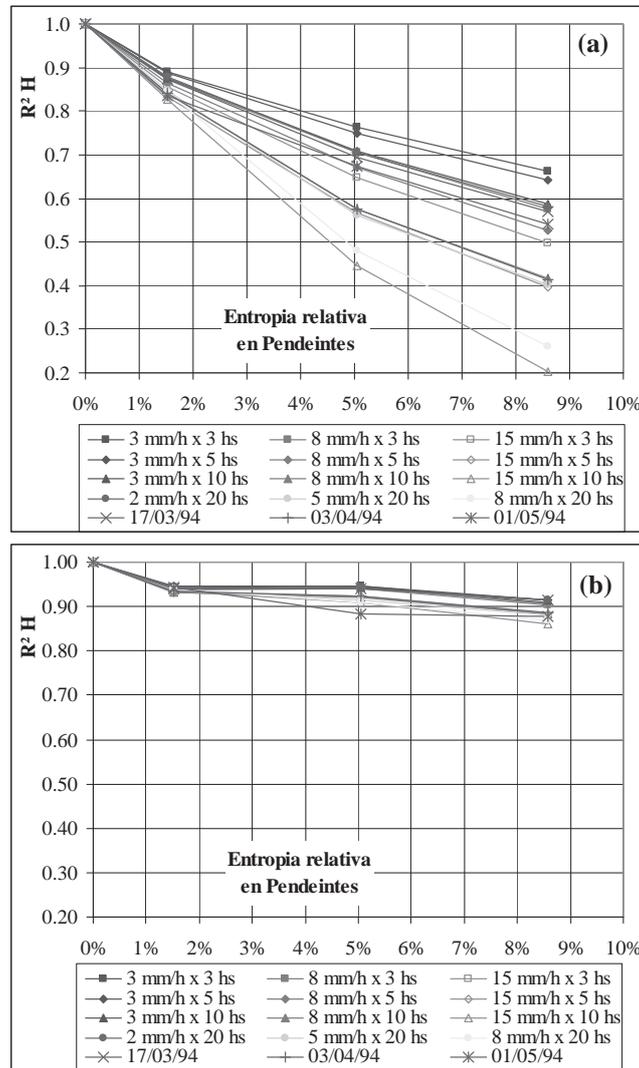


Fig. 2. Entropía Relativa en pendientes vs. R²H. a) Escalando nv; b) Escalando ITA.

Cuenca del A° Santa Catalina.

La cuenca del A° Santa Catalina se encuentra ubicada en la Provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 3); entre los paralelos 36° 53' S y 37° 7' S y los meridianos 59° 47' O y 59° 56' O. Tiene una superficie de 135 Km² y una pendiente media sobre el curso de agua de mayor longitud de 3.8 %. Las elevaciones varían entre los 368 m y 152 m sobre el nivel del mar. La cuenca presenta, en su cabecera relieve con pendientes pronunciadas por ubicarse en un sector serrano; una zona de transición y una zona con pendientes suaves y líneas de escurrimiento difusas hacia la sección de control. La lluvia anual en la región es del orden de los 900 mm (Casenave, 2006).

La cuenca se constituyó con cuatro tamaños de grilla (TG) cuadrangular de lado:

50 m (TG50) (mayor nivel de detalle), 100 m (TG100), 200 m (TG200) y 400 m (TG400). La cantidad de celdas varió entre 54208 (TG50) y 847 (TG400); y la cantidad de vinculaciones entre celdas de 107673 (TG50) y 1602 (TG400).

Al igual que en el caso de la cuenca del A° Ludueña, en este caso se observó que no se modificaron los valores del área de la cuenca ($A = 135 \text{ km}^2$) y de la pendiente media sobre el curso principal ($S=3.30\%$) debido a la modificación del tamaño de grilla. Respecto a la longitud total de cursos modelada; la misma se redujo de 60 km (TG50) a 57 km (TG400); y la densidad de drenaje se redujo de 0.441 km/km^2 (TG50) a 0.422 km/km^2 (TG400). No se produjo alteración de la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud; arrojando un valor de $6.2 \text{ m}^3/\text{m}$ para las diferentes discretizaciones.

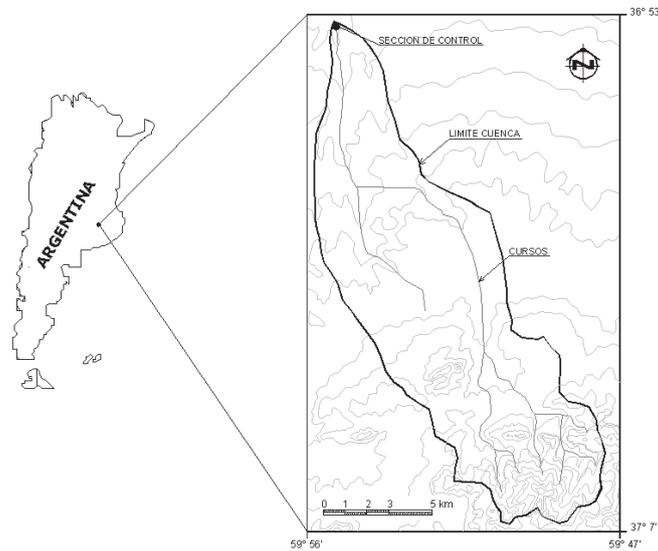


Fig. 3. Cuenca del A° Santa Catalina, Buenos Aires, Argentina.

Las variaciones de los atributos distribuidos espacialmente (cotas y pendientes locales) y la pérdida en el contenido de información (entropía) debido al incremento del TG se resumen en la Tabla 3.

Tabla 3. Cotras; pendientes locales en celdas y entropía asociada para los diferentes tamaños de grilla.

COTAS y PENDIENTES	COTAS [m]				PENDIENTES [m/m]			
	TG50	TG100	TG200	TG400	TG50	TG100	TG200	TG400
Máxima	367.95	367.44	367.33	362.05	0.387	0.261	0.205	0.160
Mínima	152.35	152.38	152.42	152.49	0.0	0.0	0.0	0.0
Promedio	199.70	199.70	199.73	199.74	0.0184	0.0178	0.0162	0.0135
Entropía [Hartleys]	2.32	2.32	2.30	2.24	1.60	1.59	1.55	1.45
Perdida Relativa [%]	0.00	0.14	1.02	3.71	0.00	0.98	3.45	9.57

En base a cuatro eventos observados en la cuenca (Junio 2001, Mayo 2002, Agosto 2002 y Octubre 2002) se calibró y validó el modelo para la discretización de mayor nivel de detalle (TG50). Los parámetros resultantes de la calibración resultaron: coeficiente de rugosidad en sectores valle: 0.11 s/m^{1/3}; coeficiente de rugosidad en cursos: 0.035 s/m^{1/3}; pendiente transversal de almacenamiento en celda: 0.20 m/m. En todos los casos los caudales máximos han sido reproducidos con un error máximo de 10 % y el tiempo al pico con un error máximo del 20%.

Para la discretización de mayor nivel de detalle para esta cuenca (TG50) se simuló una lluvia neta de 1.0 mm/h de larga duración ($t_r = 90$ hs). Posteriormente, en función del almacenamiento de equilibrio obtenido para TG50; se escalaron los parámetros nv e ITA para los TG mayores (Tabla 4).

Tabla 4. Escalamiento de parámetros (nv e ITA) para los diferentes tamaños de grilla.

	TG50	ESCALADO DE nv			ESCALADO DE ITA		
		TG100 _{nv}	TG200 _{nv}	TG400 _{nv}	TG100 _{ITA}	TG200 _{ITA}	TG400 _{ITA}
nv [s/m ^{1/3}]	0.110	0.205	0.370	0.550	0.110	0.110	0.110
ITA [m/m]	0.20	0.20	0.20	0.20	0.085	0.038	0.019

Se simularon una serie de eventos observados y sintéticos. Los eventos observados corresponden a los utilizados en la calibración de TG50. Los eventos sintéticos han sido de las siguientes características: Duraciones de lluvia de 3 hs, 5 hs y 10 hs e intensidades de lluvia neta de 3 mm/h, 8 mm/h y 15 mm/h; con lo que se tiene un total de 9 eventos sintéticos. Todos los eventos se simularon para la discretización de mayor nivel de detalle (TG50) y para las demás discretizaciones (TG100, TG200, TG400). Se realizaron un total de 91 simulaciones, correspondientes a 13 eventos por 7 simulaciones por evento.

La cuantificación del grado de similitud hidrológica se realiza respecto a TG50. Se aplicó sistemáticamente la ecuación [2] entre TG50 y los restantes tamaños de grilla; para las variables caudal máximo, velocidad máxima y altura de agua máxima en todo el dominio espacial.

El resultado del escalamiento del coeficiente de resistencia del valle arrojó los siguientes resultados en términos de similitud de respuestas: Valores de R^2Q variando entre: 0.97 para TG50-TG100 (Evento de 3mm/h y 5hs) y 0.65 para TG50-TG400 (Evento de 15mm/h y 10hs). Para las velocidades de flujo (R^2Vel) se obtuvieron valores máximos de 0.95 para TG50-TG100 (Evento de 3mm/h y 5hs) y valores mínimos de 0.88 para TG50-TG400 (Evento de 15mm/h y 10hs). Nuevamente, al igual que en la cuenca del A° Ludueña; respecto a las alturas de flujo (R^2H) se obtuvieron las mayores variaciones: 0.92 entre TG50-TG100 (Evento de 8mm/h y 5hs) y -0.75 al pasar de TG50 a TG400 (15mm/h y 10hs).

Al escalar la pendiente transversal en celda se obtuvieron los siguientes resultados:

R^2Q variando entre 0.99 al pasar de TG50 a TG100 (Evento 3mm/h y 3hs) y 0.84 para TG50-TG400 (Evento 15mm/h y 10hs). Para los valores de R^2Vel se obtuvo 0.98 de máximo para TG50-TG100 (Evento 3mm/h y 3hs) y 0.85 para TG50-TG400 (Evento 15mm/h y 10hs). La similitud en alturas de flujo arroja valores máximos de 0.97 para TG50-TG100 (Evento 3mm/h y 3hs) y mínimo de 0.87 para TG50-TG400 (Evento 15mm/h y 10hs).

En la Figura 4 se presentan las relaciones obtenidas al vincular las pérdidas del contenido de información en términos de pendientes locales (Pérdida Relativa de Entropía – Tabla 3) conjuntamente con el grado de similitud alcanzado en términos de R^2H para los diferentes eventos.

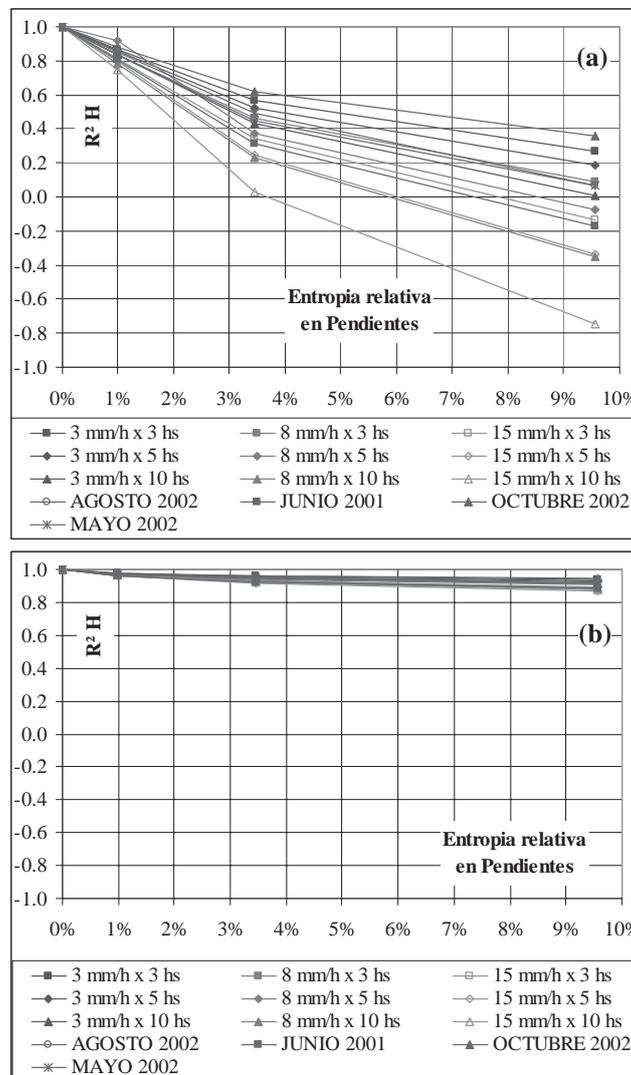


Fig. 4. Entropía Relativa en pendientes vs. R^2H . a) Escalando nv; b) Escalando ITA.

Cuenca del A° Saladillo.

La cuenca del A° Saladillo se encuentra situada entre los paralelos 32° 55' S y 33° 30' S y los meridianos 60° 35' O y 61° 55' O (Sur de la Provincia de Santa Fe, Argentina, Figura 5); ocupa parte de los departamentos de Rosario, San Lorenzo, Caseros, Constitución y General López. Posee aproximadamente 3128 km² de extensión superficial. La elevación varía entre 115.5 m y 18.5 m sobre el nivel del mar. El curso principal tiene una longitud de 145 Km en dirección OSO (oeste – sudoeste) a ENE (este – noreste) y su pendiente media es de 0.57 m/km. El A° Saladillo descarga sus aguas en el Río Paraná; aproximadamente 2 Km aguas arriba de su descarga en el Río Paraná existe una cascada que actúa como sección de control.

La cuenca se modeló con cuatro tamaños de grilla (TG) diferentes: 250 m (TG250) que corresponde al mayor nivel de detalle; 500 m (TG500); 1000 m (TG1000) y 2000 m (TG2000). La cantidad de celdas varió entre 50048 (TG250) y 782 (TG2000); y la cantidad de vinculaciones entre celdas de 99225 (TG250) y 1456 (TG2000).

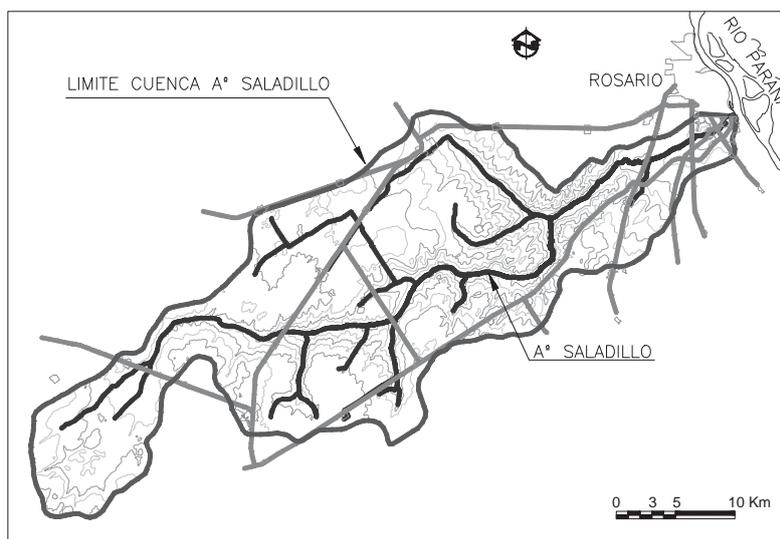


Fig. 5. Cuenca del A° Saladillo, Santa Fe, Argentina.

Respecto a las modificaciones de las características generales con el tamaño de grilla se observó que el área se mantiene constante ($A=3128$ km²); la longitud de cursos se redujo de 446 km (TG250) a 406 km (TG2000); la densidad de drenaje varió de 0.142 km/km² (TG250) a 0.130 km/km² (TG2000); y la pendiente media sobre el cursos principal varió de 0.55 ‰ (TG250) a 0.58 ‰ (TG2000). La capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud arrojó un valor de 45.1 m³/m para los diferentes tamaños de grilla.

Las variaciones de los atributos distribuidos espacialmente (cotas y pendientes locales) y la pérdida en el contenido de información debido al incremento del TG se resumen en la Tabla 5.

Tabla 5. Cotas, pendientes locales en celdas; y entropía para los diferentes tamaños de grilla.

COTAS y PENDIENTES	COTAS [m]				PENDIENTES [m/m]			
	TG250	TG500	TG1000	TG2000	TG250	TG500	TG1000	TG2000
Máxima	115.60	115.55	115.51	115.09	0.03656	0.02070	0.01488	0.00921
Mínima	18.01	20.04	20.73	21.00	0.0	0.0	0.0	0.0
Promedio	81.44	81.42	81.38	81.14	0.00342	0.00328	0.00295	0.00235
Entropía [Hartleys]	2.43	2.43	2.41	2.33	1.99	1.97	1.92	1.79
Perdida Relativa [%]	0.00	0.23	1.06	4.08	0.00	0.87	3.77	10.10

En base a los resultados de la búsqueda de información relacionada a eventos de lluvia se han seleccionado, para la calibración y validación del modelo, dos eventos de importancia; un evento extraordinario ocurrido en Abril de 1986 y un último evento de importancia ocurrido en Marzo de 2007. En todos los casos los caudales máximos han sido reproducidos con un error máximo de 5 %; y el tiempo al pico con un error máximo del 10%. Los parámetros resultantes de la calibración resultaron: coeficiente de rugosidad en sectores valle: 0.10 s/m^{1/3}; coeficiente de rugosidad en cursos: 0.040 s/m^{1/3}; pendiente transversal de almacenamiento en celda: 0.025 m/m; coeficiente de descarga para desborde sobre terraplenes: 0.2; coeficiente de descarga alcantarillas: 0.8-0.9.

A partir de TG250 se simuló una lluvia neta de 0.5 mm/h y de larga duración (t = 600 hs) para obtener el almacenamiento de equilibrio. Para las demás discretizaciones (TG500, TG1000 y TG2000) se simuló la misma lluvia neta y se escalaron los parámetros nv e ITA (Tabla 6).

Tabla 6. Escalamiento de parámetros (nv e ITA) para los diferentes tamaños de grilla.

	TG250	ESCALADO DE nv			ESCALADO DE ITA		
		TG500 _{nv}	TG1000 _{nv}	TG2000 _{nv}	TG500 _{ITA}	TG1000 _{ITA}	TG2000 _{ITA}
nv [s/m ^{1/3}]	0.100	0.115	0.130	0.175	0.100	0.100	0.100
ITA [m/m]	0.025	0.025	0.025	0.025	0.021	0.019	0.016

Se simularon una serie de eventos observados y sintéticos. Los eventos sintéticos han sido de las siguientes características: Duraciones de lluvia de 3 hs, 5 hs 10 hs y 20 hs e intensidades de lluvia neta de 3 mm/h, 8 mm/h y 15 mm/h. Todos los eventos se simularon para la discretización de mayor nivel de detalle (TG250) y para las demás discretizaciones (TG500, TG1000, TG2000). Se realizaron un total de 84 simulaciones, correspondientes a 12 eventos por 7 simulaciones por evento. Se toma la discretización correspondiente a TG250 como base para la comparación en términos de similitud hidrológica. Para la cuantificación del grado de similitud en las respuestas obtenidas de las diferentes variables analizadas se utilizó el coeficiente de eficiencia R²X; ecuación (2).

El escalamiento del coeficiente de resistencia del valle arrojó los siguientes

resultados: Valores máximos de R^2Q de 0.99 para TG250-TG500 (Evento de 3mm/h y 3hs) y mínimos de 0.84 para TG250-TG2000 (Evento de 5mm/h y 20hs). Para las velocidades de flujo (R^2Vel) se obtuvieron las siguientes similitudes: valores máximos de 0.97 para TG250-TG500 (Evento de 3mm/h y 3hs) y valores mínimos de 0.81 para TG250-TG2000 (Evento de 5mm/h y 20hs). Respecto a las alturas de flujo (R^2H) se obtuvieron valores máximos de 0.97 entre TG250-TG500 (Evento de 3mm/h y 3hs) y 0.83 al pasar de TG250 a TG2000 (5mm/h y 20hs).

Los resultados de similitud al escalar la pendiente transversal en celda son: R^2Q variando entre 0.99 al pasar de TG250 a TG500 (Evento 3mm/h y 3hs) y 0.84 para TG250-TG2000 (Evento 5mm/h y 20hs). Para los valores de R^2Vel se obtuvo 0.97 de máximo para TG250-TG500 (Evento 3mm/h y 3hs) y 0.81 para TG250-TG2000 (Evento 5mm/h y 20hs). La similitud en alturas de flujo arroja valores máximos de 0.98 para TG250-TG500 (Evento 3mm/h y 3hs) y mínimo de 0.83 para TG250-TG2000 (Evento 5mm/h y 20hs).

En la Figura 6 se presentan las relaciones obtenidas al vincular las pérdidas del contenido de información en términos de pendientes locales (Pérdida Relativa de Entropía-Tabla 5) conjuntamente con el grado de similitud alcanzado en términos de R^2H para todos los eventos simulados.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Características generales a nivel de cuenca.

En las tres cuencas estudiadas se observa que el área de las mismas no se modifica con el tamaño de grilla; esto es debido a que el modelo permite definir explícitamente las celdas que definen la cuenca. Se adoptó como criterio conservar el área de la cuenca para las diferentes discretizaciones.

Respecto a la reproducción de la longitud de los cursos para los tamaños de grilla mayores; se observa que la misma disminuye al incrementarse el tamaño de grilla. Tal efecto se debe a que los tamaños de grilla mayores no permiten reproducir la sinuosidad de los cursos que conforman la red. La reducción de la densidad de drenaje al incrementarse el tamaño de grilla se debe a la reducción de la longitud representada de los cursos y a que no se produce alteración en la representación del área de la cuenca.

Respecto a la pendiente longitudinal sobre el curso principal no se observa una tendencia definida en función de los resultados obtenidos; la pendiente longitudinal media sobre el curso principal depende de la diferencia entre cotas extremas y de la longitud del mismo. Estos valores se modifican al incrementar el tamaño de la grilla. A medida que se incrementa el tamaño de grilla la diferencia entre cotas sobre el curso principal se reduce (por efecto de agregación topográfica) y que la longitud del curso principal también se reduce (por efecto de pérdida en la representación de las sinuosidades); pero el grado en

que ambas se modifican no es el mismo; lo que resulta en que el valor de la pendiente media permanezca invariable o se modifique con el tamaño de grilla. Aún así, las variaciones de dicho parámetro nos son significativas.

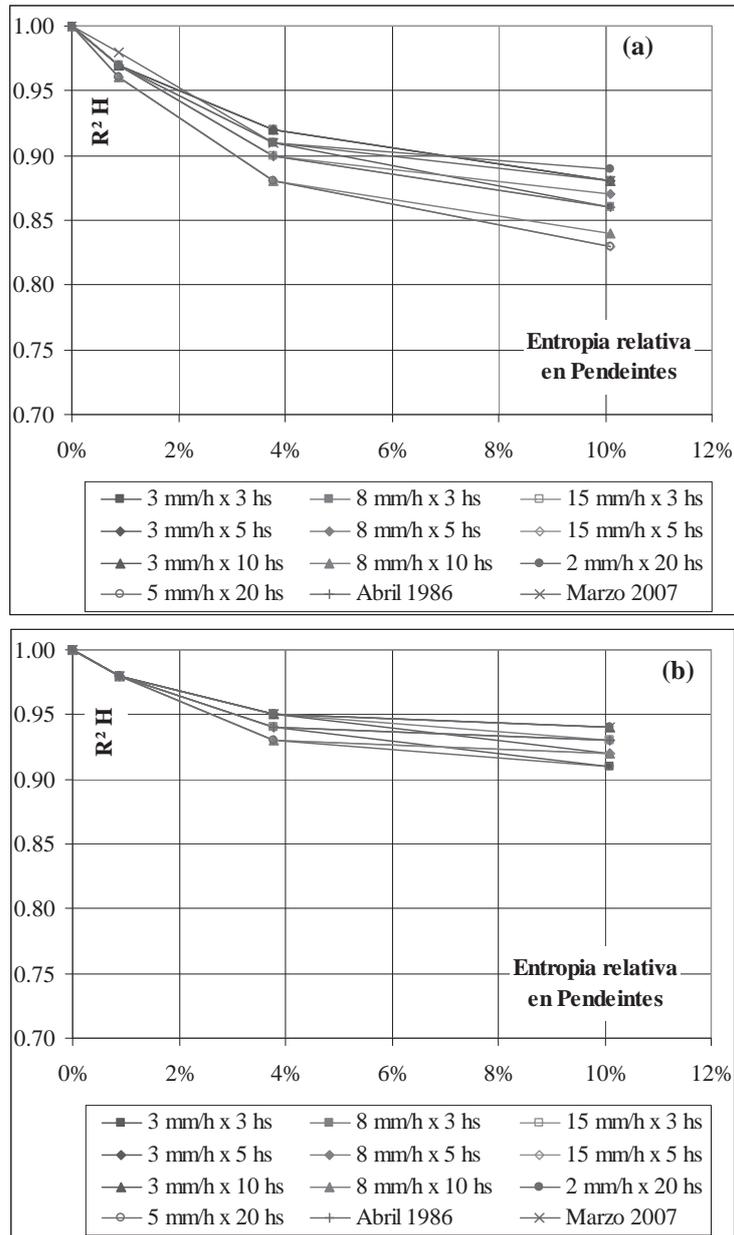


Fig. 6. Entropía Relativa en pendientes vs. R2H. a) Escalado nv; b) Escalado ITA.

Los valores del almacenamiento potencial en cursos por unidad de longitud no se modifican con el tamaño de grilla. Se observan valores elevados en la cuenca del A° Saladillo respecto a los valores obtenidos en la cuenca del A° Santa Catalina y A° Ludueña.

Alteraciones en atributos distribuidos espacialmente y variación de entropía.

Es posible observar en las tres cuencas que por efecto del incremento del tamaño de la grilla se produce una disminución de la cota máxima y un incremento de la cota mínima. Este efecto es debido a que a medida que se incrementa el tamaño de la grilla se produce el agregamiento de los valores de cotas del terreno; obteniéndose una cota representativa del esquema de mayor tamaño de grilla con valores altimétricos intermedios sin poder reproducir los valores extremos del esquema de menor tamaño de grilla. En términos de las modificaciones en las pendientes locales en celdas para los diferentes tamaños de grilla es posible indicar que se encuentra la misma tendencia en los resultados para las tres cuencas. A medida que se incrementa el tamaño de la grilla se reduce el valor de la pendiente máxima y se reduce el valor promedio de las pendientes locales.

Al incrementarse el tamaño de grilla se reducen los valores de entropía en cotas y pendientes. Dicho resultados se conservan en las tres cuencas analizadas; a su vez, la pérdida relativa de entropía se incrementa al pasar de cotas a pendientes. Los resultados anteriores reflejan que el efecto de agregación del sistema se traduce en la reducción de la variabilidad espacial de los atributos analizados (cotas y pendientes); resultando en la pérdida de reproducción de los mismos y generando relieves en donde no es posible lograr el mismo grado de variación espacial a medida que se incrementa el tamaño de la grilla.

Escalamiento de parámetros y Similitud hidrológica.

En la Figura 7 se muestran las relaciones experimentales obtenidas como resultado del escalamiento de los parámetros en función del tamaño de grilla para las tres cuencas analizadas utilizando como criterio el de conservar el almacenamiento de equilibrio en la cuenca entre la discretización de mayor nivel de detalle y los esquemas agregados (Tabla 2 cuenca del A° Ludueña, Tabla 4 cuenca del A° Santa Catalina y Tabla 6 cuenca del A° Saladillo). Respecto a los resultados del escalamiento de parámetros; en primer lugar se observa que resulta necesario incrementar los coeficientes de resistencia del valle o bien disminuir el valor de la pendiente transversal en celda (ITA) a medida que aumenta el tamaño de grilla para lograr reproducir el almacenamiento de equilibrio entre la discretización de mayor nivel de detalle y los esquemas agregados. Los parámetros escalados (nv e ITA) para los tamaños de grilla más grandes son el resultado del efecto conjunto de la agregación, tanto de la topografía como de las relaciones de almacenamiento y traslado en cada celda del modelo.

Conjuntamente se presentan las ecuaciones que representan las curvas obtenidas en forma experimental para las tres cuencas y ambas alternativas de escalamiento de parámetros. Los mejores resultados se obtienen con el ajuste de una ecuación tipo lineal para el caso del

escalamiento del coeficiente resistencia del valle y una ecuación tipo potencial para el caso del escalamiento de la pendiente transversal en celda.

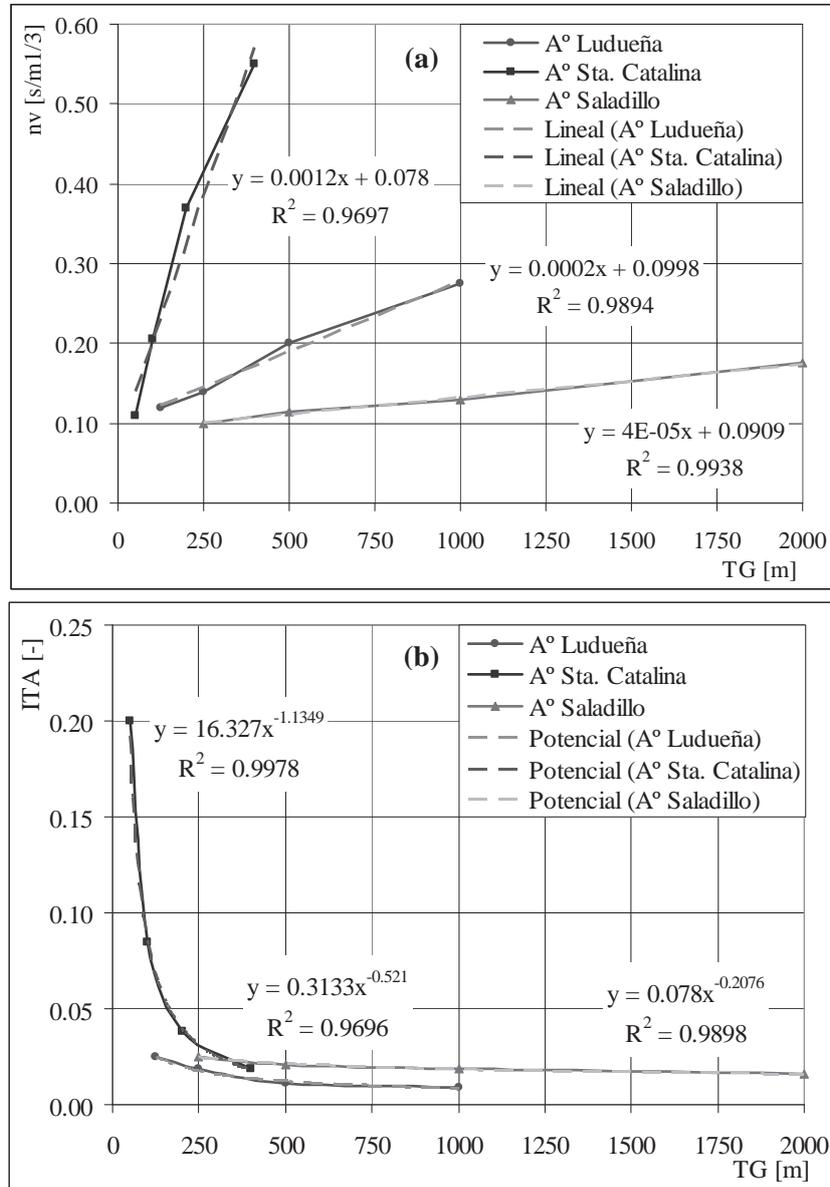


Fig. 7. Relaciones de escalamiento de parámetros para las tres cuencas analizadas y ecuaciones representativas. a) Escaleo del coeficiente de resistencia del valle (nv) y b) Escaleo de la pendiente transversal en celda (ITA).

Respecto al grado de similitud en las respuestas hidrológicas logrado entre el esquema de detalle y los esquemas agregados, mediante el escalamiento de los

parámetros, cuantificado por el coeficiente R^2X , es posible indicar que en forma general para las tres cuencas se obtienen:

- Las mayores pérdidas en términos de similitud hidrológica se observan al pasar del menor tamaño de grilla al mayor; es decir, las pérdidas de similitud aumentan con el grado de agregación espacial del sistema. Asimismo, el grado de similitud es menor para los eventos de mayor importancia (mayor lámina neta).

- Resultados similares en términos de reproducción de caudales máximos en todo el dominio espacial mediante ambas propuestas de escalamiento; si bien los mejores resultados, en forma poco significativa, se obtienen mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

- Resultados similares en términos de velocidades de flujo ya sea mediante el escalamiento del coeficiente de resistencia del valle como de la pendiente transversal en celda.

- Mejores resultados en términos de alturas de agua en celdas mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda respecto al escalamiento del coeficiente de resistencia del valle. La diferencia en los resultados de similitud de alturas de agua obtenidas a partir del escalamiento del coeficiente de resistencia del valle respecto al escalamiento de la pendiente transversal en celda es notable en la cuenca del A° Santa Catalina; siendo dicha diferencia menos significativa en la cuenca del A° Saladillo.

El efecto expuesto precedente puede ser explicado teniendo en cuenta lo siguiente:

- El modelo matemático utilizado permite definir en forma explícita las características de los cursos de agua; es decir, es posible asignar en cada celda río las características geométricas e hidráulicas de la sección de escurrimiento del cauce principal. Esta definición no se modifica con el tamaño de la grilla; por lo que en las diferentes discretizaciones espaciales las características geométricas e hidráulicas de los cursos se conservan. Según esta consideración al ingresar a una celda río un determinado caudal, la altura de agua asociada al mismo será similar en el esquema agregado independientemente de si se realizó el escalamiento del coeficiente de resistencia del valle o la pendiente transversal de almacenamiento. La afirmación precedente es válida si no existen desbordes masivos de las secciones de los cursos de forma tal que comience a tener influencia el sector valle aledaño al curso. De aquí surge, además, que el escalamiento de parámetros propuesto tiene efectos sobre la propagación del escurrimiento en los sectores del valle de la cuenca; y no afecta mayormente el escurrimiento dentro de los cursos de agua propiamente dicho.

- La cuenca del A° Saladillo; a diferencia de la cuenca del A° Santa Catalina,

posee una elevada capacidad de almacenamiento en los cursos de agua que componen la red de escurrimiento.

Según lo expuesto, en la cuenca del A° Saladillo en comparación a la cuenca del A° Santa Catalina, tiene una influencia mayor la concentración de escurrimiento en los cursos de agua debido principalmente a su capacidad de conducción; lo que genera similares alturas de agua en los esquemas agregados ya sea mediante el escalamiento del coeficiente de resistencia del valle o la pendiente transversal en celda; y se traduce en diferencias menos significativas en términos del coeficiente R^2H entre ambas propuestas de escalamiento de parámetros.

El parámetro que cuantifica la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud resulta un indicador, a priori, a la hora de caracterizar un determinado sistema hídrico, ya que según los resultados obtenidos en las cuencas analizadas, se observa que para valores elevados de esta propiedad (cuenca del A° Saladillo), los efectos del escalamiento de parámetros (nv o ITA) generan diferencias en términos de similitud de alturas de agua menos significativas que en el caso de valores más reducidos (cuenca del A° Santa Catalina).

CONCLUSIONES

La agregación del sistema a modelar, mediante la modificación del tamaño de grilla, genera alteraciones tanto de las características derivadas del relieve como de las respuestas hidrológicas.

El efecto primario de la agregación (incremento del tamaño de grilla) sobre las características derivadas de la topografía es la de generar una representación más atenuada del relieve, con pendientes locales máximas y medias menores y una reducción de las longitudes de cursos a medida que aumenta el tamaño de grilla. La cuantificación de la pérdida de información topográfica se traduce en una reducción de la entropía al incrementarse el tamaño de grilla.

Respecto a la similitud en las respuestas hidrológicas, mediante el escalamiento de los parámetros, en términos de caudales, velocidades y alturas de agua se observa que la pérdida de información debido al proceso de agregamiento espacial por aumento del tamaño de grilla se traduce, inevitablemente, en la reducción del grado de similitud alcanzado (disminución del coeficiente R^2N).

Aplicando el concepto de conservar alguna propiedad característica de la respuesta hidrológica de la cuenca entre los diferentes niveles de resolución espacial, como por ejemplo el almacenamiento de equilibrio, es posible proceder al escalamiento de los parámetros.

En las cuencas analizadas, los resultados indican que a medida que aumenta el

tamaño de la grilla es necesario incrementar los valores de resistencia del valle (n_v) o bien disminuir los valores de la pendiente transversal en celdas (ITA). El escalamiento de la pendiente transversal en celda permite obtener mejores resultados en términos de similitud hidrológica, principalmente en términos de alturas de agua en celda entre los diferentes esquemas, respecto al escalamiento del coeficiente de resistencia del valle. Asimismo permite preservar el concepto físico del coeficiente de resistencia al escurrimiento; el cual es ampliamente utilizado y puede ser obtenido de tablas de uso habitual.

Una adecuada correlación entre alturas máximas de agua en celdas entre un alto nivel de detalle y un esquema agregado resulta de suma utilidad e importancia. Lograr reproducir alturas de aguas en celdas permite, por ejemplo, representar apropiadamente la extensión de superficies inundadas; como así también representar adecuadamente procesos de erosión-sedimentación espacialmente distribuidos. Efectivamente, el valor de altura de flujo es una variable importante en la formulación de procesos tales como la disgregación de suelo por impacto de gotas de lluvia, disgregación por flujo sobre el terreno, transporte, etc.

La relación entre el almacenamiento potencial en cursos por unidad de longitud es indicativa de la influencia de la red de cursos sobre las respuestas hidrológicas. El escalamiento del coeficiente de resistencia al escurrimiento en esquemas agregados no resultó adecuado para obtener similitud en términos de alturas de agua en celdas en cuencas donde la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud es reducida (valores menores a $6.2 \text{ m}^3/\text{m}$), como el caso de la cuenca del A° Santa Catalina.

BIBLIOGRAFIA

- Blöschl, G. & M. Sivapalan (1995). "Scale issues in hydrological Modelling: A Review". Hydrological Processes. Vol. 9, pp. 251-290.
- Cazenave, G. (2006). "*Modelación Numérica del Escurrimiento Superficial de la cuenca del A° del Azul: Aplicación de Modelos Agregados y Distribuidos*". Tesis de Maestría en Recursos Hídricos en Zonas de Llanura. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario. 114 p.
- Dooge, J. (1986) "Looking for hydrologic laws." Water Resources Research. Vol. 22. (9). pp 46S-58S.
- Goodrich, D. (1990). "Basin Scale and Runoff Model Complexity." Technical Report HWR 91-010(1990). Technical Reports Natural Resources Systems. Tucson, Arizona, 1990.
- Goodrich, D., Grayson, R., Willgoose, G., Palacios-Valez, O. & Blöschl, G. (2003) "The Effect of Catchment Discretization on Rainfall-Runoff Model Predictions." Geophysical Research Abstracts. Vol. 5, pp. 12551.
- Nash, J. & J. Sutcliffe (1970). "River flow forecasting through conceptual models, I-A discussion of principles". Journal of Hydrology Vol. 10, pp. 282-290.
- Riccardi G. (2000). "Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica Cuasi-2D Multicapa para Ambientes Rurales y Urbanos". XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Tomo II, Córdoba, Argentina, pp. 159-168.
- Riccardi, G., Scuderi, C. y Stenta, H. (2002). "Modelado de Escurrimiento Superficial con Alto Nivel de Detalle en la Cuenca del Arroyo Ludueña. Santa Fe. Argentina". XIX Congreso Nacional del

- Agua. Villa Carlos Paz, Argentina. CD-ROM ISBN 987-20378-1-7. Cap. Hidrología Superficial y Subterránea.T33. pp. 1-10.
- Stenta, H., Riccardi, G. y Basile, P. (2008). "Influencia del Grado de Discretización Espacial en la Respuesta Hidrológica de una Cuenca de Llanura mediante Modelación Matemática Distribuida." *Ingeniería Hidráulica en México*. ISSN-0186-4076. Volumen XXIII, Num. 3, Julio-Setiembre 2008.
- Vieux; B. (1993). "DEM aggregation and smoothing effects on surface runoff modelling." *Journal of Computing in Civil Engineering*. Vol. 7, No. 3. pp 310-338.
- Wu, Y., Yevjevich, J. & Woolhiser, D. (1978) "Effect of Surface Roughness and Its Spatial Distribution on Runoff Hydrographs." *Hydrology Paper N° 93*. Colorado State University, Fort Collins, CO, 1978.
- Zaghloul, N. (1983). "Sensitivity análisis of the SWMM runoff-transport parameters and the effects of catchment discretization." *Advances Water Resources*, Vol. 6, Dec. 1983. pp. 214-223.

CAPÍTULO IV

MODELACIÓN DE PROCESOS DE EROSIÓN / SEDIMENTACIÓN HÍDRICA

En este Capítulo se presenta el desarrollo y aplicación de modelos de simulación numérica de procesos de erosión/sedimentación hídrica, a escala de cuenca, en sistemas hidrológicos de llanura. Se describe el modelo EROSUP-U, de tipo empírico, espacialmente semidistribuido y a escala temporal anual, basado en la ecuación universal de pérdida de suelo. Por otra parte, se presenta el modelo CTSS8-SEDMU, de tipo semiempírico, espacialmente semidistribuido y a escala temporal de eventos de crecida, basado en la ecuación universal de pérdida de suelo modificada, acoplada al modelo hidrológico-hidráulico CTSS8. Finalmente, se expone el desarrollo del modelo CTSS8-SED, de tipo físicamente basado, espacialmente distribuido y a escala temporal de eventos de crecida. Los modelos desarrollados han sido aplicados en la cuenca del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina.

Desarrollo y aplicación del modelo EROSUP-U para evaluación de la producción de sedimentos a escala de cuenca

Pedro A. Basile^{(1),(3)}, **Gerardo A. Riccardi**^{(2),(3)} y **Hernán Stenta**^{(1),(3)}

⁽¹⁾Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

⁽²⁾Consejo de Investigaciones Universidad Nacional de Rosario (CIUNR)

⁽³⁾Departamento de Hidráulica-EIC y CURIHAM. FCEIA. UNR.

Riobamba 245 bis, (2000) Rosario, Argentina

Telefax: 0341 4808541. E-mail: pbasile@fceia.unr.edu.ar

Resumen: La erosión hídrica a nivel de cuenca induce una disminución de productividad de los campos cultivables y un aumento de sedimentos en suspensión en los cursos de agua. La deposición de dichos sedimentos en lagunas, embalses, cauces y planicies de inundación, como así también la elevada concentración de los mismos en proximidad de obras de toma, plantean problemas operacionales que requieren importantes esfuerzos técnicos y económicos para solucionarlos. Por otra parte, los sedimentos finos erosionados y transportados presentan la particularidad de adsorber sustancias contaminantes, tales como metales pesados, pesticidas, hidrocarburos poliaromáticos, etc., razón por la cual las vías de drenaje y las zonas de acumulación actúan como reservorios de sedimentos contaminados. Tanto la pérdida de productividad de suelos cultivables como la degradación de la calidad del recurso hídrico superficial son incompatibles con el desarrollo sustentable de una comunidad. En objetivo principal del presente trabajo es realizar el balance de sedimentos, a escala temporal anual, que permita establecer el orden de magnitud de los procesos de sedimentación a largo plazo que se observan en algunos sectores del sistema hidrológico del A° Ludueña, especialmente en la zona de la presa de retención de crecidas y en la zona del entubamiento cercana a la desembocadura en el río Paraná. Se presenta la formulación, implementación computacional y la aplicación de un modelo adecuado para evaluar la producción de sedimentos mediante la ecuación universal de pérdida de suelo. Las estimaciones de erosión efectuadas han mostrado una mayor producción de sedimentos en las zonas de las cabeceras respecto a la producción en las zonas próximas a la salida de la cuenca. Para los dos escenarios simulados (erosión real y erosión potencial) la capacidad de almacenamiento de la presa de retención de crecidas no se ve sustancialmente afectada debido al proceso de sedimentación a largo plazo. En cambio, el sistema de conductos puede experimentar un severo proceso de sedimentación, razón por la cual deberían adoptarse medidas para la gestión y control de sedimentos en el área de estudio.

Palabras clave: producción de sedimentos, cuencas hidrográficas, arroyo Ludueña.

INTRODUCCIÓN

La erosión hídrica superficial es muy perjudicial ya que se relaciona con la disminución de productividad del suelo, debido sustancialmente a la pérdida de materia orgánica de los horizontes superiores del mismo. Además de este problema local, originado por el desprendimiento y erosión de partículas de suelo, existe el transporte y posterior deposición de dicho sedimento en zonas alejadas, donde el problema es justamente la deposición del sedimento generado por la erosión a nivel de la cuenca.

Para estimar la erosión hídrica a nivel de cuenca existen distintos abordajes metodológicos. Un abordaje está representado por las evaluaciones basadas en la apreciación de expertos, que asignan distintos grados de severidad al proceso o dan un puntaje a distintos factores los cuales son posteriormente combinados. Ejemplos de este tipo de abordaje lo constituyen los trabajos de De Ploey (1989), Morgan (1995), Montier *et al.* (1998). El otro abordaje se sustenta en las aplicaciones de distintos tipos de modelos matemáticos. Una descripción detallada de estos modelos ha sido recientemente realizada por Singh *et al.* (2002).

Los modelos matemáticos para el pronóstico de erosión hídrica pueden ser clasificados de diferentes maneras. Una manera de clasificarlos es en función de la escala temporal para la cual han sido desarrollados, es decir, algunos modelos permiten estimar la erosión producida por un evento hidrológico particular, mientras que otros, por ejemplo, evalúan la erosión media anual a largo plazo. Se puede asimismo establecer otra división entre modelos empíricos y modelos físicamente basados. La elección de un tipo particular de modelo depende sustancialmente del objetivo que se persigue y de la disponibilidad de datos, tiempo y financiamiento.

El objetivo principal del presente trabajo es realizar el balance de sedimentos, a escala temporal anual, que permita establecer el orden de magnitud de los procesos de sedimentación a largo plazo que se están desarrollando en algunos sectores del sistema hidrológico del A° Ludueña. En particular, los sectores en estudio son la zona de la presa de retención de crecidas y el sistema de conductos ubicados en proximidad de la desembocadura del arroyo en el río Paraná. A tales fines se desarrolló, implementó y aplicó un modelo adecuado para evaluar la producción de sedimentos mediante la ecuación universal de pérdida de suelo. Utilizando información de clima, topografía, tipo de suelo, cobertura vegetal y uso del suelo, se estimó la erosión media anual en la cuenca del A° Ludueña, considerando la erosión real como así también la erosión potencial. Para validar el modelo se utilizaron datos observados de volumen de sedimentos depositados en el sistema de conductos. Sobre la base de las estimaciones de erosión realizadas a nivel de cuenca se efectuaron los balances sólidos para cada uno de los casos considerados.

ÁREA DE ESTUDIO

Breve descripción del sistema hidrológico del A° Ludueña

La cuenca del A° Ludueña se encuentra ubicada en el sur de la provincia de Santa Fe (Argentina) y comprende parte de la ciudad de Rosario y un grupo de 8 poblaciones (ver

Figura 1). Su red de cursos permanentes y transitorios tiene una longitud de aproximadamente 120 km y se desarrolla sobre suelos cohesivos altamente resistentes a la erosión inducida por el flujo encauzado. El área de la cuenca es de 717 km², con una pendiente media de 1 ‰. La sección de control corresponde al cruce del arroyo con el puente de la Av. de Circunvalación de la ciudad de Rosario. El caudal medio anual es de 2,7 m³/s, habiéndose observado caudales picos del orden de los 400 m³/s durante la crecida del año 1986. Además, la cuenca presenta una serie de intervenciones antrópicas tales como terraplenes de rutas y ferrocarriles, alcantarillas, puentes, presa de retención de crecidas, etc. La cuenca del A° Ludueña propiamente dicho se desarrolla casi enteramente al sur de la Ruta Nacional N° 9 (RN9). Mientras que, al norte de dicha ruta se desarrolla el sistema formado por el canal Ibarlucea y el canal Salvat. La presa de retención de crecidas se ubica aproximadamente 1 km aguas arriba de la intersección del A° Ludueña con la RN9. El área de aporte que delimita el cierre de la presa es de 440 km² aproximadamente. En inmediaciones del cruce del A° Ludueña con la Av. de Circunvalación de Rosario (6 km aguas abajo de la intersección con la RN9) el arroyo recibe el aporte de la cuenca del canal Ibarlucea (sistema formado por el canal Ibarlucea y el canal Salvat) cuya área de aporte es de aproximadamente 240 km². Aguas abajo de la Av. de Circunvalación el A° Ludueña recorre zonas densamente pobladas de la ciudad de Rosario hasta desembocar en el río Paraná. En parte de este recorrido urbano el arroyo se encuentra entubado.

Problemática asociada a la producción de sedimentos en la cuenca

Los sedimentos erosionados en la cuenca, además de degradar la potencialidad productiva de los suelos, contribuyen con los procesos de sedimentación que se verifican en las zonas de la presa de retención de crecidas y en las zonas de los entubamientos del arroyo Ludueña en la ciudad de Rosario. En efecto, parte de los sedimentos generados en la cuenca del A° Ludueña propiamente dicho son retenidos por la presa y contribuyen con el proceso de sedimentación a largo plazo del vaso de la misma. Hasta el presente no se han realizado evaluaciones del aporte sólido, ni relevamientos de cantidad y calidad de los sedimentos retenidos en la presa.

Por otra parte, los sedimentos que logran pasar a través de las estructuras de descarga de la presa y los sedimentos generados en el sector de la cuenca comprendido entre la presa y la Av. Circunvalación se suman a los sedimentos producidos por la cuenca del canal Ibarlucea. Dicha carga sólida ingresa a la zona de los entubamientos del A° Ludueña en la ciudad de Rosario, localizados aproximadamente 2 km aguas arriba de la desembocadura en el río Paraná. Esta última zona funciona como una suerte de embalse, espontáneamente regulado por las fluctuaciones de niveles hidrométricos del río Paraná, lo cual induce la deposición de una parte de los sedimentos que ingresan, mientras que, la parte restante se descarga en el río Paraná. En esta zona la única información disponible se refiere a mediciones y estimaciones globales del volumen de sedimentos depositados en un período de aproximadamente 8 años (Saucedo y Scuderi, 2003). Esta información, si bien escasa, es muy importante para validar el modelo de

erosión a nivel de cuenca y establecer el orden de magnitud del proceso de sedimentación a largo plazo que se está desarrollando en la presa de retención de crecidas y en el sistema de conductos.

Discretización espacial del área de estudio

La cuenca del A° Ludueña propiamente dicho ha sido dividida en 21 subcuencas, las cuales se indican en la Figura 2 con los números 1 a 21. Por otra parte, la cuenca del canal Ibarlucea ha sido dividida en 7 subcuencas, éstas se identifican con los números 22 a 28 en la Figura 2. La mayoría de las subcuencas se dividieron a su vez en sub-subcuencas. En el trazado de las subcuencas se adoptó el criterio de materializar unidades homogéneas desde el punto de vista geomorfológico e hidrológico, contemplando las partes altas, medias y bajas de la cuenca, como así también las zonas de cursos permanentes y semipermanentes.

MODELO EROSUP-U

El modelo EROSUP-U (Basile, 2004) se basa en la ecuación universal de pérdida de suelos USLE, la cual resulta apropiada para estimar la erosión superficial media anual a largo plazo, es decir, integrada o promediada en un período de 10 o más años (Wischmeier y Smith, 1978). La USLE se expresa para una subcuenca genérica i como:

$$A_i = 224,2 R_i K_i LS_i C_i P_i \quad (1)$$

donde:

A_i : erosión superficial media anual o producción bruta específica de sedimentos [(T/km²)/año], siendo T: toneladas métricas;

R_i : factor de erosividad de lluvia-escorrentía [(ton pié/acre) (pulgada/h)], siendo ton: toneladas Sistema Inglés US;

K_i : factor de erosionabilidad del suelo [(ton/acre) (acre h/ton pié pulgada)];

LS_i : factor topográfico de longitud y pendiente del terreno (-);

C_i : factor de cobertura vegetal (-);

P_i : factor de prácticas conservacionistas para control de erosión (-) y 224,2 es un coeficiente de conversión de unidades.

Es necesario notar que no todo el sedimento producido por erosión superficial ingresa a la red hidrográfica y es transportado por los cursos de agua hasta la sección de control. En general, el sedimento que efectivamente alcanza la sección de control (SY) es menor que la cantidad de sedimento producido por erosión superficial (A). La relación entre estas dos magnitudes se denomina relación de erogación de sedimentos y es menor que la unidad:

$$SY_i = SDR_i A_i \quad (2)$$

donde SY_i es la producción neta específica de sedimentos [(T/km²)/año] y SDR_i es la relación de erogación de sedimentos (-).

Cabe señalar que (1) es una ecuación empírica que estima exclusivamente la erosión superficial (en surcos y entre surcos), es decir, no contempla los procesos de erosión del flujo encauzado (erosión de lecho y márgenes) ni obviamente procesos de remoción masivos (deslizamientos, flujos de detritos, etc.). Por tratarse de un sistema hidrológico de llanura, en el A° Ludueña los procesos de remoción masivos están descartados. Por otra parte, el aporte correspondiente a los procesos de erosión debido al flujo encauzado pueden considerarse mucho menores que los producidos por erosión superficial.

Factor de erosividad asociado a lluvia-escorrentía (R)

El factor de erosividad R_s para una tormenta genérica s se calcula mediante el producto de la energía cinética por unidad de área (E) y la intensidad máxima en 30 minutos (I_{30}). El factor de erosividad contempla el proceso de desprendimiento de las partículas de suelo por el impacto de las gotas de lluvia y su transporte por el flujo superficial. Por este motivo es conveniente denominarlo factor de erosividad asociado a lluvia-escorrentía. En efecto, parte de la energía cinética (E) de la tormenta se consume en producir el desprendimiento de las partículas de suelo, mientras que, la intensidad máxima de la lluvia (I_{30}) es proporcional al caudal máximo, el cual a su vez se relaciona con la capacidad de transporte del flujo superficial.

$$R_s = EI_{30} = \frac{1}{173,6} \left\{ \sum_{n=1}^N [1,213 + 0,89 \log I_n] I_n \Delta t \right\} I_{30} \quad (3)$$

donde I_n es la intensidad asociada al n-ésimo pulso de precipitación (mm/h); Δt es el intervalo de tiempo (h) de cada pulso (constante); I_{30} es la intensidad máxima en 30 minutos (mm/h); 173,6 es un coeficiente de conversión de unidades, de manera tal que R_s queda expresado en [(ton pié / acre) (pulgada / h)]. Para expresarlo en unidades métricas (N/h) se debe multiplicar por 1,7. Para $I_n > 76$ (mm/h) E_n es constante e igual a 2,887. Además, se deben considerar tormentas que superen los 12,5 mm (Wischmeier y Smith, 1978).

El factor de erosividad para un año genérico (R_y) y el factor de erosividad medio anual (R) se determinan mediante:

$$R_y = \sum_{s=1}^{N_s} R_s \quad , \quad R = \frac{1}{N_y} \sum_{y=1}^{N_y} R_y \quad (4a) \text{ y } (4b)$$

donde N_s es el número de tormentas en el año y N_y es el número de años.

En gran parte de la provincia de Santa Fe no existe una base de datos pluviográfica suficientemente densa o antigua como para calcular el valor de R mediante EI_{30} . La red de pluviógrafos existente es muy escasa. En muchas cuencas no se cuenta con registros pluviográficos, en la mayoría de los casos es posible contar solo con registros pluviométricos. Por este motivo es útil recurrir a expresiones que permitan cuantificar el valor de R a partir de información pluviométrica. Estas expresiones podrán a su vez ser verificadas correlacionándolas con los valores de R calculados mediante EI_{30} a partir de datos de estaciones con registros pluviográficos.

Arnoldus (1978) propuso evaluar R en función del índice de Fournier modificado, la ecuación propuesta es:

$$\log R = 1,93 [\log IFM] - 1,52 \quad (5)$$

donde IFM es el índice de Fournier modificado:

$$IFM = \frac{1}{P_{MA}} \sum_{k=1}^{12} P_k^2, \quad P_{MA} = \sum_{k=1}^{12} P_k \quad (6a) \text{ y } (6b)$$

con P_k : precipitación media k-esimo mes (mm) y P_{MA} : precipitación media anual (mm).

Para verificar la correlación existente entre el valor de $R=f(EI_{30})$ y el valor de $R=f(IFM)$ se procesaron 1031 tormentas registradas en la estación Rosario Aeropuerto (ver Figura 2) durante el período 1986-1998. Considerando el umbral de 12,5 mm el número de tormentas remanente para el cálculo de R es de 245. El valor de R calculado a partir de EI_{30} fue $R=219,4$ mientras que el calculado en función del índice de Fournier modificado fue $R=230,9$. Es decir, el ajuste es muy satisfactorio ya que $R=f(IFM)$ es un 5 % superior aproximadamente al $R=f(EI_{30})$. Tal diferencia no es significativa si se considera el tipo de estimación de erosión que se realiza con el modelo.

Por lo tanto, para el cálculo de R se alimentó el modelo con los datos de precipitación media mensual de las estaciones de Zavalla (estación pluviométrica) y Rosario Aeropuerto. Para la estación Zavalla el valor de R calculado mediante la fórmula de Arnoldus es $R=204,3$. Los datos de precipitaciones medias mensuales para cada subcuenca se asignaron en función del área de influencia de cada estación, la cual se materializó mediante el trazado de polígonos de Thiessen.

Factor de erosionabilidad del suelo (K)

El factor asociado a la erosionabilidad del suelo representa la erosión por unidad de área y por unidad de factor R considerando la parcela estándar: $LS=1$, $C=1$ (suelo desnudo) y

$P=1$ (prácticas para control de erosión nulas). El mismo se determina en función de las características texturales y el contenido de materia orgánica mediante la siguiente ecuación (Wischmeier y Smith, 1978):

$$K_{ij} = T_1 T_2 T_3 T_4 \quad (7)$$

donde los términos T_1 , T_2 , T_3 y T_4 se expresan como:

$$T_1 = 0.2 + 0.3 \exp \left[-0.0256 \text{SAN}_{ij} \left(1 - \frac{\text{SIL}_{ij}}{100} \right) \right] \quad (8)$$

$$T_2 = \left(\frac{\text{SIL}_{ij}}{\text{CLA}_{ij} + \text{SIL}_{ij}} \right)^{0.3} \quad (9)$$

$$T_3 = 1 - \frac{0.25}{\text{C1}_{ij} + \exp(3.72 - 2.95 \text{C1}_{ij})} \quad (10)$$

$$T_4 = 1 - \frac{0.7 \text{SN1}_{ij}}{\text{SN1}_{ij} + \exp(-5.51 + 22.9 \text{SN1}_{ij})} \quad (11)$$

donde: SAN_{ij} , SIL_{ij} , CLA_{ij} y C1_{ij} son los contenidos de arena, limo, arcilla y materia orgánica respectivamente para la subcuenca i y la sub-subcuenca j , expresados en % y $\text{SN1}_{ij} = 1 - (\text{SAN}_{ij}/100)$. Considerando distintas combinaciones texturales el valor de K_{ij} que se obtiene a partir de la ecuación (7) varía aproximadamente entre 0,1 y 0,5 [(ton/acre) (acre h/ton pie pulgada)].

Los valores de K_{ij} se determinaron a partir de datos sobre las características texturales de los suelos de la cuenca del A° Ludueña, obtenidos por Zimmermann (2000) a partir de cartas de suelos del INTA. Los horizontes superiores de los suelos preponderantes en la cuenca pueden clasificarse texturalmente como franco limosos, con porcentajes promedios de arena muy fina entorno al 6%, arcilla 21% y limo 73%, el porcentaje promedio de materia orgánica es de alrededor del 2%.

Los valores de K_{ij} obtenidos variaron entre 0,3 y 0,32. El valor del factor de erosionabilidad de suelo K_i para cada subcuenca es calculado mediante la siguiente ponderación areal:

$$K_i = \frac{1}{F_i} \sum_{j=1}^{\text{NSSB}_i} K_{ij} F_{ij} \quad (12)$$

donde NSSBi es el número de sub-subcuencas correspondiente a la subcuenca i; F_i es el área de la subcuenca i, F_{ij} es el área de la sub-subcuenca j contenida en la subcuenca i.

Factor topográfico (LS)

El factor topográfico LS se expresa mediante la siguiente ecuación (Wischmeier y Smith, 1978):

$$LS_i = \left(\frac{L_i}{22,13} \right)^\zeta (0,065 + 4,52S_i + 65,4S_i^2) \quad (13)$$

donde S_i es la pendiente media de la subcuenca i en (m/m) y ζ es un coeficiente que depende de S_i :

$$\zeta = 0,2 + \frac{0,3S_i}{S_i + \exp(-1,47 - 61,09S_i)} \quad (14)$$

El valor de L_i para cada subcuenca se expresa en (m) y se define mediante la inversa de la densidad de drenaje D_{di} (km^{-1}) dividida por 2, es decir, L_i representa la longitud promedio de la zona del valle dentro de la subcuenca (zona donde se desarrolla el flujo sobre el terreno), (Williams *et al.*, 1976):

$$L_i = \chi \frac{D_{di}^{-1}}{2} = \chi \frac{F_i}{2 LCH_i} \quad (15)$$

donde LCH_i es la longitud total de cursos en la subcuenca i (km), F_i es el área correspondiente expresada en (km^2) y $\chi=1000$.

El factor LS es adimensional y está representando la relación entre el factor topográfico correspondiente a la situación específica en estudio y el factor LS de la parcela estándar. Obsérvese que para $L_i=22,13$ m (72,6 pies) y $S_i=0,09$ (9 %), es decir los valores de la parcela estándar, el valor de LS_i dado por (13) es 1. Los valores de los parámetros morfológicos para cada subcuenca se determinaron a partir de información digitalizada de curvas de nivel con equidistancia de 2,5 m, red de cursos permanentes y temporarios en CAD. Los valores de LCH_i que se ingresaron como datos en el modelo variaron entre 2,3 km y 15,9 km, mientras los referidos a S_i variaron entre 0,00018 y 0,0036.

Factor asociado a la cobertura vegetal (C)

El factor C contempla la reducción de la erosión superficial debido al efecto de la cobertura vegetal. El mismo es adimensional y se define como la relación entre la erosión bajo las

condiciones específicas de cobertura vegetal en el caso de estudio y la erosión de la parcela estándar (suelo desnudo, $C=1$), (Wischmeier y Smith, 1978). Dicho factor depende del tipo de vegetación y de la fase de crecimiento, conglobándose en un solo coeficiente una gran cantidad de información referida a aspectos biológicos, químicos, físicos y de prácticas de manejo, con sus respectivas interacciones. Tales interacciones, no adecuadamente definidas, hacen que la estimación de C en sentido objetivo preciso sea imposible (Lane *et al.*, 1983).

En el presente estudio los valores promedios del factor C se determinaron en función de datos de NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) obtenidos por Zimmermann (2002). Las imágenes satelitales en falso color y formato digital fueron procesadas en mapas de Índice Diferencia Normalizada de Vegetación mediante rutinas internas de importación, estiramiento, resamplado, concatenación de imágenes (unión de una o varias imágenes) de IDRISI (Zimmermann, 2002).

El factor C se relaciona con el NDVI mediante la siguiente ecuación (Van de Knijff *et al.*, 1999):

$$C_{ij} = \exp \left[-\alpha \frac{NDVI_{ij}}{(\beta - NDVI_{ij})} \right] \quad (16)$$

donde α y β son parámetros que definen la forma de la curva $C=f(NDVI)$, para los cuales se adoptaron los valores $\alpha=2$ y $\beta=1$ propuestos por Van de Knijff *et al.*, 1999. Los valores de C_{ij} que se ingresaron como datos en el modelo variaron entre 0,018 y 0,26. El valor de C_i para cada subcuenca se determina mediante la siguiente ponderación areal:

$$C_i = \frac{1}{F_i} \sum_{j=1}^{N_{SSB_i}} C_{ij} F_{ij} \quad (17)$$

donde las variables intervinientes han sido definidas previamente. Además, a los efectos de estimar el riesgo de erosión potencial se realizó una simulación donde se especificó $C=1$ para cada una de las sub-subcuencas.

Factor de prácticas conservacionistas (P)

El factor P es adimensional y contempla la reducción de la erosión superficial debido a las prácticas conservacionistas. Tal factor se define como la relación entre la erosión bajo las condiciones específicas de labranza en el caso de estudio y la labranza por roturado en el sentido del máximo declive ($P=1$).

En el modelo se puede suministrar a través de archivo de entrada un valor de P para cada subcuenca. Valores orientativos de P han sido propuestos por Wischmeier y Smith

(1978) en función de la pendiente y del tipo de práctica de cultivo (cultivo en contorno, cultivo en franjas de contorno y surcos irrigados, terráceo, etc.). Existen también valores orientativos para el caso de cultivo en surcos cruzando el máximo declive.

La práctica conservacionista más adecuada resulta ser la siembra directa, ya que reduce la erosión e induce un incremento de fracciones de materia orgánica joven, ligadas a la fertilidad actual del suelo (Casas, 2003). Sin embargo, aún con este sistema, en áreas de la pampa ondulada se ha observado el arrastre de suelo y rastros por el escurrimiento superficial. En este estudio, para caracterizar las diversas prácticas de manejo y para estimar la erosión real se especificó un valor promedio de $P=0,6$ para cada subcuenca. Mientras que, para estimar la erosión potencial se especificó $P=1$.

Relación de erogación de sedimentos (SDR)

En el modelo EROSUP-U se pueden utilizar distintas expresiones para evaluar la relación de erogación de sedimentos SDR:

$$\text{Vanoni (1975):} \quad \text{SDR}_i = 0,47 F_i^{-0,125} \quad (18)$$

$$\text{USDA SCS (1979):} \quad \text{SDR}_i = 0,566 F_i^{-0,11} \quad (19)$$

$$\text{Williams \& Berndt (1972):} \quad \text{SDR}_i = 0,627 \text{SLP}_i^{0,403} \quad (20)$$

En las ecuaciones (18) y (19) F_i es el área expresada en (km^2), mientras en la ecuación (20) SLP_i es la pendiente media del curso principal expresada en (%). Las ecuaciones anteriores, aplicadas en el sistema hidrológico del A° Ludueña, brindan valores similares de SDR variables entorno al 20%-30%. En este estudio se aplicó la ecuación (18) derivada por Vanoni utilizando datos de más de 300 cuencas de diferentes partes del mundo (Da Ouyang *et al.*, 1997).

ANÁLISIS DE RESULTADOS

En la Tabla 1 se presentan los valores de producción bruta y producción neta de sedimentos para cada subcuenca, estimados considerando la erosión real y la erosión potencial ($C=1$ y $P=1$). De acuerdo a la clasificación de Wischmeier *et al.* (1978) los valores estimados de erosión real para cada subcuenca son bajos (valores de A menores que 448 ($\text{T}/\text{km}^2/\text{año}$)). Sin embargo, es necesario señalar que se trata de valores medios anuales a largo plazo y además valores medios areales. Por otra parte, utilizando la misma clasificación, los valores estimados considerando la erosión potencial resultan altos (valores de A mayores que 1121 ($\text{T}/\text{km}^2/\text{año}$)). En ambos casos se observa una producción bruta específica de sedimentos ligeramente menor en la zona baja de la cuenca respecto a la producción en la zona media y alta.

En la Figura 3 se presenta el balance medio anual de sedimentos en el sistema hidrológico del A° Ludueña, considerando el proceso de erosión real. La cuenca del A° Ludueña propiamente dicho con cierre en la presa de retención de crecidas presenta una producción bruta de 81560 T/año, una deposición interna de 63640 T/año y un ingreso de sedimentos a la presa de 17920 T/año (la SDR calculada en base a (18) para el cierre en la presa es aproximadamente 0,22).

La eficiencia de retención de sedimentos media a largo plazo de la presa, estimada en función del método de Churchill, es de 25 % aproximadamente (pasa el 75 %). Por lo tanto, en la presa se estima una sedimentación media anual a largo plazo de 4480 T/año. Realizando un pronóstico de sedimentación, considerando según Lane y Koelzer embalse normalmente vacío y sedimento en ingreso con una composición de 50 % de arcilla, 47 % de limo y 3 % de arena fina, se obtiene una pérdida de volumen de aproximadamente 0,35 Hm³ al cabo de 100 años.

Por otra parte, el 75 % del sedimento que pasa a través de la presa representa una erogación de 13340 T/año. Suponiendo una lámina de escurrimiento medio anual de 120 mm, distribuida uniformemente en la cuenca, se obtiene una concentración media anual a largo plazo de 255 ppm inmediatamente aguas abajo de la presa. La cuenca del canal Ibarlucea contribuye con una producción neta de 11760 T/año, mientras que, la generada en el sector comprendido entre la presa y la Av. Circunvalación es de 460 T/año. Por lo tanto, la cantidad de sedimentos que ingresa al sistema de conductos es de 25660 T/año. Suponiendo la misma lámina de escurrimiento mencionada más arriba, la correspondiente concentración de sedimentos media anual a largo plazo que ingresa al sistema de conductos es de 298 ppm.

La eficiencia de retención de sedimentos media en el sistema de conductos, estimada en función del método de Churchill, es de aproximadamente 20% (pasa el 80%). Por lo tanto, se estima una sedimentación media anual a largo plazo de 5130 T/año. La sedimentación observada en un período de 8 años es de aproximadamente 30500 m³. Adoptando, según Lane y Koelzer, embalse con normalmente considerables descensos de nivel y composición de sedimento igual a la mencionada anteriormente, se obtiene una deposición media observada para el período de 4380 T/año, es decir, aproximadamente el 85% del valor estimado mediante el modelo.

En la Figura 4 se presenta el balance medio anual de sedimentos en el sistema hidrológico del A° Ludueña, considerando erosión potencial (C=1, P=1). En este caso, asumiendo que la presa tiene la eficiencia de retención de sedimentos media a largo plazo mencionada anteriormente, se estima una deposición de sedimentos media anual a largo plazo de 62780 T/año. Realizando un pronóstico de sedimentación, bajo las mismas hipótesis señaladas más arriba, se obtiene una pérdida de volumen de aproximadamente 4,9 Hm³ al cabo de 100 años. El volumen del embalse correspondiente a la cota de 30 m IGM es de 71,32 Hm³. Consecuentemente se observa que, aún en este caso de aporte sólido extraordinario, la capacidad de almacenamiento no se vería significativamente disminuida ya que la pérdida de capacidad sería aproximadamente igual al 7 % del

volumen correspondiente a la cota 30 m IGM (la cota de coronamiento es 32,5 m IGM). En el sistema de conductos la situación es más crítica pues, si bien podría alcanzarse un cierto equilibrio, la deposición sería de todos modos excesiva. En este caso el ingreso de sedimentos a los entubamientos es de 403550 T/año, con una concentración media anual asociada de 4690 ppm, es decir, casi 16 veces mayor que la estimada en el caso de erosión actual.

CONCLUSIONES

Se ha estimado la producción bruta y la producción neta de sedimentos media anual a largo plazo en el sistema hidrológico del A° Ludueña, considerando tanto el proceso de erosión real como la erosión potencial. Se han realizado los balances de sedimentos para ambas situaciones, los cuales han permitido establecer el orden de magnitud relativo de los procesos de sedimentación a largo plazo que experimenta la presa de retención de crecidas y el entubamiento del arroyo en la ciudad de Rosario.

En los dos escenarios simulados (erosión real y potencial) la capacidad de almacenamiento de la presa de retención de crecidas no se ve sustancialmente afectada por el proceso de sedimentación a largo plazo. Sin embargo, el sistema de conductos puede experimentar un severo proceso de sedimentación, razón por la cual deberían adoptarse medidas para la gestión y control de sedimentos en el área de estudio.

A los efectos de estimar la permanencia de eventuales tareas de limpieza del sistema de conductos se deberían realizar mediciones de concentración de sedimentos en algunas secciones, calibrar y aplicar modelos de erosión a escala espacial de cuenca y a escala temporal de un evento de crecida, etc.. Por otra parte, es también necesario analizar estrategias de disminución de producción a nivel de cuenca y/o diferentes estrategias de retención parcial en zonas no conflictivas.

BIBLIOGRAFÍA

- Arnoldus, H. M. (1978) *An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation*. En: De Boodst, M. y Gabriels, D. (eds.). *Assessment of erosion: 127-132*. John Wiley y Sons, Inc. Chichester (Gran Bretaña).
- Basile, P.A. (2004) *Modelo matemático para pronóstico de erosión superficial media anual a escala de cuenca: EROSUP-U*. Informe técnico interno ICI-0104, Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales, FCEIA-UNR.
- Casas, R. (2003) *Sustentabilidad de la agricultura en la región pampeana*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, INTA-Castelar.
- Da Ouyang y Bartholic, J. (1997) "*Predicting Sediment Delivery Ratio in Saginaw Bay Watershed*". Proc. 22nd National Association of Environmental Professionals Conference. May 19-23, 1997, Orlando, FL. pp 659-671.
- De Ploey, J. (1989) *A Soil Erosion Map for Western Europe*. Catena Verlag.

- Lane, L.J.; Hakonson, T.E. y Foster, G.R. (1983) "Watershed erosion and sediment yield affecting contaminant transport". Proc. Symposium on Environmental Research on Actidine Elements. Hilton Head, South Dakota, pp. 193-223.
- Montier, C.; Daroussin, J.; King, D. y Le Bissonnais, Y. (1998) *Cartographie vde l'aléa "Erosion des Sols" en France*. INRA, Orléans.
- Morgan, R.P.C. (1995) *Soil Erosion and Conservation*. Second Edition. Longman, Essex.
- Riccardi, G.; Scuderi, C. y Stenta, H. (2002) "Modelado de escurrimiento superficial con alto nivel de detalle en La cuenca del arroyo Ludueña, Santa Fe, Argentina". XIX Congreso Nacional del Agua, T33, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina.
- Saucedo, I. y Scuderi, C. (2003) *Limpieza del conducto Aliviador 2 y de la platea de desembocadura – A° Ludueña*. Proyecto Final Carrera de Ingeniería Civil, FCEIA, UNR. Tomos I y II.
- Singh V.P. y Woolisher, D.A. (2002). "Mathematical Modeling of Watershed Hydrology". Journal of Hydrologic Engineering, ISSN 1084-0699, 7 (4), 270-292.
- Van der Knijff, J. M.; Jones, R.J.A. y Montanarella, L. (2000) *Soil erosion risk assessment in Italy*. European Soil Bureau. Joint Research Center of the European Commission.
- Williams, J. R. y Berndt, H.D. (1972) "Sediment yield computed with universal equation". Journal of Hydraulics Division, ASCE, Vol. 98 (12).
- Williams, J. R. y Berndt, H.D. (1976) *Determining the universal soil loss equation length-slope factor for watersheds*. In: Erosion and solid matter transport in inland waters. pp 217-225. IAHS-AISH publication No. 122.
- Wischmeier, W. H. y Smith, D.D. (1978) *Predicting rainfall erosion losses – a guide for conservation planning*. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook 537.
- Zimmermann, E. (2000) "Metodología para la Estimación de la Conductividad Hidráulica Equivalente en Suelos No Saturados Heterogéneos". Cuadernos del CURIHAM. PHI-UNESCO. ISSN 1514-2906. Vol. 6, N°1, pp. 1-12.
- Zimmermann, E. (2002) *Informe anual Carrera de Investigador Científico - CONICET*. Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales, FCEIA, UNR.

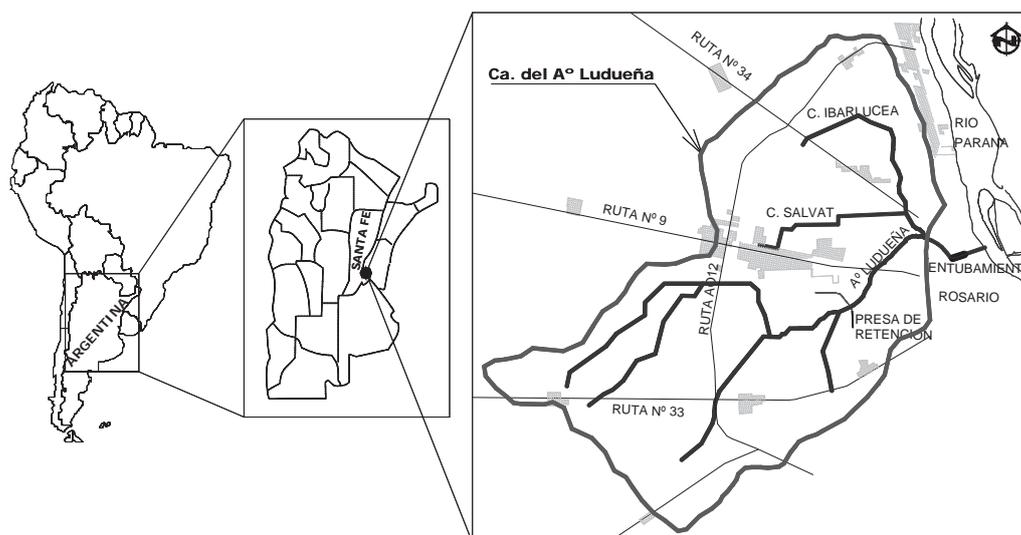


Fig. 1. Cuenca del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina.



Fig. 2. Delimitación de las subcuencas y sub-subcuencas.

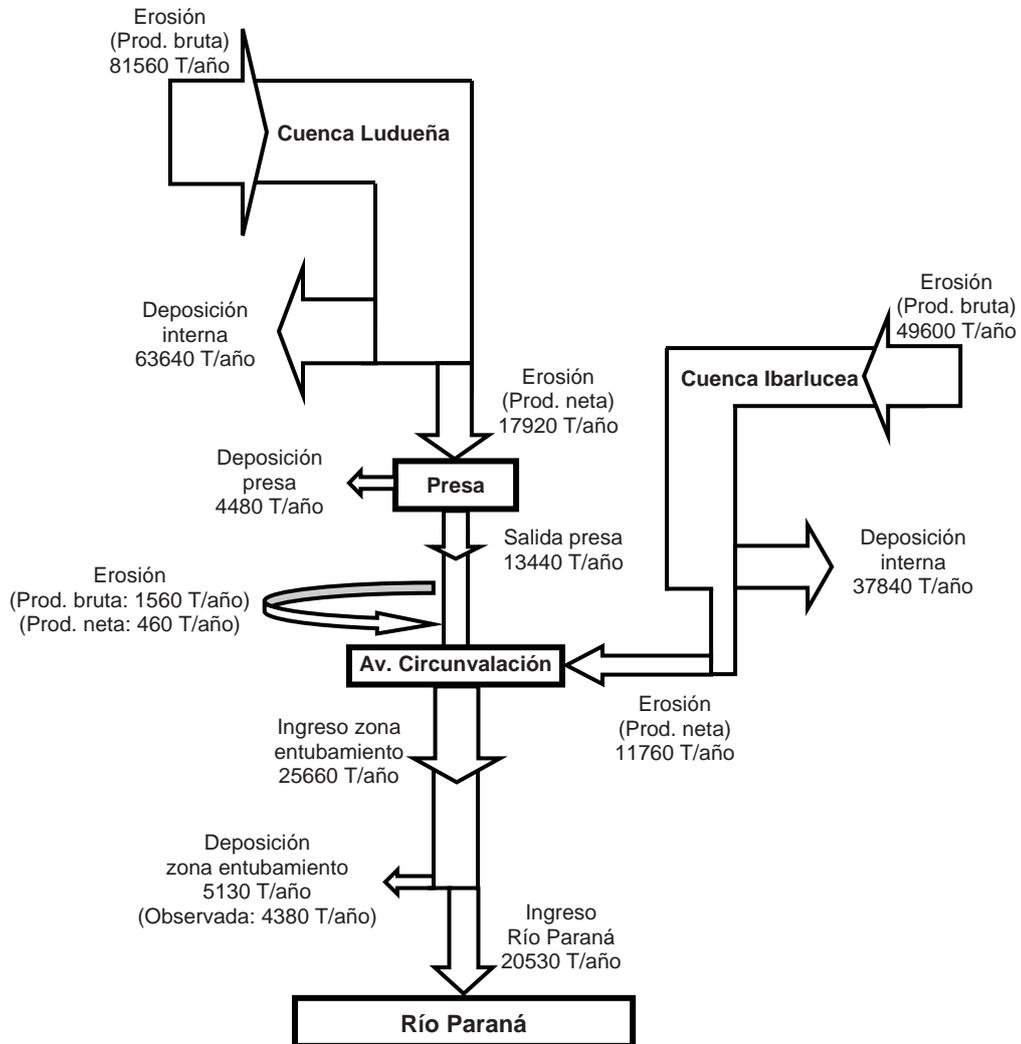


Fig. 3. Balance medio anual de sedimentos en el sistema hidrológico del A° Ludueña considerando erosión real.

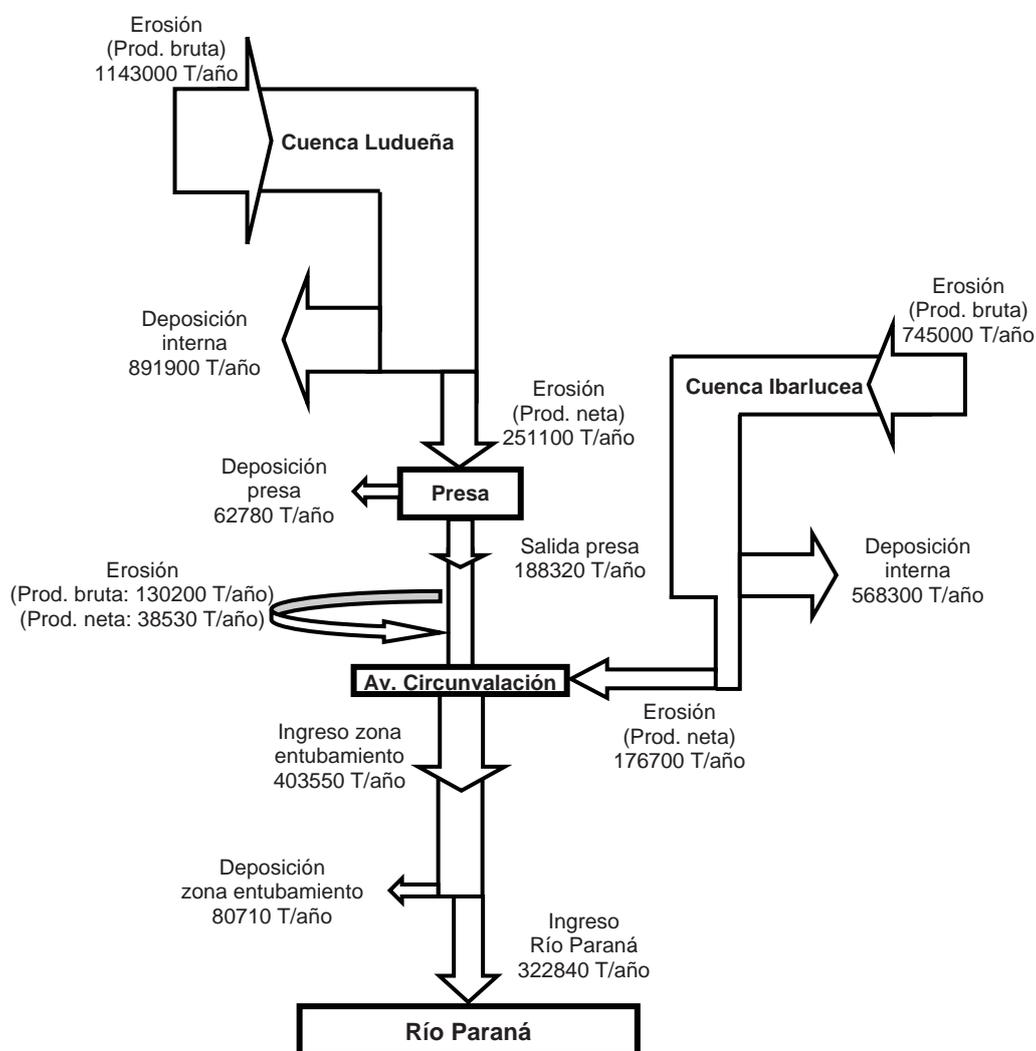


Fig. 4. Balance medio anual de sedimentos en el sistema hidrológico del A° Ludueña considerando erosión potencial ($C=1$, $P=1$).

Tabla 1. Valores estimados de erosión real y potencial por subcuencas. Sistema hidrológico A° Ludueña.

SB (i)	F _i (km ²)	Erosión real				Erosión potencial			
		A _i (T/km ² /año)	A' _i (T/año)	SY _i (T/km ² /año)	SY' _i (T/año)	A _i (T/km ² /año)	A' _i (T/año)	SY _i (T/km ² /año)	SY' _i (T/año)
1	40,5	38,6	1562,4	11,4	462,3	3214,8	130200,7	951,3	38528,2
2	25,7	55,5	1425,4	17,4	446,5	3081,3	79189,7	965,1	24804,2
3	26,3	62,9	1653,9	19,6	516,5	2517,7	66215,1	786,3	20680,5
4	6,8	47,7	324,1	17,6	119,9	2844,1	19339,6	1051,9	7152,9
5	19	130,4	2477,7	42,4	806,0	2215,1	42086,2	720,5	13689,7
6	18,8	154,2	2898,7	50,2	944,1	2458,0	46210,7	800,6	15051,2
7	29,9	198,7	5941,8	61,1	1826,2	2265,1	67726,9	696,2	20816,1
8	46,2	176,8	8168,9	51,5	2377,8	2640,2	121977,4	768,5	35505,6
9	9,4	45,9	431,5	16,3	153,2	2738,7	25743,7	972,7	9143,8
10	25,5	271,4	6920,5	85,1	2169,8	2983,6	76082,6	935,5	23854,2
11	9,4	138,7	1303,9	49,3	463,1	2636,5	24782,8	936,4	8802,5
12	37,8	348,3	13165,7	104,0	3929,7	2946,3	111370,1	879,4	33241,5
13	22,5	250,9	5646,1	79,9	1798,2	2681,0	60321,6	853,8	19210,9
14	21,6	235,3	5081,9	75,3	1626,7	2385,7	51530,2	763,7	16495,0
15	16,6	167,5	2780,9	55,4	919,9	2288,1	37982,4	756,9	12565,1
16	9,2	163,4	1503,6	58,2	535,5	2287,8	21048,0	814,8	7496,1
17	6,4	107,7	689,4	40,1	256,9	2063,2	13204,5	768,9	4920,9
18	10,3	110,4	1137,0	38,8	399,3	2629,4	27083,3	923,3	9510,3
19	10	168,6	1686,3	59,4	594,3	2342,1	23420,8	825,5	8254,7
20	34,8	250,2	8708,4	75,5	2626,3	2575,9	89640,0	776,8	27033,5
21	52,3	183,8	9613,6	52,7	2755,3	2639,5	138044,2	756,5	39564,3
22	12,1	152,6	1846,7	52,5	635,5	2853,9	34531,8	982,2	11884,2
23	16,9	191,4	3233,8	63,2	1067,4	2724,1	46037,4	899,2	15195,8
24	34,7	127,2	4413,0	38,4	1331,3	2912,2	101052,3	878,6	30486,2
25	76,8	188,8	14497,9	51,6	3960,3	3201,7	245886,9	874,6	67168,1
26	68,8	314,7	21650,2	87,2	5996,0	3462,1	238195,8	958,8	65968,0
27	4,8	142,9	685,9	55,2	265,0	2348,9	11274,6	907,4	4355,6
28	23,9	136,9	3272,4	43,3	1034,3	2845,9	68016,4	899,5	21498,7

Modelo de simulación de procesos hidro-sedimentológicos a escala de cuenca CTSS8-SEDMU

Pedro A. Basile^{(1),(3)}, **Gerardo A. Riccardi**^{(2),(3)}, **Hernán R. Stenta**^{(1),(3)} y **Erik D. Zimmermann**^{(1),(3)}

⁽¹⁾Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

⁽²⁾Consejo de Investigaciones Universidad Nacional de Rosario (CIUNR)

⁽³⁾Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura - UNR

Riobamba 245 bis, (2000) Rosario, Argentina

Telefax: 0341 4808541. E-mail: pbasile@fceia.unr.edu.ar

Resumen: La disgregación de la estructura del suelo por impacto de las gotas de lluvia, la pérdida de suelo debido al transporte ejercido por el flujo sobre el terreno y el consiguiente arrastre de materia orgánica y nutrientes induce un efecto neto de pérdida de productividad en terrenos cultivables. Por otra parte, además de este problema local, el sedimento producido y transportado por el flujo sobre el terreno puede alcanzar la red hidrográfica, en donde, dependiendo de la capacidad de transporte del flujo encauzado, puede depositarse inmediatamente o alcanzar distancias considerables hasta depositarse en planicies de inundación, embalses, canales de riego, canales de navegación, sistemas de conductos pluviales, etc. En dichas zonas el problema es la deposición del sedimento generado por la erosión hídrica a nivel de la cuenca. Asimismo, los sedimentos finos erosionados y transportados pueden adsorber sustancias contaminantes y convertir las zonas de almacenamiento en reservorios de sedimentos contaminados. En el presente trabajo se describe la formulación, implementación computacional y la aplicación del modelo CTSS8-SEDMU adecuado para evaluar la producción de sedimentos a escala temporal de eventos de crecidas mediante la ecuación universal de pérdida de suelo modificada MUSLE acoplada a un modelo hidrológico-hidráulico físicamente basado y espacialmente distribuido, con representación de propagación unidimensional del flujo encauzado y cuasi-bidimensional del flujo sobre el terreno. Mediante la aplicación del modelo se simuló el proceso de erosión real y la erosión potencial durante el evento de 3 de abril de 1994 en la cuenca del A° Ludueña. Esto permitió, para ambos escenarios simulados, estimar la erosión a escala de cuenca y evaluar la cantidad de sedimentos que ingresaron al entubamiento del A° Ludueña en la ciudad de Rosario durante dicho evento.

Palabras clave: modelación hidro-sedimentológica, erosión, sedimentación, A° Ludueña.

INTRODUCCIÓN

Los procesos de erosión relacionados con el flujo hídrico se pueden dividir en procesos de erosión superficial (o erosión en láminas) y en procesos de erosión lineal (o erosión canalizada). Tal distinción se relaciona con la conocida división que se hace en Hidrología entre el flujo superficial sobre el terreno y el flujo encauzado. Mientras el flujo sobre el terreno es responsable de la erosión superficial, extendida sobre toda la superficie de la cuenca; el flujo encauzado es responsable de la erosión lineal del lecho y de las márgenes a lo largo de los cursos de agua (Basile, 2004b). Si bien la erosión superficial y la erosión lineal se relacionan en definitiva con la lluvia, hay algunas diferencias fundamentales entre ambos procesos erosivos. La erosión superficial se produce por el impacto directo de las gotas de lluvia sobre el suelo (no adecuadamente protegido por vegetación) que origina el desmenuzamiento o disgregación de las partículas, las cuales son posteriormente transportadas por el flujo sobre el terreno hasta que se depositan en alguna depresión topográfica o alcanzan la red hidrográfica. La tasa de disgregación depende principalmente de la intensidad de lluvia, de la vegetación y de las características del suelo. La tasa de transporte depende de la escorrentía superficial (por lo tanto de la intensidad de lluvia), de la topografía y de la disponibilidad de sedimento. En cambio, la erosión lineal se vincula con la capacidad de transporte del flujo hídrico encauzado, la cual depende de la tensión de corte aplicada y de las características sedimentológicas del lecho, además, la erosión del lecho y del pie de margen (entre otros factores) pueden dar lugar a procesos de colapsos masivos debido a inestabilidad geotécnica de las márgenes (Basile; 2004b, 2005).

Entre la erosión superficial y la erosión lineal se observan formas intermedias de erosión tales como la erosión en cárcavas y la erosión en surcos. Desde un punto de vista hidrológico la erosión en cárcavas puede definirse como una forma particularmente intensa de erosión lineal, que se produce a lo largo del desarrollo de un nuevo canal, caracterizado por una capacidad de transporte excesiva respecto al suministro de sedimento de su cuenca de influencia. La erosión en surcos, en cambio, puede definirse como una forma severa de erosión superficial. Los surcos, una vez que se han formado, pueden considerarse como el estado embrionario de una cárcava.

Otros importantes procesos de erosión relacionados con la lluvia son los movimientos de masa, es decir, los procesos de remoción masiva de sedimentos tales como los deslizamientos de tierras y los flujos hiperconcentrados (flujos de detritos, flujos de barro). Los procesos de remoción en masa, típicos de zonas geográficas caracterizadas por elevados gradientes topográficos, se presentan generalmente durante eventos hidrológicos extraordinarios y generan excesivos ingresos de sedimentos en los cursos de agua (Basile, 2002).

Las consecuencias de la erosión hídrica superficial se observan in-situ a nivel local y en zonas alejadas del lugar de generación del sedimento. Los efectos a nivel local son particularmente importantes en suelos destinados a la agricultura. En efecto, la desintegración de la estructura del suelo y la pérdida de materia orgánica y nutrientes de

los horizontes superiores inducen una disminución de su productividad, lo cual conduce a un mayor gasto en fertilizantes y más tarde puede ocasionar el abandono de la agricultura en dichas tierras (Pimentel *et al.*, 1995; Crosson, 1997). Además de este problema local, generado por la erosión a nivel de cuenca, existe el problema creado por la deposición de dicho sedimento en zonas alejadas, tales como, planicies de inundación, embalses, canales de riego, canales de navegación, sistemas de conductos pluviales, etc. (Clark, 1985; Boardman *et al.*, 1994; Verstraeten *et al.*, 1999; Basile *et al.*, 2005a,b). Asimismo, los sedimentos finos son susceptibles de adsorber sustancias contaminantes, como agroquímicos, etc., lo cual puede inducir un incremento de los niveles de nitrógeno y fósforo en los cuerpos de agua receptores y desencadenar procesos de eutrofización (Steege *et al.*, 2001).

Para estimar la erosión hídrica a nivel de cuenca se emplean generalmente modelos matemáticos. Los modelos matemáticos para el pronóstico de erosión hídrica pueden ser clasificados en (i) empíricos, (ii) físicamente basados o (iii) una combinación de los dos primeros (Sun *et al.*, 2002). Una revisión de estos modelos ha sido recientemente realizada por Singh *et al.* (2002) y Borah *et al.* (2003). Por otra parte, en función de la escala temporal para la cual han sido desarrollados, algunos modelos permiten estimar la erosión producida por un evento hidrológico particular, otros permiten la simulación continua y otros evalúan la erosión media anual a largo plazo. Entre los modelos por eventos pueden mencionarse: ANSWERS (Beasley *et al.*, 1980), AGNPS (Young *et al.*, 1987), KINEROS (Woolisher *et al.*, 1990), CASC2D-SED (Julien *et al.*, 2002), EROSET (Sun *et al.*, 2002), PSED (Ching-Nuo Chen *et al.*, 2006). Algunos modelos de simulación continua son: ANSWERS-Continuous (Bouraoui *et al.*, 1996), SHESED (Wicks *et al.*, 1996), SWAT (Arnold *et al.*, 1998; Neitsch *et al.*, 2002), AnnAGNPS (Bingner *et al.*, 2001), InHM (Heppner *et al.*, 2005) y para estimación de la erosión media anual tenemos: WaTEM/SEDEM (Van Rompaey *et al.*, 2001), EROSUP-U (Basile *et al.*, 2005a).

En este trabajo se presenta el desarrollo, la implementación computacional y la aplicación del modelo CTSS8-SEDMU adecuado para evaluar la producción de sedimentos mediante la ecuación universal de pérdida de suelo modificada (MUSLE) acoplada al modelo hidrológico-hidráulico CTSS8. Mediante la aplicación del modelo se simuló el proceso de erosión superficial real y la erosión superficial potencial durante el evento del 3 de abril de 1994 en la cuenca del A° Ludueña. Esto permitió, para ambos escenarios simulados, estimar la erosión a escala de cuenca, evaluar la cantidad de sedimentos que ingresaron al entubamiento del A° Ludueña en la ciudad de Rosario durante dicho evento.

MODELO HIDRO-SEDIMENTOLÓGICO CTSS8-SEDMU

El modelo hidrológico-hidráulico, físicamente basado y espacialmente distribuido, CTSS8 (Riccardi, 2000) está basado en los esquemas de celdas originalmente propuestos por Cunge (1975). En sucesivas investigaciones se ha ampliado el campo de aplicación original (Riccardi, 1995, 1997 y 2000). Actualmente, el CTSS8 permite la simulación de

escurrimiento superficial multidireccional en ambientes rurales y urbanos. En cada celda de discretización es posible plantear el ingreso de flujo proveniente de precipitación neta, aporte de caudales externos e intercambio de caudales con celdas adyacentes. El modelo ha sido desarrollado para la simulación numérica a escala temporal de eventos. El escurrimiento superficial puede ser propagado mediante un espectro de leyes de descarga entre celdas, las cuales han sido derivadas a partir de la ecuación dinámica de Saint Venant. El sistema permite realizar una representación de propagación unidimensional del flujo encauzado y cuasi-bidimensional del flujo sobre el terreno. Para contemplar condiciones de flujo particulares se utilizan leyes de descarga específicas para puentes, vertederos, alcantarillas, etc.. En el caso de simulación numérica en ambientes urbanos se incorporan leyes de descarga para tránsito hidrodinámico en conductos a presión, uniones entre celdas de tipo sumidero, compuerta y bombeo. El CTSS8 es operado desde una plataforma computacional desarrollada en entorno de Windows® (Rentería *et al.*, 2003; Stenta *et al.*, 2005). Al modelo CTSS8 se le ha acoplado la ecuación universal de pérdida de suelo modificada MUSLE. De esta manera, es posible evaluar el proceso de erosión hídrica a escala espacial de subcuencas y a escala temporal de eventos de crecidas utilizando la información hidrodinámica generada con el modelo hidrológico-hidráulico CTSS8. El nuevo modelo se ha denominado CTSS8-SEDMU y las ecuaciones gobernantes se describen sintéticamente a continuación.

Ecuación de Continuidad

La ecuación de continuidad se plantea en cada celda, a partir de la definición del incremento del volumen de agua almacenada desde consideraciones geométricas y desde condiciones de descarga:

$$A_{S_i} \frac{\partial z_i}{\partial t} = P_i(t) + \sum_{k=1}^j Q_{k,i} \quad (1)$$

donde $P_i(t)$ es lluvia, interceptación, almacenamiento superficial, infiltración e intercambio externo de caudales (m^3/s) en la celda i ; A_{S_i} y z_i son respectivamente el área mojada superficial (m^2) y el nivel de agua (m) en celda i y $Q_{k,i}$ caudal intercambiado (m^3/s) entre las celdas k e i .

Leyes de descarga entre celdas

Unión Cinemática: Se utiliza cuando la información hidrodinámica se propaga solamente hacia delante y supone un balance entre las fuerzas de fricción y gravedad exclusivamente. Se deriva despreciando los términos asociados a fuerzas de inercia y de presión hidrostática en la ecuación de momentum de Saint Venant. Es decir, se trata de una ecuación de flujo uniforme donde el caudal queda expresado como:

$$Q_{k,i}^{(n)} = K_{k,i} S_{0k,i}^{1/2} \quad (2)$$

donde $S_{0\ k,i}$ es la pendiente longitudinal de la vinculación entre las celdas k e i (-) y $K_{k,i}$ es el factor de conducción (m^3/s) dado por:

$$K_{k,i} = \frac{1}{\eta} R_{k,i}^{2/3} A_{t_{k,i}} \quad (3)$$

donde $R_{k,i}$ y $A_{t_{k,i}}$ son respectivamente el radio hidráulico (m) y el área transversal (m^2) de la vinculación entre las celdas k e i y η es el coeficiente de rugosidad de Manning ($s/m^{1/3}$).

Unión tipo Río Simple: Se utiliza para escurrimientos con preponderancia de las fuerzas de presión hidrostática, gravedad y fricción. El caudal se deduce a partir de la discretización de la ecuación completa de momentum considerando flujo con fuerzas inerciales despreciables:

$$Q_{k,i}^{(n)} = \text{signo} \left[z_k^{(n)} - z_i^{(n)} \right] \frac{K_{k,i}}{\sqrt{\Delta x_{k,i}}} \sqrt{|z_k^{(n)} - z_i^{(n)}|} \quad (4)$$

donde $\Delta x_{k,i}$ es la distancia entre centros de celdas k e i y z_k el nivel de agua en celda k . Las restantes variables fueron definidas anteriormente.

Asimismo, en el modelo se pueden utilizar Uniones tipo Río Cuasi-Dinámica y Dinámica deducidas a partir de la ecuación completa de momentum, las cuales son aplicadas principalmente al tránsito unidimensional de flujo encauzado.

Unión tipo Vertedero: Representa vinculaciones donde se evidencia un límite físico como terraplenes de rutas, vías, etc. Se utiliza la ecuación de vertederos de cresta ancha para descarga libre:

$$Q_{k,i}^{(n)} = \mu_1 b \sqrt{2g} \left[z_k^{(n)} - z_i^{(n)} \right]^{3/2} \quad (5.a)$$

y para descarga ahogada:

$$Q_{k,i}^{(n)} = \mu_2 b \sqrt{2g} \left[z_k^{(n)} - z_w \right] \sqrt{z_k^{(n)} - z_i^{(n)}} \quad (5.b)$$

donde z_w y b son la cota de cresta y longitud del vertedero respectivamente y μ_1 , μ_2 son los coeficientes de descarga de vertedero libre y ahogado respectivamente.

Unión tipo Puente: Se utiliza la expresión de caudal para vertederos de cresta ancha con escalón de fondo nulo y coeficiente de descarga según Chow (1959) para flujo a través de constricciones.

Por razones de espacio no se presentan las leyes de descarga que contemplan condiciones de borde internas especiales (pérdida de carga en expansiones bruscas, secciones de control, etc.), ni las utilizadas principalmente en la simulación en ambientes urbanos.

Descarga sólida por subcuencas

La erosión superficial por subcuenca, agregada temporalmente a escala de un evento, se determina mediante el submodelo SEDMU, el cual se basa en la ecuación universal de pérdida de suelos modificada MUSLE (Williams, 1975; Neitsch *et al.*, 2002). El factor de erosividad de lluvia de USLE es reemplazado por el factor de escorrentía, el cual se define como una función del caudal pico y del correspondiente volumen de escurrimiento de la crecida. La producción neta de sedimentos para una subcuenca genérica j se expresa como:

$$SY_j = \alpha (V Q_p)_j^\beta K_j LS_j C_j P_j \quad (6)$$

donde SY_j es la producción neta de sedimentos en toneladas métricas (T); Q_p es el caudal pico del evento en (m^3/s) y V es el correspondiente volumen de escurrimiento en (m^3); el coeficiente $\alpha=11,8$; el exponente $\beta=0,56$ y K_j , LS_j , C_j y P_j son respectivamente los factores de erosionabilidad del suelo, topografía, cobertura vegetal y prácticas conservacionistas para control de erosión, similares a los definidos en la ecuación universal de pérdida de suelos (Basile *et al.*, 2005a).

La ecuación (6) es empírica y estima exclusivamente la erosión superficial, es decir, no contempla los procesos de erosión del flujo encauzado (erosión de lecho y márgenes) ni obviamente los aportes debidos procesos de remoción masiva de sedimentos (deslizamientos, flujos de detritos, etc.).

La estructura de la ec. (6) es similar a la estructura de la ecuación de transporte de sedimentos a escala temporal de un evento de crecida obtenida por Basile (2004a) a partir de la integración del transporte instantáneo sobre la duración del hidrograma. En (6) los factores de erosividad por escorrentía, de erosionabilidad de suelo y topográfico son similares respectivamente a los factores hidrológico, sedimentológico y morfológico derivados por Basile (2004a). En particular, el factor hidrológico se representa por el producto entre el caudal pico y el volumen del hidrograma, ambos elevados a sendos coeficientes; en manera análoga al factor de erosividad por escorrentía expresado en (6).

Formulación numérica

Para la resolución numérica de la hidrodinámica se utiliza un esquema implícito (Cunge, 1975) del tipo:

$$As_i \frac{\Delta z_i}{\Delta t} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^{(n)} + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_i} \Delta z_i + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_k} \Delta z_k \quad (7)$$

donde las funciones As_i , P_i y $Q_{k,i}$ son conocidas en el tiempo $t=n\Delta t$ y los incrementos Δz_i y Δz_k son las incógnitas, j es la cantidad de celdas vinculadas a la celda i .

La resolución numérica se realiza mediante un algoritmo matricial basado en el método de Gauss-Seidel. Las condiciones de borde posibles de imponer son: a) Cota de agua en función del tiempo: $z(t)$; b) Caudal en función del tiempo: $Q(t)$ y c) Relación cota - caudal: $Q = f(z)$. El modelo requiere las alturas de agua iniciales en todas las celdas, y si se utilizan uniones tipo río dinámicas deben definirse los caudales iniciales en tales vinculaciones.

APLICACIÓN DEL MODELO HIDRO-SEDIMENTOLÓGICO

Breve descripción del área de estudio

La cuenca del A° Ludueña se encuentra ubicada en el sur de la provincia de Santa Fe (Argentina) y comprende parte de la ciudad de Rosario y un grupo de 8 poblaciones (Figura 1). Su red de cursos permanentes y transitorios tiene una longitud de aproximadamente 120 km y los cauces se desarrollan sobre suelos cohesivos altamente resistentes a la erosión inducida por el flujo encauzado (Riccardi *et al.*, 2005). El área de la cuenca es de 717 km², con una pendiente media de 1 ‰. Los horizontes superiores de los suelos preponderantes en la cuenca pueden clasificarse texturalmente como franco limosos, con porcentajes promedios de arena muy fina entorno al 6%, arcilla 21% y limo 73%, el porcentaje promedio de materia orgánica es de alrededor del 2%. La sección de control corresponde al cruce del arroyo con el puente de la Av. Circunvalación en la ciudad de Rosario. El caudal base es de 0,5 m³/s y el caudal medio anual es de 2,7 m³/s, habiéndose observado caudales picos del orden de los 400 m³/s durante la crecida del año 1986. Los hidrogramas para crecidas ordinarias, registrados en dicha sección, muestran un tiempo de base de alrededor de 60 horas y tiempos al pico del orden de las 30 horas. La carga sólida se compone en su totalidad de sedimentos finos transportados como carga de lavado (wash load). Las concentraciones de sólidos suspendidos para caudales líquidos ordinarios, medidas recientemente en el puente de Av. Circunvalación, varían entre 10 ppm y 700 ppm en peso. Por tratarse de un sistema hidrológico de llanura, en el A° Ludueña los procesos de remoción masivos están descartados. Por otra parte, el aporte correspondiente a los procesos de erosión debido al flujo encauzado pueden considerarse mucho menores que los producidos por erosión superficial (Basile *et al.*, 2005b).

La cuenca presenta una serie de intervenciones antrópicas tales como terraplenes de rutas y ferrocarriles, alcantarillas, puentes, presa de retención de crecidas, etc. La cuenca del A° Ludueña propiamente dicho se desarrolla casi enteramente al sur de la Ruta Nacional N° 9 (RN9), mientras que, al norte de dicha ruta se desarrolla el sistema formado por el canal Ibarlucea y el canal Salvat. La presa retardadora de crecidas se ubica

aproximadamente 1 km aguas arriba de la intersección del A° Ludueña con la RN9. El área de aporte que delimita el cierre de la presa es de 440 km² aproximadamente. El embalse creado por el cierre se encuentra normalmente vacío. La presa retardadora de crecidas entró en funcionamiento en el año 1995. En inmediaciones del cruce del A° Ludueña con la Av. de Circunvalación de Rosario (6 km aguas abajo de la intersección con la RN9) el arroyo recibe el aporte de la cuenca del canal Ibarlucea (sistema formado por el canal Ibarlucea y el canal Salvat) cuya área de aporte es de aproximadamente 240 km². Aguas abajo de la Av. de Circunvalación el A° Ludueña recorre zonas densamente pobladas de la ciudad de Rosario hasta desembocar en el río Paraná. En parte de este recorrido urbano el arroyo se encuentra entubado en un tramo de 1,5 km mediante 5 grandes conductos subterráneos cuya capacidad global de conducción es de 300 m³/s aproximadamente. El sistema de grandes conductos está constituido por una obra de embocadura de donde salen 5 conductos, uno de los cuales acomete en uno mayor aguas abajo, llegando a la obra de desembocadura 4 conductos. El tramo desde la desembocadura del entubamiento hasta la desembocadura en el río Paraná tiene una longitud de 0,8 km aproximadamente.

Descripción de la problemática asociada a la producción de sedimentos en la cuenca

Los sedimentos erosionados en la cuenca, además de degradar la potencialidad productiva de los suelos, contribuyen con los procesos de sedimentación que se verifican actualmente en la presa de retención de crecidas y en las zonas de los entubamientos del arroyo Ludueña en la ciudad de Rosario. En efecto, parte de los sedimentos generados en la cuenca del A° Ludueña propiamente dicho son retenidos por la presa y contribuyen con el proceso de sedimentación a largo plazo del vaso de la misma. Evaluaciones de erosión y sedimentación realizadas con el modelo EROSUP-U (Basile *et al.*, 2005a) han evidenciado que la capacidad de almacenamiento de la presa no se ve sustancialmente afectada por el proceso de sedimentación a largo plazo, incluso para aportes sólidos máximos evaluados considerando la erosión potencial. Esto se debe a la baja eficiencia de atrape de sedimentos que presenta la presa, justificada por la modalidad de transporte de los sedimentos extremadamente finos aportados por la cuenca de influencia, los cuales, al estar el embalse normalmente vacío (bajos tiempos de retención) pueden alcanzar con cierta facilidad los descargadores de fondo no regulados que posee la presa.

Por lo tanto, los conductos del entubamiento pueden ser sujetos a un severo proceso de sedimentación. En efecto, los sedimentos que pasan a través de las estructuras de descarga de la presa y los sedimentos generados en el sector de la cuenca comprendido entre la presa y la Av. Circunvalación se suman a los sedimentos producidos por la cuenca del canal Ibarlucea. Dicha carga sólida ingresa a la zona de la embocadura de los entubamientos del A° Ludueña en la ciudad de Rosario, localizados aproximadamente 2 Km aguas arriba de la desembocadura en el río Paraná. Esta última zona funciona como una suerte de embalse, espontáneamente regulado por las fluctuaciones de niveles hidrométricos del río Paraná, lo cual induce la deposición de una parte de los sedimentos que ingresan, mientras que, la parte restante se descarga en el río Paraná.

Implementación del modelo

El modelo se utilizó para simular un evento de crecida producido por la lluvia extraordinaria del 03/04/1994. El total medio precipitado sobre la cuenca del A° Ludueña en esa ocasión fue de 155 mm, con una lluvia neta de 106 mm y un caudal máximo de 200 m³/s en la sección de Av. Circunvalación.

Para implementar el modelo se utilizaron hietogramas provenientes de tres estaciones de la cuenca (Rosario Aeropuerto, Despacho Nacional de Cargas e Ibarlucea), además, se contó con los limnigramas registrados en las estaciones del Golf Club y de Av. Circunvalación. En la Figura 2 se observa la localización de las distintas estaciones y en las Figuras 3 a 5 se presentan los hietogramas correspondientes a cada estación. Como información adicional de lluvias se contó con la pluviometría de las estaciones Zavalla y Coronel Arnold. La lluvia neta se estimó en base a la operación del modelo de simulación para áreas de llanuras SHALL3 (Zimmermann, 2000) el cual fue calibrado oportunamente.

Para constituir el modelo hidrológico-hidráulico se ensayaron diferentes discretizaciones topológicas y espaciales en busca del mejor grado de detalle alcanzable con la información disponible, considerando principalmente los trazados de las vías de comunicación con importantes terraplenamientos, los cursos principales y cañadones secundarios, las obras de arte (alcantarillas y puentes) y la dinámica hídrica superficial observada en crecidas históricas. La cuenca se discretizó con 779 celdas, quedando conformadas 1473 vinculaciones (Figura 6). En la sección de control de Av. Circunvalación se especificó la condición de borde mediante una relación nivel hidrométrico-caudal. Una vez discretizado espacialmente el dominio se procedió a digitalizar la información proveniente de curvas de nivel de la cuenca con lo que se determinaron las cotas de fondo de cada celda. Con esta primer discretización se simularon crecidas considerando la unión de tipo valle-valle como única vinculación posible. Una vez que se constató la conectividad entre las celdas se incorporaron las celdas correspondientes a los canales y al arroyo. Posteriormente se incorporaron las alcantarillas y terraplenes viales y ferroviarios.

En cada etapa se realizaron corridas de prueba y se realizaron controles de continuidad, celeridad de onda, ausencia de inestabilidades y otras perturbaciones numéricas asociadas al flujo hídrico. Debe destacarse el hecho que, al trabajar con este tipo de dominio de cálculo, es necesario constituir el modelo en etapas y ejecutar simulaciones de prueba en cada una de ellas para poder ejercer un control efectivo sobre los parámetros de flujo calculados. En el proceso de calibración del modelo para el escurrimiento superficial se ajustaron los coeficientes de rugosidad de Manning de las celdas y los coeficientes de gasto en puentes y alcantarillas. En las celdas valle los valores de η variaron entre 0,1 y 0,15; en las celdas del curso principal η varió entre 0,035 y 0,050; mientras que, en las celdas de los cursos secundarios el mismo varió entre 0,040 y 0,060. Los coeficientes de gasto en puentes y alcantarillas variaron entre 0,6 y 0,9.

A los efectos del cálculo de la erosión se conformaron 7 subcuencas en el sector de A° Ludueña propiamente dicho, 3 subcuencas en el sector del canal Ibarlucea y 2 subcuencas en el sector del canal Salvat (Figura 2). La erosionabilidad del suelo se determinó utilizando datos sobre las características texturales de los suelos de la cuenca, derivados de cartas de suelos del INTA y empleando las ecuaciones definidas en el modelo EROSUP-U (Basile *et al.* 2005a). Los valores de K obtenidos variaron entre 0,3 y 0,33. Los parámetros geomorfológicos para cada subcuenca se determinaron a partir de información digitalizada de curvas de nivel con equidistancia de 2,5 m, red de cursos permanentes y temporarios en CAD.

Los valores promedios anuales del factor asociado a la cobertura vegetal C, determinados en función de datos de NDVI (Basile *et al.* 2005a), fueron convertidos en valores diarios mediante la metodología utilizada en el modelo SWAT 2000 (Neitsch *et al.*, 2002). Los valores obtenidos variaron entre 0,2 y 0,4. Para calcular la erosión superficial potencial a cada subcuenca se le asignó un valor de C=1. Para caracterizar las diversas prácticas de manejo y para estimar la erosión superficial real se especificó un valor promedio del factor de prácticas conservacionistas P igual a 0,6 para cada subcuenca. Mientras que, para estimar la erosión superficial potencial en cada subcuenca el mismo se especificó igual a la unidad.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

En la Figura 7 se presentan los hidrogramas calculados en Av. Circunvalación y en el Golf Club, conjuntamente con los hidrogramas observados durante el evento del 03/04/1994. El limnógrafo en el Golf Club, debido a un mal funcionamiento, solo registró la parte final de la rama descendente del hidrograma. En los hidrogramas calculados se nota que el modelo genera una curva de descenso más empinada que la observada, lo cual se atribuye directamente a la incertidumbre acerca de los mecanismos reales de almacenamiento a escala de subgrilla. Sin embargo, considerando el nivel de detalle adoptado, los resultados obtenidos con el modelo son igualmente muy satisfactorios. Además, es necesario resaltar las capacidades del modelo para simular los procesos hidrodinámicos en forma espacialmente distribuida y multidireccionalmente, lo cual permite representar en forma adecuada los procesos propagatorios en áreas de llanura fuertemente antropizadas.

En la Tabla 1 se presentan los valores de caudales pico y volúmenes de escurrimiento conjuntamente con la producción neta y la producción neta específica de sedimentos para cada subcuenca, considerando la erosión real y la erosión potencial. La erosión neta específica calculada para el caso de erosión real, asociada al evento del 03/04/1994, varió entre 20 y 410 T/km² y para el caso de erosión potencial, la misma varió entre 81 T/km² y 1967 T/km².

En la Figura 8 se observa que, considerando el proceso de erosión real, el aporte total de sedimentos en Av. Circunvalación es de 63756 T. Dicho aporte total puede descomponerse en 37763 T (aproximadamente el 60%) proveniente del Ludueña

propiamente dicho y el restante 40 % aproximadamente, es decir, 25993 T proveniente del canal Ibarlucea-Salvat. La concentración de sedimentos media estimada para el evento, inmediatamente aguas abajo de Av. Circunvalación, es de 838 ppm en peso.

Si bien no se cuentan con mediciones de transporte de sedimentos en suspensión durante dicho evento, es posible establecer algunas comparaciones con valores de referencia obtenidos en evaluaciones precedentes y mediciones recientes de concentración de sedimentos en suspensión en la sección de Av. Circunvalación. En dicha sección, la producción neta media anual evaluada con el modelo EROSUP-U, oportunamente calibrado con el volumen observado de sedimentos depositados en el entubamiento del A° Ludueña en un período de 8 años, es de 30144 T con el 61% proveniente del Ludueña y el 39% proveniente del Ibarlucea-Salvat (Basile *et al.*, 2005a). La producción neta estimada con el presente modelo para el evento es casi 2,1 veces mayor que este valor. A fines comparativos es válido utilizar este valor ya que el modelo EROSUP-U estima la producción neta media anual a largo plazo, es decir, promediada en un período de diez o más años. Mientras que, la producción neta estimada con el presente modelo se corresponde con un evento extraordinario ocurrido en un año particular y es verosímil que la misma se posicione por encima de la media anual. Por otra parte, mediciones recientes realizadas en Av. Circunvalación muestran que, para caudales ordinarios, la concentración instantánea de sedimentos en suspensión varía entre 10 y 700 ppm en peso. La concentración de sedimentos en suspensión media para el evento, calculada en función del aporte sólido total y el volumen del hidrograma, es de 838 ppm en peso. Por lo tanto, para dicho evento se han verificado valores instantáneos por encima y por debajo de tal valor, los cuales son verosímiles si se comparan con los valores medidos y se considera que los caudales máximos del evento fueron extraordinarios.

Considerando el proceso de erosión potencial el aporte total de sedimentos en Av. Circunvalación es de 363197 T. Dicho aporte total se discrimina en 229813 T (aproximadamente el 63%) correspondiente al A° Ludueña propiamente dicho y el 37 % restante, es decir, 133384 T correspondiente al canal Ibarlucea-Salvat (Figura 9). En este caso, la concentración de sedimentos media estimada para el evento, inmediatamente aguas abajo del puente de Av. Circunvalación, es de 4775 ppm en peso. Es necesario señalar que se trata del aporte máximo que pudiera haber ocurrido durante el evento si, en toda la cuenca, el suelo se hubiera encontrado desnudo, sin cobertura vegetal y no se hubieran implementado medidas de control conservacionista del suelo. Considerando la correspondiente concentración calculada y en función de las mediciones realizadas recientemente, puede aseverarse que se trata de una concentración media extremadamente elevada para el sistema hidrológico del A° Ludueña.

CONCLUSIONES

El modelo hidro-sedimentológico CTSS8-SEDMU presentado en el trabajo es apropiado para simular los procesos de escurrimiento superficial en forma físicamente basada y espacialmente distribuida y el aporte sólido en forma empírica y agregado a escala de subcuenca.

Muchos de los modelos hidro-sedimentológicos mencionados en la introducción del trabajo representan la hidrodinámica en forma simplificada a través de la implementación de modelos propagatorios unidimensionales del tipo de tránsito directo, de tránsito hidrológico o de onda cinemática. Tal representación de los procesos propagatorios para el flujo sobre el terreno y encauzado no es adecuada en zonas de llanura fuertemente antropizadas, donde el escurrimiento es condicionado por terraplenamientos viales y ferroviarios, alcantarillas, puentes, etc.. Por un lado, tal abordaje no permite la transmisión de información hidrodinámica hacia aguas arriba y, por el otro, en numerosas situaciones la unidimensionalidad no es representativa del patrón de escurrimiento real. Efectivamente, como ha sido constatado en la simulación con el presente modelo, durante el evento dichas estructuras producen remansos que afectan las variables del flujo hasta distancias considerables aguas arriba. Además, cuando los cursos de agua desbordan la dinámica del escurrimiento en la zona del valle adopta características preponderantemente bidimensionales.

El modelo ha permitido reproducir satisfactoriamente los hidrogramas observados durante el evento del 03/04/1994 y obtener parámetros de flujo adecuados para evaluar la producción neta de sedimentos en diferentes secciones del sistema hidrológico del A° Ludueña, considerando tanto el proceso de erosión real como la erosión potencial. Los valores de producción neta de sedimentos estimados con el modelo son aceptables y entran dentro de los rangos posibles de acuerdo al comportamiento sedimentológico de la cuenca.

Para incrementar la capacidad predictiva del modelo, en lo referido a procesos de erosión/sedimentación, y aprovechando las potencialidades de simulación de parámetros de flujo hídrico que posee actualmente, es necesario avanzar en el desarrollo del mismo incorporando la representación físicamente basada y espacialmente distribuida de los procesos de producción y tránsito de sedimentos.

BIBLIOGRAFÍA

- Arnold, J.G.; R. Srinivasan; R.S. Muttiah and J.R. Williams (1998). "Large-area hydrologic modeling and assessment: Part I. Model development". *Journal of American Water Resources Association*, 34(1), 73-89.
- Basile, P.A. (2002). *Simulación Numérica de Eventos Hidro-Sedimentológicos Extremos en Ambientes Fluviales Montanos y Pedemontanos*. Cuadernos del CURIHAM, Vol. 8, N° 1, pp. 11-25, 2002. ISSN 15142906. Latindex N° 1715.
- Basile, P.A. (2004a). Transporte de Sedimentos a Distintas Escalas Temporales. XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, 2004, San Pablo. CD-Rom p. T1-T10.
- Basile, P.A. (2004b). *El Sistema Fluvial*. En: Pedro A. Basile (Org.). Geomorfología e Hidráulica Fluvial. Capítulo 1 del libro electrónico Geomorfología e Hidráulica Fluvial. Medio de divulgación: Internet; Sitio: <http://c-virtual.fceia.unr.edu.ar>.
- Basile, P.A. (2005). "Modelación de la Erosión de Márgenes por Mecanismo de Colapso Masivo Asociado a Falla Plana". XX Congreso Nacional del Agua y III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Mendoza. CONAGUA 2005. CD-Rom ISBN: 9872214301.
- Basile, P.A.; G. Riccardi y H. Stenta (2005a). "Modelación de la Producción de Sedimentos a Escala de Cuenca en el Sistema del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina". XX Congreso Nacional del Agua,

- Mendoza. CD-Rom ISBN: 9872214301.
- Basile, P.A.; G. Riccardi; H. Stenta y M. Garcia (2005b). “*Evaluación de Procesos de Erosión/Sedimentación en el Sistema Hidrológico del A° Ludueña*”. II Simposio Regional Sobre Hidráulica de Ríos, Neuquén.
- Beasley, D.B.; L.F. Huggings and E.J. Monke (1980). “*ANSWERS: A model for watershed planning*”. Transactions of the ASAE , 23(4), 938-944.
- Bingner, R.L. and F.D. Theurer (2001). *AnnAGNPS Technical Processes: Documentation Version 2*.
- Boardman, J.; L. Ligneau; A. De Roo and K. Vandaele (1994). “*Flooding of property by runoff from agricultural land in northwestern Europe*”. *Geomorphology* 10, 183-196.
- Borah D.K. and M. Bera (2003). “*Watershed-Scale Hydrologic and Nonpoint-Source Pollution Models: Review of Mathematical Bases*”. Transactions of the ASAE. Vol. 46(6), 1553-1556.
- Bouraoui, F. and Dillaha (1996). “*ANSWERS: Runoff and sediment transport model*”. *Journal of Environmental Engineering*, 122(6), 493-502.
- Ching-Nuo Chen; Chih-Heng Tsai and Chang-Tai Tsai (2006). “*Simulation of sediment yield from watershed by physiographic soil erosion-deposition model*”. *Journal of Hydrology* (2006), 327, 293-303.
- Chow, Ven Te (1959). *Open channel hydraulics*. McGraw-Hill Education (31 Dec. 1959), 692 p. ISBN: 007085906X.
- Clark, E.H. (1985). “*The off-site costs of soil erosion*”. *Journal of Soil and Water Conservation* 40, 19-22.
- Crosson, P. (1997). “*Will erosion threaten agricultural productivity?*”. *Environment* 39, 4-5.
- Cunge, J. (1975) “*Two Dimensional Modelling of Flood Plains*”. Cap. 17 Unsteady flow in open channels (Ed. K. Mahmood and V. Yevjevich). Water Resources Publications, Fort Collins.
- Hepner, C.S.; Q. Ran; J.E. VanderKwaak and K. Loague (2005). “*Adding sediment transport to the integrated hydrology model (InHM): Development and testing*”. *Advances in Water Resources* 29 (2006) 930-943.
- Julien, P. and R. Rojas (2002). “*Upland Erosion Modeling with CASC2D-SED*”. *International Journal of Sediment Research*, ISSN 1001-6279, 17 (4), 265-274.
- Neitsch, S.L.; Arnold, J.G.; Kiniry, J.R.; Williams, J.R.; King, K.W. (2002). *SWAT, Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation. Version 2000*. Texas Water Resources Institute, Collage Station, Texas. TWRI Report TR-191.
- Pimentel, D.; C. Harvey; P. Resosudarmo; K. Sinclair; D. Kurz; M. McNair; S. Crist; L. Shpritz; L. Fitton; R. Saffouri and R. Blair (1995). “*Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits*”. *Science* 267, 1117-1123.
- Rentería J.P. y H. Stenta (2003). *Desarrollo de soporte computacional interactivo para sistema de simulación hidrológica superficial*. Tesis de Grado Ingeniería Civil. FCEIA-UNR. Rosario, Argentina.
- Riccardi, G. (1997). “*The mathematical modelling for the delimitation of inundation risk zones*”. Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty. IAHS Publication Nro 240, ISSN 0144-7815, Wallingford, pp.127-136.
- Riccardi, G. (2000) “*Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos*”. Tesis Doctoral, FCEFYN, UNC, Córdoba.
- Riccardi, G.; E. Zimmermann, y R. Maurig (1995). “*Mathematical Modelling of flood for the delimitation of zones with inundation risk*”. *International Symp. on Runoff Computations for Water Projects*, IAHS, San Petesburgo.
- Riccardi, G.; P.A. Basile; H. Stenta; G. Riesco y P. Baglietto (2005). “*Ajuste Regional de Predictores de Erosión en Lechos Cohesivos*”. XX Congreso Nacional del Agua y III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Mendoza. CONAGUA 2005. CD-Rom ISBN: 9872214301.
- Singh V.P. y Woolisher, D.A. (2002). “*Mathematical Modeling of Watershed Hydrology*”. *Journal of Hydrologic Engineering*, ISSN 1084-0699, 7 (4), 270-292.

- Steege, A.; G. Govers; L. Takken; J. Nachtergaele; J. Poesen and R. Merckx (2001). "Factors controlling sediment and phosphorous export from two Belgian agricultural catchments". *Journal of Environmental Quality* 30, 1249-1258.
- Stenta, H.; J.P. Rentería y G. Riccardi. (2005). "Plataforma computacional para gestión de información en la simulación hidrológica-hidráulica del escurrimiento superficial". XX Congreso Nacional del Agua, Mendoza. CD-Rom ISBN: 9872214301.
- Sun, H.; P.S. Cornish and T.M. Daniell (2002). "Contour-based digital elevation modeling of watershed erosion and sedimentation: Erosion and sedimentation estimation tool (EROSET)". *Water Resources Research*, Vol. 38, N°11, 1-10.
- Van der Knijff, J. M.; Jones, R.J.A. y Montanarella, L. (2000) *Soil erosion risk assessment in Italy*. European Soil Bureau. Joint Research Center of the European Commission.
- Van Rompaey, A.J.J.; G. Verstraeten; G. Govers and J. Poesen (2001). "Modeling mean annual sediment yield using a distributed approach". *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 481-494.
- Verstraeten, G. and J. Poesen (1999). "The nature of small-scale flooding, muddy floods and retention pond sedimentation in central Belgium". *Geomorphology* 29, 275-292.
- Wicks, J.M. and J.C. Bathurst (1996). "SHESED: a physically based, distributed erosion and sediment yields component for the SHE hydrological modelling system". *Journal of Hydrology* (1996), 175, 213-238.
- Williams J.R. (1975). "Sediment yield prediction with universal equation using runoff energy factor". Sediment Yield Workshop, USDA Sedimentation Laboratory, pp. 244-252.
- Woolisher, D.A.; R.E. Smith and D.C. Goodrich (1990). *KINEROS, A Kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual*. USDA, Ag. Res. Service, Rep. ARS-77, Fort Collins, Colorado.
- Young, R.A.; A. Onstad; D. Bosch and P. Anderson (1987). *AGNPS, Agricultural nonpoint-source pollution model: A watershed analytical tool*. USDA, Conservation Research Report N° 35.
- Zimmermann, E. (2000) "Aplicación y Calibración del Modelo SHALL3 en el Sistema Hidrológico del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina". XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Córdoba. Argentina, IAHR, ISBN 950-33-0267-6, Vol. II, pp. 713-722.

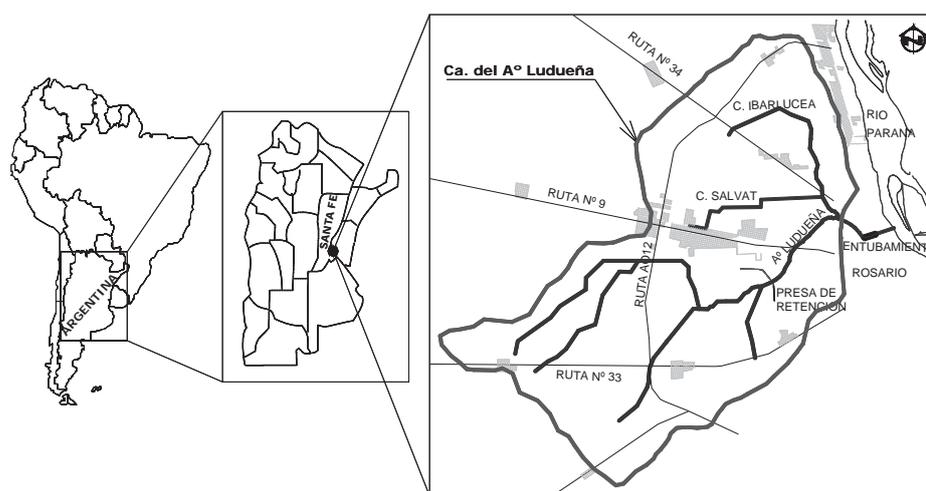


Fig. 1. Cuenca del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina.

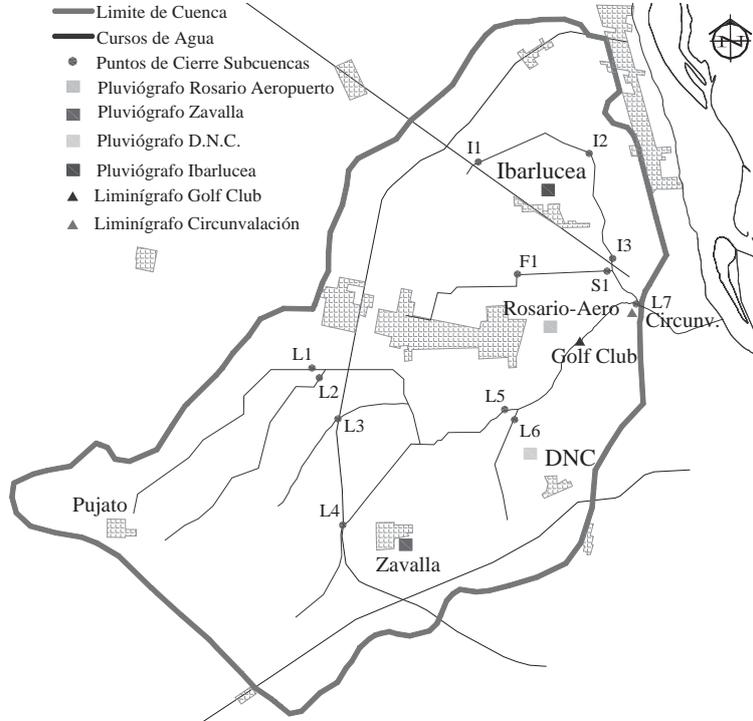


Fig. 2. Indicación puntos de cierre de las subcuencas para evaluación de erosión y estaciones de medición.

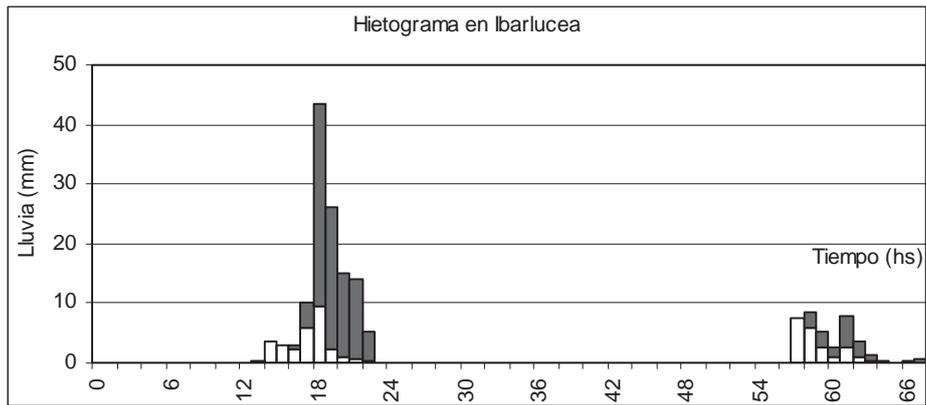


Fig. 3. Hietograma en Ibarlucea. Lluvia total: $(124 + 38) \text{ mm} = 162 \text{ mm}$.

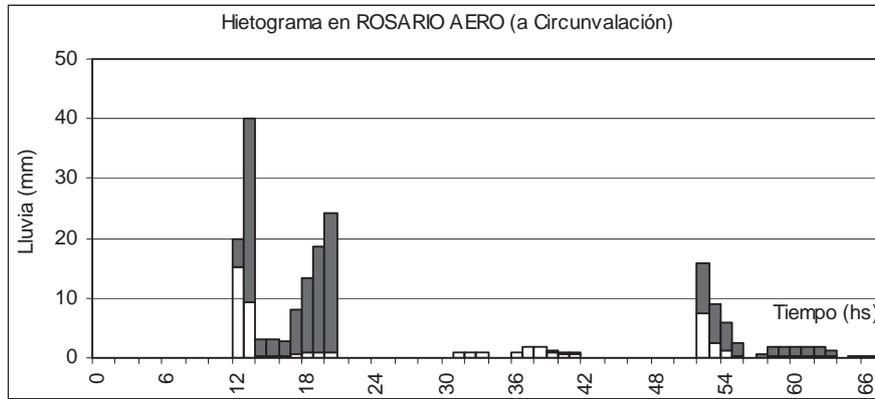


Fig. 4. Hietograma en Rosario Aero (a Circunv.). Lluvia total: $(133,2 + 45,6)$ mm = 178,8 mm.

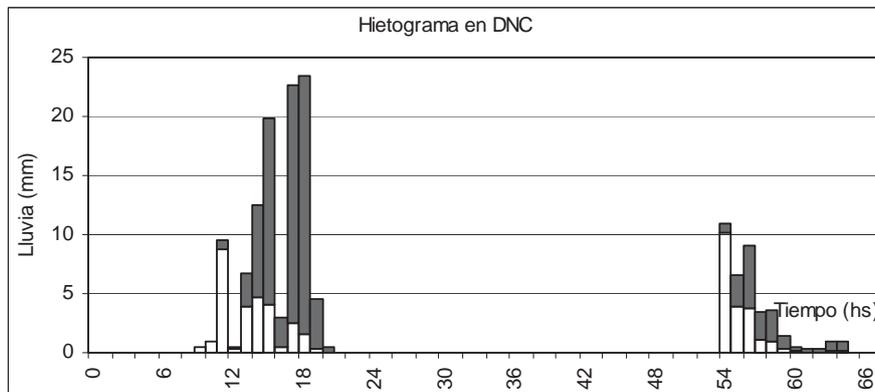


Fig. 5. Hietograma en Despacho Nacional de Cargas. Lluvia total: $(104,5 + 38)$ mm = 142,5 mm.

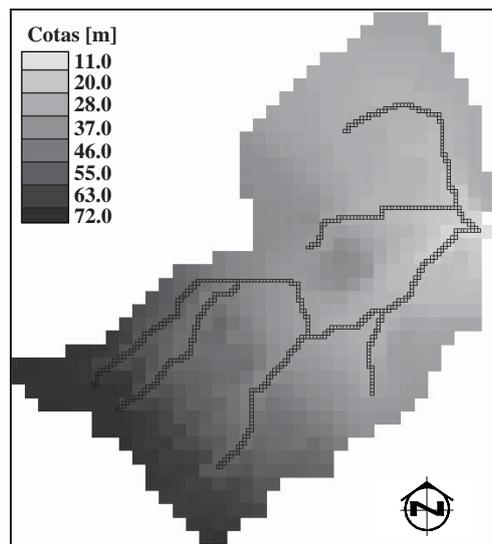


Fig. 6. Constitución del modelo en celdas cuadrangulares de 1000 m y relieve de la cuenca.

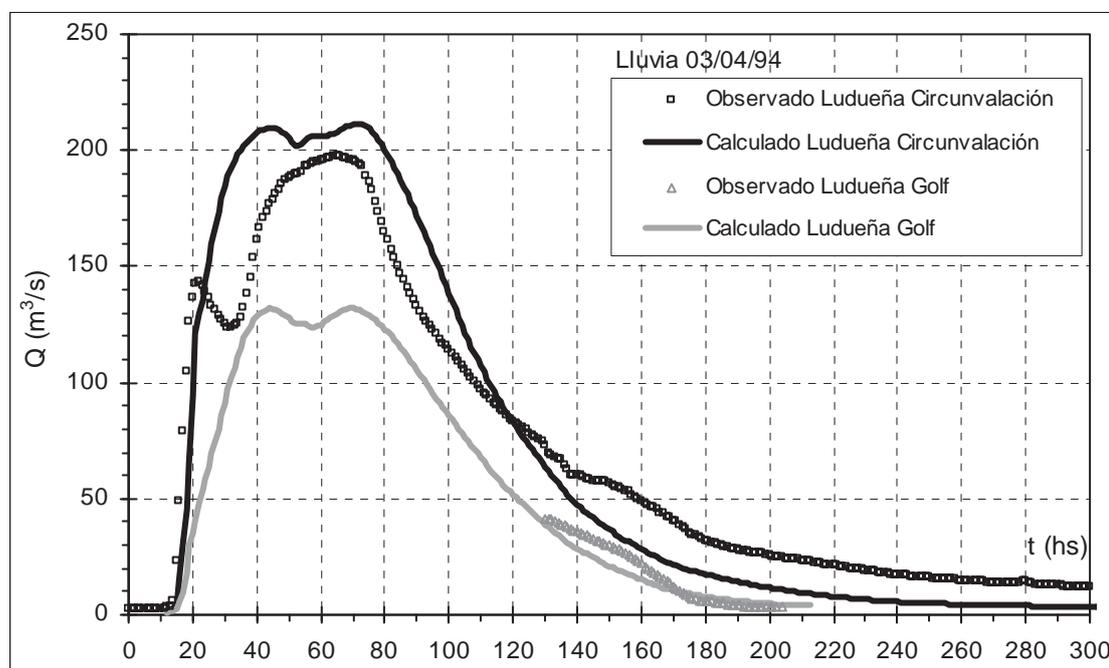


Fig. 7. Hidrogramas observados y calculados en Av. Circunvalación y Golf Club. Evento del 03/04/1994.

Tabla 1. Caudales picos, volúmenes de escurrimiento, producción neta y producción neta específica de sedimentos para cada subcuenca durante el evento del 03/04/1994.

Subcuenca	Qp (m ³ /s)	V (m ³)	SY (T)		SY'(T/km ²)	
			Real	Potencial	Real	Potencial
F1	35,2	5040237	5150	28643	215	1198
S1	44,9	9145076	8907	42693	410	1967
I1	5,20	1499364	1429	6058	21	88
I2	22,2	7686184	6185	31536	81	411
I3	21,1	6119431	4322	24455	92	523
L1	12,9	2494420	2707	11523	34	146
L2	37,9	4805139	7552	29727	164	645
L3	4,50	934186	865	3580	20	81
L4	20,9	3401675	3169	15605	60	297
L5	29,4	7507688	6298	31109	65	322
L6	33,1	5561814	5163	26254	55	279
L7	80,3	21860254	12010	112016	181	1692

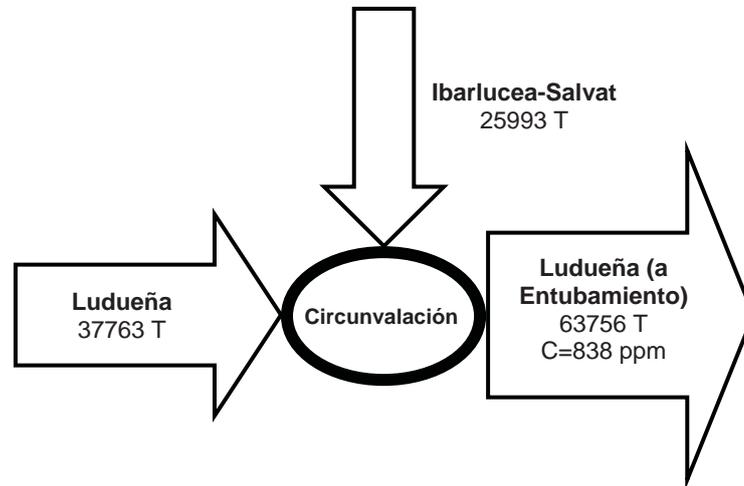


Fig. 8. Aporte de sedimentos provenientes del A° Ludueña y del canal Ibarlucea-Salvat durante el evento de crecida del 03/04/1994 considerando erosión real.

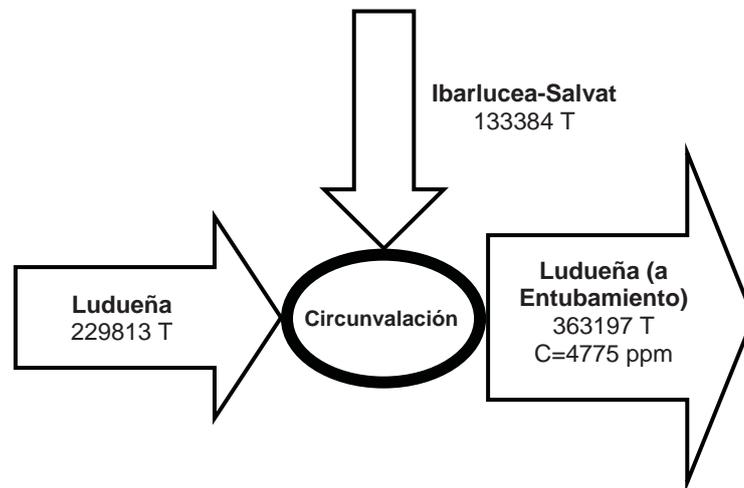


Fig. 9. Aporte de sedimentos provenientes del A° Ludueña y del canal Ibarlucea-Salvat durante el evento de crecida del 03/04/1994 considerando erosión potencial.

Modelo CTSS8-SED para simulación físicamente basada y espacialmente distribuida de procesos hidrológicos y erosión-sedimentación en cuencas de llanura

Pedro A. Basile ^{(1),(2)}, **Gerardo A. Riccardi** ^{(1),(3)} y **Hernán R. Stenta** ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Prof. Adjunto – ⁽²⁾ Investigador CONICET – ⁽³⁾ Investigador CIUNR – ⁽⁴⁾ Becario Doctoral CONICET

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario.

Riobamba 245 bis, (2000) Rosario, Argentina - Telefax: ++54 +341 4808541

E-mail: pbasile@fceia.unr.edu.ar

Resumen: En el presente trabajo se describe la formulación, implementación computacional y la aplicación del modelo físicamente basado y espacialmente distribuido CTSS8-SED. El modelo es apropiado para simular procesos hidrológicos-hidráulicos y procesos de erosión-sedimentación en cuencas de llanura. El modelo opera a escala temporal de eventos de crecidas y permite calcular la tasa de disgregación de suelo por impacto de lluvia y por el flujo sobre el terreno (producción bruta de sedimentos), el transporte de sedimentos ejercido por el flujo sobre el terreno y los procesos de erosión-sedimentación en las celdas valle. El tránsito de sedimentos en las celdas río (flujo encauzado) tiene en cuenta los procesos de erosión-sedimentación del lecho y el aporte de sedimentos proveniente de las celdas valle. Los procesos propagatorios del flujo hídrico superficial y del sedimento se representan en forma cuasi-bidimensional mediante esquemas de celdas. Mediante la aplicación del modelo se simularon los procesos hidro-sedimentológicos observados durante el evento del 03/04/1994 en la cuenca del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina.

Palabras clave: modelación hidro-sedimentológica, erosión, sedimentación, A° Ludueña.

INTRODUCCIÓN

Los procesos de erosión asociados al flujo hídrico se pueden dividir en procesos de erosión superficial y en procesos de erosión lineal. Tal distinción se relaciona con la división entre el flujo superficial sobre el terreno y el flujo encauzado. El flujo sobre el terreno es responsable de la erosión superficial, extendida sobre toda la superficie de la cuenca. El flujo encauzado induce la erosión lineal del lecho y de las márgenes a lo largo de los cursos de agua. Las consecuencias de la erosión hídrica superficial se observan in-situ a nivel local y en zonas alejadas del lugar de generación del sedimento. Los efectos a nivel local son importantes en suelos destinados a la agricultura. En efecto, la desintegración de la estructura del suelo y la pérdida de materia orgánica y nutrientes de

los horizontes superiores induce una disminución de su productividad, lo cual conduce a un mayor gasto en fertilizantes y más tarde puede ocasionar el abandono de la agricultura en dichas tierras (Pimentel *et al.*, 1995; Crosson, 1997). Además de este problema local, generado por la erosión a nivel de cuenca, existe el problema creado por la deposición de dicho sedimento en planicies de inundación, embalses, canales de navegación, sistemas de conductos pluviales, etc. (Clark, 1985; Boardman *et al.*, 1994; Verstraeten *et al.*, 1999). Asimismo, los sedimentos finos son susceptibles de adsorber sustancias contaminantes, como agroquímicos, etc., lo cual puede inducir un incremento de los niveles de nitrógeno y fósforo en los cuerpos de agua receptores y desencadenar procesos de eutrofización (Steege *et al.*, 2001).

Para estimar la erosión hídrica a escala de cuenca se emplean generalmente modelos matemáticos. Los modelos para el pronóstico de erosión hídrica pueden ser clasificados en (i) empíricos, (ii) físicamente basados o (iii) una combinación de los dos primeros (Sun *et al.*, 2002). Por otra parte, en función de la escala temporal para la cual han sido desarrollados, los modelos permiten estimar la erosión producida por un evento hidrológico particular, otros permiten la simulación continua y otros estiman la erosión media anual. Entre los modelos por eventos pueden mencionarse: ANSWERS (Beasley *et al.*, 1980), AGNPS (Young *et al.*, 1987), KINEROS (Woolisher *et al.*, 1990), CASC2D-SED (Julien *et al.*, 2002), EROSET (Sun *et al.*, 2002), PSED (Ching-Nuo Chen *et al.*, 2006), CTSS8-SEDMU (Basile *et al.*, 2007a). Algunos modelos de simulación continua son: ANSWERS-Continuous (Bouraoui *et al.*, 1996), SHESED (Wicks *et al.*, 1996), SWAT (Arnold *et al.*, 1998; Neitsch *et al.*, 2002), AnnAGNPS (Bingner *et al.*, 2001), InHM (Heppner *et al.*, 2005) y para estimación de la erosión media anual: WaTEM/SEDEM (Van Rompaey *et al.*, 2001), EROSUP-U (Basile *et al.*, 2005a).

En este trabajo se presenta la formulación, la implementación computacional y la aplicación del modelo CTSS8-SED, apropiado para simular procesos hidro-sedimentológicos a escala temporal de eventos, en forma físicamente basada y espacialmente distribuida en cuencas de llanura. Mediante la aplicación del modelo se simuló la evolución de los procesos hidro-sedimentológicos observados durante el evento del 3 de abril de 1994 en la cuenca del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina.

BREVE DESCRIPCIÓN DEL MODELO CTSS8-SED

Módulo hidrológico-hidráulico

El modelo hidrológico-hidráulico, físicamente basado y espacialmente distribuido, CTSS8 (Riccardi, 2000) se basa en esquemas de celdas y ha sido desarrollado para la simulación a escala temporal de eventos. La ecuación de continuidad cuasi-2D para el flujo hídrico en la *j*-ésima celda se expresa como:

$$A_{s,j} \frac{\partial z_j}{\partial t} = (A_s i)_j + \sum_{k=1}^N Q_{j,k} \quad (1)$$

donde z_j : nivel del agua; A_{sj} : área superficial de la celda; t : tiempo; i_j : intensidad de lluvia; $Q_{j,k}$: caudal líquido intercambiado entre las celdas j y k , con N : número de celdas interconectadas con la celda j .

El escurrimiento superficial puede ser propagado mediante un espectro de leyes de descarga entre celdas, las cuales han sido derivadas a partir de la ecuación dinámica de Saint Venant. En la aproximación de onda difusiva el caudal intercambiado entre celdas se expresa como:

$$Q_{j,k}^{(n)} = \text{signo} \left[z_j^{(n)} - z_k^{(n)} \right] \frac{K_{j,k}}{\sqrt{\Delta x_{j,k}}} \sqrt{\left| z_j^{(n)} - z_k^{(n)} \right|} \quad (2)$$

donde $K_{j,k}$: factor de conducción, $\Delta x_{j,k}$: distancia entre centros de celdas y z_k : nivel de agua, celda k .

Para contemplar condiciones de flujo particulares se utilizan leyes de descarga para puentes, vertederos, alcantarillas, etc.. El modelo es operado desde una plataforma computacional desarrollada en entorno Windows® (Stenta *et al.*, 2005).

Módulo sedimentológico

Al modelo CTSS8 se le ha incorporando el cálculo de procesos sedimentológicos en forma físicamente basada y espacialmente distribuida (Basile, 2007b). El modelo hidro-sedimentológico denominado CTSS8-SED permite calcular la tasa de disgregación de suelo por impacto de la lluvia y por el flujo sobre el terreno (producción bruta de sedimentos), el transporte de sedimentos y los procesos de erosión-sedimentación en las celdas valle y en las celdas río.

Producción bruta de sedimentos por impacto de lluvia y flujo sobre el terreno

La tasa de disgregación de suelo debido al impacto de la lluvia (D_p) se determina en función de las características del suelo (representadas por el coeficiente de erosionabilidad c_p), de la intensidad de la lluvia (i), de la profundidad de flujo superficial y de la cobertura vegetal de la celda, para la j -ésima celda tenemos:

$$D_{p_j} = c_{p_j} \alpha i_j^\beta f_{h_j} f_{c_j} \quad (3)$$

donde α y β : coeficientes dependientes de la intensidad de lluvia (Wicks, 1988); f_h : factor de corrección por profundidad de flujo (Park *et al.*, 1982), el cual es función de la profundidad de flujo y de la mediana de la distribución de diámetros de las gotas de lluvia, la cual a su vez es función de la intensidad de lluvia (Laws *et al.*, 1943; Ma, 1995) y f_c : factor de corrección por cobertura, el cual es función de la fracción del área de celda cubierta por canopeo y protección superficial.

Por otra parte, la tasa de disgregación por flujo sobre el terreno (D_f) se calcula mediante una ecuación de exceso de tensión de corte (τ), donde la tensión de corte crítica (τ_c) se especifica en función de las características texturales de los suelos (Alberts *et al.*, 1995):

$$D_{f_j} = \begin{cases} c_{f_j} \{(\tau_j/\tau_{c_j}) - 1\} & \tau_j > \tau_{c_j} \\ 0 & \tau_j \leq \tau_{c_j} \end{cases} \quad (4)$$

Los sedimentos producidos por impacto de lluvia y flujo sobre el terreno son propagados en la cuenca considerando el flujo superficial sobre el terreno (celdas valle) y el flujo encauzado en los cursos de agua (celdas río).

Tránsito de sedimentos y erosión-sedimentación en celdas valle (flujo sobre el terreno)

El tránsito de sedimentos asociado al flujo superficial sobre el terreno se simula considerando la capacidad de transporte del flujo y comparándola con la cantidad de sedimento disponible para el transporte, originado por la producción bruta local y por el suministro desde celdas adyacentes. El tránsito se realiza aplicando la ecuación de continuidad de sedimentos cuasi-2D, considerando la j -ésima celda la misma se expresa como:

$$(1-p)A_{s_j} \frac{\partial z_{b_j}}{\partial t} = \sum_{k=1}^N Q_{s_{j,k}} \quad (5)$$

donde p : porosidad del sedimento; z_{b_j} : cota de fondo de celda y $Q_{s_{j,k}}$: caudal sólido intercambiado entre las celdas j y k . La resolución de la ecuación (5) determina los flujos horizontales de sedimentos en las celdas valle y los respectivos procesos de erosión-sedimentación. La capacidad de transporte del flujo sobre el terreno se calcula con la ecuación de Engelund-Hansen (1967) expresada como:

$$Q_{sc} = \frac{c_t}{\eta_v^r} \frac{Q^z S^x}{B^y d^w} \quad (6)$$

donde Q_{sc} : capacidad de transporte del flujo sobre el terreno, Q : caudal líquido, S : pendiente de la superficie libre del agua, B : ancho de transporte, d : diámetro del sedimento disponible para el transporte y η_v : coeficiente de Manning de las celdas valle.

Descripción del proceso de tránsito de sedimentos en celdas valle

El proceso de resolución, para cada una de las celdas valle, puede describirse sintéticamente en los siguientes pasos:

a) Con las ecuaciones (3) y (4) se calculan respectivamente las tasas de disgregación por impacto de lluvia D_p y por flujo sobre el terreno D_f .

b) Con la ecuación (6) se calcula la capacidad de transporte Q_{sc} considerando un diámetro medio aritmético en función de las características texturales de los suelos.

c) Se resuelve la ecuación de continuidad (5) y se calcula la erosión (o sedimentación) en términos de variación de volumen de suelo, asumiendo que el transporte que sale de cada celda es a capacidad. Se trata de un proceso de erosión (o sedimentación) potencial ΔV_{sp} (m^3):

$$\Delta V_{spj} = A_j \Delta z_{pj} = \frac{\Delta t}{(1-p)} \sum_k Q_{scj,k} \quad (7)$$

d) Se calcula la disponibilidad de sedimento a ser transportado en términos de volumen de suelo V_{sdj}^* . Se trata de la producción bruta de sedimento en el mismo intervalo de tiempo Δt , ΔV_{sd} (m^3) (suma de la disgregación por impacto de lluvia D_p y la disgregación por flujo sobre el terreno D_f) más el eventual volumen sólido acumulado en la celda al tiempo $n \Delta t$:

$$\Delta V_{sdj} = A_j \Delta z_{dj} = A_j \frac{(D_p + D_f)_j}{\gamma_s (1-p)} \Delta t \quad (8)$$

$$V_{sdj}^* = V_{sj}^n + \Delta V_{sdj} \quad (9)$$

e) Se realiza una comparación entre la variación de volumen potencial y el volumen de sedimento disponible en la celda, distinguiendo los siguientes casos:

- $\Delta V_{sp} > 0$ (sedimentación) o $V_{sd}^* > \Delta V_{sp}$: El caudal sólido no es limitado por la disponibilidad de sedimento sino por la capacidad de transporte. La hipótesis de que el sedimento que sale de cada celda es a capacidad es correcta. Por lo tanto, la variación de volumen de sedimento en la celda puede representar una erosión o una sedimentación y es igual a la variación de volumen potencial de sedimentos (transporte limitado por capacidad):

$$\Delta V_{sj} = \Delta V_{spj} \quad (10)$$

El volumen sólido en la celda y los caudales sólidos efectivos quedan determinados por:

$$V_{sj}^{n+1} = V_{sdj}^* + \Delta V_{sj} \quad (11)$$

$$Q_{s,j,k} = Q_{scj,k} \quad (12)$$

- $V_{sd}^* < \Delta V_{sp}$: La capacidad de transporte no puede ser satisfecha. Por lo tanto, el caudal sólido es limitado por la disponibilidad de sedimento. En este caso, la variación de volumen de sedimento en la celda representa la erosión de todo el sedimento disponible:

$$\Delta V_{s j} = V_{sd j}^* \quad (13)$$

$$V_{s j}^{n+1} = V_{sd j}^* - \Delta V_{s j} = 0 \quad (14)$$

Los caudales sólidos efectivos que salen de cada celda valle se obtienen a partir de la ecuación de continuidad de sedimentos cuasi-2D y se determinan proporcionalmente a las capacidades de transporte originales:

$$\Delta V_{s p j} = \frac{\Delta t}{(1-p)} \sum_k Q_{sc j,k} \quad (15)$$

$$V_{sd j}^* = \frac{\Delta t}{(1-p)} \sum_k Q_{s j,k} \quad (16)$$

Dividendo (15) y (16):

$$\frac{\Delta V_{s p j}}{V_{sd j}^*} = \frac{\sum_k Q_{sc j,k}}{\sum_k Q_{s j,k}} \quad (17)$$

Despejando de (17) la sumatoria de caudales sólidos efectivos:

$$\sum_k Q_{s j,k} = \frac{V_{sd j}^*}{\Delta V_{s p j}} \sum_k Q_{sc j,k} \quad (19)$$

$$\text{Llamando: } R_{V_{s j}} = \left(\frac{V_{sd}^*}{\Delta V_{s p}} \right)_j$$

Desarrollando (19) se obtienen los caudales sólidos efectivos que salen de cada una de las celdas valle:

$$Q_{s j,l} = R_{V_{s j}} Q_{sc j,l}$$

$$Q_{s,j,2} = R_{V_{s,j}} Q_{sc,j,2}$$

$$Q_{s,j,3} = R_{V_{s,j}} Q_{sc,j,3}$$

$$Q_{s,j,4} = R_{V_{s,j}} Q_{sc,j,4}$$

Tránsito de sedimentos y erosión-sedimentación en celdas río (flujo encauzado)

El tránsito de sedimentos correspondiente al flujo encauzado, es decir, en las celdas río, se realiza aplicando la ecuación de continuidad de sedimentos en suspensión, en la cual se considera el almacenamiento en la columna de agua, los flujos horizontales de sedimentos y los flujos verticales asociados a procesos de erosión-sedimentación del lecho:

$$\frac{\partial V_{s,j}}{\partial t} + \sum_k Q_{sr,j,k} + A_{s,j} \phi_{s,j} = \sum_k Q_{sv,j,k} \quad (20)$$

donde V_s : volumen de sedimentos en la celda río, $V_s = A_{s,j} h C_s$, siendo h la profundidad de flujo en la celda y C_s la concentración volumétrica de sedimentos; Q_{sr} : transporte de sedimentos en las celdas río; Q_{sv} : aportes de sedimentos provenientes de las celdas valle adyacentes.

El flujo vertical de sedimentos finos ϕ_s , es definido en función de la tensión de corte sobre el lecho τ_b y las correspondientes tensiones de corte críticas para inicio de deposición τ_{cd} y erosión τ_{ce} :

$$\phi_{s,j} = \begin{cases} \left(1 - \frac{\tau_b}{\tau_{cd}}\right) w_s C_s & \tau_b < \tau_{cd} \\ 0 & \tau_{cd} \leq \tau_b \leq \tau_{ce} \\ M \left(\frac{\tau_b}{\tau_{ce}} - 1\right) & \tau_b > \tau_{ce} \end{cases} \quad (21)$$

donde w_s es la velocidad de caída de la partícula de sedimento.

En el modelo CTSS8-SED los coeficientes de erosionabilidad de suelo por impacto de gotas de lluvia y por flujo sobre el terreno, c_p y c_f respectivamente, son los parámetros que controlan la producción bruta de sedimentos. Puede señalarse que, si en la cuenca se cuentan con aflors sedimentológicos, tales coeficientes pueden considerarse como parámetros de calibración. En cambio, para simulaciones de pronóstico de procesos de erosión-sedimentación, en cuencas sin aflors sedimentológicos, es recomendable utilizar

los valores orientativos sugeridos en la literatura de acuerdo a la composición textural de los suelos y contrastar los resultados analizando variaciones de producción neta y concentraciones físicamente plausibles para la zona en estudio. En manera análoga a lo comentado para los coeficientes c_p y c_b , el coeficiente de proporcionalidad de la ecuación de transporte de sedimentos c_t puede ser objeto de calibración si se cuentan con mediciones sedimentológicas.

Para la resolución numérica del conjunto de ecuaciones se utiliza un esquema implícito. La resolución numérica se realiza mediante un algoritmo matricial basado en el método de Gauss-Seidel. Las condiciones de borde posibles de imponer para la fase líquida son: a) Cota de agua en función del tiempo: $z(t)$; b) Caudal en función del tiempo: $Q(t)$ y c) Relación cota - caudal: $Q = f(z)$. Como condiciones iniciales el modelo requiere las alturas de agua en todas las celdas y las concentraciones de sedimentos.

APLICACIÓN DEL MODELO HIDRO-SEDIMENTOLÓGICO

Breve descripción del área de estudio

La cuenca del A° Ludueña se encuentra ubicada en el sur de la provincia de Santa Fe (Argentina) y comprende parte de la ciudad de Rosario y un grupo de 8 poblaciones (Figura 1). Su red de cursos permanentes y transitorios tiene una longitud de aproximadamente 110 km y los cauces se desarrollan sobre suelos cohesivos altamente resistentes a la erosión inducida por el flujo encauzado (Riccardi *et al.*, 2005). El área de la cuenca es de aproximadamente 700 km², con una pendiente media del curso principal de 0.00133 (1.33 ‰). Los horizontes superiores de los suelos preponderantes en la cuenca pueden clasificarse texturalmente como franco-limosos, con porcentajes promedios de arena muy fina entorno al 6 %, arcilla 21 % y limo 73 %, el porcentaje promedio de materia orgánica es de alrededor del 2 %. La sección de control corresponde al cruce del arroyo con el puente de la Av. Circunvalación en la ciudad de Rosario. El caudal base es de 0,5 m³/s y el caudal medio anual es de 2,7 m³/s, habiéndose observado caudales picos del orden de los 400 m³/s durante la crecida extraordinaria del año 1986. La carga sólida se compone en su totalidad de sedimentos finos transportados en suspensión como carga de lavado. Las concentraciones de sólidos suspendidos para caudales líquidos ordinarios, medidas recientemente en el puente de Av. Circunvalación, varían entre 10 ppm y 700 ppm en peso. Por tratarse de un sistema hidrológico de llanura, en el A° Ludueña los procesos de remoción masivos están descartados. Por otra parte, el aporte correspondiente a los procesos de erosión debido al flujo encauzado pueden considerarse mucho menores que los producidos por erosión superficial (Basile *et al.*, 2005b).

La cuenca presenta una serie de intervenciones antrópicas tales como terraplenes de rutas y ferrocarriles, alcantarillas, puentes, presa de retención de crecidas, etc. La cuenca del A° Ludueña propiamente dicho se desarrolla casi enteramente al sur de la Ruta Nacional N° 9 (RN9), mientras que, al norte de dicha ruta se desarrolla el sistema formado por el canal Ibarlucea y el canal Salvat. Actualmente se encuentra en funcionamiento una presa retardadora de crecidas, que se ubica aproximadamente 1 km

aguas arriba de la intersección del A° Ludueña con la RN9. El área de aporte que delimita el cierre de la presa es de 440 km² aproximadamente. El embalse creado por el cierre se encuentra normalmente vacío. La presa retardadora de crecidas entró en funcionamiento en el año 1995. En inmediaciones del cruce del A° Ludueña con la Av. de Circunvalación de Rosario (6 km aguas abajo de la intersección con la RN9) el arroyo recibe el aporte de la cuenca del canal Ibarlucea (sistema formado por el canal Ibarlucea y el canal Salvat) cuya área de aporte es de aproximadamente 240 km². Aguas abajo de la Av. de Circunvalación el A° Ludueña recorre zonas densamente pobladas de la ciudad de Rosario hasta desembocar en el río Paraná. En parte de este recorrido urbano el arroyo se encuentra entubado en un tramo de 1,5 km mediante 5 grandes conductos subterráneos cuya capacidad global de conducción es de 300 m³/s aproximadamente. El sistema de grandes conductos está constituido por una obra de embocadura de donde salen 5 conductos, uno de los cuales acomete en uno mayor aguas abajo, llegando a la obra de desembocadura 4 conductos. El tramo desde la desembocadura del entubamiento hasta la desembocadura en el río Paraná tiene una longitud de 1 km aproximadamente.

Descripción de la problemática asociada a la producción de sedimentos en la cuenca

Los sedimentos erosionados en la cuenca, además de degradar la potencialidad productiva de los suelos, contribuyen con los procesos de sedimentación que se verifican actualmente en la presa de retención de crecidas y en las zonas de los entubamientos del arroyo Ludueña en la ciudad de Rosario. En efecto, parte de los sedimentos generados en la cuenca del A° Ludueña propiamente dicho son retenidos por la presa y contribuyen con el proceso de sedimentación a largo plazo del vaso de la misma. Evaluaciones de erosión y sedimentación realizadas con el modelo EROSUP-U (Basile *et al.*, 2005a) han evidenciado que la capacidad de almacenamiento de la presa no se ve sustancialmente afectada por el proceso de sedimentación a largo plazo, incluso para aportes sólidos máximos evaluados considerando la erosión potencial. Esto se debe a la baja eficiencia de atrape de sedimentos que presenta la presa, justificada por la modalidad de transporte de los sedimentos extremadamente finos aportados por la cuenca de influencia, los cuales, al estar el embalse normalmente vacío (bajos tiempos de retención) pueden alcanzar con cierta facilidad los descargadores de fondo no regulados que posee la presa.

Por lo tanto, los conductos del entubamiento pueden ser sujetos a un severo proceso de sedimentación. En efecto, los sedimentos que pasan a través de las estructuras de descarga de la presa y los sedimentos generados en el sector de la cuenca comprendido entre la presa y la Av. Circunvalación se suman a los sedimentos producidos por la cuenca del canal Ibarlucea. Dicha carga sólida ingresa a la zona de la embocadura de los entubamientos del A° Ludueña en la ciudad de Rosario, localizada aproximadamente 3 km aguas abajo del cruce con Av. Circunvalación. La zona comprendida entre la embocadura del sistema de conductos y la desembocadura del A° Ludueña en el río Paraná funciona como una suerte de embalse, espontáneamente regulado por las fluctuaciones de niveles hidrométricos del río Paraná, lo cual induce la deposición de una parte de los sedimentos que ingresan, mientras que, la parte restante se descarga en el río Paraná.

Implementación del modelo

El modelo se utilizó para simular un evento de crecida y los procesos de erosión-sedimentación producidos por la lluvia extraordinaria del 03/04/1994. En esa fecha todavía no estaba en funcionamiento la presa retardadora de crecidas. El total medio precipitado sobre la cuenca del A° Ludueña en esa ocasión fue de 155 mm, con una lluvia neta de 106 mm y un caudal máximo de 200 m³/s en la sección de Av. Circunvalación.

Para implementar el modelo se utilizaron hietogramas provenientes de tres estaciones de la cuenca: Rosario Aeropuerto, Despacho Nacional de Cargas (DNC) e Ibarlucea, además, se contó con los limnigramas registrados en las estaciones del Golf Club y de Av. Circunvalación. En la Figura 2 se observa la localización de las distintas estaciones y en las Figuras 3 a 5 se presentan los hietogramas de lluvia total correspondientes a cada estación, donde en color gris se indica la lluvia neta. Como información adicional de lluvias se contó con la pluviometría de las estaciones Zavalla y Coronel Arnold. La lluvia neta se estimó en base a la operación del modelo de simulación para áreas de llanuras SHALL3 (Zimmermann, 2000) el cual fue calibrado oportunamente.

Para constituir el modelo se probaron diferentes discretizaciones topológicas y espaciales en busca del mejor grado de detalle alcanzable con la información disponible, considerando principalmente los trazados de las vías de comunicación con importantes terraplenamientos, los cursos principales y cañadones secundarios, las obras de arte (alcantarillas y puentes) y la dinámica hídrica superficial observada en crecidas históricas. La cuenca se discretizó con 779 celdas, quedando conformadas 1473 vinculaciones (Figura 6). En la sección de control de Av. Circunvalación se especificó la condición de borde mediante una relación nivel hidrométrico-caudal. Una vez discretizado espacialmente el dominio se procedió a digitalizar la información proveniente de curvas de nivel de la cuenca con lo que se determinaron las cotas de fondo de cada celda. Con esta primer discretización se simularon crecidas considerando la unión de tipo valle-valle como única vinculación posible. Una vez que se constató la conectividad entre las celdas se incorporaron las celdas correspondientes a los canales y al arroyo. Posteriormente se incorporaron las alcantarillas y terraplenes viales y ferroviarios.

En cada etapa se realizaron corridas de prueba y se realizaron controles de continuidad, celeridad de onda, ausencia de inestabilidades y otras perturbaciones numéricas asociadas al flujo hídrico. Debe destacarse el hecho que, al trabajar con este tipo de dominio de cálculo, es necesario constituir el modelo en etapas y ejecutar simulaciones de prueba en cada una de ellas para poder ejercer un control efectivo sobre los parámetros de flujo calculados.

En el proceso de calibración del modelo para el escurrimiento superficial se ajustaron los coeficientes de rugosidad de Manning η de las celdas y los coeficientes de gasto en puentes y alcantarillas. En las celdas valle los valores de η variaron entre 0,1 y 0,15; en las celdas del curso principal η varió entre 0,035 y 0,050; mientras que, en las celdas de los cursos secundarios el mismo varió entre 0,040 y 0,060. Los coeficientes de

gasto en puentes y alcantarillas variaron entre 0,6 y 0,9.

Los coeficientes c_p , c_f y c_t son los parámetros que controlan el proceso de producción y transporte de sedimentos en el modelo. Para el evento modelado no se contaron con mediciones de concentración de sedimentos en ninguna sección del arroyo. Por lo tanto, se especificaron valores de dichos coeficientes sugeridos en la literatura, en función de las características texturales de los suelos extraídas de carta de suelos del INTA. De todos modos, los resultados obtenidos se compararon con otras predicciones realizadas utilizando métodos empíricos y semiempíricos que pudieron ser calibrados con información sedimentológica disponible.

El coeficiente de erosionabilidad asociado al flujo sobre el terreno c_f , de acuerdo a la clasificación textural franco - limosa de los suelos, se especificó igual a $0.15 \times 10^{-6} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^2$ (Wicks *et al.*, 1996). Análogamente, el coeficiente de erosionabilidad de suelo por impacto de gotas de lluvia c_p se especificó igual a $16 (\text{kg m}^2 \text{ s}^{-2})^{-1}$ para todas las celdas (Meyer *et al.*, 1984). La fracción del área de celda con cobertura vegetal se especificó igual a 0.6. El coeficiente de proporcionalidad en la ecuación de transporte de Engelund-Hansen fue igual a $c_t=0.002$, mientras que los exponentes adoptaron los siguientes valores: $z=1.7$, $x=1.65$, $y=0.7$, $w=1$, $r=0.3$, los cuales surgen de expresar dicha ecuación en función del caudal líquido y la pendiente hidráulica.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

En la Figura 7 se presentan los hidrogramas calculados en Av. Circunvalación y en el Golf Club, conjuntamente con los hidrogramas observados durante el evento del 03/04/1994. El limnógrafo en el Golf Club, debido a un mal funcionamiento, solo registró la parte final de la rama descendente del hidrograma. En los hidrogramas calculados se nota que el modelo genera una curva de descenso más empinada que la observada, lo cual se atribuye directamente a la incertidumbre acerca de los mecanismos reales de almacenamiento a escala de subgrilla. Sin embargo, considerando el nivel de detalle adoptado, los resultados obtenidos con el modelo son igualmente muy satisfactorios. Además, es necesario resaltar las capacidades del modelo para simular los procesos hidráulicos en forma espacialmente distribuida y multidireccionalmente, lo cual permite representar en forma adecuada los procesos propagatorios en áreas de llanura fuertemente antropizadas.

Considerando el cierre en Av. Circunvalación la producción bruta de sedimentos calculada con el modelo CTSS8-SED es de 207470 T con una redeposición interna de 158000 T y una producción neta de sedimentos de 49470 T, esto hace que, para el sistema hidrológico completo, la relación de erogación de sedimentos sea $\text{SDR}=0.24$ y la degradación específica igual a 71 T/km^2 . En la Figura 8 se observa el hidrograma calculado en Av. Circunvalación conjuntamente con la distribución temporal de la producción neta de sedimentos (sedimentograma) cuyo pico alcanza los 300 kg/s aproximadamente. La concentración media asociada al evento es de 655 ppm en peso, con picos instantáneos de aproximadamente 1500 ppm en peso y valores mínimos

entorno a los 240 – 100 ppm en peso en la parte de recesión de caudales líquidos. En la Figura 9 se presenta el hidrograma calculado en la sección Golf Club y el correspondiente sedimentograma, el cual distribuye temporalmente una producción neta de 29400 T y cuyo pico alcanza los 230 kg/s. Esta producción neta representa el 60% del aporte de sedimentos neto en Av. Circunvalación y se le puede asociar una concentración media de 390 ppm en peso. Por otra parte, el aporte de sedimentos neto proveniente de la subcuenca Ibarlucea-Salvat es de 20070 T, el cual representa el 40 % restante del aporte de sedimentos neto en Av. Circunvalación. Estos mismos porcentajes de distribución de aportes han sido determinados en predicciones realizadas precedentemente con otros modelos de tipo empírico y semi-empíricos (Basile *et al.*, 2005a; Basile *et al.*, 2007a).

Por ejemplo, el aporte total de sedimentos en Av. Circunvalación estimado con el modelo CTSS8-SEDMU (Basile *et al.*, 2007a) para el mismo evento es de 63756 T, el cual puede descomponerse en 37763 T (aproximadamente el 60 %) proveniente del Ludueña propiamente dicho y el restante 40% aproximadamente, es decir, 25993 T proveniente del canal Ibarlucea-Salvat. La concentración de sedimentos media estimada para el evento, inmediatamente aguas abajo del puente de Av. Circunvalación, es de 838 ppm en peso. En este caso, se trata de un modelo semi-empírico agregado a escala de subcuenca.

Por otra parte, la producción neta media anual en Av. circunvalación evaluada con el modelo EROSUP-U (Basile *et al.*, 2005a), oportunamente calibrado con el volumen observado de sedimentos depositados en el entubamiento del A° Ludueña en un período de 8 años, es de 30140 T (SDR=0.23) con el 61 % proveniente del Ludueña y el 39 % proveniente del Ibarlucea-Salvat (Basile *et al.*, 2005a). La producción neta estimada con el modelo CTSS8-SED para el evento es casi 1,6 veces mayor que este valor. A fines comparativos es válido utilizar este valor ya que el modelo EROSUP-U estima la producción neta media anual a largo plazo, es decir, promediada en un período de diez o más años. Mientras que, la producción neta estimada con el presente modelo se corresponde con un evento extraordinario, en cual el volumen de escurrimiento directo fue superior al total escurrido a lo largo de un año hidrológico ordinario completo. Por lo tanto, es verosímil que la producción de sedimentos neta se posicione por encima del valor medio para una serie de años. Además, mediciones recientes realizadas en Av. Circunvalación muestran que, para caudales ordinarios, la concentración instantánea de sedimentos en suspensión varía entre 10 y 700 ppm en peso. Mientras que, la concentración de sedimentos media para el evento, calculada en función del aporte sólido total y el volumen del hidrograma, es de 655 ppm en peso, con picos entorno a las 1500 ppm en peso. Tales valores son verosímiles si se comparan con los valores medidos y se considera que el evento hidrológico fue extraordinario, con aproximadamente 100 mm de precipitación neta sobre la cuenca.

CONCLUSIONES

El modelo hidro-sedimentológico CTSS8-SED presentado en el trabajo es apropiado para simular el escurrimiento superficial por eventos y los procesos asociados de

erosión/sedimentación en forma físicamente basada y espacialmente distribuida en cuencas de llanura.

La mayoría de los modelos citados en la introducción representan la dinámica del escurrimiento superficial en forma simplificada a través de la implementación de modelos propagatorios unidimensionales del tipo de tránsito directo, de tránsito hidrológico o de onda cinemática. Tal representación de procesos propagatorios para el flujo sobre el terreno y encauzado no es adecuada en zonas de llanura antropizadas, donde el escurrimiento es condicionado por terraplenamientos viales y ferroviarios, alcantarillas, puentes, etc..

Efectivamente, por un lado, tal abordaje no permite la transmisión de información hidrodinámica hacia aguas arriba y además, en numerosas situaciones la unidimensionalidad no es representativa del patrón de escurrimiento real. En efecto, en las simulaciones ha sido observado que dichas estructuras producen remansos que afectan las variables del flujo hasta distancias considerables aguas arriba. Por otra parte, cuando los cursos de agua desbordan la dinámica del escurrimiento en la zona del valle adopta características preponderantemente bidimensionales.

El modelo ha permitido reproducir satisfactoriamente los hidrogramas observados durante el evento del 03/04/1994 y obtener parámetros de flujo espacialmente distribuidos que permitieron evaluar adecuadamente los procesos de disgregación por impacto de gotas de lluvia, disgregación por flujo sobre el terreno y los procesos propagatorios del sedimento, correspondientes al flujo sobre el terreno y al flujo encauzado. Los valores de producción neta de sedimentos estimados con el modelo CTSS8-SED son satisfactorios y entran dentro de los rangos posibles de acuerdo al comportamiento sedimentológico de la cuenca.

BIBLIOGRAFÍA

- Alberts, E.E., M.A. Nearing, M.A. Weltz, L.M. Risse, F.B. Pierson, X.C. Zhang, J.M. Laflen y J.R. Simanton (1995). *Soil component*. In USDA-Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile and Watershed Model Documentation. Chapter 7, pp. 7.1–7.45. NSERL Rep. N°10. USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, IN.
- Arnold, J.G.; R. Srinivasan; R.S. Muttiah and J.R. Williams (1998). "Large-area hydrologic modeling and assessment: Part I. Model development". *Journal of American Water Resources Association*, 34(1), 73-89.
- Basile, P.A.; G. Riccardi; H. Stenta y E. Zimmermann (2007a). "Simulación hidro-sedimentológica a escala de cuenca acoplado un modelo hidrológico-hidráulico con MUSLE". XXI Congreso Nacional del Agua, Tucumán, Argentina.
- Basile, P.A. (2007b). "Módulos sedimentológicos acoplados al modelo hidrológico-hidráulico cuasi-2D físicamente basado y espacialmente distribuido CTSS8". Reporte Técnico I0207. Departamento de Hidráulica. Escuela de Ingeniería Civil. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, UNR.
- Basile, P.A.; G. Riccardi y H. Stenta (2005a). "Modelación de la Producción de Sedimentos a Escala de Cuenca en el Sistema del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina". XX Congreso Nacional del Agua y III

- Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Mendoza. CONAGUA 2005. CD-Rom ISBN: 9872214301.
- Basile, P.A.; G. Riccardi; H. Stenta y M. Garcia (2005b). "Evaluación de Procesos de Erosión/Sedimentación en el Sistema Hidrológico del A° Ludueña". II Simposio Regional Sobre Hidráulica de Ríos, Neuquén. Hidráulica de Ríos 2005.
- Beasley, D.B.; L.F. Huggings and E.J. Monke (1980). "ANSWERS: A model for watershed planning". Transactions of the ASAE, 23(4), 938-944.
- Bingner, R.L. and F.D. Theurer (2001). *AnnAGNPS Technical Processes: Documentation Version 2*.
- Boardman, J.; L. Ligneau; A. De Roo and K. Vandaele (1994). "Flooding of property by runoff from agricultural land in northwestern Europe". *Geomorphology* 10, 183-196.
- Bourroui, F. and Dillaha (1996). "ANSWERS: Runoff and sediment transport model". *Journal of Environmental Engineering*, 122(6), 493-502.
- Ching-Nuo Chen; Chih-Heng Tsai and Chang-Tai Tsai (2006). "Simulation of sediment yield from watershed by physiographic soil erosion-deposition model". *Journal of Hydrology* (2006), 327, 293-303.
- Clark, E.H. (1985). "The off-site costs of soil erosion". *Journal of Soil and Water Conservation* 40, 19-22.
- Crosson, P. (1997). "Will erosion threaten agricultural productivity?". *Environment* 39, 4-5.
- Hepner, C.S.; Q. Ran; J.E. VanderKwaak and K. Loague (2005). "Adding sediment transport to the integrated hydrology model (InHM): Development and testing". *Advances in Water Resources* 29 (2006) 930-943.
- Julien, P. and R. Rojas (2002). "Upland Erosion Modeling with CASC2D-SED". *International Journal of Sediment Research*, ISSN 1001-6279, 17 (4), 265-274.
- Laws J.O. y J.A. Parsons (1943). "The relation of raindrop size to intensity". *Trans. Am. Geophys. Union*, 24: 452-460.
- Ma, M.M. (1995). "The rainfall characteristic and erosivity in central and northern areas of Taiwan". Master Thesis. Department of Civil Engineering, National Chung-Hsing Univ., Taichung, Taiwan.
- Meyer, L.D. y W.C. Harmond (1984). "Susceptibility of agricultural soils to interrill erosion". *Soil Science Society America Journal*, 48: 1152-1157.
- Neitsch, S.L.; Arnold, J.G.; Kiniry, J.R.; Williams, J.R.; King, K.W. (2002). "SWAT, Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation". *Version 2000*. Texas Water Resources Institute, Collage Station, Texas. TWRI Report TR-191.
- Park, S.W., J.K. Mitchell y J.N. Scarborough (1982). "Soil erosion simulation on small watershed: a modified ANSWER model". *Transactions ASAE* 25:1581-1588.
- Pimentel, D.; C. Harvey; P. Resosudarmo; K. Sinclair; D. Kurz; M. McNair; S. Crist; L. Shpritz; L. Fitton; R. Saffouri and R. Blair (1995). "Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits". *Science* 267, 1117-1123.
- Riccardi, G. (2000) "Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos". Tesis Doctoral, FCEFYN, UNC, Córdoba.
- Riccardi, G.; P.A. Basile; H. Stenta; G. Riesco y P. Baglietto (2005). "Ajuste Regional de Predictores de Erosión en Lechos Cohesivos". XX Congreso Nacional del Agua y III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Mendoza. CONAGUA 2005. CD-Rom ISBN: 9872214301.
- Steenen, A.; G. Govers; L. Takken; J. Nachtergaele; J. Poesen and R. Merckx (2001). "Factors controlling sediment and phosphorous export from two Belgian agricultural catchments". *Journal of Environmental Quality* 30, 1249-1258.
- Stenta, H.; J.P. Rentería y G. Riccardi. (2005). "Plataforma computacional para gestión de información en la simulación hidrológica-hidráulica del escurrimiento superficial". XX Congreso Nacional del Agua y III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Mendoza. CONAGUA 2005. CD-Rom ISBN: 9872214301.

- Sun, H.; P.S. Cornish and T.M. Daniell (2002). "Contour-based digital elevation modeling of watershed erosion and sedimentation: Erosion and sedimentation estimation tool (EROSET)". *Water Resources Research*, Vol. 38, N°11, 1-10.
- Van Rompaey, A.J.J.; G. Verstraeten; G. Govers and J. Poesen (2001). "Modeling mean annual sediment yield using a distributed approach". *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 481-494.
- Verstraeten, G. and J. Poesen (1999). "The nature of small-scale flooding, muddy floods and retention pond sedimentation in central Belgium". *Geomorphology* 29, 275-292.
- Wicks, J.M., J.C. Bathurst, C.W. Johnson y T.J. Ward (1988). "Application of two physically-based sediment yield models to plot and field scale". *IAHS Publication* 174, pp.583-591.
- Wicks, J.M. and J.C. Bathurst (1996). "SHESED: a physically based, distributed erosion and sediment yields component for the SHE hydrological modelling system". *Journal of Hydrology* (1996), 175, 213-238.
- Woolisher, D.A.; R.E. Smith and D.C. Goodrich (1990). "KINEROS, A Kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual". USDA, Agric. Research Service, Rep. ARS-77, Fort Collins, Colorado.
- Young, R.A.; A. Onstad; D. Bosch and P. Anderson (1987). "AGNPS, Agricultural nonpoint-source pollution model: A watershed analytical tool". USDA, Conservation Research Report N° 35.
- Zimmermann, E. (2000). "Aplicación y Calibración del Modelo SHALL3 en el Sistema Hidrológico del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina". XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Córdoba, Argentina, IAHR, ISBN 950-33-0267-6, Vol. II, pp. 713-722.

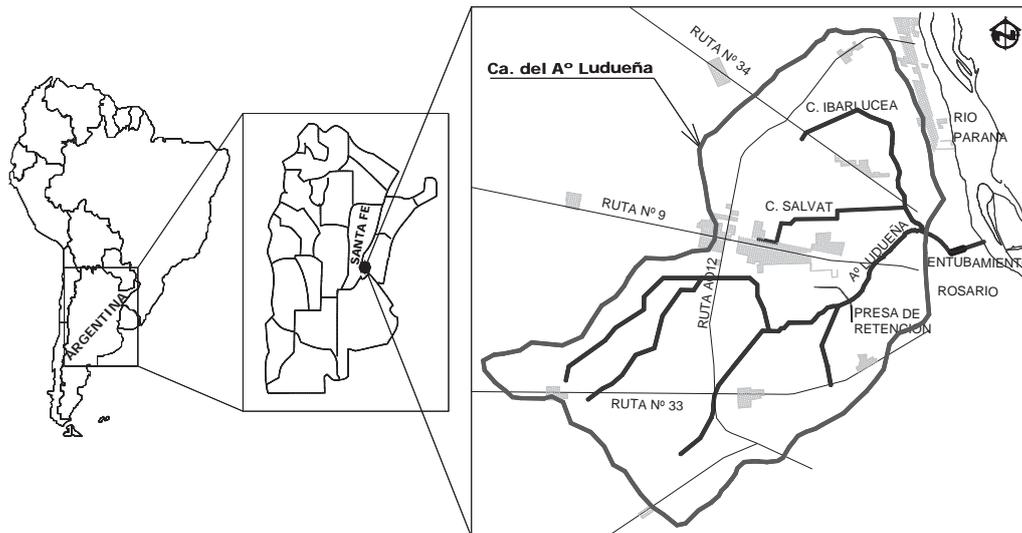


Fig. 1. Cuenca del A° Ludueña, Santa Fe, Argentina.

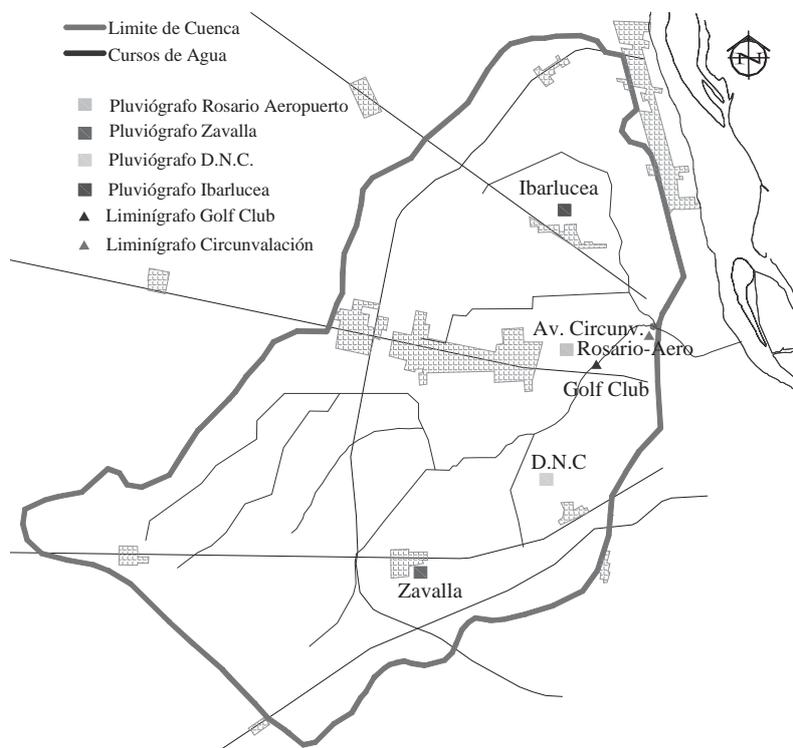


Fig. 2. Indicación de estaciones de medición de lluvia y niveles hidrométricos.

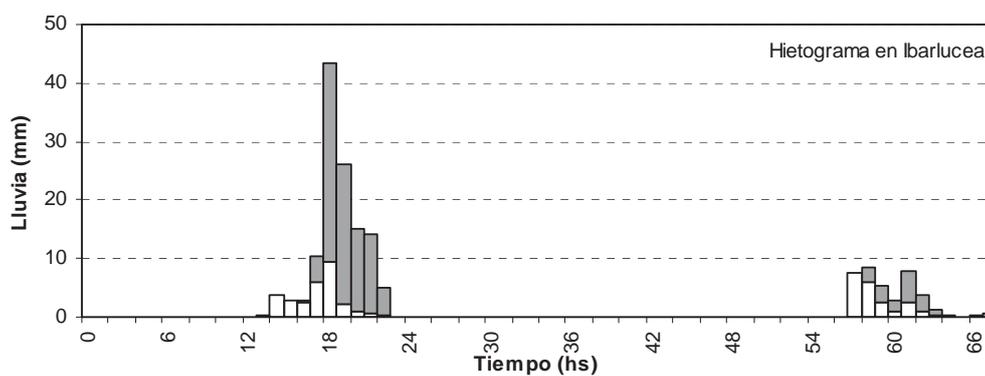


Fig. 3. Hietograma en Ibarlucea. Lluvia total: $(124 + 38) \text{ mm} = 162 \text{ mm}$.

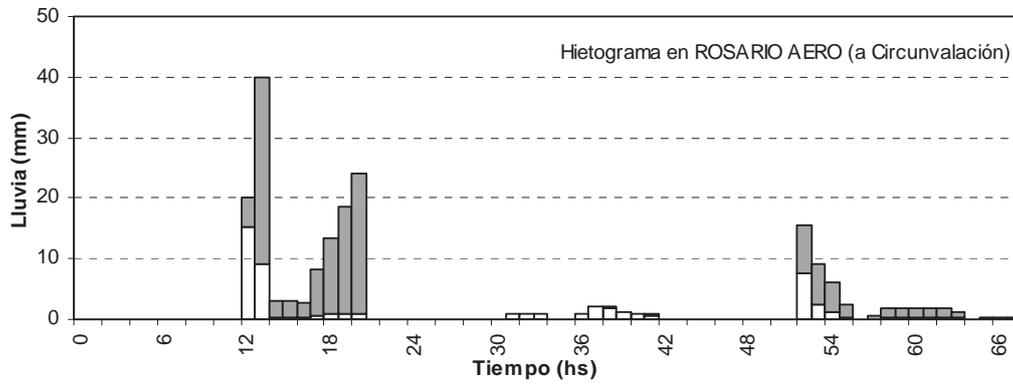


Fig. 4. Hietograma en Rosario Aero (a Circunv.). Lluvia total: $(133,2 + 45,6)$ mm = 178,8 mm.

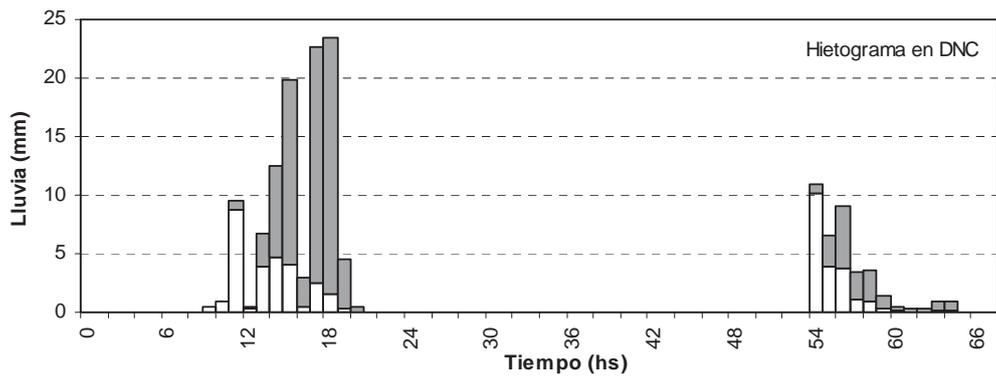


Fig. 5. Hietograma en Despacho Nacional de Cargas. Lluvia total: $(104,5 + 38)$ mm = 142,5 mm.

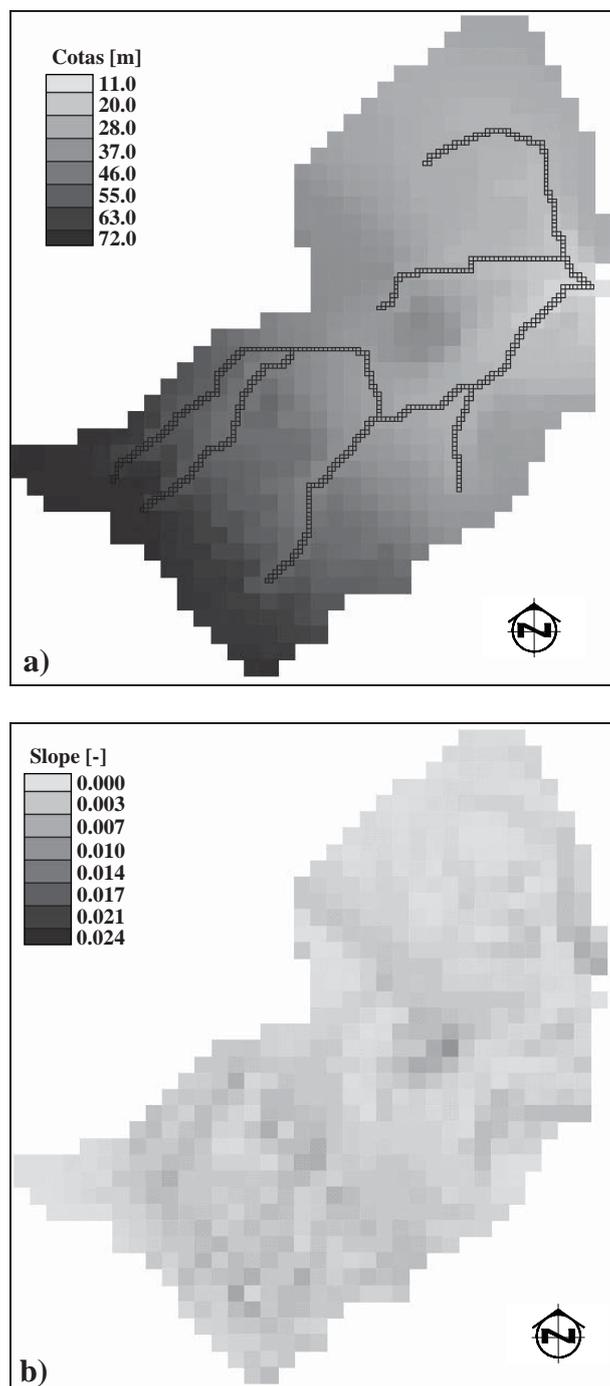


Fig. 6. Constitución del modelo. a) Discretización y relieve de la cuenca para tamaño de grilla de 1000 m. b) Distribución de pendientes locales.

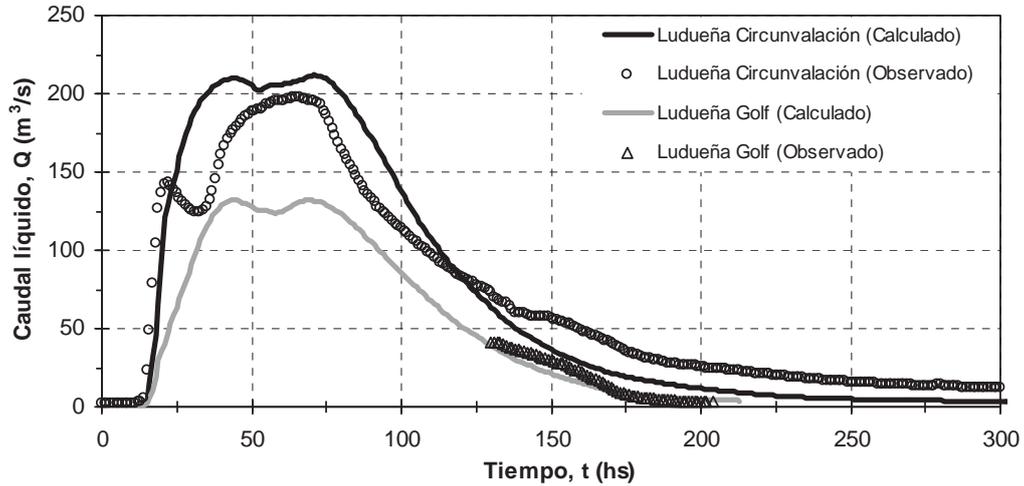


Fig. 7.- Hidrogramas calculados y observados del Arroyo Ludueña en Av. Circunvalación y Golf Club para el evento del 03/04/1994.

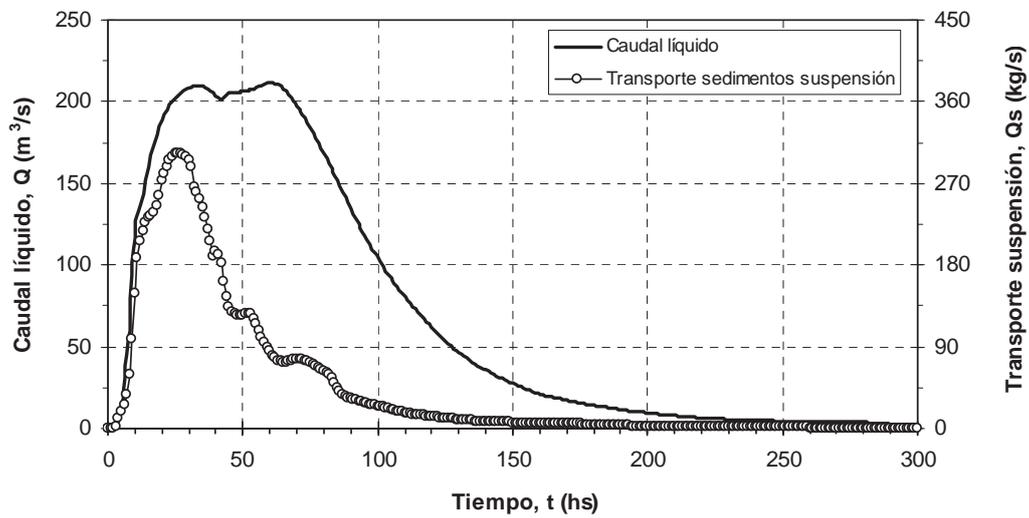


Fig. 8. Hidrograma y sedimentograma del A° Ludueña en Circunvalación calculados con el modelo CTSS8-SED, evento del 03/04/1994.

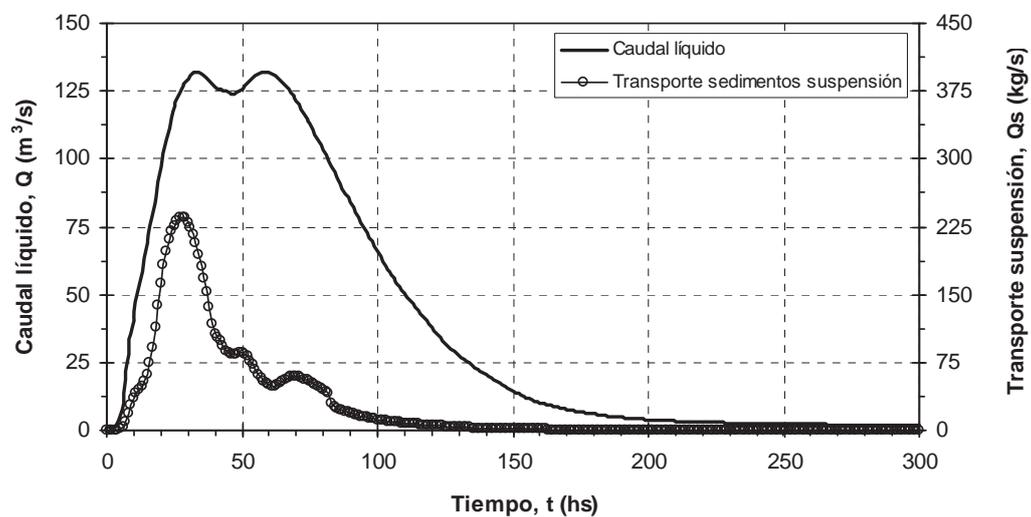


Fig. 9. Hidrograma y sedimentograma del A° Ludueña en Golf Club calculados con el modelo CTSS8-SED, evento del 03/04/1994.

