

LA INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD DE LOS CAMPOS AREALES DE LLUVIA EN LA GENERACIÓN DE HIDROGRAMAS EN LA CUENCA DEL Ao. LUDUEÑA (STA. FE)

Gerardo Adrián Riccardi (*)

Erik Daniel Zimmermann ()**

(*) Consejo de Investigaciones Universidad Nacional de Rosario

(**) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales. FCEIA. UNR

José Hernández 986. Telefax 0341 480 8541. 2000 Rosario. Argentina. e_mail: riccardi@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN: Se analiza la variación en la generación de hidrogramas en una cuenca de llanura ante distintos modelos de distribución espacial de lluvias. El trabajo comprendió la definición de campos areales de lluvias bajo diferentes algoritmos ya implementados en la región, la simulación de escurrimiento mediante un modelo matemático hidrológico-hidráulico cuasi-2D del tipo físicamente basado y el posterior análisis de los resultados. Las tormentas consideradas fueron de magnitudes variables y con distintos grados de heterogeneidad de distribución espacial. Para la composición de los campos de lluvia se dispuso de datos provenientes de 5 estaciones de registros pluviográficos. Además se incorporó al análisis el tamaño de la grilla de la modelación. En cada tormenta se simuló el escurrimiento con el modelo constituido con grilla cuadrangular con discretización de 1000 m, 750 m, 500 m, 375 y 250 m. La cuenca estudiada fue la del Arroyo Ludueña, tributaria del río Paraná, y ubicada en el sur de la provincia de Santa Fe. La cuenca tiene un área de 700 km² y una pendiente media de 0.0015 m/m conformando lo que se tipifica habitualmente como un sistema hidrológico de llanura. Considerando como probables en la región todos los campos continuos propuestos, la reducción de la incertidumbre en los caudales máximos generados en la sección de salida de la cuenca para discretizaciones mas finas se ha debido esencialmente a una tendencia a asemejarse de los campos continuos ante el mejoramiento de la definición y a una menor pérdida de información en los mecanismos de propagación del escurrimiento. El aumento del tamaño de la grilla de discretización produce un aumento del caudal máximo saliente por la cuenca debido a la pérdida parcial de información del mecanismo de escurrimiento, especialmente en las celdas del valle. Esto también constituye una alteración en la respuesta de la cuenca que se combina con las respuestas que generan los distintos campos areales de lluvias. Se concluye acerca de la elevada variabilidad en los valores máximos de caudales que se generan al considerar distintas distribuciones espaciales de lluvias posibles cuando se presentan eventos de poca o mediana magnitud con elevada heterogeneidad espacial.

PALABRAS CLAVE: modelos areales de lluvia, simulación de escurrimiento, cuenca de llanura.

INTRODUCCIÓN

La influencia de la escala de cuenca sobre la respuesta hidrológica y su relevancia en el modelado de la transformación lluvia-caudal ha sido estudiada desde los comienzos de los años 1960 (Amorocho, 1961). En términos cualitativos se ha reconocido que cuando la escala espacial de la representación de la cuenca se incrementa, la cuenca tiende a atenuar los patrones locales de generación de escurrimiento y flujos de agua. Como lo puntualizara Amorocho (1961) en escalas de grandes cuenca la generación de escurrimiento se torna insensible a variaciones registradas en las observaciones de intensidad de lluvia, y la respuesta de la cuenca en términos de lluvia-caudal es gobernada por características a nivel de la macroescala de la cuenca.

En lo que concierne a la variabilidad espacial de la precipitación Julien y Moglen (1990) encontraron que para variabilidades espaciales de lluvia tanto correlacionadas como no correlacionadas, el hidrograma generado en la transformación lluvia-caudal resultó bastante sensible a la intensidad de la lluvia neta y el grado de sensibilidad descendió con el aumento de la duración de la lluvia. Ogden y Julien (1994) confirmaron las conclusiones de Julien y Moglen (1990). Stephenson (1984) determinó que el tiempo de concentración fue aproximadamente el mismo tanto para lluvias uniformes como no uniformes. Michaud y Sorooshian (1994), mediante el uso de un modelo distribuido sobre una cuenca de 150 km² determinaron que los errores en los picos simulados debido a una densidad inadecuada de pluviógrafos (1 pluviógrafo cada 20 km²) representó un 58% del caudal pico observado.

En el marco de un proyecto de investigación donde se aborda la influencia del tamaño de la grilla de discretización en el modelado de escurrimiento en sistema hidrológicos de llanura (Stenta y Riccardi, 2004), mediante un modelo distribuido se circunscribe el presente trabajo, que describe resultados alcanzados en lo referente a la variación de la respuesta hidrológica en términos de la transformación lluvia-caudal en sistema hidrológicos de llanura cuando la lluvia no es definida con una adecuada densidad de pluviógrafos y debe ser descripta mediante diferentes algoritmos que representan campos espaciales de lluvia, incorporando además, la variación del tamaño de la grilla de representación.

El trabajo comprendió la definición de campos areales de lluvias bajo diferentes algoritmos ya implementados en la región, la simulación de escurrimiento en una cuenca de llanura mediante un modelo de simulación del tipo físicamente basado y el posterior análisis de los resultados.

LOS MODELOS DE CAMPOS AREALES DE LLUVIA

Los campos areales de lluvia fueron representados mediante la conocida metodología de (i) Thiessen, (ii) un algoritmo de representación de campos paramétricos continuos desarrollado por Silber (1985) y (iii) una modificación de (ii) desarrollada por Zimmermann y Silber (2002).

Thiessen

Es un conocido método basado en la delimitación de áreas de influencia de cada estación de registros mediante polígonos (Linsley et al., 1977), considerándose dentro de cada área una distribución areal uniforme. En las fronteras entre áreas de influencia existen discontinuidades del campo areal de lluvias.

Algoritmo de cálculo y representación de campos paramétricos continuos

El algoritmo fue desarrollado originalmente por Silber (1985) y presenta una formulación estadístico-matemática basada en estructuras espaciales de correlación. La estructura de correlación espacial adoptada por el método es de tipo exponencial:

$$\rho(d) = \exp(-k.d) \quad (1)$$

donde $\rho(d)$ es el coeficiente de correlación, d es la distancia entre dos puntos y k un coeficiente de abatimiento. Entre dos puntos cualesquiera pertenecientes a una cuenca o, en general, a cualquier región, la correlación será una función de la distancia entre dichos puntos. Por lo tanto, si se tiene un punto cualquiera situado en un origen de coordenadas 0, en el cual se mide una precipitación $P(0)$, la correlación entre la precipitación $P(d)$ ubicado a una distancia d de 0 y $P(0)$ estará dada por:

$$\rho(d) = \frac{\sigma(d,0)}{\sigma(d).\sigma(0)} \quad (2)$$

donde $\sigma(d,0)$ simboliza la covarianza de las mediciones en d y en 0 y la pendiente de las rectas que relacionan ambas precipitaciones será:

$$b = \rho(d) \frac{\sigma(d)}{\sigma(0)} \quad (3)$$

Si la población es homogénea, $\sigma(d)$ y $\sigma(0)$ pueden considerarse iguales, por lo que entonces puede hacerse:

$$P(d) = P(0).\rho(d) \quad (4)$$

De esta manera, si se considera que en punto 0 está el "foco", la dispersión será circular, siendo la tasa de decrecimiento constante e igual a $\rho(d)=\exp(-kd)$.

Coefficiente de abatimiento dependiente de la geometría de la red

Se supone que la cuenca tiene una cantidad N de estaciones de medición, esparcidas al azar. Se definirá a la "distancia media de muestreo", d_m , a la distancia promedio entre todas las estaciones. Esta distancia sería análoga a la "distancia característica de correlación", definida por Rodríguez Iturbe y Mejía (1974) como la distancia media entre dos puntos seleccionados aleatoriamente en una región determinada. Se define la distancia media como:

$$d_m = \frac{1}{N(N-1)} \sum_{i=1}^N \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^N d_{i,j} \quad (5)$$

Si se define una medida adimensional de la distancia, a los efectos de generalizar el proceso, como $v = d/d_m$ se propone la función de correlación como:

$$\rho(d) = \exp\left(-\frac{f.d}{\gamma d_m}\right) = \exp\left(-\frac{f.v}{\gamma}\right) \quad (6)$$

donde f es una constante y γ un factor de “dispersión” de la red igual a la relación entre la superficie de un círculo cuyo radio sea d_m , S_c , y la superficie de la cuenca, S definida como rectangular y de dimensiones $S = \alpha d_m^2$:

$$\gamma = \frac{S_c}{S} = \frac{\pi d_m^2}{\alpha d_m^2} = \frac{\pi}{\alpha} \quad (7)$$

El valor de f es aproximadamente constante en todas las cuencas analizadas por Silber, las que abarcan un gran espectro de distintas situaciones climatológicas y geográficas: las cuencas del Río Primero, del Río San Antonio y del Río de La Suela, de clima semiárido y montañoso; la región del Sur de la Provincia de Córdoba, de clima semihúmedo y topografía extremadamente llana (hasta el extremo de configurar un sistema hidrológico no típico), y la Cuenca del Lussanvira, en Brasil, de configuración topográfica muy variable y con clima húmedo subtropical. En todos los casos osciló entre 17.3 y 17.7, adoptándose un valor medio de 17.5 (Silber 1985).

Algoritmo modificado de cálculo y representación de campos paramétricos continuos

El algoritmo desarrollado originalmente por Silber fue generalizado utilizando en la definición de la relación entre la precipitación focal $P(0)$ y la precipitación a una distancia d , $P(d)$, la ecuación de la recta de regresión que relacionan ambas precipitaciones (Zimmermann y Silber, 2002):

$$P(d) = a + b.P(0) + \varepsilon \quad (8)$$

siendo ε , el error estándar de estimación asociado a la regresión lineal simple. Pueden expresarse la ordenada al origen a , la pendiente b y el error estándar de estimación (asociado a un *ruido blanco*, es decir un proceso aleatorio con distribución normal de media poblacional nula y una desviación típica asociada a los parámetros poblacionales) de la siguiente forma (Arnaiz et al, 1983):

$$a = \mu(d) - \rho(d).\mu(0) \quad (9)$$

$$b = \rho(d) \frac{\sigma(d)}{\sigma(0)} \quad (10)$$

$$\sigma_\varepsilon = \pm \sqrt{\sigma^2(d) - b^2.\sigma^2(0)} \quad (11)$$

siendo $\mu(0)$ y $\mu(d)$ las medias poblacionales de las láminas acumuladas para la duración de tormenta considerada. Si en el área de análisis los registros de precipitación representan una población homogénea, las medias $\mu(0)$ y $\mu(d)$ y los desvíos estándar $\sigma(d)$ y $\mu(0)$ pueden considerarse iguales entre sí. Consecuentemente tomando como referencia el punto 0 y combinando las expresiones anteriores se concluye que:

$$P(d) = P(0) \left[\rho(d) + \frac{\mu(0)}{P(0)} [1 - \rho(d)] \pm m \frac{\sigma(0)}{P(0)} \cdot \sqrt{1 - \rho^2(d)} \right] = P(0) \cdot \lambda \quad (12)$$

siendo $m=1,2,\dots$ el factor del "ancho de la banda" que se traza a ambos lados de la recta de regresión. Si se considera que en punto 0 está el "foco", la dispersión será circular, siendo la relación entre la precipitación en 0 y en d el coeficiente λ una función de la bondad de la correlación entre 0 y d y de las medias y desvíos estándar poblacionales de las láminas regionales.

Coefficiente de abatimiento ajustado a datos regionales

El modelo de interpolación propuesto, según la ecuación (12), involucra la estructura de la correlación espacial obtenida de los registros históricos de cada estación de referencia. Es decir que, contempla la correlación entre las mediciones puntuales a lo largo del tiempo y en función de la distancia que media entre las estaciones. Esto motivó el análisis de la información pluviométrica diaria disponible en la región de estudio, construyendo los *correlogramas* (gráficas de coeficientes de correlación medidos sobre las series de tormentas históricas en función de la distancia entre las estaciones de medición). El ajuste de los datos recopilados a ecuaciones exponenciales (ec. 1) dio por resultado de coeficientes regionales los valores indicados en Tabla 1 (Zimmermann, 2000).

Tabla 1. Coeficientes Regionales Ajustados

Duraciones	6 hs	12 hs.	24 hs.	Pluviometría diaria
Coefficiente de abatimiento k	0.0275 km^{-1}	0.0211 km^{-1}	0.0168 km^{-1}	0.0131 km^{-1}

La estructura de correlación generalizada

Suponiendo ahora una red regular, compuesta por N estaciones de medición, bajo un campo uniforme de precipitaciones, sería razonable considerar que todos los puntos en los cuales se mide son focales, y que la precipitación, en cualquier punto no focal de la zona -es decir, todos los puntos en los que no se mide- está influida por la variable medida en todos los puntos focales. Más aún, que la influencia ésta es aditiva, y que disminuye al aumentar la distancia (ecuación 1). La representación de la precipitación en un punto genérico x resultará:

$$P_x = \sum_{i=1}^N \beta_{x,i} P_i \quad (13)$$

Consecuentemente, en cada punto x de la cuenca puede definirse un vector β de orden N que contiene los coeficientes de peso, cumpliéndose además, que $\sum \beta_{x,i} = 1$. Si se considera que las mediciones conforman un vector \mathbf{P} , de orden N , puede ahora definirse al campo paramétrico sobre todos los puntos de la cuenca, como el producto escalar: $P_x = \mathbf{P} * \beta$

La ecuación (13) representa, por otra parte, el algoritmo general para estimar la precipitación areal que en el caso más simple $\beta_{x,i} = 1/N$ y P_x , por lo tanto, es el promedio estimado sobre el área. P_x puede ser también la precipitación media areal estimada por el método de Thiessen, donde $\beta_{x,i}$ es la relación entre el área asignada a una estación genérica y el área total de la cuenca.

La propuesta original de Silber (ec. 14) y la modificada por Zimmermann y Silber (ec. 15)

contemplan los siguientes factores de peso, respectivamente:

$$\beta_{x,i} = \rho(x,i) / \sum_{j=1}^N \rho(x,j) \quad (14)$$

$$\beta_{x,i} = \lambda^5(\rho(x,i), \mu, \sigma) / \sum_{j=1}^N \lambda^5(\rho(x,j), \mu, \sigma) \quad (15)$$

SIMULACIÓN DE ESCURRIMIENTO

Las simulaciones de escurrimiento fueron llevadas a cabo en la cuenca del Arroyo Ludueña en la región de Rosario, provincia de Santa Fe, Argentina. La cuenca tiene una extensión superficial de 700 km², una pendiente media de 0.0015 m/m y una longitud de cursos entre transitorios y permanentes de 140 km, conformando lo que se tipifica habitualmente como un sistema hidrológico de llanura (Figura 1). El caudal asociado a una situación sin desbordes es de 80 m³/s en tanto que el caudal generado para recurrencias cercanas a 50 años es del orden de 500 m³/s.

El sistema utilizado es una fusión de una versión del sistema de modelación hidrológica-hidráulica cuasi-2D tipificado CTSS8 (Riccardi, 2000) y una plataforma de procesamiento de información pre y post cálculo bajo Windows denominada SIMULACIONES (Rentería y Stenta, 2003). El sistema de modelación permite la simulación hidrológica-hidráulica de escurrimiento superficial en dominios bidimensionales con unidades de discretización ortogonales. Las pérdidas de escurrimiento pueden ser estimadas en base a algoritmos que resuelven el método de CN, Horton o Green & Ampt.

La constitución del modelo en una grilla con elementos ortogonales de 1000 m x 1000 m y su calibración fue llevada a cabo en trabajos previos (Riccardi et al., 2002).

ENSAYOS EXPERIMENTALES

Se llevaron a cabo simulaciones de escurrimiento para tormentas de una serie de registros de eventos ocurridos entre 1994 y 1998. La cuenca contaba con 5 estaciones de registros pluviográficos (Ibarlucea, Rosario Aero, DNC, Arnold y Zavalla) y 2 estaciones limnigráficas sobre el curso principal (Golf y Circunvalación) (Figura 1). En todas las tormentas se compusieron los campos areales de lluvia mediante (i) polígonos de Thiessen (Thi); (ii) algoritmo de Silber (Sil); (iii) algoritmo de Zimmermann y Silber (Zi y Si), agregándose la simulación con (iv) campo de lluvia uniforme (Cte). Las tormentas observadas comprendieron eventos de baja, media y alta intensidad, tormentas cortas (< 3 horas) y tormentas largas (> 12 horas). En función de resultados obtenidos en simulaciones previas se comprobó que una discretización temporal adecuada de las tormentas sin pérdida de información a la salida de la cuenca es 3 horas, por lo cual fue adoptado como intervalo de tiempo de las tormentas. A los efectos ilustrativos los resultados obtenidos en tres tormentas consideradas como representativas de las observadas. En la Figura 2 se presentan los hietogramas, con discriminación de lluvia neta y pérdidas de las 3 tormentas citadas.

La primer tormenta (T1) corresponde un evento histórico de gran magnitud y con uniformidad espacial, calculándose un lluvia total en la cuenca de 120 ± 1 mm, correspondiendo el valor anterior al promedio de las lluvias a escala de cuenca generadas por los tres algoritmos considerados, y la tolerancia acota la diferencia entre el promedio y los valores generados por cada

algoritmo. Por otro lado el rango de diferencias entre el valor areal promedio y los valores puntuales en cada estación de registros está acotado entre -12.8% y $+10.8\%$, lo que manifiesta una notoria uniformidad en la lluvia total acumulada. La lluvia neta fue deducida a partir del método del CN con un valor ajustado de $CN = 90$ con los hidrogramas observados. La lluvia neta resultante en toda la cuenca fue de 91.8 ± 0.8 mm, observándose un rango de diferencias con los valores puntuales de las estaciones comprendido entre -16.1% y $+13.7\%$.

La segunda tormenta (T2) es un evento hipotético y se trata de la misma lluvia total que T1 pero con un estado inicial de la cuenca medianamente seco ($CN = 70$). Esta tormenta fue considerada como parte de un análisis de la influencia de la humedad antecedente en tormentas importantes. En este caso la lluvia total fue igual a T1 y la lluvia neta resultó de 46.7 ± 0.7 mm. El rango de diferencias con las lluvias neta puntuales fue de -23.4% y $+20.5\%$, evidenciándose una leve variación espacial de la lluvia neta.

La tercer tormenta (T3) también corresponde a un evento histórico con un valor de 64.6 ± 2.3 mm. El rango de diferencias con los valores puntuales fue de -64.4% y $+71.8\%$. En este caso el CN ajustado correspondió a un valor de $CN = 75$, determinándose una lluvia neta de 20.0 ± 3 mm con diferencias entre los valores puntuales y el valor de toda la cuenca comprendido entre -98% y $+148\%$. La importantes diferencias entre el valor integrado en la cuenca y los valores puntuales ponen de relevancia la variación espacial de esta lluvia.

A modo ilustrativo en la Figura 3 se presentan la isohietas de la tormenta T1 según modelo de Silber (Si) y de Zimmermann y Silber (Zi y Si) para la duración total de la lluvia.

En cada tormenta se simuló el escurrimiento con el modelo constituido con grilla cuadrangular con discretización de 1000 m, 750 m, 500 m, 375 y 250 m. De acuerdo con lo reportado por Molnar y Julien (2000) y constatado por Stenta y Riccardi (2004) el aumento del tamaño de la grilla de discretización produce un aumento del caudal máximo saliente por la cuenca debido a la pérdida parcial de información del mecanismo de escurrimiento, especialmente en las celdas del valle. Esto también constituye una alteración en la respuesta de la cuenca que se combina con las respuestas que generan los distintos campos areales de lluvias.

Considerando que ambos campos continuos de lluvias son probables (Silber, 1985 y Zimmermann y Silber, 2002), la respuesta de la cuenca fue analizada en función de las diferencias de caudales máximo relacionados a los que computan ambos modelos de campos continuos. En la Tabla 2 se presentan dichas diferencias para las 3 tormentas de referencia.

Tabla 2. Diferencias entre cuadales máximos en sección de salida de la cuenca respecto a resultados de campos continuos

Tormenta T1. Diferencias respecto a Sil en %

	Thi	Zi y Si	Unif.
250	0.56	-0.06	-2.85
375	0.45	-0.06	-2.78
500	0.30	-0.49	-3.76
750	0.08	-0.89	-0.89
1000	-0.12	-0.58	-3.01

Tormenta T1. Diferencias respecto a Zi y Si en %

	Thi	Sil	Unif.
250	0.62	0.06	-2.79
375	0.51	0.06	-2.73
500	0.79	0.49	-3.29
750	0.98	0.89	-3.26
1000	0.46	0.58	-2.44

Tormenta T2. Diferencias respecto a Sil en %

	Thi	Zi y Si	Unif.
250	0.74	0.13	-3.17
375	0.57	0.36	-2.75
500	0.55	-1.23	-8.01
750	0.27	-2.54	-8.67
1000	2.77	-2.73	-7.83

Tormenta T2. Diferencias respecto a Zi y Si en %

	Thi	Sil	Unif.
250	0.61	-0.13	-3.29
375	0.21	-0.36	-3.10
500	1.81	1.25	-6.86
750	2.89	2.61	-6.29
1000	5.65	2.80	-5.25

Tormenta T3. Diferencias respecto a Sil en %

	Thi	Zi y Si	Unif.
250	12.07	-3.45	-34.48
375	13.21	-12.29	-30.28
500	11.69	-23.23	-31.54
750	12.54	-28.93	-21.57
1000	14.33	-30.41	-23.09

Tormenta T3. Diferencias respecto a Zi y Si en %

	Thi	Sil	Unif.
250	16.07	3.57	-32.14
375	29.08	14.02	-20.50
500	45.49	30.26	-10.82
750	58.35	40.71	10.35
1000	64.30	43.71	10.53

En secciones de control de flujo dentro de la cuenca, la tendencia observada en la sección de salida de la cuenca se amplifica o se atenúa según la variabilidad espacial de la tormenta. En la sección de control Golf la mayor diferencia detectada entre los campos Thi, Zi y Si y Si en la grilla

de 1000 m es de 62.5% y desciende a 1.3% para una grilla de 250 m. En cambio en la sección de la desembocadura del canal Ibarlucea para la grilla de 250 m la diferencia mayor es del 129%, en tanto que para la discretización de 1000m no es posible definir diferencias en pico puesto que se observan fuertes diferencias en los cuerpos generales de los hidrogramas y en el tiempo al pico, desestimándose la posibilidad de considerar los resultados en esas secciones por su alta variabilidad.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Los campos de lluvias constituidos por el método de Thiessen producen los mayores valores de caudal máximo en todo tipo de tormentas (pequeñas y gran magnitud), cualquiera sea el tamaño de la grilla espacial.

Para tormentas de gran magnitud y escasa variación espacial (T1) las diferencias entre los caudales generados a partir de los métodos de campos continuos y Thiessen son mínimas, tendiéndose a incrementar para lluvias netas menores (T2 y T3) y que registran mayores heterogeneidades espaciales.

En la tormenta de mayor lámina (T1) la diferencia de los caudales generados entre Thiessen y los campos continuos para cualquier tamaño de grilla no supera el $\pm 1\%$, y si se considera la simplificación de un campo de lluvia uniforme espacialmente en la cuenca la diferencia se acota a -4% .

En el análisis de tormentas de menor magnitud (por ej. T3) las diferencias en los caudales máximos generados a partir de los distintos campos areales de lluvias se tornan más importantes.

Para la tormenta T3 en una grilla de 1000 m se verificaron diferencias entre los caudales máximos generados a partir de los algoritmos de Thiessen y los campos continuos del $+64\%$ y entre los propios campos continuos entre -30% y $+43\%$. Esta diferencia va disminuyendo a medida que la unidad de discretización disminuye. Para una discretización de 500 m la diferencia entre Thiessen y los campos continuos se acota en $+45\%$ y entre los propios campos continuos en -23% y $+30\%$. En tanto que para una discretización de 250 m las diferencias entre Thiessen y los campos continuos se acotan en $+16\%$ y la diferencia entre los campos continuos se acota a $\pm 3.5\%$. Cabe destacar que la lluvia uniforme para la T3 produce en casos diferencias inferiores a las mencionadas pero por otro lado produce importantes diferencias en los tiempos al pico y forma general del hidrograma (ver Figura 4). En los hidrogramas generados por Thiessen y por los campos continuos no se computaron diferencias relevantes en lo que concierne a tiempos al pico, tiempos de base y forma general de los hidrogramas.

En secciones internas de la cuenca las diferencias se han atenuado y amplificado dependiendo de la distribución espacial de la tormenta. En la Figura 5 se presentan los hidrogramas calculados en la sección interna Golf Club para las tormentas T1 y T3 y para las dos discretizaciones extremas $dx = 250$ y 1000 m.

Para la cuenca en estudio no se evidencia una apreciable influencia de la distribución temporal interna de la precipitación sobre los caudales máximos, verificándose similares respuestas para discretizaciones temporales de lluvia de 1, 2 y 3 h.

CONCLUSIONES

Se ha presentado un análisis de la respuesta hidrológica de una cuenca de llanura ante distintos algoritmos de distribución areal de lluvias. El estudio se basó en la conformación de campos espaciales de lluvias mediante metodologías probadas como Thiessen, y dos algoritmos de campos continuos como el propuesto por Silber (1985) y el propuesto por Zimmermann y Silber (2000), y la simulación de escurrimiento mediante un modelo matemático hidrológico-hidráulico cuasi 2D (Riccardi, 2002). Se analizaron tanto tormentas de pequeña como de gran magnitud en términos de lámina precipitada. Se analizaron además lluvias con distribución espacial uniforme y no uniforme. El estudio también comprendió el análisis de la influencia del tamaño de la grilla de discretización.

La distribución de Thiessen para todo tipo de tormentas ha generado siempre el mayor caudal máximo.

En tormentas de gran magnitud con lluvia neta areal en el orden de 90 mm y variaciones máximas entre valores puntuales de estaciones y la lluvia areal en el orden de $\pm 15\%$ no se producen variaciones en el caudal máximo saliente superiores al 1%, cualquiera sea el modelo de lluvias utilizado. Incluso en esta situación a los efectos de cuantificar solamente el hidrograma saliente, resulta adecuado utilizar un hipótesis de lluvia uniforme espacialmente.

En tormentas con lluvias netas del orden de 50 mm con variaciones respecto a las lluvias puntuales no superiores al $\pm 25\%$ la variación de los caudales máximos salientes no supera el 6%, cualquiera sea el método. No resulta en este caso adecuado, utilizar un campo de lluvia uniforme espacialmente.

Para tormentas con lluvia neta del orden de 20 mm y con variaciones superiores al 100% de los registros puntuales respecto al valor areal, la respuesta hidrológica de la cuenca está fuertemente condicionada al tipo de campo areal de lluvia considerado y al tamaño de la grilla de modelación. Se ha constatado en la cuenca en estudio de 700 km² con 5 estaciones pluviográficas que para tormentas con este tipo características solamente mediante la disminución del tamaño de la grilla puede reducirse el nivel de incertidumbre de la respuesta de la cuenca. En este caso el uso de una grilla de 250 m para la tormenta observada más heterogénea, ha acotado la diferencia entre los caudales máximos generados a partir de los diferentes algoritmos de representación areal de lluvias al 16%.

Considerando como probables en la región ambos campos continuos, la reducción de la incertidumbre en los caudales máximos generados en la sección de salida de la cuenca para discretizaciones más finas se ha debido esencialmente a una tendencia a asemejarse de los campos continuos ante el mejoramiento de la definición y a una menor pérdida de información en los mecanismos de propagación del escurrimiento. El valor de diferencia 16% puede considerarse como el umbral mínimo atribuible totalmente a la diferencia de representación de los campos areales de precipitación.

En secciones internas de la cuenca se han establecido disímiles aproximaciones entre los hidrogramas generados, dependiendo de la distribución areal de la tormenta. En el caso de las tormentas de pequeña magnitud (20 mm) con heterogeneidad espacial, aún para discretizaciones de 250 m las discrepancias entre los caudales máximos de los hidrogramas generados por los distintos campos de lluvias superó el 100% lo que hace escasamente confiable los hidrogramas en secciones internas. Para una adecuada definición de los hidrogramas en sitios internos de la cuenca es

rigurosamente necesario un mayor certidumbre acerca de cual es el campo areal de precipitación más probable en cada tormenta.

Es claro que gran parte de la incertidumbre en la respuesta debido al desconocimiento de la distribución areal específica de cada tormenta se atenúa densificando la red de medición o integrando redes de pluviógrafos con información de radar meteorológico. Pero en la mayoría de las cuencas hidrográficas del país no se dispone de tal información.

BIBLIOGRAFÍA

- Amorocho J.** (1961) *Discussion on "Predicting Storm runoff on small experimental watershed"* by N.E. Minshall, Journal of Hydraulic Division, ASCE, 87 (HY2), pp. 185-191.
- Arnaiz M., Aragonés J. y López García L.** (1983) *Nociones de Estadística Aplicada a la Hidrología. Sección 3 en: Hidrología Subterránea*, (Eds. Custodio E. y Llamas M.), Omega, SA Barcelona, España.
- Julien P. and Moglen G.** (1990) *"Similarity and length scale for spatially varied overland flow"*, Water Resources Research, 26 (8), 1819-1832.
- Linsley R., Kohler M. y Paulus J.** (1977) *Hidrología para Ingenieros*, Mc Graw Hill.
- Michaud J. and Sorooshian S.** (1994) *"Effect of Rainfall Sampling error on simulation of desert flash floods"*, Water Resources Research, 30, 2765-2775.
- Molnár D. and Julien P.** (2000) *"Grid-Size Effects on Surface Runoff Modeling"*, Journal of Hydrologic Engineering, ASCE, (1), 8-16.
- Ogden F. and Julien P.** (1994) *"Runoff sensitivity to temporal and spatial rainfall variability at runoff plane and small basin scale"*, Water Resources Research, 29, 2589-2597.
- Rentería J. y Stenta H.** (2003) *Desarrollo de soporte computacional interactivo para sistema de simulación hidrológica superficial*, Tesis de Grado Ingeniería Civil, FCEIA, UNR, Rosario, Argentina, Inédito.
- 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 Esguerrimiento Superficial con Alto Nivel de Detalle en Cuenca del Arroyo Ludueña"*, XIX Cong. Nacional del Agua, T33, V. C. Paz, Córdoba, Argentina.
- Rodríguez-Iturbe I. y Mejía J.** (1974), *"On the Transformation of Point Rainfall to Areal Rainfall"*, Water Resources Research, 10 (4), 729-735.
- Silber M.** (1985) *"Algoritmo de cálculo y representación de los campos paramétricos continuos"*, XII Congreso Nacional del Agua, Mendoza, Argentina.
- Stenta H. y Riccardi G.** (2004) *"Análisis del Efecto del Tamaño de la Grilla en el Modelado del Esguerrimiento Superficial en Cuencas de Llanura"*, XXI Cong. Latinoamericano de Hidráulica, San Pedro, Brasil.
- Stephenson D.** (1984), *"Kinematic study of effects of storm dynamics on runoff hydrographs"*, Water SA, 189-196.
- Zimmermann E.** (2000), *Informe Carrera de Investigación*, CONICET, Centro Universitario de Investigaciones Hidroambientales, Rosario, Argentina, Inédito.
- Zimmermann E., y Silber M.** 2002 *"Algoritmo para la Representación de Campos de Precipitación"*, XIX Congreso Nacional del Agua, T54, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina.

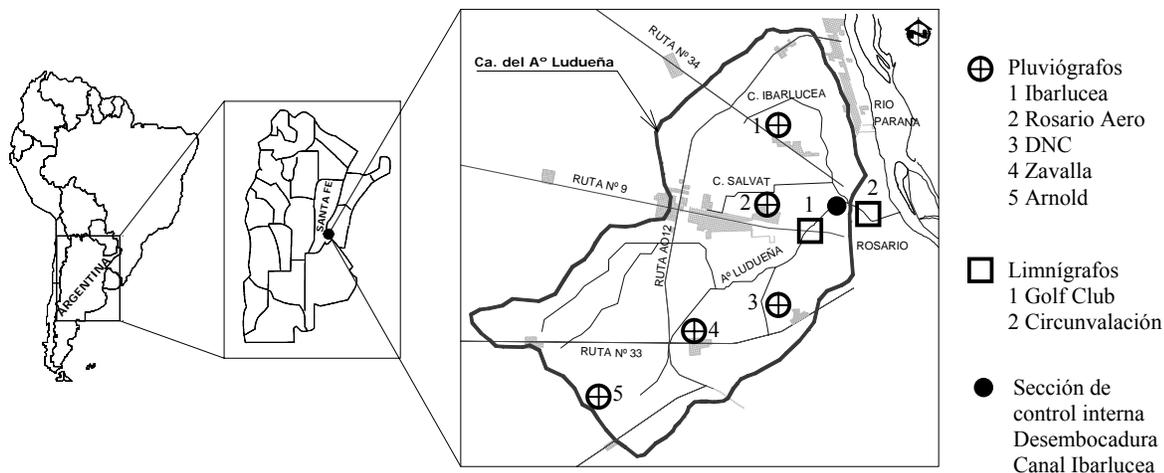
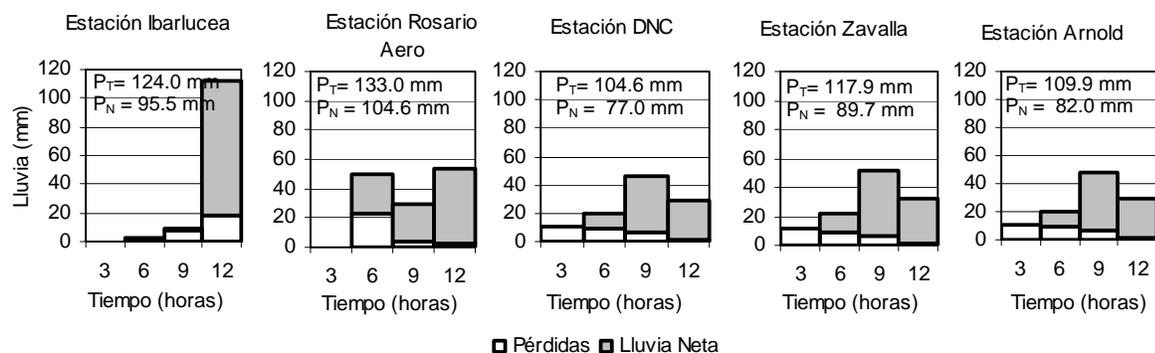
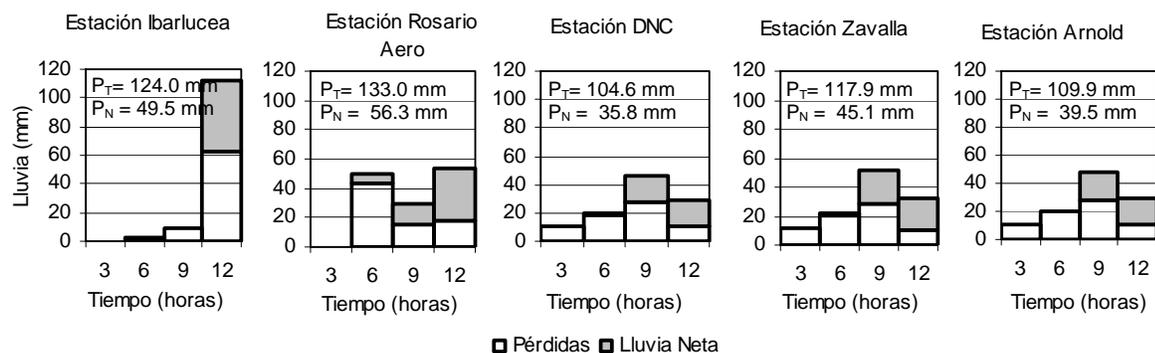


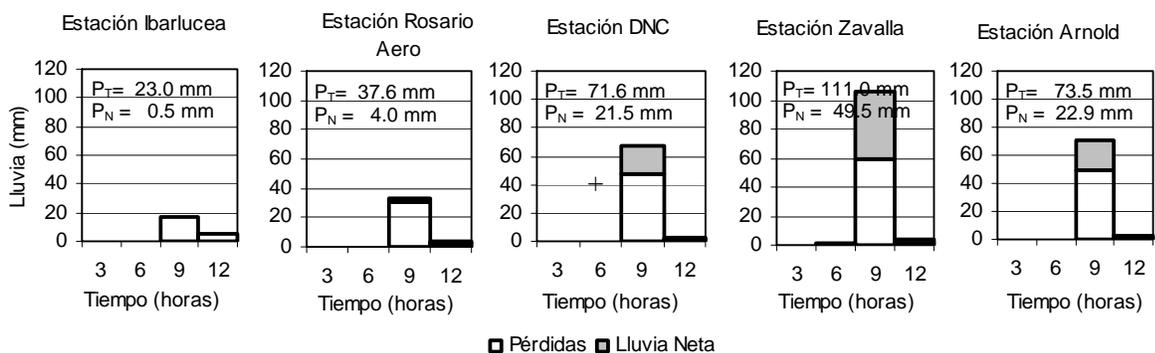
Figura 1. Cuenca del Arroyo Ludueña, Santa Fe, Argentina



(a) Tormenta T1, $P = 120 \pm 1$ mm (-12.8 % y +10.8 %), $P_{neta} = 91.8 \pm 0.8$ mm (-16.1 % y +13.7 %)



(b) Tormenta T2, $P = 120 \pm 1$ mm (-12.8 % y +10.8 %), $P_{neta} = 46.7 \pm 0.7$ mm (-23.4 % y +20.5 %)



(c) Tormenta T3, $P = 64.6 \pm 2.3$ mm (-64.4 % y +71.8 %), $P_{neta} = 20 \pm 3$ mm (-98 % y +148 %)

Figura 2. Lluvias Totales y Netas en Estaciones de Registros

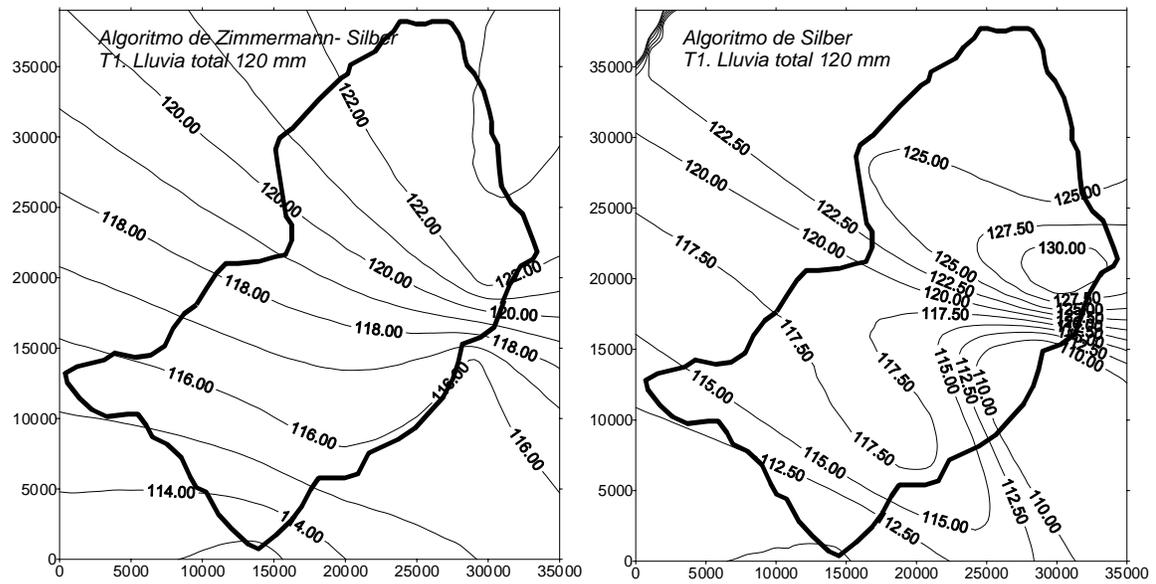


Figura 3. Campos Areales de Lluvias para Algoritmos de Silber y Zimmermann-Silber

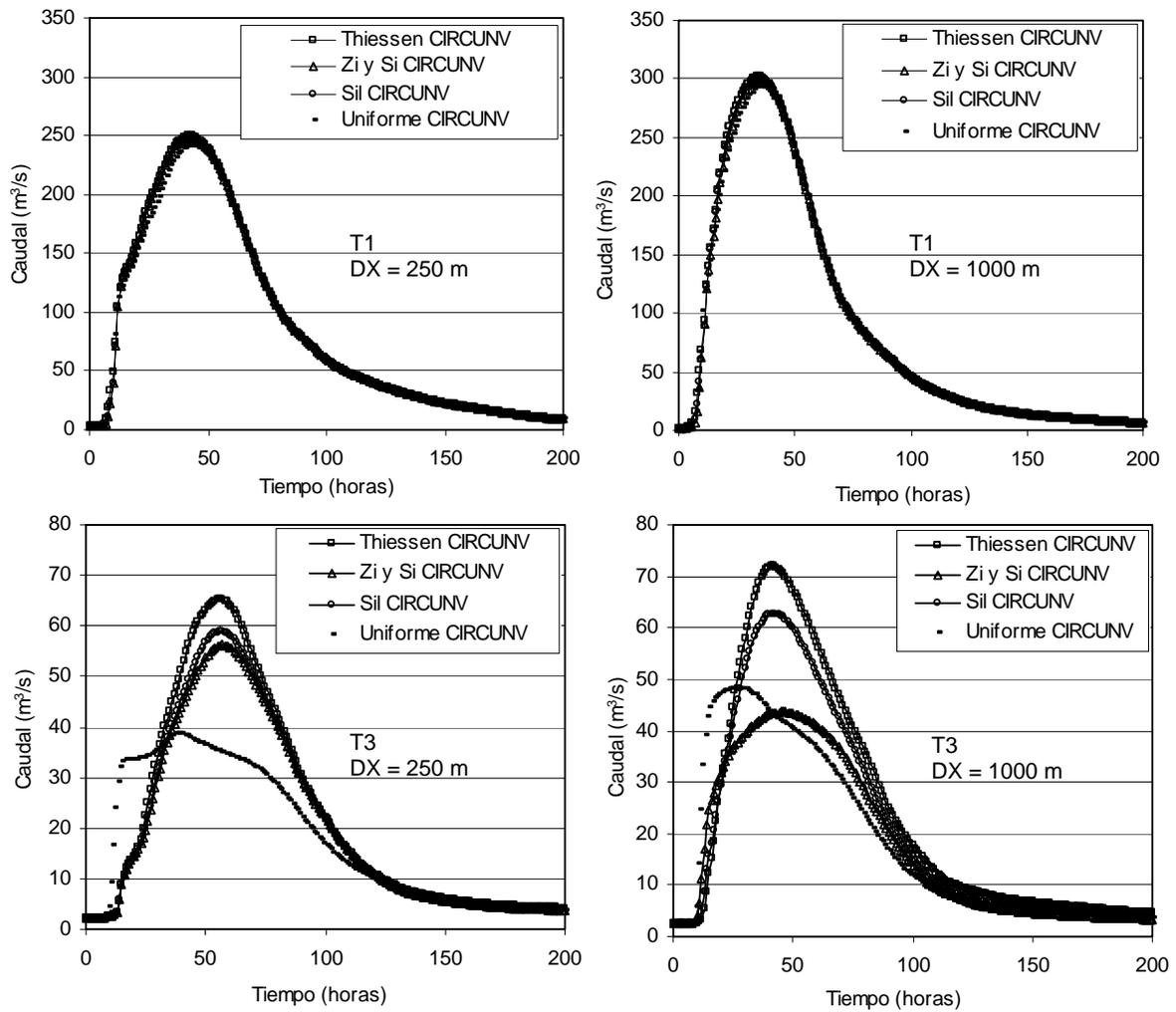


Figura 4. Hidrogramas calculados en Sección de Control de la Cuenca

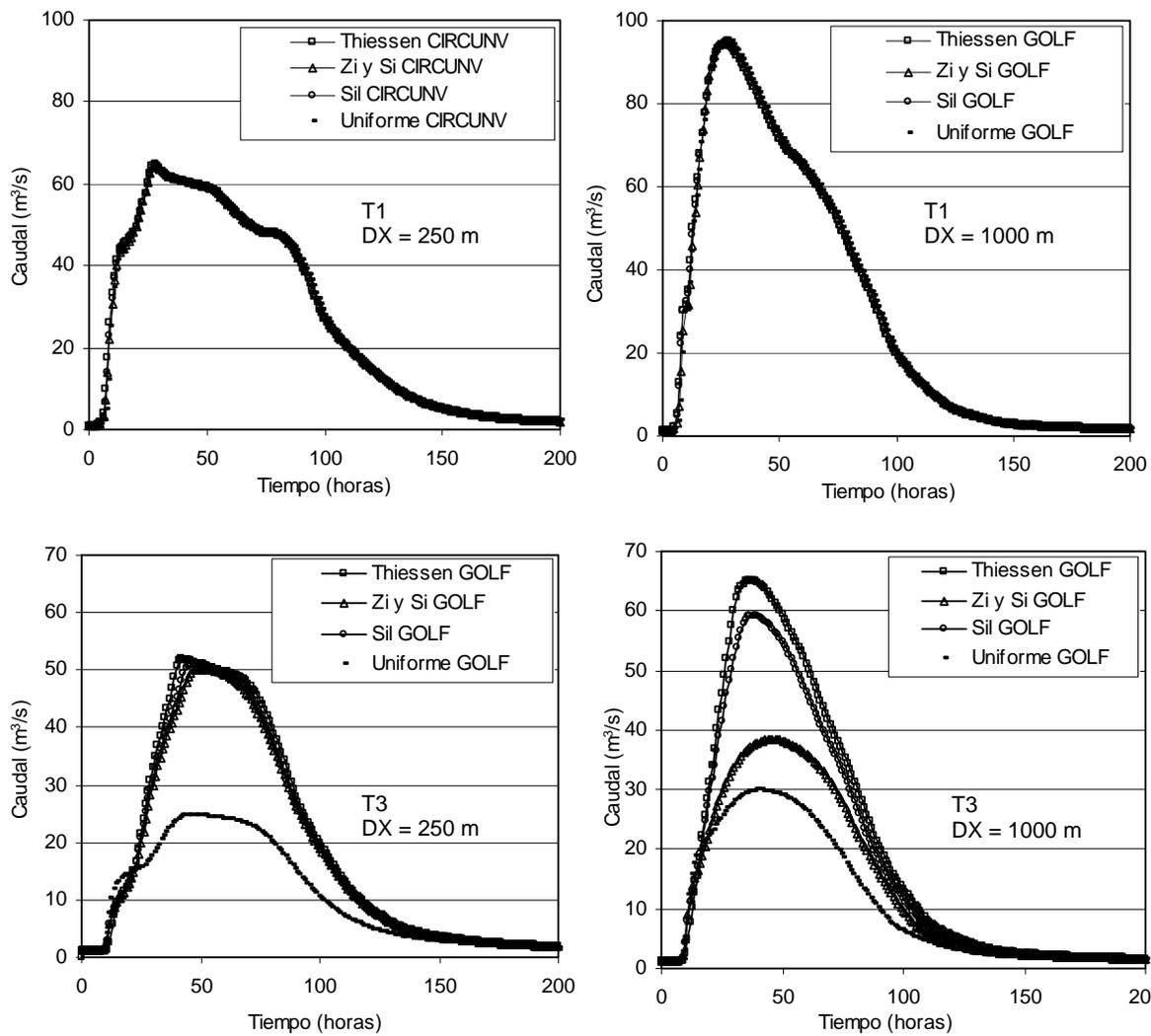


Figura 5. Hidrogramas calculados en Sección de Golf Club