
UNIVERSIDAD NACIONAL DE ROSARIO

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, INGENIERIA Y AGRIMENSURA

DEPARTAMENTO DE HIDRAULICA Y CENTRO UNIVERSITARIO ROSARIO
DE INVESTIGACIONES HIDROAMBIENTALES (CURIHAM)

TRABAJO DE TESIS DOCTORAL:

**EFFECTOS DEL TAMAÑO DE GRILLA SOBRE LA MODELACIÓN
MATEMÁTICA DISTRIBUIDA DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL EN
CUENCAS DE LLANURA**

DOCTORANDO: ING. HERNAN ROBERTO STENTA

DIRECTOR DE TESIS: DR. ING. GERARDO ADRIAN RICCARDI

CO-DIRECTOR DE TESIS: DR. ING. PEDRO ABEL BASILE

AÑO 2008

DEDICATORIA

A la memoria de mi abuela Silvia y mis abuelos Roberto y Nazareno.

A Rosana, mi compañera de vida.

A mis Padres, mi abuela Nuncia y mi hermano Charly y a Carla.

AGRADECIMIENTOS

A Gerardo Riccardi, por haber dirigido esta tesis doctoral; por su enseñanza diaria durante los cinco años en que se desarrolló el presente estudio y por su amistad.

A Pedro Basile por su amistad y por sus aportes que permitieron en todo momento clarificar conceptos e ideas relacionadas a la temática específica de este estudio.

Al personal de trabajo del Departamento de Hidráulica y del Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales; por su continuo apoyo en todas las tareas cotidianas que posibilitaron un confortable ámbito de trabajo.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por el Financiamiento de la Beca Doctoral sin la cual no hubiera sido posible la realización de este estudio.

A los Proyectos PICTO 2004 N° 23187 de la ANPCyT y PIP N° 5308 del CONICET, con los cuales se financiaron parcialmente el equipamiento, viajes y viáticos e insumos empleados en el desarrollo del trabajo.

Al Instituto de Hidrología de Llanuras (UNICEN) por la información brindada para el estudio de la cuenca del A° Santa Catalina.

A mis padres Roberto y Lydia, por su esfuerzo incondicional para sostener, en épocas difíciles, los estudios de grado que permitieron continuar hacia el desarrollo del presente trabajo de post-grado.

A mi abuela Nuncia, por el continuo interés en el desarrollo de este trabajo; lo que constituyó un invaluable estímulo para la realización del mismo.

A mi hermano Charly, por las charlas entabladas que alentaron el desarrollo de mi trabajo diario.

A Rosana, por estar continuamente brindando un apoyo más que suficiente e incondicional y por acompañar diariamente todas mis actividades.

INDICE

Resumen.....	iv
Abstract.....	v
Capitulo 1 INTRODUCCIÓN.....	1
Capitulo 2 OBJETIVOS y METODOLOGIA GENERAL	
2.1 Objetivos y Justificación de la Tesis.....	9
2.2 Metodología General.....	11
Capitulo 3 ESTADO DEL ARTE	
3.1 Introducción.....	14
3.2 Efecto del Tamaño de la Grilla en la Modelación Matemática.....	16
3.3 Similitud Hidrológica y Almacenamiento de Equilibrio.....	24
3.4 Contenido de Información Topográfica y Entropía.....	25
3.5 Sistemas de Información Geográfica.....	26
3.6 Conclusiones del Capítulo.....	27
Capitulo 4 DESCRIPCIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO UTILIZADO	
4.1 Descripción del Modelo Matemático Utilizado.....	30
4.1.1 Ecuaciones gobernantes.....	31
4.1.2 Formulación numérica.....	33
4.1.3 Modelo conceptual de conducción y almacenamiento a nivel de celda.....	33
4.2 Acople del Modelo Matemático CTSS8 con Plataforma Computacional.....	35
4.3 Implementación del Sistema de Información Geográfica.....	37
Capitulo 5 CONCEPTOS DE ESCALA; SIMILITUD HIDROLÓGICA E HIDRÁULICA Y ENTROPÍA	
5.1 El Concepto de Escala en la Modelación Matemática.....	39
5.2 Variabilidad a Nivel de Celda.....	46
5.3 Almacenamiento de Equilibrio.....	49
5.4 Tiempo de Equilibrio.....	53
5.5 Relación entre Caudal y Almacenamiento.....	54
5.6 El Concepto de Entropía Aplicado a la Hidrología.....	56
5.7 Conclusiones del Capítulo.....	59

Capítulo 6 PROCEDIMIENTO PARA EL ESCALAMIENTO DE PARÁMETROS.....	60
Capítulo 7 EFECTOS DEL TAMAÑO DE GRILLA Y ESCALAMIENTO DE PARAMETROS EN CUENCAS TEORICAS SIMPLES	
7.1 Expresiones Analíticas de Escalamiento de la Rugosidad Superficial en Celda y Pendiente Transversal en Celda.....	63
7.2 Cuenca Teórica Simple.....	70
7.3 Efecto de Modificación de la Pendiente Longitudinal.....	77
7.4 Caso de Pendientes Locales Variables.....	80
7.5 Conclusiones del Capítulo.....	86
Capítulo 8 EFECTOS DEL TAMAÑO DE GRILLA Y ESCALAMIENTO DE PARAMETROS EN CUENCAS REALES	
8.1 Tratamiento de la Información Topográfica y Constitución del Modelo.....	88
8.1.1 Tratamiento de la Información Topográfica.....	88
8.1.2 Constitución del Modelo.....	90
8.2 Aplicación en la Cuenca del A° Ludueña.....	91
8.2.1 Descripción general.....	91
8.2.2 Constituciones del modelo.....	94
8.2.3 Comparación de las características generales entre TG125 y los datos de partida.....	98
8.2.4 Efecto del tamaño de la grilla en características del relieve.....	100
8.2.5 Entropía.....	114
8.2.6 Calibración y validación del modelo.....	118
8.2.7 Efecto del TG en las respuestas hidrológicas, escalamiento de parámetros y similitud hidrológica.....	122
8.3 Aplicación en la Cuenca del A° Santa Catalina.....	144
8.3.1 Descripción general.....	144
8.3.2 Constituciones del modelo.....	146
8.3.3 Comparación de las características generales entre TG50 y los datos de partida.....	150
8.3.4 Efecto del tamaño de la grilla en características del relieve.....	152
8.3.5 Entropía.....	164
8.3.6 Calibración y validación del modelo.....	168
8.3.7 Efecto del TG en las respuestas hidrológicas, escalamiento de parámetros y similitud hidrológica.....	172
8.4 Aplicación en la Cuenca del A° Saladillo.....	189
8.4.1 Descripción general.....	189
8.4.2 Constituciones del modelo.....	192
8.4.3 Comparación de las características generales entre TG250 y los datos de partida.....	195
8.4.4 Efecto del tamaño de la grilla en características del relieve.....	197
8.4.5 Entropía.....	206

8.4.6 Calibración y validación del modelo.....	209
8.4.7 Efecto del TG en las respuestas hidrológicas, escalamiento de parámetros y similitud hidrológica.....	213
Capitulo 9 DISCUSION Y ANALISIS DE RESULTADOS	
9.1 Análisis de Resultados en Términos de Características de las Cuencas.....	232
9.1.1 Características Generales de las Cuencas.....	232
9.1.2 Variaciones de las características generales de las cuencas en función del grado de discretización.....	236
9.1.3 Atributos topográficos de las cuencas distribuidos espacialmente.....	240
9.1.4 Entropía para las diferentes cuencas en función del grado de discretización.....	244
9.2 Análisis de Resultados en Términos de Respuestas Hidrológicas.....	245
9.2.1 Escalamiento de los parámetros y similitud hidrológica.....	245
9.2.2 Influencia de la variabilidad temporal y espacial de la lluvia.....	251
9.2.3 Áreas de aporte en celdas para equilibrio completo.....	254
9.2.4 Caudales máximos en la sección de control.....	255
9.2.5 Hidrogramas en la sección de control.....	256
Capitulo 10 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES PARA FUTURAS INVESTIGACIONES	
10.1 Conclusiones.....	258
10.2 Recomendaciones para Futuras Investigaciones.....	264
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	266
Anexo I: DESCRIPCIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO.....	I.1
Anexo II: MODELOS MATEMÁTICOS, MODELOS DE ELEVACION DEL TERRENO Y SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA.....	II.1
Anexo III: EJEMPLO DE LOS EFECTOS DE LA AGREGACIÓN.....	III.1

RESUMEN

En el presente trabajo se analizan los efectos del tamaño de grilla sobre la modelación matemática distribuida del escurrimiento superficial en cuencas de llanura y se propone el escalamiento de parámetros con la finalidad de obtener respuestas hidrológicas e hidráulicas similares entre las diferentes discretizaciones para el escurrimiento superficial. Para el estudio se utiliza el modelo matemático cuasi-bidimensional CTSS8 (Riccardi, 2001); basado en esquemas de celdas con aproximación de onda difusiva. 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 medias de agua en todo el dominio de la cuenca. Los parámetros a escalar son: i) coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y ii) la geometría de almacenamiento y conducción en celda parametrizada por la pendiente transversal en celda (ITC). 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 ITC; para lograr similitud hidrológica e hidráulica. Se obtiene mayor similitud hidrológica e hidráulica mediante el escalamiento del parámetro ITC respecto al escalamiento de coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

Palabras Clave: cuencas rurales de llanura, modelación matemática distribuida, tamaños de celda, escurrimiento superficial, similitud hidrológica-hidráulica.

ABSTRACT

The effects of grid-cell size on landscape representation and derived topographic attributes due to different spatial resolution levels in a basin are analyzed. The scaling of parameters in aggregated schemes is proposed to obtain similarity in hydrological response for surface runoff modeling between different degrees of spatial discretization. A distributed mathematical model quasi 2-D based in schemes of interconnected cells with diffusive wave approximation, denominated CTSS8 (Riccardi, 2001) is applied. A procedure to scale parameters is proposed and the degree of similarity in flow variables between different schemes is calculated. Flow variables analysed in the whole domain are: discharge, flow velocity and water depth. The parameters to scale are: i) the overland roughness coefficient and ii) the cell storage and discharge geometry parameterized by the transverse slope in cell. For the hydrological simulations, the results indicate that as the grid cell size is increased it is necessary to increase the overland roughness coefficient or reduce the transverse slope in cell to obtain similarity in hydrological response. The best results in hydrological similarity are achieved when the transverse slope in cell parameter is scaled in comparison to the scaling of the overland roughness coefficient.

Key Words: Flatlands basins, distributed mathematical modeling, grid-cell size, surface runoff, hydrological – hydraulic similarity.

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN

Durante las fases de conocimiento de un sistema físico-hidrológico se requieren; con mayor o menor grado de detalle; estimaciones de caudales, velocidades y alturas de flujo y sus evoluciones a través del tiempo. El camino obvio para la estimación de los parámetros de flujo sería; por supuesto; la observación directa y medición; sin embargo, existe una imposibilidad física de obtener mediciones en todos los eventos de lluvia ocurridos. Por lo tanto se recurre al camino de la estimación de parámetros de flujo mediante el modelado matemático hidrológico-hidráulico. Los modelos matemáticos de simulación lluvia-caudal y de propagación de flujo pueden ser considerados como herramientas valiosas para el estudio de gestión de drenaje (Riccardi, 2001).

El escurrimiento superficial constituye uno de los principales procesos del ciclo hidrológico y está directamente ligado a la generación de inundaciones. El conocimiento del proceso 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 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).

Además, cuando a nivel de cuenca se analiza la producción de sedimentos y contaminantes, es necesario describir los parámetros reales de flujo para asociarlos a concentraciones, tasas de erosión-deposición y dispersión de contaminantes. El camino para tal descripción es la simulación con modelos “basados físicamente”.

Por otro lado, en lo que respecta al análisis dinámico de las perturbaciones antrópicas que inciden sobre las cuencas hidrográficas; es cada vez más necesario contar con herramientas que permitan introducir con el mayor detalle posible todas las alteraciones que modifican los estados de equilibrio del sistema. Particularmente en el subsistema hídrico la demanda actual tiene que ver con herramientas de simulación para diagnóstico, reproducción y planificación que permitan introducir modificaciones antrópicas como cambios en el uso y ocupación de la tierra, cobertura, canalizaciones, etc. desde un nivel de detalle de parcela rural.

Los modelos matemáticos hidrológico-hidráulicos han sido desarrollados para mejorar nuestro conocimiento y descripción del escurrimiento superficial; generado 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 y el traslado del escurrimiento. En la actualidad, están disponibles una extensa variedad de modelos de escurrimiento superficial y una de las más amplias clasificaciones que se pueden hacer de los mismos es agruparlos en modelos de parámetros concentrados y de parámetros distribuidos.

Los modelos de parámetros concentrados integran características de la cuenca sobre un área dada, despreciando las heterogeneidades dentro del área, resultando en condiciones simplificadas del escurrimiento. Un problema asociado a los modelos de parámetros concentrados es la dificultad en la obtención de un valor simple representativo de un parámetro variable espacialmente; que pueda conducir a una predicción precisa de la respuesta de la cuenca. Además, el problema asociado con el uso de valores de parámetros medidos para modelos con base física, es que las escalas en las cuales las mediciones son llevadas a cabo son generalmente bastante pequeñas para permitir la incorporación de la variabilidad espacial en los modelos (Wood, 1983).

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 celdas. 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 las diferentes celdas que componen la cuenca. En general los modelos de parámetros distribuidos representan fenómenos locales con considerable detalle; mientras que la variabilidad dentro de la celda es despreciada (Blöschl y Sivapalan, 1995).

En este contexto; puede afirmarse que los modelos matemáticos de parámetros distribuidos con alto nivel de detalle constituyen una herramienta fundamental para mejorar el conocimiento y descripción del proceso de transformación lluvia-caudal y propagación de crecidas. Este tipo de modelos permite conocer variables de flujo tales como alturas de agua, velocidades y caudales transferidos en todo el dominio de la cuenca.

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: a) la cantidad y calidad de la información de entrada disponible; b) con los objetivos buscados en la modelación; c) con limitaciones asociadas al tiempo de cálculo y al espacio en disco necesario para el almacenamiento de la información y d) con las operaciones necesarias para manipular los datos y resultados.

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 aceptable nivel y tipo de discretización de la cuenca (Goodrich et al., 2003).

El nivel de discretización espacial de una cuenca está directamente relacionado con el grado de agregamiento de los datos y de los parámetros que es aceptable para un rango específico de escalas temporales y espaciales. De todos modos es inevitable algún grado de agregamiento geométrico y de parámetros en la constitución del modelo, ya que los sistemas de parámetros distribuidos están formulados con ecuaciones diferenciales parciales continuas; que son por definición de dimensión infinita (Goodrich, 1990).

Como se indicó anteriormente, el nivel de detalle considerado está directamente relacionado con el grado de agregación de la información; y en modelos basados en esquemas de celdas ortogonales, como el aquí utilizado, este nivel de detalle se encuentra definido por el tamaño de la grilla considerado. A medida que aumenta el nivel de detalle se logran reproducir con mayor exactitud los procesos involucrados en la transformación lluvia-caudal y en la propagación de flujo; como contrapartida se requiere mayor cantidad de información de entrada, mayores tiempos de cálculo, mayor cantidad de información a manipular 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.

Numerosos estudios han abordado la temática relacionada a los efectos del tamaño de grilla en la modelación matemática del escurrimiento superficial. Con el cambio del tamaño de la grilla; se tienen diferentes representaciones de la topografía de una cuenca; se modifica la red de drenaje; y se generan datos de entrada y parámetros con diferentes niveles de agregación. Esta situación 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.

Al aumentar el tamaño de la grilla se tienen menores niveles de detalle; ya que se agregan en un área mayor las características topográficas y se engloban procesos que anteriormente se describían con mayor precisión para los tamaños de grilla menores. La discretización espacial de una cuenca con diferentes niveles de detalle altera la representación de los procesos que determinan el traslado del flujo.

Por ejemplo, en un caso extremadamente sencillo como una pendiente natural, serán diferentes los almacenamientos superficiales entre dos discretizaciones A y B, si A tiene un alto nivel de detalle, tal que se representan explícitamente las depresiones del terreno que contribuyen al almacenamiento superficial, y B se esquematiza con pocas celdas, en las cuales se agregan y se “eliminan” los bajos que fueron representados en la discretización A. Debido a que el almacenamiento superficial afecta la respuesta de una cuenca, estas discretizaciones diferentes generan respuestas hidrológicas e hidráulicas diferentes ya que no se conservan los mecanismos que intervienen en la propagación del flujo representados por cada una de ellas.

El nivel de detalle considerado tendrá un efecto directo en el contenido de información y en la exactitud de los resultados de las simulaciones. En general se acepta que las resoluciones con mayor nivel de detalle generan respuestas de mayor exactitud que resoluciones más gruesas (de menor nivel de detalle). A pesar de lo anterior, en la actualidad no existe un consenso único y definido del tamaño de grilla a adoptar para un estudio particular. Los diferentes estudios realizados indican que el tamaño de grilla depende del modelo a utilizar, de las condiciones iniciales, de la magnitud del evento a modelar, de los objetivos y cuenca en estudio y de la información disponible. En muchos casos la experiencia del modelador define el grado de discretización a implementar ante un caso concreto de modelación matemática distribuida.

Normalmente, el término escala se refiere al intervalo (espacial y temporal) al cual se realizan las observaciones o al tamaño de grilla utilizado para el cálculo numérico. De esta forma; la

escala tendrá asociada una longitud en el dominio espacial y/o una duración en el dominio temporal. En un sistema complejo como una cuenca, los parámetros y procesos que controlan la respuesta de la misma operan a muy diferentes escalas espaciales y temporales (Singh y Woolhiser, 2002).

A partir de la modificación de las respuestas hidrológicas debidas a los diferentes niveles de detalle en que se discretiza un sistema; surge la necesidad de aplicar conceptos o criterios que permitan obtener, dentro de determinados rangos de aceptabilidad, una similitud hidrológica-hidráulica 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. 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 para el escalamiento son los coeficientes de rugosidad para flujo superficial y en canal y la longitud del flujo superficial. Pocos trabajos estudian el escalamiento de parámetros a partir de conservar las relaciones intervinientes en el proceso de propagación de flujo; es decir, las relaciones entre niveles de agua, volúmenes almacenados y caudales transferidos.

Cuando se escalan parámetros entre diferentes tamaños de grilla; puede cambiar tanto el valor como el mismo significado físico de los parámetros (Blöschl y Sivapalan, 1995).

Al adoptar la resistencia al escurrimiento como parámetro a escalar; el mismo pasa a tener un significado computacional y deja de tener el significado físico de la rugosidad (Goodrich, 1990).

Si se conserva la similitud hidrológica-hidráulica entre discretizaciones con diferentes tamaños de grilla; es posible reducir la cantidad de información de entrada, el tiempo de cálculo y procesamiento requeridos ya que con discretizaciones de mayor tamaño de grilla se pueden obtener respuestas similares a las de discretizaciones de menor tamaño de grilla. Es por ello que resulta sumamente interesante estudiar los efectos del grado de agregación espacial de un sistema hídrico y definir criterios que permitan obtener similitud hidrológica entre las diferentes discretizaciones y estudiar las potencialidades y limitaciones del proceso de escalamiento utilizado.

Los modelos de elevación digital del terreno; operados conjuntamente con los sistemas de información geográfica; pueden brindar gran cantidad de información relacionada a las

características principales del relieve y sus atributos derivados. A partir de los modelos de elevación digital es posible extraer automáticamente variables topográficas tales como la geometría de la cuenca, la red de drenaje, pendientes, aspectos, direcciones de flujo, áreas de aporte en un punto dado, etc. Tales utilidades resultan efectivamente apropiadas y de suma utilidad en relieves de pendientes pronunciadas, donde la topografía juega el rol fundamental en la propagación del flujo; en cuencas de pequeñas dimensiones y en cuencas netamente rurales, donde no existen alteraciones del paisaje producto de la acción del hombre, como por ejemplo terraplenes y alcantarillas. En cambio, en cuencas de llanura y con alteraciones antrópicas, el movimiento del agua no está gobernado únicamente por la pendiente topográfica, sino que la pendiente hidráulica juega un rol fundamental, y los atributos derivados del terreno no necesariamente reflejan el comportamiento hidrológico-hidráulico del sistema. Se pretende señalar la importancia de la utilización de la información digital y su tratamiento debido a las ventajas computacionales de la actualidad; pero se deben tener en cuenta las limitaciones de su aplicación.

En la bibliografía internacional de uso habitual no se reportan demasiados trabajos que aborden la temática del efecto del tamaño de la grilla en el modelado hidrológico-hidráulico en sistema hidrológicos de llanura, caracterizados mayormente por su baja pendiente, divisorias difusas, indefinición de cauces transitorios, y abundantes encharcamientos. En nuestra región de llanura pampeana los modelos más utilizados en la simulación de escurrimiento superficial son el HYMO10, ARHYMO y distintas variantes y adaptaciones del modelo de onda cinemática.

Sin embargo, a pesar de la disponibilidad actual de información y herramientas; existen limitaciones en el modelado relacionadas entre otras cuestiones con la modelación con los efectos de escala y con los niveles de detalle empleados en la modelación.

Asimismo; no existen numerosos trabajos que aborden la temática del escalamiento de parámetros en cuencas rurales de llanura sobre la base de analizar como se modifican los procesos intervinientes en la propagación del flujo; y con la finalidad de plantear un criterio para el escalamiento de parámetros que brinde similitud hidrológica-hidráulica de las variables de flujo relevantes (velocidad, caudal y alturas); no solo en la sección de control sino también en todo el dominio de la cuenca.

El estudio espacial permite incorporar la potencialidad de los modelos de parámetros distribuidos, ya que se analizan las variables de flujo justamente en todo el dominio espacial donde existe información que puede ser extraída del modelo. No se aprovecha todo el potencial de un modelo de

parámetros distribuidos con cientos y/o miles de celdas con información; si el análisis de los efectos del tamaño de grilla y de los efectos de escala se realiza solamente en la sección de control y en algunas secciones internas.

Por lo expuesto, se considera de suma importancia contribuir mediante el presente trabajo al avance del conocimiento en lo que respecta a: i) el mejoramiento de la descripción del escurrimiento superficial en zonas de llanura; ii) el mejoramiento de los modelos existentes para la reproducción del fenómeno; iii) el estudio de los efectos de escala en la modelación matemática distribuida en cuencas de llanura y iv) la definición de criterios que permitan obtener similitud en la respuesta hidrológica entre variables de flujo mediante modelación matemática distribuida.

En el Capítulo 2 se presentan los objetivos y la metodología general del presente trabajo.

En el Capítulo 3 se presenta una reseña respecto al estado del arte en temas relacionados a efectos de escala en la modelación matemática distribuida; similitud hidrológica; contenido de información topográfica y sistemas de información geográfica.

En el Capítulo 4 se describe brevemente el modelo matemático utilizado en el presente trabajo y su acople con la plataforma computacional SIMULACIONES 2.0 (Stenta et al, 2005).

En el Capítulo 5 se presentan los conceptos de base utilizados en el presente trabajo; relacionados con efectos de escala, variabilidad a nivel de celda, almacenamiento de equilibrio, tiempo de equilibrio, relación entre caudal y volumen y el concepto de entropía aplicado a la hidrología.

En el Capítulo 6 se presenta el procedimiento propuesto de escalamiento de parámetros.

En el Capítulo 7 se obtienen las relaciones teóricas de escalamiento bajo ciertas hipótesis simplificativas. Asimismo se analizan y se aplican los conceptos volcados en el Capítulo 5 a casos de cuencas teóricas simples para evaluar los efectos del tamaño de la grilla en la respuesta hidrológica-hidráulica y analizar el grado de similitud alcanzado en las variables de flujo.

En el Capítulo 8 se analizan, para tres cuencas reales, los efectos del tamaño de la grilla en la representación de las características del relieve y en la respuesta hidrológica-hidráulica; se

cuantifica el grado de similitud alcanzado de las variables de flujo y se lo vincula con la pérdida de información topográfica por efectos de la agregación espacial.

En el Capítulo 9 se presenta la discusión y análisis de los resultados, fundamentalmente en términos comparativos entre las diferentes cuencas analizadas.

En el Capítulo 10 se exponen las conclusiones de esta Tesis y se indican algunas recomendaciones para futuras investigaciones.

Finalmente se presentan las referencias bibliográficas y tres anexos. En el Anexo I se realiza una descripción detallada del modelo matemático utilizado; en el Anexo II se detallan las características generales de mayor relevancia vinculadas a modelos matemáticos; modelos de elevación digital y sistemas de información geográfica; y en el Anexo III se presentan algunos ejemplos de los efectos de la agregación espacial.

El presente trabajo se realizó bajo la Dirección del Dr. Gerardo Riccardi y Co-Dirección del Dr. Pedro Basile; Profesores de la carrera de Ingeniería Civil de la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario.

El trabajo se realizó en el Departamento de Hidráulica y el Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales (CURIHAM); pertenecientes a la Facultad de Ciencias Exactas Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario.

CAPITULO 2. OBJETIVOS y METODOLOGIA GENERAL

2.1 OBJETIVOS Y JUSTIFICACIÓN DE LA TESIS.

El objetivo general de esta Tesis es investigar los efectos de la agregación espacial de datos 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.

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 interceptación, 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.
- Analizar las modificaciones en las respuestas hidrológicas debido a los diferentes niveles de agregación espacial.
- Proponer un procedimiento para el escalamiento de parámetros (Ver Capítulo 6) 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: caudal, velocidad y altura de agua en todo el dominio de la cuenca. Los parámetros propuestos para el escalamiento son: i) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v); ii) la pendiente transversal dentro de la celda (ITC) que define la geometría de almacenamiento en la misma, como aporte original del trabajo.
- Identificar los efectos del escalamiento de los parámetros (coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y pendiente transversal en celda) sobre las variables hidrológicas caudal, velocidad y alturas de agua.

- Vincular los resultados alcanzados en términos de similitud hidrológica con la pérdida de información debido al efecto de agregación del sistema.

Los aportes originales de esta Tesis al ámbito científico son:

- Se investigan los efectos del tamaño de grilla en el escurrimiento superficial en cuencas de llanura mediante modelación matemática hidrológica-hidráulica cuasi-bidimensional con aproximación de onda difusiva en modelos basados en esquemas de celdas.
- Se propone un procedimiento de escalamiento de parámetros para modelos distribuidos (Ver Capítulo 6) que se basa en plantear una similitud hidrológica-hidráulica entre discretizaciones en todo el dominio de definición del sistema, contemplando variables de flujo tales como caudales, velocidades y alturas; es decir, considerando no solo valores de caudales máximos en la sección de control y en algunas secciones internas; sino que se analizan dichas variables en todo el dominio espacial.
- En los esquemas de menor nivel de detalle se propone el escalamiento de parámetros conservando el almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma en “S” entre dicho esquema y el esquema de mayor nivel de detalle como criterio para obtener similitud hidrológica.

Los parámetros escalados son:

- Los coeficientes de rugosidad para flujo superficial en celda. Este parámetro es comúnmente utilizado para obtener similitud entre esquemas, pero en general su modificación deja de tener un significado físico y pasa a tener un sentido computacional. De esta forma resultaría imposible adoptar valores que comúnmente se utilizan y se obtienen de tablas sin incorporar algún grado de incertidumbre respecto al papel que cumple dicho coeficiente, ya sea como parámetro representativo de la resistencia al escurrimiento o como parámetro que engloba efectos de escala. Asimismo resulta adecuado estudiar los efectos que se producen al escalar (Ver Cap. 5; Punto 5.1) dicho coeficiente sobre las variables hidrológicas intervinientes en la representación del escurrimiento; no sólo en términos de caudales sino también en términos de velocidades y alturas de flujo.
- La pendiente transversal en celda que define la geometría de almacenamiento en la misma. De esta forma se plantea la conservación de los coeficientes de resistencia que se

obtienen de tablas y el escalamiento opera sobre la relación vinculante entre la altura de agua, caudal y volumen de almacenamiento en celda. Estas relaciones gobiernan el mecanismo de propagación de flujo. No se han reportado trabajos que planteen la conservación de la relación entre altura de agua, caudal y volumen en modelos basados en esquemas de celdas como el aquí utilizado. A su vez se analiza el grado de similitud alcanzado en variables de flujo tales como caudales, velocidades de flujo y alturas de agua en todo el dominio de definición del sistema.

La conservación de variables de flujo; no solo del caudal sino de velocidades y alturas; resulta de sumo interés en modelos de parámetros distribuidos donde a partir de dichas variables se “acoplan” numerosos procesos como por ejemplo erosión y sedimentación, transporte de contaminantes, etc. Por lo que se resalta la importancia de conservar todas las variables relevantes del escurrimiento superficial en todo el dominio espacial.

2.2 METODOLOGIA GENERAL.

En el presente estudio se utilizó el modelo matemático hidrológico-hidráulico cuasi-bidimensional; de parámetros distribuidos; basado en esquemas de celdas denominado; CTSS8 (Riccardi, 2001).

El sistema resulta apto para la modelación de los procesos hidrológicos dominantes involucrados en la transformación lluvia-caudal y en la propagación de crecidas en ambientes rurales y urbanos. Mediante la utilización de este modelo matemático diversos trabajos se han llevado a cabo, los cuales han probado la calidad del mismo (Riccardi et al., 2002; Stenta y Riccardi, 2005; Rentería et al., 2006; Cazenave, 2006; Riccardi, 2007).

En una primera etapa se analizan los efectos de la discretización espacial en casos sencillos (cuencas teóricas simples con alteraciones del perfil longitudinal) donde se pretende mostrar claramente los resultados en las respuestas hidrológicas; allí mismo se estudian y deducen los efectos del escalamiento de los parámetros propuestos en las relaciones gobernantes del mecanismo propagatorio del flujo (relación entre altura de agua, caudal y volumen) y la similitud alcanzada en cada caso de estudio.

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.

En una etapa posterior; se realiza el estudio de los efectos del tamaño de grilla sobre tres cuencas rurales; la cuenca del A° Ludueña (700 Km²) ubicada en la región Sur-Este de la Provincia de Santa Fe; la cuenca del A° Santa Catalina (135 Km²) ubicada en la región Centro-Este de la Provincia de Buenos Aires y la cuenca del A° Saladillo (3128 Km²) ubicada en el sur de la Provincia de Santa Fe, limitando con la cuenca del A° Ludueña.

En las cuencas del A° Ludueña y A° Santa Catalina se contó con información suficiente y confiable para llevar adelante el presente estudio. La cuenca del A° Ludueña es una cuenca piloto monitoreada por la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario y la cuenca del A° Santa Catalina es monitoreada por el Instituto de Hidrología de Llanura de la ciudad de Azul, Provincia de Buenos Aires. En la cuenca del A° Saladillo; si bien se cuenta con información hidrológica relacionada a mediciones de lluvia en varias estaciones; la información relacionada a registros de alturas y caudales en diferentes secciones no ha podido encuadrarse como confiable, por lo que la cantidad de información útil para las modelaciones se ve reducida. Asimismo se cuenta con suficiente información topográfica y de obras y canales existentes.

Las tres cuencas analizadas poseen características diferenciadas, por lo que se consideró de interés realizar el estudio sobre las mismas y comparar los resultados obtenidos.

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 modificaciones en las características generales de las cuencas (área, pendiente media del curso principal, densidad de drenaje, entre otras) y de los atributos distribuidos espacialmente derivados del relieve (como por ejemplo pendientes locales en celdas y curvaturas) debido al efecto de modificación del tamaño de la grilla.

La extracción del hietograma de lluvia neta se realizó aplicando el método del CN del Servicio de Conservación de Suelos de los EEUU. Para el menor tamaño de la grilla, en cada cuenca se calibró

y validó el modelo utilizando una serie de eventos observados.

Posteriormente se simuló una lluvia neta, temporal y espacialmente uniforme, de intensidad constante y larga duración que produzca caudales y alturas de agua similares a las observadas en eventos de ocurrencia ordinaria. Se evaluó el almacenamiento de equilibrio en la cuenca y se escalieron los parámetros: a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y b) la pendiente transversal en celda (ITC) conservando el almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma en “S” en la sección de control para los tamaños de grilla más grandes.

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 máximas 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^2_N (Nash y Sutcliffe, 1970).

Para los diferentes tamaños de grilla implementados se cuantificó la pérdida del contenido de información en términos de cotas, pendientes y curvaturas en celdas mediante la aplicación del concepto de entropía.

Finalmente se vinculó el grado de similitud alcanzado para todas las variables de flujo analizadas (caudal, velocidad y altura) con la pérdida de entropía para los diferentes tamaños de grilla.

Se analizaron los hidrogramas simulados en la sección de control; obtenidos a partir del proceso de escalamiento en las tres cuencas y para todos los eventos.

Se computaron los tiempos de cálculo de las simulaciones para los diferentes tamaños de grilla y la capacidad de almacenamiento en disco requeridos tanto para los datos de entrada al modelo como para los archivos de resultados.

Para todo lo relacionado al manejo y tratamiento de la información digital se implementó un sistema de información geográfica y se utilizó la plataforma computacional SIMULACIONES 2.0 (Stenta et al., 2005) especialmente diseñada para operar con el modelo matemático CTSS8 (Riccardi, 2001) y con el sistema de información geográfica. La plataforma permite el intercambio de información entre el sistema de información geográfica y el modelo matemático. En el Capítulo 5 se describen los rasgos más importantes de la plataforma computacional SIMULACIONES 2.0.

CAPITULO 3. ESTADO DEL ARTE

3.1 INTRODUCCIÓN.

A continuación se presenta una reseña del estado del arte en la temática relacionada a los efectos del tamaño de grilla sobre la modelación matemática distribuida en cuencas urbanas y rurales.

Los temas relacionados a los efectos de escala no son únicos en el ámbito de la hidrología; existen numerosas disciplinas en las cuales se ha abordado esta temática de estudio: meteorología y climatología; geomorfología, hidráulica de costas, biología, ciencia de los suelos y ciencias sociales (Blöschl y Sivapalan, 1995)

El tema relacionado a los efectos de escala en el ámbito de la hidrología ha recibido un importante desarrollo en la década de los '80. Por ejemplo, un volumen completo del Journal of Hydrology (Rodríguez-Iturbe y Gupta, 1983) fue dedicado a temas vinculados a efectos de escala. De igual forma, en el año 1986, muchos artículos que componen el Volumen N° 22 de la Revista Water Resources Research (Burgess, 1986) abordan la temática relacionada a los efectos de escala. Allí, 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.

Bloschl et al. (1997), en el prefacio de una sección especial relacionada a problemas de escala en hidrología, indican que se ha avanzado en la creencia y que es aceptado que los temas de escala son el corazón de muchos problemas hidrológicos. Existen importantes problemas de escala en el modelado físicamente basado de una cuenca, como ser, la interpretación de datos por sensoriamiento remoto, parametrización de la superficie de la tierra para modelos globales y predicción de flujos en cuencas no aforadas; entre muchos otros. Los problemas de escala en hidrología surgen debido a que los procesos dominantes son diferentes a escalas diferentes. Por lo tanto, las descripciones de los procesos o parametrizaciones que han sido derivadas a una escala pequeña de laboratorio no necesariamente son verdaderas a escalas mayores, como la de una cuenca. Existen dos líneas complementarias de investigación dedicadas a abordar problemas de escala: a) la agregación de descripciones o variables de pequeñas escalas a escalas mayores y b) la desagregación de descripciones o variables de escalas grandes a escalas más pequeñas. Ambas, la agregación (upscaling) y la desagregación (downscaling) son inmensamente complicadas por las

fuertes no linealidades presentes en el medio ambiente hidrológico.

A medida que se incrementa el tamaño de grilla en la modelación matemática hidrológica de una cuenca se produce un efecto de agregación y se obtienen, en general, diferentes representaciones de la topografía de la cuenca; se modifican los atributos derivados de la misma; se modifica la red de drenaje; y se generan datos de entradas y parámetros con diferentes niveles de agregación. Estos efectos abarcan 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.

Dentro del ámbito específico de la hidrología, algunos estudios sobre los efectos del tamaño de grilla en la representación del relieve y en el modelado hidrológico de una cuenca son los de Goodrich (1990); Vieux y Needham (1993); Pedraza et al. (2006); Walter y Willgoose (1999); Julien y Moglen (1990); Valeo y Moin (2000); Garbrecht y Martz (1994), Gupta et al. (1986); Mesa y Mifflin (1986); Diaz-Granados et al. (1986), Beven (1989); Kirkby (1986); Klemes (1983); Mackay y Riley (1991), Rodríguez-Iturbe y Gupta (1983).

De acuerdo a la revisión bibliográfica, las investigaciones realizadas sobre el tema de los efectos de escala coinciden en que las diferentes representaciones de un mismo sistema generan respuestas hidrológicas diferentes y con la finalidad de obtener similitud hidrológica entre las diferentes representaciones un lineamiento posible es el de plantear el escalamiento de parámetros.

La representación de la topografía es de fundamental importancia a la hora de implementar un modelo matemático que permita reproducir la dinámica del flujo superficial; ya que ésta es uno de los principales factores que gobierna el movimiento del agua dentro del sistema hídrico. Al gobernar el movimiento del agua, se definen y condicionan a su vez otros procesos “acoplados” de la dinámica hídrica superficial, como ser, por ejemplo, la remoción, transporte y deposición de sedimentos, nutrientes y contaminantes. De aquí surge la necesidad de conservar las relaciones y variables hidrológicas dominantes de la dinámica hídrica entre las diferentes representaciones de un mismo sistema.

Si bien es de suma importancia la adecuada representación de la topografía, cabe destacar que otros factores pueden afectar el movimiento del agua dentro de una cuenca; como ser; las obras tipo terraplenes carreteros o ferroviarios y las alcantarillas, que actúan como reguladores de flujo, produciendo embalsamiento aguas arriba de su ubicación y regulando la descarga. Este tipo de

obras también pueden generar efectos de remanso y; por lo tanto; afectar el “libre” escurrimiento de las aguas definido por la pendiente topográfica.

3.2 EFECTO DEL TAMAÑO DE GRILLA EN LA MODELACIÓN MATEMÁTICA.

Al modificarse el tamaño de la grilla se produce una modificación en la representación del relieve; es decir, los diferentes tamaños de grilla generan representaciones topográficas distintas del mismo sistema, aún partiendo de la misma base de datos. A su vez se modifican todos los atributos derivados de la topografía, como ser, pendientes, curvaturas, áreas de drenaje y sus distribuciones espaciales y de frecuencia. Numerosos trabajos, tales como Moglen y Hartman (2001); Vieux (1993); Wolock y Price (1994); García et al. (2002) coinciden en que a medida que aumenta el tamaño de grilla, la representación de la topografía es resuelta en forma más atenuada y esto se traduce en una disminución de los valores de las pendientes locales dentro del sistema. Se tienen valores medios de pendientes locales menores a medida que aumenta el tamaño de la grilla y disminuye el porcentaje de la cuenca con una pendiente mayor a un valor dado. Al aumentar el tamaño de grilla se pierde la capacidad de reproducir la traza de los cursos; los cursos meandrosos son reproducidos con una longitud menor al disminuir la resolución; lo que se traduce en una disminución de la densidad de drenaje de la cuenca.

Respecto a la exactitud en la determinación del área de la cuenca se ha encontrado que la misma disminuye con el aumento del tamaño de la grilla. Este hecho se debe, principalmente, a la utilización de algoritmos para determinar direcciones de flujo y a partir de allí, delimitar el área de la cuenca (Moglen y Hartman, 2001).

La determinación de los atributos derivados de la topografía, como ser pendientes y curvaturas, están afectados tanto por los algoritmos utilizados para su extracción, como por la resolución y calidad del modelo de elevación digital y el nivel de heterogeneidad del relieve.

Garbrecht y Martz (1994) concluyen que la calidad y la resolución de los datos de elevación deben ser consistentes con la escala de aplicación y de los procesos que serán modelados; con el tamaño de las particularidades de la superficie; con el tipo de modelo (empírico, de procesos físicos, concentrado) y con los objetivos del estudio. Sin embargo, señalan, en la práctica la selección del modelo de elevación digital está determinado, en la mayoría de los casos, por la disponibilidad de

datos; por el criterio y experiencia del modelador y por último pero no menos importante, el costo.

Moore et al. (1991) indican que; para muchas aplicaciones; los atributos necesitan ser computados a una escala apropiada para el proceso particular que se desarrolla u ocurre en el paisaje. Si los efectos de escala no son tenidos en cuenta; los atributos topográficos derivados pueden ser erróneos o el proceso de interés puede ser enmascarado.

Tarboton (1997) realiza una revisión de los algoritmos existentes más utilizados para el cálculo de direcciones de flujo y para evaluar áreas de aporte aguas arriba de un determinado punto y propone un nuevo algoritmo con algunas ventajas sobre los existentes. Deja en evidencia que a partir de un mismo modelo de elevación digital del terreno; distintos resultados pueden ser obtenidos con la aplicación de los diferentes algoritmos para la determinación de direcciones de flujo y áreas de aporte, aún para los mismos datos originales y la misma resolución.

Resulta inseparable el análisis de la modificación en la representación del terreno y de sus atributos derivados; del efecto que tiene en la respuesta hidrológica de una cuenca. Numerosos trabajos han abordado esta temática en forma conjunta.

Zhang y Montgomery (1994) modelaron dos cuencas pequeñas. Una cuenca de 0.3 Km² de superficie donde pendientes locales de 30° - 40° son comunes y otra cuenca de 1.2 Km² de superficie; con pendientes locales del orden de 20° - 30°. Generaron un modelo de elevación digital a partir de fotografías aéreas de baja altitud; con una densidad de puntos de alrededor de 10 m x 10 m. Luego elaboraron modelos de elevación digital con tamaños de grilla de 2, 4, 10, 30 y 90 m. Concluyen que al disminuir el tamaño de grilla más allá de 10 m (dato original) no mejora la exactitud del modelo de elevación digital y hasta pueden producirse errores de interpolación y que tamaños de grilla menores a 10 m no producen un mejoramiento sustancial en la representación de las pendientes y en la utilización en el modelado geomorfológico e hidrológico.

Kuo et al. (1999) estudiaron tres cuencas del sector Noreste de los EEUU, con superficies de 647 has, 2360 has y 742 has y pendientes locales máximas de hasta 60 %, utilizando un modelo de parámetros distribuido. Utilizaron tamaños de grilla desde 10 m (original) hasta los 600 m para el ingreso de la topografía, tipo de suelo y uso del suelo. Concluyen que la pérdida de información por la agregación debido al aumento del tamaño de grilla distorsiona el paisaje y que la agregación de datos topográficos es la principal fuente; en comparación con la agregación de datos de entrada de

lluvia y parámetros del suelo; de errores producidos por la agregación en información de la simulación hidrológica.

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. Aplicaron un modelo hidrológico distribuido 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 y calculados. Concluyen que el modelo produce buenos resultados con resoluciones de datos de entrada más finas y que una adecuada respuesta se logra con relaciones entre la resolución de los datos de entrada y el área de la cuenca de 1:10 o mayores; lo cual permite seleccionar una escala para el modelado de cuencas no aforadas. Así, por ejemplo, una cuenca de 2093 Km² puede ser modelada con una resolución de datos de entrada de aproximadamente 209 Km². Señalan 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 de la agregación espacial de datos en la simulación hidrológica utilizando un modelo de elevación digital 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 modelo de elevación digital ellos concluyen que la representación topográfica es crítica y que los resultados del modelo son afectados significativamente por la resolución del modelo de elevación digital. 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.

Ao et al. (2003) utilizaron el modelo distribuido TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979) conjuntamente con el modelo de propagación de Muskingum-Cunge en dos cuencas de Japón de 3500 Km² y 3270 Km² y estudiaron el efecto del tamaño de la subcuenca en la respuesta hidrológica. Concluyen que al aumentar el número de subcuencas se producen mayores caudales picos, mayor flujo de base y mayor escurrimiento total. Proponen un umbral para el área de la subcuenca del orden de 1/130 a 1/150 del área de drenaje para la cual se puede lograr estabilidad o bien las incertidumbres del modelado debidas a la subdivisión pueden ser reducidas a un bajo nivel.

Vieux y Needham (1993) investigaron el efecto del tamaño de grilla por medio de un análisis de sensibilidad de los parámetros de entrada utilizando el modelo AGNPS (Young, et al., 1989) sobre una cuenca pequeña de 282 has con tamaños de grilla de 1, 2, 4, 8, 12 y 16 has. Las variaciones más importantes con respecto al aumento del tamaño de grilla es el incremento en la producción de sedimentos influenciada principalmente por la imposibilidad de reproducir la sinuosidad de cursos. A medida que se incrementa el tamaño de la grilla los cursos meandrosos son reproducidos con menor longitud.

Wolock y Price (1994) estudiaron el efecto de la escala del mapa de los datos originales (mapas a escala de 1:24.000 y 1: 250.000) y los efectos de la resolución del modelo de elevación digital (30 m y 90 m) en las predicciones hidrológicas utilizando el modelo TOPMODEL. El estudio lo realizaron sobre 71 áreas de Pennsylvania. Ellos concluyen que tanto la escala del modelo de elevación digital original y la resolución afectan los resultados de la simulación hidrológica debido principalmente a que se modifica la distribución espacial del índice topográfico, definido como $\ln(a/tgb)$; a = área de aporte aguas arriba en un lugar dado por unidad de contorno y tgb = pendiente local en ese lugar. Este parámetro es de fundamental importancia para el modelo utilizado y se asocia su distribución espacial con la distribución espacial de tirantes de agua en la cuenca. Las distintas escalas y resoluciones modifican la distribución espacial tanto de a como de tgb .

Julien y Moglen (1990) analizaron las modificaciones en la modelación matemática del escurrimiento superficial debido a condiciones de variabilidad espacial de pendientes, anchos, rugosidades e intensidad de lluvia neta. Señalan que las variaciones en la descarga del escurrimiento dependen principalmente de la relación entre la duración de la lluvia (t_r) y el tiempo de equilibrio de la cuenca (t_e). Las distribuciones de caudales al pico varían a medida que la relación adimensional t_r/t_e se acerca a la unidad. Utilizando la aproximación de onda cinemática determinaron una longitud de escala adecuada basada en el hecho de que cuando la duración de la lluvia excede el tiempo de equilibrio la variabilidad de los parámetros hidrológicos tiene poca influencia en la respuesta de la cuenca. Esta longitud de escala depende de las características de la cuenca y del evento estudiado (duración e intensidad). Indican además, que esta longitud de escala puede servir como base para la determinación del tamaño de la grilla en modelos hidrológicos.

Horrit y Bates (2001 a) investigaron los efectos de escala utilizando un modelo matemático distribuido. Las resoluciones del modelo varían entre 10 m y 1000 m de tamaño de grilla y las predicciones del modelo para las distintas resoluciones son comparadas con las observaciones de

áreas inundadas (tomadas por medio de satélite) y medidas terrestres de tiempos de viaje de ondas de crecidas observadas. Indican que la calibración óptima es estable con respecto a los cambios de escala cuando el modelo es calibrado para reproducir áreas inundadas observadas y que una resolución de 100 m es adecuada ya que resoluciones mayores no mejoran notablemente la performance del modelo. Sin embargo también indican que la predicción de tiempos de viaje de ondas de crecida depende fuertemente de la resolución del modelo.

Molnár y Julien (2000) estudiaron el efecto del tamaño de la grilla en el escurrimiento superficial sobre cuencas de pendientes moderadas (1-2 %) con un modelo distribuido. Establecieron que resoluciones gruesas pueden ser usadas si se calibran apropiadamente los parámetros; que el efecto primario del aumento del tamaño de la grilla es requerir un aumento en los valores del coeficiente de rugosidad del valle y del río. Utilizaron el concepto de tiempo de equilibrio para evaluar la respuesta del escurrimiento en celdas valle y en celdas río señalando que los tamaños de la grilla mayores serán adecuados cuando se simulen eventos de alta intensidad o de gran duración. Para eventos de corta duración las condiciones de equilibrio no serán alcanzadas y en este caso es particularmente importante seleccionar un apropiado tamaño de la grilla.

Kojima y Takara (2003) utilizaron un modelo distribuido basado en la ecuación de onda cinemática y compararon los resultados de las simulaciones entre dos tamaños de grilla: 50 m y 250 m. Observaron que el modelo a resolución de 250 m genera tiempos al pico menores y caudales picos mayores que los asociados a la resolución de 50 m (a igualdad de todos los parámetros, incluido el coeficiente de rugosidad). Ellos atribuyen este efecto a que la longitud total de los cursos de drenaje es menor para el modelo con tamaño de grilla de 250 m en comparación al de 50 m.

Jain y Singh (2005) aplicaron un modelo de onda difusiva en una cuenca de 17 Km² utilizando un modelo de elevación digital (original) de 20 m de resolución y agregaron los valores de los parámetros a una resolución de 100 m. La agregación la llevaron a cabo promediando los valores del modelo de elevación digital original. La finalidad fue disminuir el número de celdas para disminuir el tiempo de simulación del modelo. Indican que tamaños de grilla menores a 100 m pudieron tomarse pero los resultados mostraron que el tamaño de grilla seleccionado proporciona una adecuada representación de la variabilidad espacial del tipo de suelo y uso del suelo según los datos originales.

Macor y Pedraza (2001) estudiaron el efecto de la discretización espacial sobre la simulación del escurrimiento en una red de conductos pluviales sobre una cuenca teórica urbana y sobre una

cuenca experimental urbana utilizando el modelo SWMM (Metcalf y Eddy, 1971). Concluyen que la escala espacial afecta significativamente los resultados de la simulación. La red de drenaje adiciona almacenamiento al sistema (atenuando y retardando los caudales picos) y a medida que disminuye la resolución una parte de la red es removida y se produce una pérdida de almacenamiento, por lo tanto los caudales pico aumentan y se anticipan en tiempo. Para compensar la pérdida de almacenamiento en la escala mayor se debe disminuir el parámetro ancho de subcuenca (W_c , cociente entre el área y la longitud del plano), lo que equivale a incrementar la longitud de escurrimiento del plano.

Zappa y Gurtz (2002) estudiaron el efecto de la agregación espacial de datos (topografía, uso del suelo y propiedades del suelo) por medio de simulaciones utilizando un modelo de parámetros distribuidos en una cuenca prealpina (210 Km²) y en una cuenca alpina (43.4 Km²), las cuales tienen diferentes dinámicas de generación de escurrimiento. Concluyen que en la cuenca prealpina la eficiencia en la simulación del escurrimiento es sensible a la agregación del uso del suelo y no está afectada por la pérdida de información vinculada al tipo de suelo y a la topografía. En cambio, en la cuenca alpina, existe una disminución en la performance del modelado debido a la agregación de la información topográfica. Ellos concluyen que en ambos casos, la resolución crítica donde la performance del modelado comienza a descender significativamente es del orden de 1 Km² y por lo tanto resoluciones mayores a 1 Km² resultan adecuadas para las simulaciones hidrológicas distribuidas espacialmente en la región alpina.

Kim y Steenhuis (2001) estudiaron una cuenca de 170 has con un modelo de escurrimiento por eventos basado en formato raster. Testearon el comportamiento del modelo utilizando tamaños de grilla de 20 m, 30 m y 40 m. Concluyen que el comportamiento del modelo fue sensible a la resolución, y que al aumentar el tamaño de grilla se deteriora la distribución de pendientes y existe una pérdida de la información del contorno; por lo tanto es necesario el ajuste de los parámetros calibrados para el tamaño de grilla original para obtener resultados razonables.

Fedak (1999) estudió una cuenca montañosa de 152 Km² ubicada en el sudoeste de Virginia. Utilizó el modelo TOPMODEL con tamaños de grilla variando de 15 m a 120 m y observó que al aumentar el tamaño de grilla se modifican la distribución y los valores estadísticos del índice topográfico ($it = \ln(a/tgb)$); un incremento del tamaño de grilla produce un incremento de los valores medios del índice topográfico; sin embargo esta variación no se traduce en modificaciones de los hidrogramas simulados. A su vez, sobre la misma cuenca utilizó el modelo HEC-1 (Hydrologic Engineering

Center, 1981); indica que no existen mejoras notables al incrementar el número de subcuencas de 20 a 81 en términos de hidrogramas en la sección de control.

Wood et al. (1988) han definido áreas de similar respuesta hidrológica como Área Elemental Representativa (AER). Esta área es el bloque fundamental de construcción para el modelado de la cuenca. La teoría está basada en que la generación de escurrimiento es un fenómeno de multiescala con diferentes longitudes de escala que caracterizan la variabilidad del suelo, topografía y lluvia. Los autores afirman que las AERs están fuertemente influenciadas por la topografía, en tanto que la longitud de escala de la lluvia parece tener solamente un rol secundario, sin embargo incrementos en la variabilidad de la lluvia y suelo aumentan la variabilidad de la generación de escurrimiento. Los estudios comprendieron solamente la producción de escurrimiento y no el traslado.

Garbrecht y Martz (1994) examinaron el impacto de la resolución del modelo de elevación digital en la extracción de las características de la cuenca utilizando configuraciones hipotéticas de redes de drenaje y modificando (incrementando) el tamaño de grilla. Sus estudios lo llevaron a cabo en la forma de análisis de sensibilidad para una cuenca de 84 Km² ubicada al suroeste de Oklahoma. Utilizan el concepto de coeficiente de grilla adimensional que puede ser pensado como la relación entre el área de la grilla y el área de la cuenca. Concluyen que el modelo de elevación digital debe tener un coeficiente de grilla menor a 0.05 para reproducir los rasgos característicos de drenaje con una exactitud del 100 %. Los parámetros que utilizaron para realizar sus estudios; y que definen completamente la configuración de la red de drenaje son el área umbral crítica (AUC) y la longitud mínima de inicio de canal (LMIC). El AUC es el área mínima aguas arriba de un punto dado a partir de la cual es inicializado un canal y LMIC es la longitud mínima para iniciar un canal.

Moglen y Hartman (2001) realizaron un estudio utilizando el modelo NRCS TR55 en 44 cuencas de tamaño desde 0.33 Km² a 39 Km². Investigaron el efecto del tamaño de grilla, la fuente del modelo de elevación digital y la agregación de datos en la determinación de parámetros tales como el área de escurrimiento, la longitud del flujo, el relieve (elevación medida a lo largo de la longitud de flujo más larga), pendiente, número de curva (valor de CN), tiempo de concentración y finalmente caudal pico. Encuentran errores en la determinación de parámetros como la longitud de flujo, relieve, pendiente, tiempo de concentración y finalmente caudal pico. Estos desvíos conducen a la tendencia de sobreestimar el caudal pico cuando se utilizan tamaños de grilla mayores.

Mazion y Yen (1994) investigaron el efecto que tiene el tamaño de la discretización computacional en los resultados de la simulación hidrológica utilizando tres modelos diferentes. Un modelo basado en la fórmula racional, un modelo conceptual Australiano no lineal (RORB) y un modelo distribuido basado físicamente. Analizaron cinco niveles de discretización (62, 30, 14, 6 y 2 subcuencas) y eventos de lluvia sintéticos con intensidad de lluvia de 50,8 mm/h y duraciones de 120, 60, 30, 15, 10 y 5 minutos. Concluyen que la discretización espacial afecta no solamente los valores de caudales picos sino también la forma del hidrograma y el volumen escurrido; que el grado en el cual los resultados de la simulación son afectados es dependiente del modelo y el tamaño computacional utilizado para la discretización y que la deficiencia en la simulación está relacionada a la duración de la lluvia; duraciones pequeñas incrementan el efecto en los resultados de la simulación en mayor medida que duraciones más grandes.

Saulnier et al. (1997) utilizaron el modelo TOPMODEL para analizar el efecto del tamaño de grilla en una cuenca de 8.4 Km² partiendo de un tamaño de grilla de 20 m de lado. Al modificar el tamaño de grilla (de 20 a 40, 60, 80 y 100 m) se modifica de forma notoria la distribución del índice topográfico y los valores del parámetro conductividad hidráulica deben ser ajustados. Concluyen que modificando el algoritmo de cálculo de la distribución del índice topográfico decrece abruptamente la sensibilidad del parámetro (conductividad hidráulica) al incrementarse el tamaño de grilla y por lo tanto se pueden utilizar mayores tamaños de grilla para conservar la respuesta entre las diferentes discretizaciones.

Goodrich et al. (2003) investigaron el efecto de la discretización de la cuenca en la modelación del proceso de transformación lluvia-caudal. Indicaron que una modificación de la rugosidad puede compensar, hasta un determinado punto, la distorsión topográfica de la representación de la cuenca y que más allá de dicho punto la rugosidad no puede compensar dicha distorsión. Las diferencias en la representación de la topografía por diferentes tipos de modelos de elevación digital (ejemplo: Triangulated Irregular Networks (TIN), líneas de contorno, grilla regular) también resultan en diferencias en las respuestas que pueden ser mayormente compensadas por una modificación de la rugosidad o de la longitud del flujo.

Stenta y Riccardi (2004) estudiaron el efecto del tamaño de la grilla en la representación de las características de la cuenca y en la respuesta hidrológica para cuencas de llanura. Observan que al incrementarse el tamaño de la grilla se generan, en la sección de control y a igualdad de todos los parámetros, caudales picos mayores y en general tiempo al pico menores. Indican que al ir

disminuyendo el tamaño de la grilla no se encuentra una tendencia de los hidrogramas en la sección de control a “aproximarse” hacia un hidrograma determinado, a partir del cual pueda despreciarse la variación inducida por el tamaño de la grilla. Un parámetro que permite corregir; al menos los caudales pico en la sección de control; es el coeficiente de rugosidad del valle.

Utilizando el modelo SHE (Abbott et al., 1986) en la cuenca Wye de 10.55 Km², Bathurst (1986) sugirió dividir la cuenca en celdas de tamaño no mayor que el 1 % del área total de la misma de manera de asegurar que cada elemento sea homogéneo.

Tao y Kouwen (1989) utilizaron tamaños de grilla cuadrada de 25 Km² y 100 Km² en una cuenca de 3520 Km², la cual contiene cuatro reservorios y encontraron que los dos tamaños de grilla utilizados no tienen efectos significativos en los resultados del modelo.

Bruneau et al. (1995) analizaron el efecto de la resolución espacial y temporal utilizando el modelo TOPMODEL en una cuenca de 12 Km². Ellos encontraron que una óptima región para el modelado es utilizar tamaños de grilla de 50 m e intervalos temporales de aproximadamente 1 hora.

3.3 SIMILITUD HIDROLÓGICA Y ALMACENAMIENTO DE EQUILIBRIO.

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.

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 y propagación de flujo. 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; si se conserva una similitud hidrológica-hidráulica entre diferentes niveles de detalle es posible reducir esta cantidad de información de entrada y el tiempo de cálculo; implementando discretizaciones menos detalladas y sobre las cuales se obtienen respuestas 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.

Se aplicaron numerosos conceptos, al no existir un criterio único y aceptado para plantear similitud hidrológica entre diferentes discretizaciones de una cuenca. Uno de ellos es el de conservar el almacenamiento de equilibrio entre las discretizaciones del sistema en estudio.

El almacenamiento en la cuenca tiene una importancia fundamental en el proceso de transformación de lluvia – caudal y propagación de flujo. El almacenamiento de equilibrio puede definirse como el volumen de agua almacenado en la superficie de una cuenca impermeable bajo condiciones de lluvia espacialmente y temporalmente uniformes cuando el equilibrio cinemático completo en la cuenca ha sido alcanzado. Las modificaciones en el almacenamiento impactan en forma primaria en el tiempo al pico y en el caudal pico (Goodrich, 1990).

El almacenamiento de equilibrio resulta una medida muy eficiente del comportamiento de una cuenca; ya que integra los efectos de las pendientes, convergencia de flujo y rugosidad hidráulica distribuida espacialmente (Wu et al., 1978). Estos investigadores han sido los primeros en introducir y utilizar el concepto de conservar el almacenamiento de equilibrio para establecer similitud entre un sistema de detalle y otro agregado.

Zaghloul (1981 y 1983) abordó el estudio de la discretización de una cuenca urbana utilizando el modelo SWMM. El autor destaca la importancia de conservar el almacenamiento de equilibrio entre el sistema de detalle y el sistema agregado. Para conservar dicho almacenamiento de equilibrio entre los sistemas el autor ajustó el ancho hidráulico del plano o “ancho de la cuenca”.

Goodrich (1990) utilizó el modelo KINEROSR (Woolhiser et al., 1990) basado en la ecuación de onda cinemática y conservó el almacenamiento de equilibrio entre el sistema de detalle y el esquema agregado como una de las reglas para obtener respuestas similares entre ambos sistemas; escalando el coeficiente de rugosidad de Manning.

3.4 CONTENIDO DE INFORMACIÓN TOPOGRÁFICA Y ENTROPÍA.

Al incrementar el tamaño de grilla se produce una pérdida de información topográfica y sus atributos derivados (pendientes y curvaturas). Un concepto de utilidad para cuantificar esta pérdida es la entropía (Ver Cap. 5; Punto 5.6); introducido en el campo de la hidrología por Vieux (1993) y Colosimo y Mendicino (1995).

El concepto de entropía, 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 de elevación digital 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 de elevación digital.

Mendicino y Sole (1997) utilizaron el concepto de entropía vinculado a la parametrización topográfica utilizando el modelo TOPMODEL en una cuenca experimental de 29 Km² y pendiente de aproximadamente 26 % con un modelo de elevación digital original de 30 m de tamaño de grilla. Consideraron diferentes distribuciones espaciales del índice topográfico ($it = \ln a/tgb$) y analizaron la performance del modelo para una serie de eventos observados. Concluyen que los caudales picos son representados adecuadamente por aquellas distribuciones del índice topográfico que tienen mayor contenido de información.

Vieux (1993) investigó el error en el modelado del escurrimiento superficial al producirse la agregación del sistema desde 30 a 90, 150 y 210 m de tamaño de grilla y debido al efecto de suavizamiento (smoothing) usando ventanas de 3x3, 5x5 y 7x7 en un sector del Sur de Dakota aplicando un modelo de onda cinemática. Debido a que las pendientes son representadas en forma más atenuada y las longitudes del escurrimiento son acortadas por efecto de la agregación y el suavizamiento, el error es propagado en las simulaciones del escurrimiento directo. Concluyen que el logaritmo de los errores en hidrogramas varía linealmente con el logaritmo de la pérdida relativa de entropía. Más aún, intensidades de lluvias bajas producen, proporcionalmente, mayores errores que intensidades más altas.

3.5 SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA.

Los sistemas de información geográfica, los sistemas de manejo de bases de datos y las

herramientas de diseño gráfico y visual son algunas de las técnicas disponibles para el procesamiento de gran cantidad de información (Singh y Fiorentino, 1996).

La integración de estas técnicas con el modelado hidrológico de una cuenca permite llevar a cabo un gran número de funciones; tales como el diseño, calibración, modificación, evaluación y comparación de modelos hidrológicos (Singh y Woolhiser, 2002).

El desarrollo de los sistemas de información geográfica ha permitido incrementar notablemente la calidad y disponibilidad de datos requeridos para el modelado hidrológico. Opiniones encontradas a lo anterior indican que los sistemas de información geográfica y bases de datos sólo han proporcionado un pequeño o nulo avance en nuevos modelos de escurrimiento superficial y sub-superficial y que muchos de los modelos hidrológicos que utilizan técnicas de sistemas de información geográfica lo hacen simplemente como una forma de organizar entrada de datos al modelo y mostrar resultados (Fedak, 1999).

Como soporte de los modelos de parámetros distribuidos, los sistemas de información geográfica proveen un ambiente único que incrementa la potencialidad para la descripción de la variabilidad espacial de parámetros del suelo y cobertura; de la lluvia y variables de salida. Los modelos de parámetros distribuidos generalmente están estructurados de modo tal de facilitar el intercambio de información desde o hacia los sistemas de información geográfica. De este modo la tecnología de los sistemas de información geográfica puede ser usada en una apropiada preparación de los datos de entrada de los modelos de parámetros distribuidos. Los avances en la tecnología de las computadoras han hecho posible un eficiente manejo de grandes cantidades de datos, incrementando la fiabilidad de la modelación de escurrimiento en grandes cuencas (Molnár y Julien, 2000).

Reconociendo la importancia de la variabilidad espacial de parámetros, la práctica usual es la de subdividir la cuenca y luego calibrar el modelo hidrológico; sin embargo, una concepción de trabajo que considere la heterogeneidad física permanece aún sin mayores estudios (Singh y Woolhiser, 2002).

3.6 CONCLUSIONES DEL CAPITULO.

La revisión de la bibliografía indica que en la actualidad continúa el desarrollo de líneas de investigación vinculadas a la variabilidad espacial de parámetros y de los efectos de escala; al

mejoramiento de los modelos existentes y en menor medida al desarrollo de nuevos modelos.

Los trabajos resumidos destacan la importancia y el impacto de los efectos de la agregación del sistema hídrico en la representación del relieve y en el modelado hidrológico de una cuenca.

El tamaño de la grilla afecta tanto la representación de la topografía y de sus atributos derivados como la respuesta hidrológica de una cuenca dada. La topografía es de fundamental importancia para la dinámica del escurrimiento superficial y sus diferentes representaciones afectan las respuestas hidrológicas debido a la modificación del tamaño de grilla. De igual modo, las diferentes agregaciones modifican la variabilidad espacial de los datos de entrada, como la lluvia y de los parámetros de uso y tipo de suelo.

Los efectos producidos por el tamaño de grilla son muy variables, dependiendo fundamentalmente de las diferentes abstracciones consideradas en el modelo matemático implementado; de sus parámetros; del tamaño y relieve de la cuenca y de las condiciones climáticas de la zona en estudio.

A modo de lograr similitud entre diferentes tamaños de grilla se plantea, en la mayoría de los casos, el ajuste de los parámetros del modelo. Para el escurrimiento superficial, el parámetro comúnmente escalado resulta el coeficiente de rugosidad para flujo superficial; y en modelos de onda cinemática, como alternativa, la longitud del plano de escurrimiento.

En general; se acuerda que los tamaños de grilla menores reproducen mejores respuestas; es decir, representan en forma más adecuada la dinámica del sistema. Sin embargo, no hay acuerdo a la hora de seleccionar un tamaño de grilla adecuado, ni un método preciso para su determinación.

El tamaño de grilla adecuado depende, fundamentalmente, de los objetivos buscados en la modelación (procesos a modelar, tipo de respuesta a reproducir, nivel de detalle buscado), del propio modelo utilizado y de las características de la zona en estudio (clima, características del relieve, red de cursos).

Numerosos trabajos utilizan modelos de onda cinemática; y otros en menor medida modelos con aproximación de onda difusiva. Los estudios en general se realizaron sobre cuencas rurales de relieve pronunciado o cuencas urbanas. En las cuencas rurales (citadas en la bibliografía) en general no existen efectos de presión antrópica, como ser terraplenes, alcantarillas y puentes.

Los efectos del tamaño de grilla se evalúan, generalmente, en términos de hidrogramas en la sección de control; en pocos casos se analizan respuestas en secciones internas o variables de flujo diferentes a caudales, como ser velocidades y alturas dentro de todo el dominio de la cuenca.

Las potencialidades de las computadoras actuales permiten manipular gran cantidad de información; la utilización de algoritmos para derivar características topográficas son utilizados ampliamente y es común el acoplamiento del modelo matemático con los sistemas de información geográfica para la vinculación y manejo de la información.

Pocos trabajos parametrizan la variabilidad de la morfología del terreno dentro de la celda a los efectos de cuantificar la relación entre tirante de agua, almacenamiento y conducción en la misma. Asimismo; no se han encontrado trabajos que planteen escalar esta parametrización para obtener respuestas similares entre diferentes tamaños de grilla.

El presente trabajo analiza los efectos del tamaño de grilla aplicando un modelo matemático distribuido con aproximación de onda difusiva, sobre cuencas rurales de relieve ondulado y de relieve llano; con existencia de terraplenes, alcantarillas y puentes. El efecto es analizado en términos de las variables hidrológica-hidráulicas caudal, velocidades y alturas de agua en celdas; sobre todo el dominio. Se escalan el coeficiente de rugosidad para flujo superficial y la pendiente transversal en celda; se compara el grado de similitud obtenido entre los diferentes tamaños de grilla y se vincula dicho grado con la pérdida de información originada por la agregación.

El tema de los efectos de agregación del modelo es de vital importancia tanto para el ámbito de investigación como de la aplicación práctica del modelo. En este último caso, numerosas decisiones deben ser tomadas a partir de los resultados de la modelación matemática distribuida de una cuenca (por ejemplo alternativas de proyecto de obras y su impacto, determinación de áreas inundables; impactos sobre modificación de uso y ocupación del suelo). Asimismo, determinados procesos de interés dependen directamente del comportamiento hidrológico de la cuenca, como ser los procesos de erosión, transporte y deposición de sedimentos y contaminantes.

CAPITULO 4. DESCRIPCIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO UTILIZADO

4.1 DESCRIPCIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO UTILIZADO.

Para esta Tesis se utilizó el modelo matemático hidrológico-hidráulico cuasi-bidimensional de parámetros distribuidos denominado CTSS8 (Riccardi, 2001). El sistema de modelación está basado en el esquema de celdas interconectadas originalmente propuesto por Cunge (1975). En sucesivas investigaciones; se ha ampliado el campo de aplicación original (Riccardi et al., 1995 y Riccardi, 1997 a y 2001). Actualmente, el sistema permite la simulación de escurrimiento superficial multidireccional en ambientes rurales y urbanos. 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. En el Anexo I se describen en forma detalla las características del modelo.

Para la información necesaria de lluvia neta en cada celda se plantea la utilización de las metodologías reconocidas de Green y Ampt o del Servicio de Conservación del Suelo de EEUU (Chow et al., 1994). La distribución espacial de lluvia sobre la cuenca se realiza, cuando la disponibilidad de información lo permite, por medio del método de los polígonos de Thiessen.

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.

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 tipo valle o río que representan el flujo superficial y en canal respectivamente. De esta forma; las celdas tipo río representan cursos de agua permanente y/o transitorios de importancia y las celdas tipo valle representan las áreas tributarias a estos.

La ventaja fundamental de este modelo con aproximación de onda difusiva y simulación del flujo cuasi-bidimensional frente a otros modelos de tipo cinemático, está relacionada con la posibilidad de transmitir información en cualquier dirección del dominio bidimensional. Esto hace que no se deban prefijar los sentidos de escurrimiento y especificar los funcionamientos hidráulicos de elementos (por ejemplos embalses); pudiendo el modelo discernir en cada paso de tiempo las direcciones del escurrimiento superficial de acuerdo a los gradientes hidráulicos (Riccardi, 2005).

Horrit y Bates (2001 b) utilizan el modelo Lisflood-FP, basado en esquemas de celdas y aproximación de onda difusiva con intercambio de caudal entre celdas en sentido unidimensional. En su trabajo, los autores concluyen que este tipo de aproximación resulta computacionalmente más simple y arroja resultados muy similares a los obtenidos con una discretización en diferencias finitas más compleja de la ecuación de onda difusiva. Se remarca la importancia de esta conclusión debido a que ambos modelos (CTSS8 y Lisflood-FP) tienen la misma aproximación para la descripción de la propagación del flujo; por lo que se asume que el modelo utilizado resulta suficientemente adecuado para los fines del presente trabajo, en su capacidad de reproducir los procesos involucrados en la propagación del flujo superficial.

4.1.1 Ecuaciones Gobernantes.

4.1.1.1 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:

$$AS_i \frac{dz_i}{dt} = P_i(t) + \sum_{k=1}^j Q_{k,i} \quad (4.1)$$

Donde: $P_i(t)$ es lluvia, interceptación, almacenamiento superficial, infiltración e intercambio externo de caudales en la celda i , AS_i y z_i área mojada superficial y nivel de agua en celda i ; $Q_{k,i}$ caudal intercambiado entre celdas k e i .

4.1.1.2 Leyes de descarga entre celdas.

Unión Cinemática: Se utiliza cuando la información del mecanismo hidrodinámico se propaga

solamente hacia aguas abajo:

$$Q_{k,i}^{(n)} = K_{k,i} S_{o_{k,i}}^{1/2} \quad (4.2)$$

$$K_{k,i} = \frac{1}{\eta} R h_{k,i}^{2/3} A t_{k,i} \quad (4.3)$$

Donde: $R h_{k,i}$, $A t_{k,i}$ y $S_{o_{k,i}}$ son el radio hidráulico, área transversal y pendiente longitudinal de la vinculación entre celdas k e i y η rugosidad de Manning; $K_{k,i}$ conductancia de la vinculación entre celdas k e i y n es el tiempo en el que se realiza el cálculo.

Unión tipo Río Simple: Se utiliza para escurrimientos con preponderancia de las fuerzas de gravedad, presión hidrostática y fricción. El caudal se deduce por discretización de la ecuación de momento para flujo con fuerzas inerciales despreciables y considerando la ecuación de Manning:

$$Q_{k,i}^{(n)} = \text{signo}(z_k^{(n)} - z_i^{(n)}) \frac{K_{k,i}}{\sqrt{\Delta x_{k,i}}} \sqrt{|z_k^{(n)} - z_i^{(n)}|} \quad (4.4)$$

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 .

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:

$$Q_{k,i}^{(n)} = \mu_1 b \sqrt{2g} (z_k^{(n)} - z_w)^{3/2} \quad \text{Descarga libre} \quad (4.5.a)$$

$$Q_{k,i}^{(n)} = \mu_2 b \sqrt{2g} (z_k^{(n)} - z_w) \sqrt{(z_k^{(n)} - z_i^{(n)})} \quad \text{Descarga sumergida} \quad (4.5.b)$$

Donde z_w y b son la cota de fondo y longitud del vertedero; μ_1 , μ_2 los coeficientes de gasto de vertedero libre y ahogado y z_k el nivel de agua en celda k .

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

4.1.2 Formulación Numérica.

Para la resolución es adecuado el uso de un sistema de ecuaciones lineales del tipo:

$$A_{S_i} \frac{\Delta z_i}{\Delta t} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^{(n)} + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_i} \Delta z_i + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_j} \Delta z_j \quad (4.6)$$

Las funciones A_S , 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 dinámicas deben definirse los caudales iniciales en tales vinculaciones.

4.1.3 Modelo Conceptual de Conducción y Almacenamiento a Nivel de Celda.

4.1.3.1 Conducción y almacenamiento en celdas tipo “valle”.

Muchos modelos que simulan el flujo superficial unidimensional operan mediante la hipótesis de flujo mantiforme, donde el flujo ocupa totalmente el área superficial de la celda y con una sección de conducción rectangular (algunos modelos, como por ejemplo el SWMM, permiten la definición de zonas de conducción y almacenamiento incluida dentro de la unidad de discretización). Dentro del plano de escurrimiento se aplica la teoría de onda cinemática y se puede resolver el flujo hacia un curso. Ahora bien, esto funciona adecuadamente en unidades de discretización con aporte de lluvia y con dirección de escurrimiento mayormente unidireccional, pero es inviable en dominios donde el escurrimiento puede adoptar distintas direcciones según los gradientes hidráulicos.

Es sabido que el flujo superficial de una cuenca natural puede asemejarse a un flujo mantiforme con pocos centímetros de tirante. Asimismo, puede verificarse mediante la observación del mecanismo hidráulico, que dicho flujo se desarrolla 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 4.1.a. Solamente en el caso de que el escurrimiento tenga un tirante relativamente importante (por encima de toda irregularidad del terreno y vegetación), 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 (Riccardi, 2001) parametriza la variabilidad de la morfología del terreno dentro de la celda (Figura 4.1.a variabilidad a nivel de sub-grilla o celda) considerando una sección triangular con un punto bajo central y pendientes laterales ITC (Figura 4.1.b). La sección transversal efectiva de almacenamiento y conducción es, entonces, representada por una aproximación triangular, en la que la pendiente transversal es el parámetro geométrico ITC. El ancho de la celda y la pendiente transversal (ITC) en celda definen la altura máxima, h_{\max} . Si la altura de agua en la celda supera el valor máximo h_{\max} , el ancho ocupado en la sección es el ancho de la celda.

En este tipo de celdas es necesario definir la cota representativa del fondo de la celda, ancho de la celda (Tamaño de grilla de cálculo), pendiente transversal en celda (ITC) y coeficiente de resistencia para flujo superficial.

4.1.3.2 Conducción y almacenamiento en celdas tipo “río”.

En las celdas donde se debe definir un curso de agua, el modelo permite la adopción de secciones de tipo triangular, rectangular o trapezoidal. El curso se ubica en el centro de la celda y para el valle, al igual que en el caso anterior, debe definirse la pendiente lateral en celda ITC (Figura 4.1.c). En este caso deben definirse las dimensiones geométricas del curso (ancho de fondo; taludes laterales y profundidad), la pendiente lateral del valle (ITC) y los coeficientes de resistencia para flujo superficial y en canal.

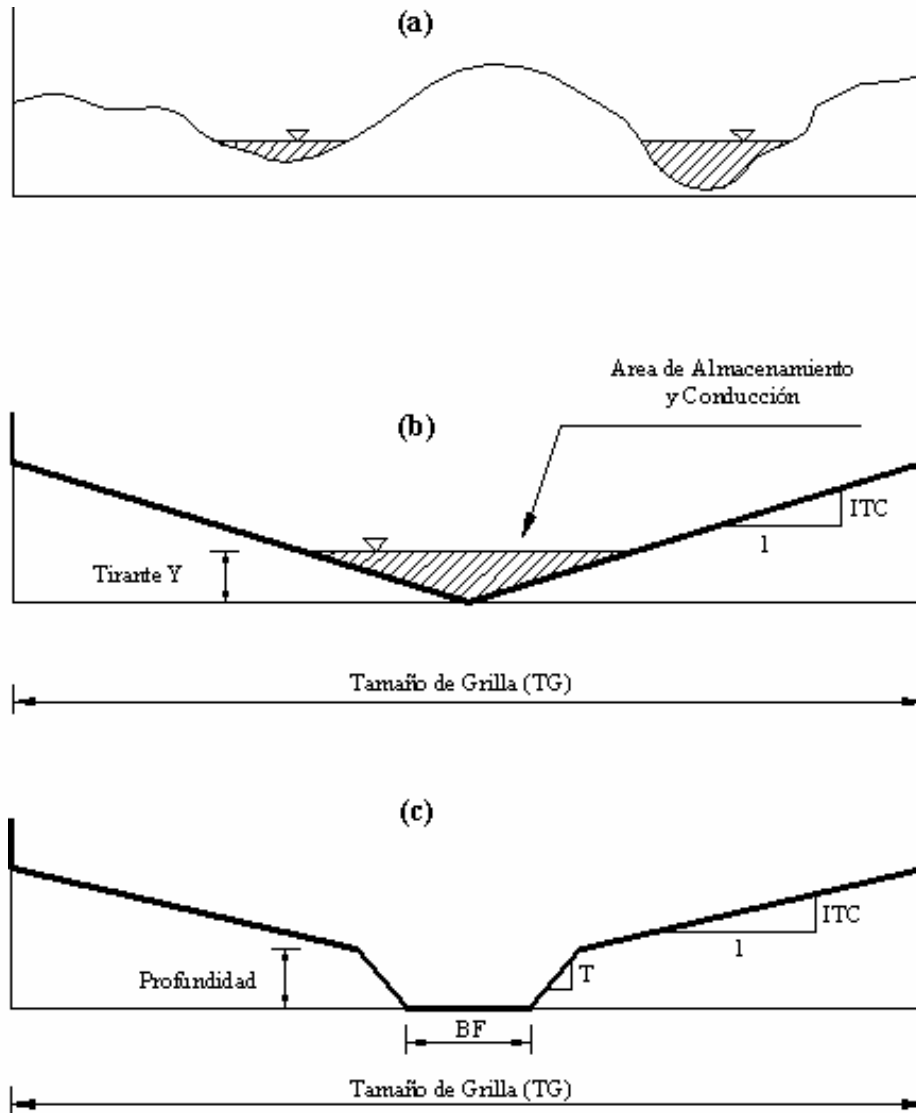


Figura 4.1. a) Relieve dentro de la celda; b) Parametrización en celdas tipo “valle” y c) Parametrización en celdas tipo “río”.

4.2 ACOUPLE DEL MODELO MATEMÁTICO CTSS8 CON PLATAFORMA COMPUTACIONAL.

Se utilizó una plataforma computacional para la gestión y el manejo de información que opera en conjunto con el modelo matemático CTSS8. Esta plataforma tiene como objetivo fundamental facilitar la operación del modelo matemático aprovechando las potencialidades que ofrece hoy en día la programación orientada a objetos. La plataforma está constituida con un entorno gráfico similar al sistema operativo Windows, lo que permite realizar de manera más práctica y sencilla todo lo vinculado con la entrada de datos al sistema y con la salida e interpretación de los resultados

generados por el modelo, logrando además compatibilidad con otros programas basados en el mismo sistema operativo (planillas de cálculo, programas de diseño asistido por computadora - CAD). Además la plataforma está preparada para poder interactuar con diversos sistemas de información geográfica, lo que permite la agilización de transferencia de información desde y hacia los mismos; y la carga de datos del modelo matemático.

El conjunto del modelo matemático y la plataforma computacional se denomina SIMULACIONES 2.0 (Stenta et al., 2005) y actualmente continúa en desarrollo (Figura 4.2).

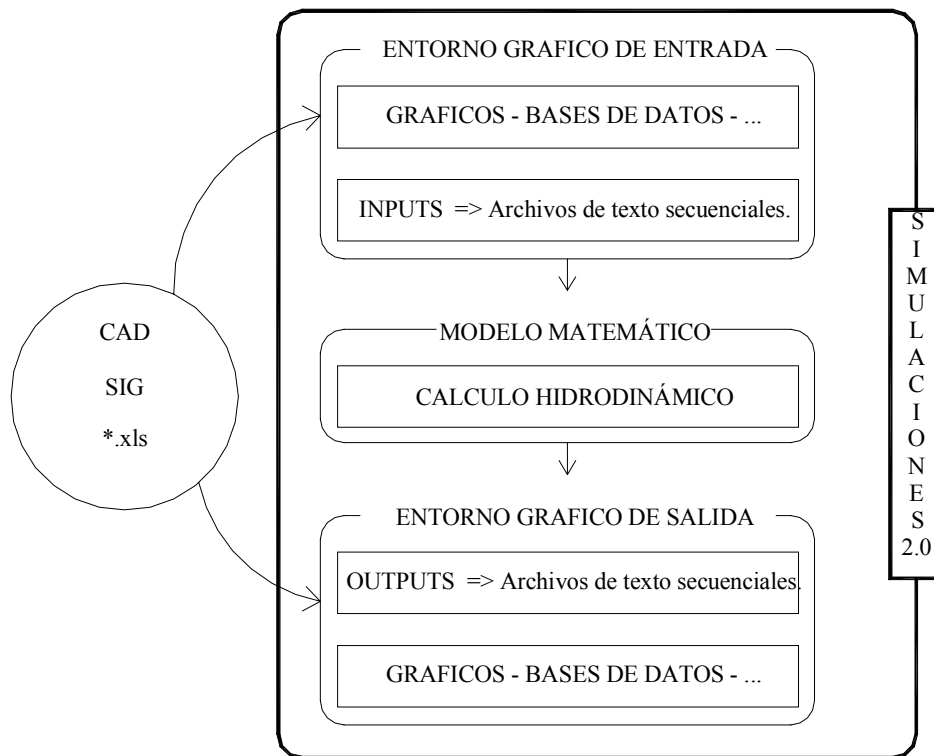


Figura 4.2. Esquema de operación del modelo matemático en conjunto con la plataforma de entorno gráfico. Creación de SIMULACIONES 2.0. (Stenta et al, 2005)

La estructura de funcionamiento de SIMULACIONES 2.0 se divide en tres grandes partes: a) Diseño (relacionado con la entrada de datos y constitución del modelo); b) Consistencia e Integridad de Datos y Calculo y c) Post-Proceso (relacionado con la salida e interpretación de los resultados).

En la etapa de Diseño es necesario proceder a la discretización de la cuenca, para lo cual se debe definir la grilla ortogonal sobre la que se identifican las celdas que forman parte de la cuenca. Las celdas definidas pueden ser tipo valle o tipo río. Luego a cada celda se le asignan las cotas y sus

características (coeficiente de resistencia de manning, profundidad del curso, talud, base de fondo, etc.). También se deben definir los tipos de vinculaciones entre las celdas (ej. terraplén, alcantarilla, puente, etc.). Se deben realizar, además, las siguientes asignaciones: Definición de las condiciones iniciales y de borde del sistema, como ser: altura iniciales de agua en todas las celdas y el tipo de descarga de la cuenca en la sección de control, si la hubiere. Ingreso de las entradas al sistema; a través de hietogramas de lluvia neta o hidrogramas, pudiendo asignar dichas entradas a los sectores de la cuenca deseados. Por último es necesario definir el tiempo de simulación del evento y el intervalo temporal de cálculo. Resulta muy útil la representación de archivos vectoriales en formato DXF para la ubicación geográfica de todos los componentes mencionados (cursos de agua, alcantarillas, terraplenes, poblados, etc.).

En la etapa de Consistencia e Integridad de Datos y Cálculo se realiza la verificación de la información ingresada y se realiza la simulación hidrodinámica del evento en cuestión durante un tiempo preestablecido. Se evalúan y almacenan en disco las alturas y cotas de agua en todas las celdas de la cuenca y caudales y velocidades en todas las vinculaciones a lo largo de todo el período simulado.

En la etapa de Post-Proceso se puede visualizar a través de gráficas y / o en forma de tablas, entre otras opciones, hidrogramas en cualquier vinculación, limnigramas en cualquier elemento, perfiles hidráulicos, mapas raster de alturas de agua, caudales y velocidades.

El programa cuenta además con una serie de herramientas auxiliares que facilitan la visualización, el manejo y el intercambio de datos desde y hacia sistemas de información geográfica, sistemas de diseño asistido por computadora (CAD) y planillas de cálculo.

Con la aplicación de la plataforma se logra manipular un importante volumen de información, acorde a los requerimientos planteados en el presente trabajo, del orden de 55000 celdas y 100000 vinculaciones.

4.3 IMPLEMENTACIÓN DEL SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA.

Las capas de información tales como red hidrográfica, límite de cuenca, infraestructura vial y férrea, límites político-administrativos, ubicación de puntos característicos, ubicación de obras de arte e información topográfica de utilidad para el modelado espacial del escurrimiento superficial se

ha integrado en ambiente de un sistema de información geográfica. El software utilizado es el ILWIS 3.1 (ITC, 2005).

La información volcada en el sistema de información geográfica resulta de suma utilidad para el modelado distribuido de una cuenca ya que permite realizar consultas permanentes de las características de los elementos (vectoriales, puntuales o raster) que conforman el sistema hídrico. A su vez, otra enorme potencialidad es la que permite trasladar información desde el mismo a la plataforma computacional SIMULACIONES 2.0, para realizar la carga de datos al modelo matemático distribuido CTSS8; y a su vez, volcar los resultados y datos de interés en la etapa de post-proceso.

CAPITULO 5. CONCEPTOS DE ESCALA; SIMILITUD HIDROLÓGICA E HIDRÁULICA Y ENTROPÍA

5.1 EL CONCEPTO DE ESCALA EN LA MODELACIÓN MATEMÁTICA.

El término escala usualmente se define como el tamaño de la muestra para la cual se realizan las observaciones o como el tamaño de la grilla utilizado para el cálculo numérico. De esta forma, la escala corresponde a una longitud en el dominio espacial y a una duración en el dominio temporal (Singh y Woolhiser, 2002).

Los procesos hidrológicos abarcan un amplio rango de escalas, desde el flujo no saturado en un perfil de suelo de 1m al escurrimiento en sistemas de grandes ríos con áreas de aporte de millones de kilómetros cuadrados; y desde crecidas de pocos minutos de duración a flujo en acuíferos de cientos de años. Según lo indicado por Klemes (1983) los procesos hidrológicos cubren alrededor de ocho órdenes de magnitud en espacio y en tiempo.

Para el modelado, las escalas comúnmente aceptadas son: a) Escala espacial definida por el rango que va desde la escala local (1 m) hasta la escala regional (1000 Km); y b) Escala temporal asociada a escala de evento (1 día o menor) hasta la escala de procesos de larga duración (100 años) (Blöschl y Sivapalan, 1995).

En cuanto a la escala de observación en cuencas en general se cuenta con pocos lugares de medición de variables hidrológicas y meteorológicas; comúnmente en algún lugar puntual de un centro poblado, en un aeropuerto o en zonas rurales por medio de particulares que registran diariamente eventos lluviosos. Por lo tanto, en general se cuenta con una pobre resolución espacial de las variables relevantes en el modelado hidrológico. Por el contrario, en general se dispone de una adecuada resolución temporal. Estas diferencias entre resoluciones espaciales pobres y buenas resoluciones temporales se reflejan en parte en incertidumbres a la hora de constituir un modelo matemático; calibrar dicho modelo, reproducir crecidas; predecir comportamientos y en particular; en el estudio y progreso de temas relacionados a los efectos de escala; ya que generalmente una misma cuenca tiene diferentes comportamientos que no serán capturados con una baja resolución espacial.

A menudo, las escalas del modelado son mucho más grandes o mucho menores que las escalas de observación, por lo que resulta necesario el escalamiento para salvar esta situación (Blöschl y Sivapalan, 1995).

Desde el auge de las computadoras hasta la actualidad se produjo un desarrollo importante de herramientas de modelación de sistemas hidrológicos-hidráulicos o componentes puntuales de los mismos. Sin embargo, este desarrollo no ha ido de la mano de la recolección y tratamiento de datos y variables hidrológicas. Esta situación se descomprime en algún grado en las zonas donde se llevan a cabo la instalación de redes de medición para sistemas de alertas, en tanto que para la extracción de parámetros de la cobertura terrestre la teledetección está realizando un aporte muy importante.

En el presente trabajo; el término escala se refiere a la longitud de la discretización espacial del sistema modelado; es decir, al tamaño de la grilla computacional utilizado en la constitución del modelo. Esta escala es la unidad de discretización mínima del modelo matemático. Al analizar en el presente estudio los efectos del tamaño de grilla en el modelado del escurrimiento superficial se están evaluando los efectos de la escala en la modelación matemática del escurrimiento superficial.

El referir a un tamaño de grilla más pequeño que otro tendrá el mismo significado que indicar que el tamaño de grilla más pequeño tiene una resolución espacial mayor que la del tamaño de grilla mayor o representa un esquema de alto nivel de detalle. Los tamaños de grilla más grandes son esquemas agregados con menor resolución espacial que los tamaños de grilla más pequeños.

Literalmente, “escalar” significa “hacer un zoom”, o lo que es lo mismo, una reducción o incremento del tamaño. En el contexto hidrológico, “upscaling” o agregar significa transferir información desde una escala dada a otra escala más grande; mientras que “downscaling” o desagregar significa transferir información a una escala más pequeña (Gupta et al., 1986).

De igual forma, el término “escalamiento” se puede definir como la transferencia de información a través de diferentes escalas (Blöschl y Sivapalan, 1995).

En los términos del presente trabajo, el término agregar (upscaling) corresponde a la transferencia de información de un tamaño de grilla dado a otro tamaño de grilla más grande; por el contrario, desagregar (downscaling) significa transferir información desde un tamaño de grilla dado a otro menor.

Uno de los factores que hacen dificultoso el escalamiento es la heterogeneidad de las cuencas y la variabilidad de los procesos hidrológicos (Blöschl y Sivapalan, 1995).

Las ecuaciones utilizadas en los modelos matemáticos son simples formulaciones de fenómenos extremadamente complejos; las que incorporan solamente los mecanismos de mayor influencia en el proceso de interés y descartan aquellos mecanismos que tienen una importancia secundaria para los propósitos del modelado (Riccardi, 2005).

Dentro de un proceso en particular pueden realizarse diferentes grados de abstracción; este grado de abstracción también debe ser tenido en cuenta en el proceso de escalamiento. Por ejemplo en la modelación del escurrimiento superficial mediante onda cinemática los parámetros que usualmente se escalan son el coeficiente de rugosidad del plano (N) y la longitud del plano (L) (Pedraza et al., 2006).

En cambio en el modelo de celdas utilizado en el presente trabajo se proponen escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda (ITC) (parámetro que vincula la relación entre la altura de agua en celda, el almacenamiento y la conducción en la misma). Esto evidencia que los procesos considerados y las diferentes abstracciones en el modelo matemático; así como la propia arquitectura de modelación influyen sobre el proceso de escalamiento.

El proceso general de escalamiento, según lo planteado por Blöschl y Sivapalan (1995) puede ser definido como sigue:

Si $g(s, q, i)$ es la conceptualización a una escala pequeña de la respuesta hidrológica como una función de las variables de estado s , de los parámetros q , y de las entradas i ; y si $G(S, Q, I)$ es la correspondiente conceptualización a una escala mayor; entonces, la información a escalar consiste en las variables de estado, los parámetros y las entradas, así como también la propia conceptualización:

$$s \leftarrow \rightarrow S; q \leftarrow \rightarrow Q; i \leftarrow \rightarrow I; g(s, q, i) \leftarrow \rightarrow G(S, Q, I)$$

Sin embargo, en la práctica sólo una parte de toda la información incluida se escala y el resto se asume sin variación entre las diferentes escalas.

Los procesos de transferencia de información (agregar y desagregar) entre escalas se pueden representar en forma gráfica según se muestra en la Figura 5.1 (extraído de Blöschl y Sivapalan, 1995)

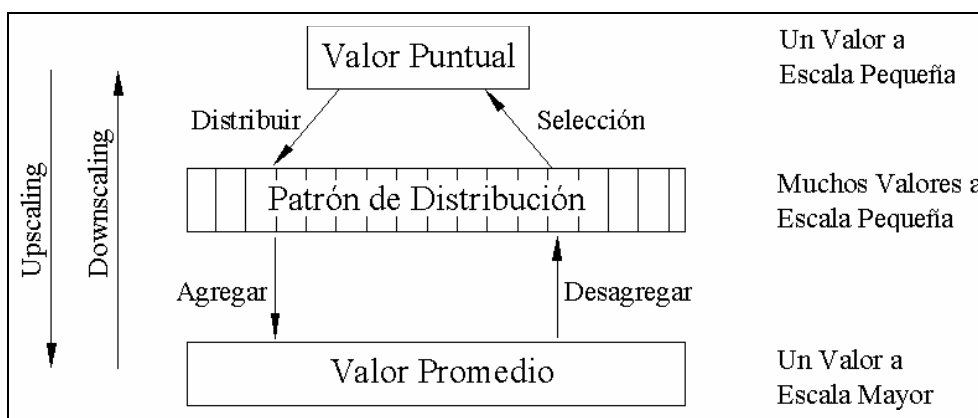


Figura 5.1. Vínculos a través de escalas (extraído de Blöschl y Sivapalan, 1995)

El escalamiento puede realizarse en forma determinística o estocástica. En forma determinística la distribución de valores de pequeña escala resulta en un patrón espacial o temporal el cual es agregado en un “valor medio”. En forma estocástica la distribución se realiza por medio de una función de distribución que en general está caracterizada por sus momentos, la cual posteriormente es agregada.

En cuanto a los diferentes pasos que pueden ser necesarios para agregar o desagregar información, según lo indicado en la Figura 5.1 se puede mencionar:

La Distribución de la Información (Distribuir) en general se lleva a cabo por medio de algún esquema de interpolación. Por ejemplo, las mediciones hidrológicas tienen, generalmente, menos resolución espacial que temporal, y por lo tanto los esquemas de interpolación se refieren al dominio espacial. El problema típico de interpolación en hidrología es la estimación espacial de la lluvia a partir de una medida puntual; algunos métodos diseñados para tal fin son: el método de la isoyeta, interpolación de Kriging, inversa de la distancia, etc. (Blöschl y Sivapalan, 1995).

La Selección es, en general, trivial, ya que sólo involucra la elección de un valor puntual o un subgrupo de valores a partir de un patrón de información detallada y conocida.

Agregar información resulta trivial o puede realizarse mayormente sin grandes dificultades cuando se trata de variables de estado o entradas, ya que el valor agregado es el resultado de la aplicación de leyes tales como la de conservación de masa. Sin embargo la dificultad mayor aparece a la hora

de agregar parámetros del modelo, ya que el valor agregado resulta de la interacción entre el modelo y los parámetros involucrados en el mismo (Blöschl y Sivapalan, 1995).

Goodrich (1990) afirma que los efectos de agregación serán diferentes dependiendo de la escala de la cuenca; así en una cuenca pequeña, la agregación de elementos del modelo a tamaños mayores que cientos de metros causará grandes impactos; en cambio, en cuencas más grandes, la agregación (o simplificación geométrica) tendrá impactos menores.

En el caso de la Desagregación, el propósito es, dado un valor promedio sobre un cierto dominio (temporal o espacial), derivar el patrón detallado dentro del dominio. Por ejemplo, un caso de desagregación temporal se refiere a determinar la distribución temporal de la precipitación dentro del evento lluvioso, conociendo la intensidad media y la duración de la tormenta. En este caso el concepto más utilizado es la curva de masas; que representa en forma adimensional la lámina acumulada versus la duración acumulada de la tormenta.

Partiendo de un tamaño de grilla dado, al ir incrementándose el mismo se produce una agregación de la información. En el presente trabajo se puso énfasis en el estudio de la agregación de información al aumentar el tamaño de grilla y de cómo se refleja este efecto en los parámetros de la celda de los esquemas agregados.

Los parámetros de escalas mayores que se utilizan con las ecuaciones de detalle se denominan parámetros efectivos. Concretamente, un parámetro efectivo se refiere a un valor único del parámetro que es asignado a una parte o a todos los puntos del dominio; de manera tal que el modelo basado en el parámetro agregado genere la misma salida que el modelo basado en el parámetro con distribución detallada (Mackay y Riley, 1991). Los parámetros efectivos tienen una importancia práctica en el modelado distribuido; en cambio, las reglas de agregación tienen más importancia conceptual que práctica.

Para el caso de estudiar la agregación de parámetros del modelo se debe tener en cuenta las siguientes cuestiones: a) Resulta necesario definir si las ecuaciones a escala pequeña pueden ser utilizadas para describir procesos a una escala mayor; y b) Cual es la regla de agregación que permite obtener los parámetros del modelo a una escala mayor a partir del patrón detallado o distribución de los parámetros dados en la escala menor (Blöschl y Sivapalan, 1995).

Los métodos para abordar las cuestiones a) y b) utilizan el concepto de parámetros efectivos ajustando las salidas del sistema agregado y del sistema de detalle. Los parámetros efectivos existirán y serán de utilidad si puede lograrse un adecuado ajuste entre ambos sistemas. Posteriormente la regla de agregación puede ser derivada relacionando los parámetros efectivos con la distribución heterogénea de la escala de detalle.

En forma general, si bien se pueden establecer parámetros efectivos entre un sistema heterogéneo y el correspondiente sistema agregado, lo anterior resulta posible en muchos casos simples de procesos y bajo hipótesis simplificadas (por ejemplo flujo en estado estacionario); en cambio resulta más complejo para los casos generales; de procesos no lineales y aproximaciones más realistas (Blöschl y Sivapalan, 1995).

Numerosos trabajos han abordado la temática sobre los parámetros efectivos en modelación matemática analizando diferentes procesos del ciclo hidrológico como ser el estudio del flujo saturado y no saturado, infiltración y escurrimiento superficial; y utilizando el concepto de parámetros efectivos y reglas de agregación. Por ejemplo Matheron (1967), citado por De Marsily (1986) abordó el estudio para el caso del flujo saturado; Mantoglou y Gelhar (1987) y Russo (1992) realizaron el estudio para el flujo no saturado en medio poroso; Rogers (1992) y Sivapalan y Wood (1986) abordaron esta temática para el proceso de infiltración; finalmente en el caso del escurrimiento superficial algunos de los investigadores que han estudiado esta temática son Wu et al. (1978 y 1982); Engman (1986); Abrahams et al. (1989); Goodrich (1990) y Pedraza et al. (2005 a y 2005 b).

En el caso particular del escurrimiento superficial diferentes autores han abordado esta temática y han logrado buenas aproximaciones.

Wu et al. (1978 y 1982) investigaron el efecto de la variabilidad espacial de la rugosidad en los hidrogramas para una cuenca experimental con diferentes tipos de superficies. Concluyeron que parámetros de rugosidad efectiva existen para los casos de poco contraste entre rugosidades de las superficies y para una dirección de surcos normal a la dirección del flujo y para un gran número de surcos. Engman (1986) en su estudio ha calculado valores de parámetros efectivos de rugosidad de manning para diferentes coberturas de parcelas experimentales; basados en observaciones de hidrogramas salientes. Abrahams et al. (1989) midieron las funciones de distribución de profundidades de flujo y las relacionaron a los valores de tirantes medios de flujo.

Pedraza et al. (2005 a y 2005 b) propusieron un procedimiento de agregación de esquemas de modelación para la simulación del flujo de agua superficial basado en relaciones de similitud hidrológica. Estudiaron pequeñas cuencas urbanas teóricas y experimentales aplicando un modelo de onda cinemática. Para el escalamiento de los parámetros que permita mantener la similitud hidrológica entre la escala de detalle y una escala agregada modifican el valor de la rugosidad computacional (efectiva) N^* para la escala agregada. Concluyen que se debe disminuir la rugosidad computacional N^* con el aumento de la escala.

Zaghloul (1981 y 1983) abordó el estudio de la discretización de una cuenca urbana utilizando el modelo SWMM. Para lograr similitud entre los diferentes sistemas el autor ajustó el ancho hidráulico del plano o “ancho de la cuenca”.

Goodrich (1990) utilizó el modelo KINEROSR; basado en la ecuación de onda cinemática y propone reglas para la agregación, planteando que para obtener respuestas similares entre un sistema de detalle y otro agregado es necesario escalar el coeficiente de rugosidad de manning conservando el almacenamiento de equilibrio entre sistemas.

La utilización de parámetros efectivos en ecuaciones de micro-escala para representar procesos a macro-escalas tiene un número de limitaciones. Estas limitaciones son particularmente importantes cuando el proceso dominante cambia con la escala (Beven, 1991 b).

Para estimar los parámetros efectivos en los modelos con esquemas agregados existen dos posibles líneas de trabajo (Pedraza et al., 2006):

a) En base a registros de eventos lluvia-caudal. De este modo; se calibran los parámetros de los esquemas agregados con una serie de eventos registrados. En el caso general; no existe suficiente información de este tipo como para llevar a cabo esta alternativa.

b) Aplicando procedimientos de agregación. Se basan en aplicar el modelo a diferentes escalas (una escala de detalle y otra agregada) y en ajustar los parámetros efectivos de manera de conservar entre las escalas alguna propiedad representativa de la respuesta hidrológica (por ejemplo el tiempo de equilibrio). En general son de importancia más conceptual que práctica, ya que raramente se dispone de suficiente información detallada para aplicar el modelo a la escala de detalle.

5.2 VARIABILIDAD A NIVEL DE CELDA.

Diferentes aproximaciones pueden ser establecidas para cuantificar la variabilidad de procesos hidrológicos dentro de una celda. Una de ellas asume que los parámetros y los procesos son uniformes dentro de cada celda y que la descripción de escala pequeña se aplica a la celda entera. Otra aproximación es la de incorporar dentro de la celda funciones de distribución de los parámetros en lugar de utilizar valores únicos. Por último, una tercera aproximación es la de parametrizar la variabilidad dentro de la celda sin acudir a la definición explícita de las ecuaciones locales (Blöschl y Sivapalan, 1995).

Ejemplos de parametrización a nivel de celda se presentan a continuación.

Moore y Burch (1986) realizan la parametrización a nivel de celda para contemplar el escurrimiento superficial en surcos. En la parametrización propuesta, los surcos individuales no son modelados explícitamente; sino que incorporan el efecto agregado de un gran número de surcos representando dicho efecto por medio de una ley de la forma:

$$R = \xi \times A^n \quad (5.1)$$

Donde R es el radio hidráulico, A es la sección transversal (ambas variables en función del tirante de agua) y ξ y n son parámetros. Se hace notar que la información detallada de la geometría de los surcos es reemplazada por dos parámetros solamente. El parámetro ξ es igual a la unidad para flujo laminar y 0.5 para geometrías de forma trapezoidal o parabólicas. En general, para las mayorías de las superficies naturales, ξ se encuentra entre esos límites (Foster et al., 1984; Parsons et al., 1990; Willgoose y Riley, 1993).

Según lo indicado por Grayson y Blöschl (2000), este tipo de parametrización representa los procesos a nivel de celda en una manera realista.

Consideraciones similares fueron hechas por Panday y Huyakorn (2004). Ellos propusieron una curva parabólica para evaluar el almacenamiento en función del tirante de agua; y consideran dos tipos de almacenamiento: almacenamiento debido a obstrucciones y almacenamiento en depresiones (Figura 5.2).

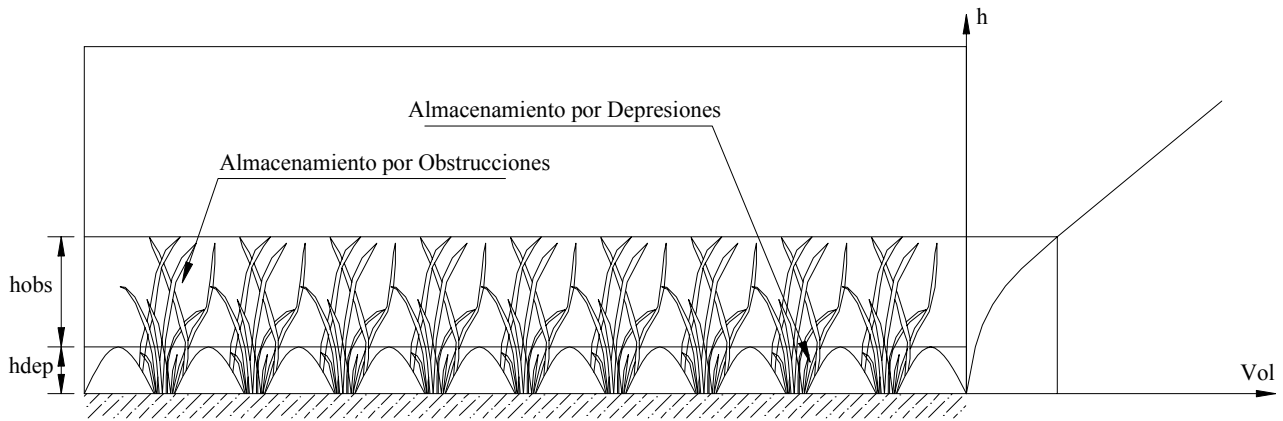


Figura 5.2. Modelo conceptual para considerar el almacenamiento (Panday y Huyakorn, 2004)

Woolhiser et al. (1996) plantearon un modelo conceptual de micro-topografía superficial implícito para considerar el proceso de infiltración luego de que ha dejado de llover. Tuvieron en cuenta el hecho de que el escurrimiento superficial no se presenta en un plano hidráulicamente uniforme y que la infiltración no ocurre uniformemente sobre toda el área cuando el flujo se concentra en surcos o micro canales. Para la consideración, utilizaron el concepto de área mojada efectiva (A_f , variando entre 0 y 1), la cual es una función lineal de la profundidad del flujo (h) por debajo de un cierto umbral, h_c , es decir, consideran:

$$\begin{aligned}
 A_f &= \left(\frac{h}{h_c} \right) & h \leq h_c \\
 A_f &= 1 & h > h_c
 \end{aligned}
 \tag{5.2}$$

En su trabajo asumen que h_c es una constante, pero el área afectiva A_f es variable espacialmente ya que es una función de la profundidad del flujo. Consideran valores de h_c variando entre 0 y 20 mm, mediante simulaciones en planos de 50 m de longitud.

La representación del flujo superficial se puede plantear adecuadamente particionando en forma conveniente la variabilidad topográfica en variabilidad resuelta explícitamente y variabilidad parametrizada a nivel de celda (Grayson et al., 1995). La variabilidad resuelta en forma explícita (es decir variabilidad entre celdas) se representa por medio de las formas, pendientes y aspectos de las celdas individuales y su configuración relativa. La variabilidad parametrizada se representa por medio de una ecuación concentrada, como por ejemplo la ecuación (5.1).

Debido a que las dos representaciones son consistentes, el tamaño del elemento debería tener un pequeño efecto en los resultados (Blöschl y Sivapalan, 1995). Sin embargo; no siempre resulta de este modo; así, por ejemplo, Willgoose y Riley (1993) mostraron que los parámetros de la ecuación pueden variar significativamente con el tamaño de la cuenca, resultados similares fueron obtenidos por Willgoose y Kuczera (1995).

El modelo matemático utilizado en el presente trabajo contempla ambas situaciones (Capítulo 4, Punto 4.1). Incorpora la resolución del escurrimiento superficial con variabilidad resuelta explícitamente entre celdas, planteada por medio de las ecuaciones de descargas entre celdas resultantes de la utilización de la ecuación de cantidad de movimiento de Saint Venant; determinando el tránsito de flujo por medio de los niveles de agua entre celdas; y la variabilidad parametrizada a nivel de celda por medio de la pendiente transversal en la misma, que define la relación entre niveles, volúmenes y caudales. Dicha abstracción contempla el efecto de concentración de flujo en surcos; micro canales o pequeños canales como representación de los procesos de escurrimiento superficial en el terreno real.

No solo la abstracción planteada en la ecuación (5.1) o la del modelo aquí utilizado varía en función del área de la cuenca según lo encontrado por Willgoose y Riley (1993); sino que también es una función de la micro y de la macro topografía.

La abstracción a nivel de celda depende del relieve general de la cuenca (macro topografía); ya que en zonas de relieve plano el flujo se concentrará por micro canales o surcos de pequeña profundidad y ocupará una extensión areal mayor que en el caso de relieves más pronunciados. Es decir, en general, pendientes más grandes generan mayor concentración de flujo y menores áreas anegadas superficiales que pendiente naturales planas, las cuales tienen áreas superficiales mayores ocupadas por el agua y un mayor almacenamiento, produciendo un retardo del flujo debido a dicho almacenamiento superficial. Como ejemplos; es posible nombrar el caso de la cuenca del A° Saladillo, con sectores planos; y la Cuenca del A° Santa Catalina donde se tienen relieves más pronunciados; entre estos dos relieves diferenciados la relación entre tirante de agua y el volumen en celda resulta diferente por efecto de la macro topografía. Ambas cuencas se estudian en detalle en el Capítulo 8.

A nivel de micro relieve el efecto producido en la relación entre tirante de agua, volumen y caudal, puede ser enmarcado dentro de las complejidades que presenta el flujo superficial; entre

ellas, la relacionada a la complejidad geométrica (Pedraza, 2006). Dicha complejidad se desarrolla debido a la variabilidad espacial de la superficie del terreno natural, originada por la micro topografía superficial, la existencia de pequeños obstáculos, el tipo, densidad y espaciamiento de la vegetación.

Algunas configuraciones posibles que puede adoptar el flujo superficial en función de la micro topografía transversal son las presentadas por Willgoose y Kuczeca (1995) (Figura 5.3).

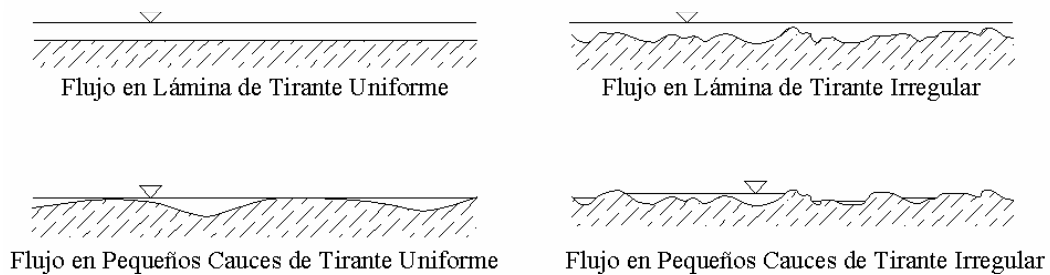


Figura 5.3. Configuraciones del flujo superficial (Wilgoose y Kuczera, 1995)

Sobre pendientes naturales, la escorrentía está gobernada por las irregularidades topográficas, las cuales dirigen y concentran el flujo hacia pequeños canales tortuosos de forma irregular y pocos profundos (Pedraza, 2006). Estos canales se combinan para generar flujos en canales claramente definidos (Chow et al., 1994).

Resulta de interés remarcar que la micro topografía del relieve juega un papel importante en la forma del hidrograma (Woolhiser et al., 1996).

Se desea resaltar que tanto la macro topografía como la micro topografía afectan las relaciones entre alturas de agua, volumen y caudal dentro de celda. Una misma micro-topografía, con idénticos niveles de obstrucción, tipo, densidad y espaciamiento de la vegetación tendrá diferentes relaciones entre altura de agua, caudal y volumen dependiendo de la macro topografía, o sea, del relieve general de la cuenca.

5.3 ALMACENAMIENTO DE EQUILIBRIO.

El almacenamiento de equilibrio se define como el volumen de agua almacenado en la superficie

de una cuenca impermeable, bajo condiciones de lluvia espacialmente y temporalmente uniformes, cuando el equilibrio completo ha sido alcanzado. Las modificaciones en el almacenamiento de equilibrio impactan en forma primaria en el tiempo al pico y en el caudal pico (Goodrich, 1990).

Asumiendo condiciones de superficie impermeable; si la duración de la lluvia (t_r) es mayor que el tiempo de equilibrio (t_e); entonces es alcanzado el equilibrio completo en la cuenca (Molnár y Julien, 2000).

A su vez, el caudal de equilibrio en la sección de control (Q_e), bajo estas condiciones alcanza un valor igual a $Q = i \times \text{Área de aporte}$, donde i = intensidad de lluvia neta y A = área de aporte aguas arriba del punto considerado.

El hidrograma construido a partir de una lluvia neta de intensidad constante i ; espacial y temporalmente uniforme y de duración igual o mayor al tiempo de equilibrio de la cuenca, se denomina, comúnmente, hidrograma en S. La curva adopta una forma de S deformada y sus ordenadas finalmente se aproximan a la intensidad en exceso de lluvia en el tiempo de equilibrio (Chow et al., 1994).

En la Figura 5.4 se muestra un hidrograma en S genérico y el hietograma de lluvia en exceso. El caudal se expresa en porcentaje de la intensidad neta; es decir, el caudal dividido el área de aporte arroja las mismas unidades que la intensidad de lluvia neta. Luego; este caudal por unidad de área se divide por la lluvia neta ya que la misma es constante para todo el tiempo, y el caudal varía en cada tiempo hasta alcanzar el equilibrio completo.

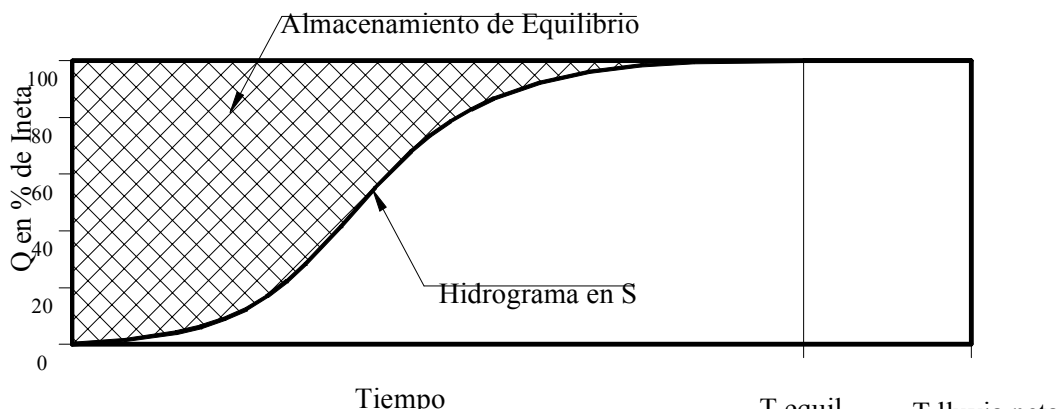


Figura 5.4. Hidrograma en S y almacenamiento de equilibrio.

El hidrograma en S representa la respuesta hidrológica de la cuenca, como se mencionó anteriormente, para una lluvia de intensidad constante y larga duración, de distribución uniforme tanto espacial como temporal. Es una característica propia de la cuenca y además, para la misma intensidad de lluvia neta, existe un único hidrograma en S para la cuenca. Este hidrograma depende únicamente de las características de drenaje de la cuenca (Chow, 1964).

En el hidrograma en S, el almacenamiento de equilibrio resulta de la diferencia entre la lámina caída y la integral del hidrograma de escurrimiento directo hasta un tiempo igual al tiempo de equilibrio. En forma gráfica representa el área entre el hidrograma y el hidrograma de escurrimiento directo.

El almacenamiento de equilibrio resulta una medida muy eficiente del comportamiento de una cuenca; este almacenamiento integra los efectos de las pendientes, convergencia de flujo y rugosidad hidráulica distribuida espacialmente (Wu et al., 1978).

El hidrograma en S puede ser constituido considerando un hidrograma unitario correspondiente a una lluvia uniforme de duración infinitamente corta, dt , denominado hidrograma unitario instantáneo. El hidrograma en S resulta de la suma de una infinidad de hidrogramas unitarios instantáneos, estando cada uno de ellos separados en dt con relación al que le antecede (Chow, 1964).

Resulta de ello que a partir del hidrograma en S se puede obtener el hidrograma correspondiente a una lluvia de duración tn cualquiera. Si consideramos dos hidrogramas en S, tales como Q_a y Q_b correspondientes a dos lluvias de igual intensidad, pero comenzando respectivamente en los momentos A y B. Puesto que Q_a arroja los caudales en función del tiempo para el conjunto del aguacero, comprendiendo la porción de lluvia caída entre los instantes A y B, mientras que Q_b arroja esos mismos caudales no comprendidos los correspondientes al intervalo de tiempo A-B; la lluvia de duración A-B dará un hidrograma cuyas ordenadas serán en cada instante iguales a la diferencia $Q_a - Q_b$ (Chow, 1964) (Figura 5.5)

Es decir, mediante la diferencia de ordenadas de dos hidrogramas en S desplazados un determinado paso de tiempo tn , se obtiene el hidrograma asociado a la lluvia de intensidad i y duración tn . Diferentes hidrogramas en S representan respuestas características de cuencas diferentes y por ende los hidrogramas para una lluvia de duración menor al tiempo de equilibrio también serán diferentes.

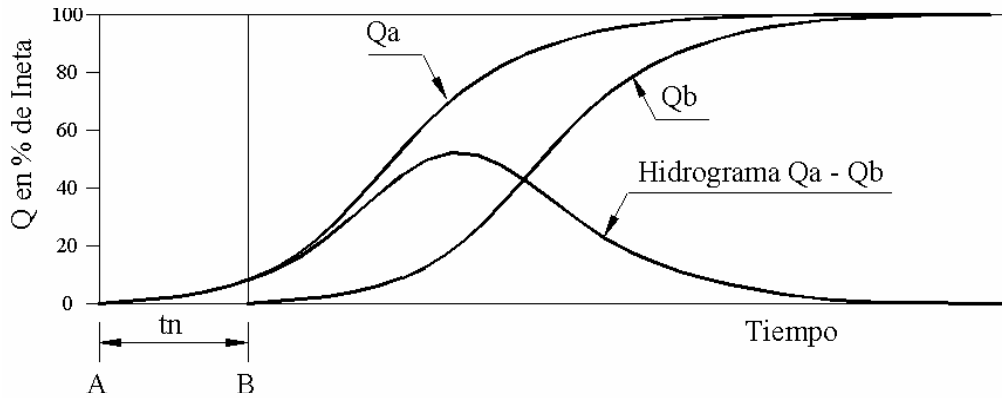


Figura 5.5. Hidrograma Q_a - Q_b , obtenido a partir de los hidrogramas en S, Q_a y Q_b , para una lluvia neta de duración t_n .

Resulta que si dos sistemas tienen, para la misma lluvia neta, el mismo hidrograma en S, ambos sistemas son similares en términos de respuestas hidrológicas en caudales; para ello es necesario conservar el almacenamiento de equilibrio, que resulta una condición necesaria pero no suficiente y conservar la forma del hidrograma en S entre ambos sistemas, con lo que se cumple simultáneamente la conservación del almacenamiento de equilibrio y la respuesta hidrológica para lluvias de menor duración al tiempo de equilibrio.

Wu et al. (1978) han sido uno de los primeros en introducir y utilizar la noción de mantener el almacenamiento de equilibrio para establecer una equivalencia entre un sistema de detalle y otro agregado. Los autores consideraron un sistema de detalle con una superficie con rugosidad espacial variable; posteriormente computaron una rugosidad uniforme manteniendo el almacenamiento de equilibrio entre ambos sistemas. No utilizaron el concepto para el caso de una simplificación geométrica.

Goodrich (1990) utilizó el modelo KINEROSR; basado en la ecuación de onda cinemática. Aplicó el concepto de conservar el almacenamiento de equilibrio entre el sistema de detalle y el esquema agregado como una de las reglas para obtener respuestas similares entre ambos sistemas. En base a estas reglas propuestas, las dimensiones equivalentes de los planos de la escala agregada se obtienen manteniendo el área y la longitud del plano y despejando el ancho que cumpla dicha condición. Las pendientes y los parámetros relacionados al tipo y uso del suelo del plano equivalente se definen utilizando información de la cuenca a escala de detalle y por medio de promedios ponderados por áreas. Resultando de ello que el único parámetro que permanece para ser definido para el plano equivalente es el coeficiente de rugosidad de Manning. Este

coeficiente, para el plano equivalente de escala agregada, es ajustado manteniendo el mismo almacenamiento de equilibrio que para el plano complejo (esquema de detalle); es decir, utiliza el concepto de almacenamiento de equilibrio para escalar el coeficiente de rugosidad del plano equivalente (esquema agregado). Afirma que la clave para mantener la equivalencia entre los sistemas durante el proceso de simplificación es la distorsión de la rugosidad hidráulica que permita conservar el almacenamiento de equilibrio. La interpretación de la distorsión del coeficiente de rugosidad está basada en la idea de una rugosidad computacional o parámetro efectivo y no tiene significado físico.

Pedraza et al. (2006) utilizan un modelo basado en la ecuación de onda cinemática aplicado en cuencas urbanas. Propone un procedimiento de agregación basado en conservar el almacenamiento de equilibrio y verificando el equilibrio cinemático completo de cada subcuenca a agregar, para ello escala el coeficiente de rugosidad para flujo superficial, definiendo a este parámetro escalado para los esquemas agregados como un parámetro efectivo; el mismo no tiene el significado físico de la rugosidad.

5.4 TIEMPO DE EQUILIBRIO.

El tiempo de equilibrio de una cuenca es el tiempo requerido por una onda infinitesimal para trasladarse desde la cabecera de la misma hasta la sección de salida; para un caudal lateral constante (Ecuación 7.17). El tiempo de equilibrio es un parámetro representativo de la respuesta hidrológica (Pedraza, 2006).

Algunos trabajos sobre la temática (Goodrich, 1990; Pedraza et al., 2006; Julien y Moglen, 1990), los cuales aplican la ecuación de onda cinemática, y el concepto de estado de equilibrio completo del plano, han coincidido en que si la duración de la lluvia excede al tiempo de equilibrio del plano, la variabilidad espacial de los parámetros no tiene influencia sobre el caudal de equilibrio de la cuenca. En cambio, situaciones donde la duración de la lluvia resulta menor al tiempo de equilibrio y se alcanza un estado de equilibrio parcial, los resultados de las respuestas dependen de la variabilidad de los parámetros dentro de la cuenca. En los casos antes mencionados, el concepto se aplica a cuencas urbanas donde puede pensarse que la duración de la lluvia sea superior al tiempo de equilibrio de la cuenca. Por ejemplo, en el procedimiento propuesto por Pedraza et al. (2006) se plantea chequear que la duración de la lluvia resulte mayor al tiempo de equilibrio de cada subcuenca agregada.

En el caso de una cuenca rural de cientos o miles de kilómetros cuadrados no es posible pensar en que lluvias reales puedan tener duraciones mayores a los tiempos de equilibrios de dichas cuencas; por lo tanto, en el caso de cuencas rurales de meso-escala, el planteo del problema resulta con un grado mayor de complejidad; y en particular en el caso del modelo matemático utilizado en el presente trabajo, donde una cuenca es representada por una cantidad relativamente importante de celdas (desde 700 a 55000 celdas).

5.5 RELACION ENTRE CAUDAL Y ALMACENAMIENTO.

El fenómeno de propagación de crecidas puede definirse, en forma general, como un análisis planteado para seguir un determinado caudal a través de un sistema hidrológico, dada una señal de entrada. En este fenómeno, la relación entre el caudal de salida y el almacenamiento en el sistema considerado es una función que tiene una notable influencia en la representación del mismo, ya sea para la propagación utilizando métodos agregados o distribuidos. La forma específica de la relación entre caudal y almacenamiento depende de la naturaleza del sistema que está siendo analizado (Chow et al., 1994).

En el caso de la implementación de un modelo matemático basado en las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento, la forma específica de la relación entre caudal y almacenamiento dependerá a su vez del grado de simplificación considerado de la ecuación de cantidad de movimiento. La relación entre el caudal y almacenamiento es biunívoca para la aproximación de onda cinemática; en cambio resulta en forma de lazo para la aproximación de onda difusiva y dinámica. En el caso de la aproximación de onda difusiva la relación entre caudal y almacenamiento depende no solo de la altura dentro de la celda, sino que también depende de las alturas de las celdas vecinas.

El análisis que sigue intenta mostrar los efectos que se producen sobre los hidrogramas debidos a las relaciones entre el almacenamiento y caudal de salida en el tránsito de un determinado hidrograma. En cada celda del modelo utilizado en el presente trabajo, una vez calculado el ingreso de flujo proveniente de precipitación neta, aporte de caudales externos y/o intercambio de caudales con celdas adyacentes; el escurrimiento resultante es propagado, para el caso general, mediante la aproximación de onda difusiva de la ecuación de cantidad de movimiento. Bajo estas condiciones cada celda o grupos de celdas del modelo constituyen el “sistema” en el cual se producirá la propagación del hidrograma.

Ante una determinada señal de entrada, la propagación de la misma producirá una respuesta que depende de la propia señal y de las características del sistema que transita. Las características del sistema pueden ser representadas por medio de la relación entre el caudal de salida y el almacenamiento. En el caso general, el proceso de propagación modifica la forma del hidrograma saliente si se lo compara con el hidrograma de entrada; y el almacenamiento produce un efecto de redistribución temporal del hidrograma; es decir, modifica la forma del mismo.

En la Figura 5.6 se muestra, a modo de ejemplo cualitativo, el efecto sobre el hidrograma de salida de dos relaciones entre caudal y almacenamiento diferentes y una misma señal de entrada. Se asumen para este ejemplo simple que las relaciones entre volumen y caudal son biunívocas y que no existen ingresos ni egresos de caudal al volumen de control (celdas o grupos de celdas).

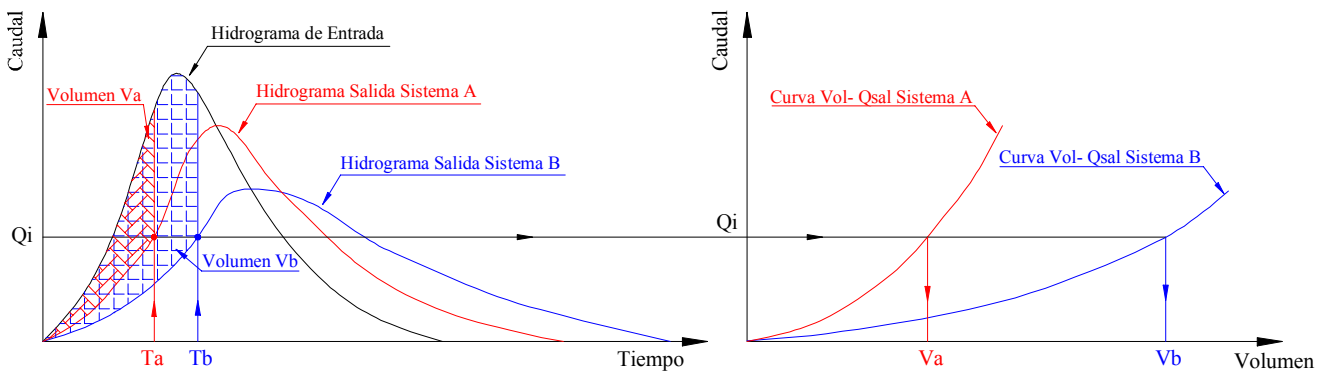


Figura 5.6. Hidrogramas de entrada y salidas para dos sistemas con relaciones diferentes entre volumen y caudal de salida.

El volumen almacenado en un determinado tiempo, por ejemplo T_a , puede ser calculado como el área entre los hidrogramas de entrada y salida. En el tiempo T_a , el caudal de salida es Q_i ; y el volumen almacenado es V_a ; este par de valores ($Q_i ; V_a$) se encuentran sobre la curva de volumen – caudal de salida que caracteriza al sistema A. Si el sistema está caracterizado por una relación diferente entre volumen y caudal de salida (Sistema B); el mismo caudal Q_i se presenta en otro tiempo T_b y el volumen asociado resulta V_b , nuevamente este par de valores (Q_i, V_b) son característicos del sistema B. En el caso planteado, V_b es mayor que V_a para el mismo Q_i , lo que produce una respuesta más lenta, con tiempos al pico mayores y menor caudal pico del sistema B.

En general entre dos sistemas con relaciones diferentes de caudal de salida y volumen; aquel sistema caracterizado por una relación Vol-Qsal en la cual se tiene en todo el rango de variación de

los caudales un mayor volumen, responderá de forma más atenuada (valores de caudales picos menores y mayores tiempos al pico).

Un sistema más resistivo (como el caso del sistema B en la Figura 5.6) puede presentarse como resultado de valores de rugosidad mayores en comparación con un sistema menos resistivo (Sistema A). A su vez, un sistema que posee un volumen mayor que otro, para un determinado nivel de agua, es un sistema que responde en forma más lenta. Esto puede estar asociado, por ejemplo, a las características del relieve, donde para un determinado nivel de agua la capacidad de almacenar es diferente entre ambos sistemas, lo que produce relaciones Volumen-Caudal de Salida diferentes y diferentes respuestas hidrológicas.

El caso anterior se planteó suponiendo relación biunívoca entre caudal de salida y almacenamiento. Los conceptos obtenidos para este último caso son igualmente válidos para el caso de relaciones variables (en forma de lazo) entre el caudal y el volumen.

Se quiere indicar, por tanto, que si dos sistemas guardan una relación similar entre el caudal de salida y el almacenamiento, ambos sistemas producen respuestas hidrológicas similares en términos de caudales; ante una misma señal de entrada.

Al conservar el almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma de salida entre dos sistemas, ante una misma señal, se pone en evidencia que a su vez ambos sistemas guardan una relación similar entre caudal de salida y volumen. Por lo tanto son conceptos similares el proponer conservar el almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma entre dos sistemas o conservar las relaciones entre caudales de salida y volumen. En ambas situaciones se plantea similitud en términos de caudales de salida. Otras variables de interés en la respuesta hidrológica son las velocidades de flujo y las alturas de agua en celdas.

5.6 EL CONCEPTO DE ENTROPIA APLICADO A LA HIDROLOGIA.

Clausius (citado en Singh, 1997) acuñó la palabra Entropía a partir del significado Griego de transformación. La entropía puede ser interpretada, en un sentido muy amplio, como una medida del caos dentro de un determinado sistema.

A partir del desarrollo realizado por Shannon y Weaver (1949) sobre la teoría de entropía, hubo una importante proliferación de aplicaciones de esta teoría en una amplia gama de disciplinas, incluyendo las ciencias hidrológicas y las relacionadas al estudio de los recursos hídricos y al medio ambiente. En la actualidad, nuevas aplicaciones continúan desarrollándose.

El concepto puede ser aplicado para realizar numerosos estudios, por ejemplo para análisis de datos empíricos, para formular criterios de selección de modelos y para evaluar Riesgo, Seguridad y Confiabilidad a la hora de la toma de decisiones, ya sea en la rama vinculada a los recursos hídricos o en otras ramas (Singh, 1997).

Algunos trabajos que utilizan la teoría de entropía en el ámbito de estudios hidrológicos y efectos de escala son: Vieux (1993); Colosimo y Mendicino (1995); Kuo et al. (1999).

El concepto de entropía, 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, pendiente, curvatura) se define mediante la expresión (Vieux, 1993):

$$I = -\sum_{i=1}^B P_i \log(P_i) \quad (5.3)$$

Donde, B = números de intervalos discretos y P_i = probabilidad de ocurrencia de la variable dentro del intervalo. Un incremento en el contenido de 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.

Para el caso de datos discretos, por ejemplo uso del suelo, B es igual a la cantidad de categoría distinguidas, y P_i es la proporción de celdas dentro de cada categoría i . Para el caso de datos continuos resulta necesario definir la cantidad de intervalos, ya que se observa que a medida que el número de intervalos se incrementa, la entropía se acerca a $-\log(B)$, donde B es el número de valores que pueden distinguirse.

Según Kuo et al. (1999) un adecuado número de intervalos, B, debe ser elegido de modo que sea suficientemente grande como para indicar que los datos son continuos, pero no tanto como para que se aproxime a $-\log(B)$. Ellos indican que existe un rango de números de intervalos donde se cumple la condición anterior y que resulta útil para la comparación entre diferentes niveles de detalle. Este rango se presenta cuando existe una variación lineal entre $\log(B)$ y el $\log(I=Entropía)$.

Analizando la ecuación (5.3) se pueden obtener los valores límites (máximo y mínimo) de la entropía para un conjunto de datos que representan, por ejemplo, el modelo digital del terreno. Una superficie que resulta caracterizada por una elevación constante z para todos los puntos de la misma, tiene una distribución de la probabilidad $p_z = P(p_1, p_2, \dots, p_{z-1}, p_{z+1}, \dots, p_n)$ constituida por todos valores cero, excepto la probabilidad p_z ; es decir, $p_1 = p_2 = \dots = p_n = 0$ y $p_z = P(X = z) = 1$. De aquí se deduce que la probabilidad p_z puede ser determinada con certeza; y la correspondiente entropía de su distribución es cero, ya que no existe variabilidad de las variables que definen la información. En el extremo opuesto, la máxima entropía que puede ser atribuida a una superficie topográfica se obtiene por medio de elevaciones igualmente probables; por ejemplo, una superficie con una pendiente uniforme o una superficie con una alta variabilidad espacial. Para estos casos, la entropía alcanza su valor máximo e igual al logaritmo de B, donde B es el número de celdas que describen al modelo digital del terreno.

Al aumentar el tamaño de grilla o producirse la agregación del sistema, se produce una pérdida del contenido de información topográfica y sus atributos derivados (elevaciones, pendientes y curvaturas). En este contexto, la utilización del concepto de entropía para cuantificar esta pérdida resulta de suma utilidad. Es decir, el cálculo de la entropía de una determinada variable a diferentes niveles de resolución proporciona una estimación de la tasa de pérdida de información debido a los efectos de agregación.

La pérdida de información topográfica en función de la agregación varía para cada cuenca en particular. Altas variaciones de la topografía demandan tamaños de celdas más pequeñas para capturar la información; por el contrario, cuando las variaciones del relieve son pequeñas, por ejemplo una

superficie con una elevación constante, es necesario un menor número de celdas para capturar la información del terreno. Por lo tanto iguales niveles de agregación (es decir pasar de un tamaño de grilla dado a otro), generan pérdidas de información diferentes dependiendo de la topografía (Vieux, 1993).

5.7 CONCLUSIONES DEL CAPITULO.

El escalamiento de parámetros debe plantearse mediante la conservación de alguna propiedad característica de la respuesta de la cuenca como por ejemplo, el almacenamiento de equilibrio.

Dependiendo del parámetro a escalar, el mismo puede perder su significado físico y tener solo un significado computacional que permite obtener similitud en determinadas respuestas hidrológicas. La parametrización de la variabilidad a nivel de celda es un factor determinante en la representación del proceso de transformación lluvia-caudal y propagación de flujo.

La conservación de la relación entre caudales y volúmenes es fundamental para plantear similitud en la respuesta hidrológica, por lo tanto el escalamiento de parámetros debe contemplar tal situación.

El concepto de entropía resulta una herramienta de utilidad para cuantificar el contenido de información de un determinado sistema.

CAPITULO 6. PROCEDIMIENTO PARA EL ESCALAMIENTO DE PARÁMETROS

En el presente Capítulo se describe el procedimiento propuesto para el escalamiento de parámetros entre el esquema de mayor detalle y los restantes esquemas.

Los pasos propuestos para el escalamiento de parámetros son:

- 1) Constituir el modelo matemático para el esquema de mayor detalle. En este sentido las limitaciones principales pueden ser principalmente debidas a la información disponible (topografía; distribución espacial de parámetros, etc) y a la capacidad de procesamiento de la información.
- 2) Calibrar y Validar el modelo para el esquema de mayor detalle. Se requiere contar con eventos observados; información básica en toda la cuenca de lluvia total; estado de humedad antecedente; características de los suelos y cobertura; así como también de hidrogramas y/o limnigramas en la sección de control y en secciones internas de interés.
- 3) Simular eventos sintéticos para el esquema de mayor detalle. Es posible definir lluvias sintéticas por medio de la modificación de los valores de intensidad de lluvia neta y de duración de a lluvia neta.
- 4) Simular lluvia neta de modo de alcanzar el estado de equilibrio completo para el esquema de mayor detalle. Se requiere simular una lluvia neta uniforme temporal y espacialmente; de larga duración. La duración de la lluvia debe ser mayor al tiempo de equilibrio de la cuenca. Se adopta como criterio para la determinación de la intensidad de lluvia neta aquella que genera en la sección de control un caudal de equilibrio similar a los caudales máximos de los eventos observados utilizados en el proceso de calibración y validación del modelo.
- 5) Obtener el almacenamiento de equilibrio (una vez alcanzado el equilibrio completo en la cuenca) para el esquema de mayor detalle y el hidrograma en la sección de control (hidrograma en “S”).
- 6) Obtener para los restantes esquemas, por aproximaciones mediante simulaciones; los parámetros

de : a) coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y b) pendiente transversal en celda. Se adoptan como criterios para la obtención de los parámetros en los restantes esquemas: i) conservar el almacenamiento de equilibrio entre el esquema de detalle y los restantes esquemas; ii) maximizar el coeficiente RN^2 entre los hidrogramas en “S” del esquema de detalle y los restantes esquemas. Las diferentes simulaciones en los restantes esquemas se realizan con las mismas condiciones iniciales; condiciones de borde y lluvia neta que las del esquema de mayor detalle.

7) Simular eventos reales utilizados en la calibración y validación del modelo; y eventos sintéticos en los restantes esquemas. Estos eventos generan, para cuencas rurales de meso-escala, estado de equilibrio parcial en la cuenca. Dicho estado de equilibrio parcial es el que usualmente se presenta en este tipo de cuencas.

8) Cuantificar el grado de similitud hidrológica-hidráulica alcanzado mediante el escalamiento de los parámetros. Para la cuantificación se adoptó el coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970) (ec. 8.16). Se comparan las variables hidrológicas-hidráulicas: Caudal máximo y velocidad máxima en vinculaciones entre celdas y altura de agua máxima en celda en todo el dominio espacial de la cuenca.

En función de los resultados obtenidos es posible obtener las relaciones experimentales que vinculan un nivel de detalle dado (TG) y los valores del parámetro escalado (Figura 9.2), para las diferentes cuencas que se analizan.

Asimismo; a partir de los resultados obtenidos es posible vincular la pérdida de información topográfica (entropía) con el grado de similitud hidrológica-hidráulica alcanzado entre el esquema de mayor detalle y los restantes esquemas para la cuenca analizada.

En la Figura 6.1 se detalla el esquema del procedimiento propuesto.

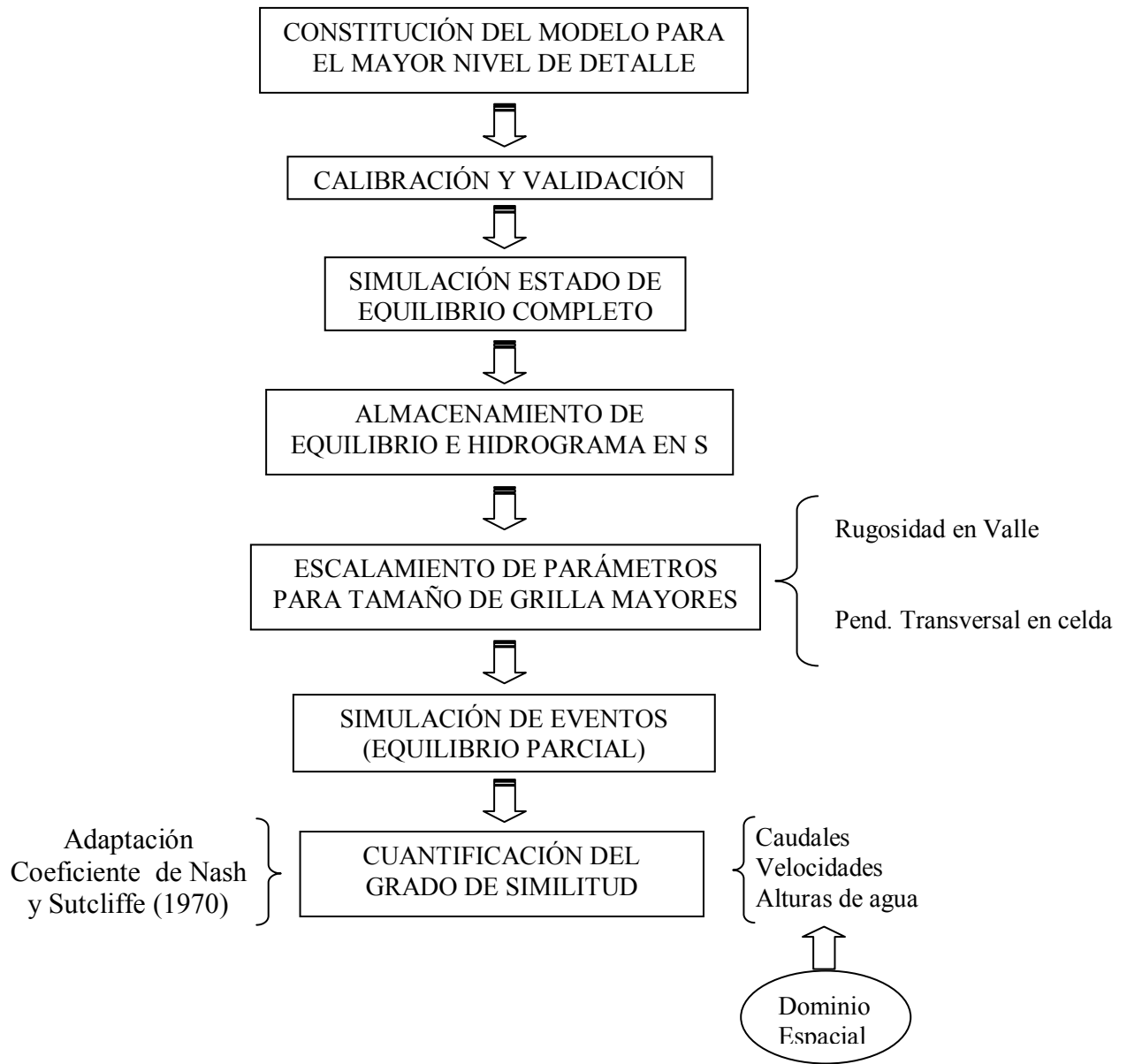


Figura 6.1 Esquema del procedimiento propuesto.

CAPITULO 7. EFECTOS DEL TAMAÑO DE GRILLA Y ESCALAMIENTO DE PARÁMETROS EN CUENCAS TEÓRICAS SIMPLES

En este Capítulo se presentan las relaciones de escalamiento de la rugosidad superficial en celda y de la pendiente transversal en celda obtenidas analíticamente para el caso de una cuenca elemental simple; bajo hipótesis simplificadoras.

Asimismo, se presentan una serie de casos simples sobre los cuales se estudian los efectos que se producen en las respuestas hidrológicas al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v) y la pendiente transversal en celda (ITC); al pasar de un tamaño de grilla (TG) dado a otro mayor, y el grado de similitud obtenido de las variables hidrológicas.

Se analizan las modificaciones que se producen en las relaciones que gobiernan la propagación del flujo, como ser las relaciones entre altura y caudal, altura y volumen y caudal-volumen como resultado del escalamiento de parámetros.

7.1 EXPRESIONES ANALÍTICAS DE ESCALAMIENTO DE LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL EN CELDA Y PENDIENTE TRANSVERSAL EN CELDA.

Mediante una serie de hipótesis simplificadoras es posible obtener la relación teórica entre la rugosidad para flujo superficial en celda y el tamaño de la grilla y entre la pendiente trasversal en celda y el tamaño de la grilla. Es decir; se puede obtener la relación de escalamiento entre ambos parámetros y el tamaño de la grilla.

Se adopta como hipótesis simplificadoras la de considerar al flujo como unidimensional; permanente y uniforme. Bajo estas condiciones se plantean dos tamaños de grilla: Esquema de mayor detalle asociado a un tamaño de grilla TG_d y esquema agregado (de menor detalle), asociado a un tamaño de grilla TG_a .

Para la relación de escalamiento de la rugosidad para flujo superficial en celda se plantea (Figura 7.1):

$$A_d = \left(\frac{T_{Ga}}{T_{Gd}} \right) \frac{y_d^2}{ITC} \quad (7.1)$$

$$A_a = \frac{y_a^2}{ITC} \quad (7.2)$$

Donde:

y_d = altura de agua en celda para T_{Gd}

y_a = altura de agua en celda para T_{Ga}

A_d = Área transversal total para T_{Gd}

A_a = Área transversal total para T_{Ga}

$ITC = ITCD = ITCa =$ Pendiente transversal en celda para T_{Gd} y para T_{Ga}

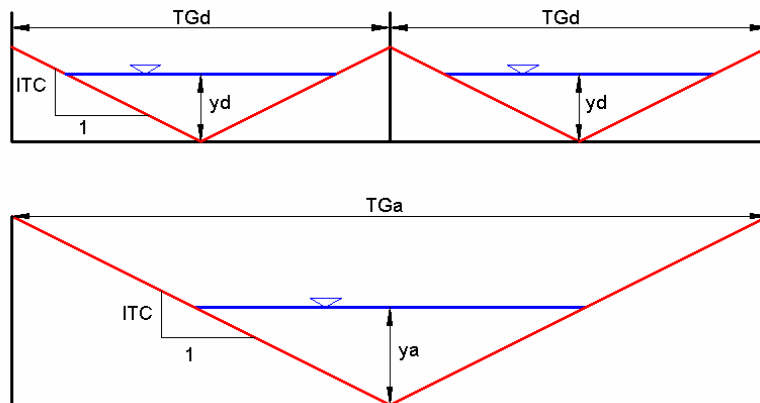


Figura 7.1. Esquema para relación de escalamiento de la rugosidad para flujo superficial en celda.

Planteando conservar el volumen de almacenamiento (asumiendo igual longitud de plano) entre ambos esquemas; igualando miembro a miembro las ecuaciones 7.1 y 7.2 se obtiene:

$$y_a = \sqrt{\left(\frac{T_{Ga}}{T_{Gd}} \right)} y_d \quad (7.3)$$

El caudal para T_{Gd} se calcula como:

$$Q_d = \frac{1}{n_d} A_d R H_d^{2/3} S_d^{0.5}$$

$$RHd = \frac{Ad}{PMd}$$

$$PMd = 2 \text{ yd} \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITC^2}\right)}$$

$$RHd = \frac{\text{yd}}{ITC} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITC^2}\right)}}$$

$$Qd = \frac{1}{nd} \left(\frac{TGa}{TGd} \right) \frac{\text{yd}^2}{ITC} \left(\frac{\text{yd}}{ITC} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITC^2}\right)}} \right)^{2/3} Sd^{0.5} \quad (7.4)$$

Donde:

nd = Rugosidad para flujo superficial en celda para TGd

RHd = Radio Hidráulico para TGd

Sd = Pendiente longitudinal para TGd

PMd = Perímetro mojado para TGd

El caudal para TGa se calcula como:

$$Qa = \frac{1}{na} Aa RHa^{2/3} Sa^{0.5}$$

$$RHa = \frac{Aa}{PMa}$$

$$PMa = 2 \text{ ya} \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITC^2}\right)}$$

$$RHa = \frac{ya}{ITC} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITC^2}\right)}}$$

$$Qa = \frac{1}{na} \frac{ya^2}{ITC} \left(\frac{ya}{ITC} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITC^2}\right)}} \right)^{2/3} Sa^{0.5} \quad (7.5)$$

Reemplazando 7.3 en 7.5 se tiene:

$$Qa = \frac{1}{na} \left(\frac{TGa}{TGd} \right) \frac{yd^2}{ITC} \left(\frac{\sqrt{\left(\frac{TGa}{TGd}\right)} yd}{ITC} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITC^2}\right)}} \right)^{2/3} Sa^{0.5} \quad (7.6)$$

Donde:

na = Rugosidad para flujo superficial en celda para TGa

RHa = Radio Hidráulico para TGa

Sa = Pendiente longitudinal para TGa

PMa= Perímetro mojado para TGa

Planteando similitud en caudales ($Qd = Qa$); asumiendo las pendientes longitudinales iguales ($Sd=Sa$) e igualando las ecuaciones 7.4 y 7.6 se obtiene:

$$na = nd \left(\frac{TGa}{TGd} \right)^{1/3} \quad (7.7)$$

En forma adimensional la ecuación 7.7 se puede escribir:

$$\frac{na}{nd} = \left(\frac{TGa}{TGd} \right)^{1/3} \quad (7.8)$$

La ecuación 7.7 es la relación de escalamiento para la rugosidad del flujo superficial en celda entre un esquema de detalle (TGd) y un esquema agregado (TGa). Dicha relación conserva caudales y volúmenes entre ambos esquemas; con lo que se requiere incrementar la rugosidad del flujo superficial en celda. Asimismo; la ecuación 7.3 indica que no es posible conservar las alturas de agua en celdas entre ambos esquemas.

Para la relación de escalamiento de la pendiente transversal en celda se plantea (Figura 7.2):

$$A_d = \left(\frac{T_{Ga}}{T_{Gd}} \right) \frac{y_d^2}{ITC_d} \quad (7.9)$$

$$A_a = \frac{y_a^2}{ITC_a} \quad (7.10)$$

Donde:

y_d = altura de agua en celda para TGd

y_a = altura de agua en celda para TGa

A_d = área transversal total para TGd

A_a = área transversal total para TGa

ITC_d = pendiente transversal en celda para TGd

ITC_a = pendiente transversal en celda para TGa

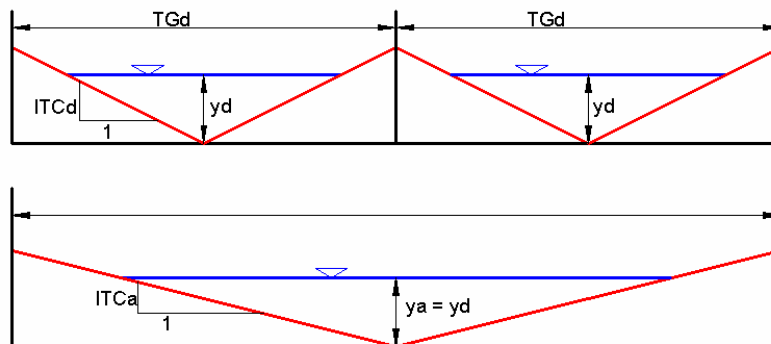


Figura 7.2 Esquema para relación de escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Planteando conservar el volumen de almacenamiento entre ambos esquemas (asumiendo igual longitud entre esquemas) y alturas de agua en celda; igualando miembro a miembro las ecuaciones 7.9 y 7.10 se obtiene:

$$ITCa = ITCd \left(\frac{TGd}{TGa} \right) \quad (7.11)$$

El caudal para TGd se calcula como:

$$Qd = \frac{1}{n} Ad RHd^{2/3} Sd^{0.5}$$

$$RHd = \frac{Ad}{PMd}$$

$$PMd = 2 yd \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCd^2} \right)}$$

$$RHd = \frac{yd}{ITCd} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCd^2} \right)}}$$

$$Qd = \frac{1}{n} \left(\frac{TGa}{TGd} \right) \frac{yd^2}{ITCd} \left(\frac{yd}{ITCd} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCd^2} \right)}} \right)^{2/3} Sd^{0.5} \quad (7.12)$$

Donde:

n = rugosidad para flujo superficial en celda

RHd = Radio Hidráulico para TGd

Sd = Pendiente longitudinal para TGd

PMd = perímetro mojado para TGd

El caudal para TGa se calcula como:

$$Qa = \frac{1}{n} Aa RHa^{2/3} Sa^{0.5}$$

$$RHa = \frac{Aa}{PMa}$$

$$PMa = 2 ya \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCa^2}\right)}$$

$$RHa = \frac{ya}{ITCa} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCa^2}\right)}}$$

$$Qa = \frac{1}{n} \frac{ya^2}{ITCa} \left(\frac{ya}{ITCa} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCa^2}\right)}} \right)^{2/3} Sa^{0.5} \quad (7.13)$$

Donde:

N = rugosidad para flujo superficial

RHa = Radio Hidráulico para TGa

Sa = Pendiente longitudinal para TGa

PMa= perímetro mojado para TGa

Considerando entonces igualdad de alturas de agua en celda ($y_d=y_a$); igualdad en caudales ($Q_d = Q_a$) e igualdad de la pendiente longitudinal ($S_d=S_a$); e igualando las ecuaciones 7.12 y 7.13 se obtiene:

$$\left(\frac{TGa}{TGd} \right) \frac{1}{ITCd} \left(\frac{1}{ITCd} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCd^2}\right)}} \right)^{2/3} = \frac{1}{ITCa} \left(\frac{1}{ITCa} \frac{1}{2 \sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCa^2}\right)}} \right)^{2/3} \quad (7.14)$$

Reemplazando en la ecuación 7.14 la relación 7.11 se obtiene:

$$ITCa = ITCd \frac{\sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCd^2}\right)}}{\sqrt{\left(1 + \left(\frac{TGa}{TGd} \frac{1}{ITCd}\right)^2\right)}} \quad (7.15)$$

En forma adimensional la ecuación 7.15 se puede escribir:

$$\frac{ITCa}{ITCd} = \frac{\sqrt{\left(1 + \frac{1}{ITCd^2}\right)}}{\sqrt{\left(1 + \left(\frac{TGa}{TGd} \frac{1}{ITCd}\right)^2\right)}} \quad (7.16)$$

La ecuación 7.15 es la relación de escalamiento de la pendiente transversal en celda entre un esquema de detalle y un esquema agregado. Bajo las hipótesis adoptadas; esta relación de escalamiento conserva el almacenamiento en celda y caudales entre celdas. Además conserva las alturas de agua en celda a diferencia de la relación de escalamiento de la rugosidad para flujo superficial en celda.

7.2 CUENCA TEORICA SIMPLE.

Se plantea una cuenca rectangular de 600 m de longitud y 50 m de ancho; pendiente uniforme $S = 0.001$ y constituido por celdas de 25 m de lado (TG25 - esquema de detalle) y 50 m (TG50 - esquema agregado). El esquema queda constituido con 48 celdas para TG25 y con 12 celdas para TG50.

El caso de aplicación a una cuenca rectangular se utiliza para independizar del escalamiento los efectos producidos por las variabilidades en la representación de la topografía y de sus atributos derivados al modificarse el TG cuando se trata de un caso real de una cuenca hidrográfica. Intentando, por lo tanto, plantear un caso ideal para mostrar las implicancias de escalar un parámetro u otro al pasar de un TG dado a otro más grande y su repercusión en las respuesta hidrológicas.

Para el esquema de detalle se considera un coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda $n_v = 0.11 \text{ s/m}^{1/3}$. Se supone una lluvia uniforme y constante de $i = 10 \text{ mm/h}$ y duración $t_d = 15 \text{ hs}$, de modo de lograr el equilibrio completo del plano. Para verificar que el plano se encuentre en condiciones de equilibrio completo; es necesario cumplir con la condición de que la duración de la lluvia (t_d) excede el tiempo de equilibrio del plano (t_e)

En estas condiciones, el tiempo de equilibrio de un plano equivalente se puede obtener mediante la siguiente expresión (Woolhiser, 1977):

$$T_e = \left(\frac{nL}{i^{2/3} S^{1/2}} \right)^{3/5} \quad (7.17)$$

Donde: n = coeficiente de rugosidad, L = Longitud del plano; S = Pendiente del plano; i = intensidad de lluvia neta. Para el caso planteado aquí las variables anteriores asumen los siguientes valores: $n = 0.11 \text{ s/m}^{1/3}$, $L = 600 \text{ m}$, $S = 0.001$, $i = 10/1000/3600 \text{ m/s}$; por lo que $t_e = 4.5 \text{ hs} < t_d = 15 \text{ hs}$. Se verifica equilibrio completo en el plano.

El caudal de salida en la sección de control sobre el ancho de 50 m es $Q = i \times A = 10 / 1000 / 3600 * 600 * 50 \text{ m}^3/\text{s} = 0.083 \text{ m}^3/\text{s}$.

Se estudian los siguientes casos para el esquema agregado:

Caso a: TG50_a con igualdad en todos los parámetros a TG25;

Caso b: TG50_b modificando solamente el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v) y

Caso c: TG50_c modificando solamente la pendiente transversal en celda (ITC).

En la Tabla 7.1 se resumen los parámetros utilizados y el almacenamiento de equilibrio para los diferentes casos. En la Figura 7.3.a se muestran los hidrogramas en S correspondientes a cada caso.

Tabla 7.1. Parámetros y almacenamiento de equilibrio para TG25 y los diferentes casos de TG50.

	TG25	TG50_a	TG50_b	TG50_c
nv [s/m ^{1/3}]	0.110	0.110	0.128	0.110
ITC	0.100	0.100	0.100	0.053
Sequil [m ³]	1020	927	1020	1024
Dif. Porcentual	-	-9.1	0.0	0.4

El análisis se plantea sobre una misma área (la agregación de 4 celdas de 25 m en una única celda de 50 m de lado); esta última ubicada en la salida del plano (a los 600 m).

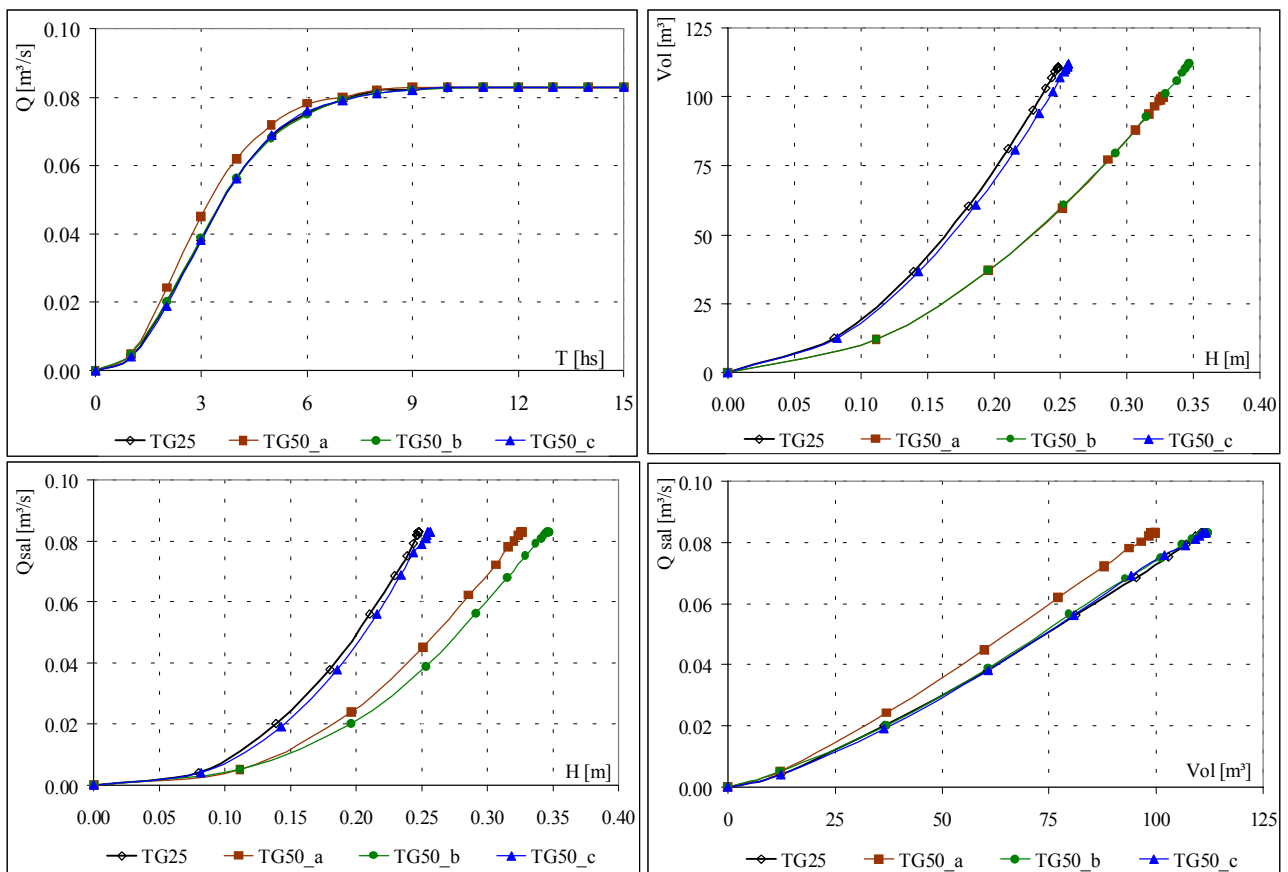


Figura 7.3 a) Hidrogramas a la salida del plano inclinado, b) Relación Altura vs. Volumen, c) Relación Altura vs. Caudal, d) Relación Volumen vs. Caudal.

En la Figura 7.3.a se muestran los hidrogramas a la salida del plano (a los 600 m); en la Figura 7.3.b se muestra la relación entre la altura y el volumen almacenado (H-Vol); la Figura 7.3.c muestra la

relación entre la altura y el caudal de salida (H-Qs) y por último la Figura 7.3.d muestra la relación entre el volumen y caudal de salida (Vol-Qs).

El hidrograma y las curvas H-Vol; H-Qsal y Vol-Qsal se obtienen a partir de la variación temporal del caudal y las alturas en dicha celda. El volumen se obtiene en función de la altura de agua en celda y de la geometría de almacenamiento definida por medio de la pendiente transversal en celda (ITC).

Se observa (Figura 7.3.a) que a igualdad de parámetros, el esquema agregado (TG50_a) genera una respuesta más rápida; curva de ascenso del hidrograma adelantada en el tiempo y por ende un almacenamiento de equilibrio menor en comparación con TG25 y no se mantienen las relaciones H-Vol, H-Qs y Vol-Qs. En este caso hipotético se evidencian los efectos que tienen en las respuestas el conservar los parámetros entre las diferentes discretizaciones.

Debido a que los hidrogramas en S entre TG25 y TG50_a son diferentes, las respuestas, en términos de caudales para una lluvia de duración menor al tiempo de equilibrio del plano serán diferentes.

Para TG50_b, el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (aumento) contrarresta el efecto anterior y se obtiene un hidrograma similar en la salida a TG25 (conservando el almacenamiento de equilibrio) y se logra “mover” la relación Vol-Qs (Figura 7.3.d) hasta ajustarla a TG25; pero no se mantienen las relaciones H-Vol y H-Qs. Es decir, se reproducen los valores de caudales y volúmenes en el tiempo pero no se conservan las alturas de agua en celdas.

Para conservar los valores de caudales y volúmenes entre TG25 y TG50 es necesario producir una respuesta más atenuada para TG50, que se logra incrementando el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (caso TG50_b); este incremento genera a su vez un aumento de las alturas de agua, lo que a su vez incrementa el volumen de almacenamiento en la celda y es posible reproducir la curva Vol-Qs entre ambas discretizaciones a costa de una pérdida en la representatividad de las alturas de agua.

Por último, para TG50_c, disminuyendo ITC se preservan todas las relaciones; produciendo iguales hidrogramas y conservando el almacenamiento de equilibrio. Se logra una adecuada similitud, no sólo en términos de caudales, sino también en términos de alturas de agua. De igual modo que el caso anterior, es posible reproducir una respuesta más atenuada (caso TG50_c) disminuyendo el

valor de la pendiente transversal en celda, de este modo se logra incrementar el almacenamiento, conservando tanto las alturas de agua como los caudales para todo tiempo.

El escalamiento de los parámetros de rugosidad para flujo superficial en celda (TG50_b) y de la pendiente trasversal en celda (TG50_c) permiten reproducir las respuestas obtenidas para TG25 en términos de caudales; en cambio una adecuada similitud en términos de alturas de agua se obtiene con el escalamiento de la pendiente transversal (TG50_c).

En el ejemplo presentado se observa que escalando adecuadamente los parámetros (ya sea la rugosidad para flujo superficial en celda o la pendiente transversal en celda) se obtienen hidrogramas similares entre los diferentes tamaños de grilla; se conservan las relaciones entre caudal de salida y volumen en celda y se conserva el almacenamiento de equilibrio.

En este caso simple de una cuenca rectangular de pendiente uniforme, el escalamiento de parámetros interviene sobre la relación entre alturas de agua, volumen y caudal de salida de cada celda. En una cuenca real, a diferencia del caso hipotético planteado, el escalamiento de los parámetros está afectado además por la propia dinámica de la cuenca caracterizada por variabilidad espacial del relieve, por los efectos propios de la agregación al modificar dicho relieve y por el grado de presión antrópica (existencia de terraplenes y alcantarillas).

El planteo realizado y los resultados y conclusiones obtenidas para TG25 y TG50 se cumplen de igual forma para otros tamaños de grilla más pequeños o más grandes (es decir, áreas mayores o menores).

A continuación se presentan las comparaciones entre TG25 y TG50 de las variables altura, caudal, volumen y velocidad a lo largo de la cuenca, es decir, se considera la variable espacial, para tener en cuenta no solo lo que sucede en la sección de control, sino también a lo largo del plano.

Las comparaciones para las variables altura y volumen se realizaron entre cada celda de TG50 y las 4 celdas correspondientes de TG25 que se agregan al pasar a TG50; en cambio, para las variables de flujo caudal y velocidad se compararon en cada vinculación de TG50 y las 2 vinculaciones de TG25 (Figura 7.4).

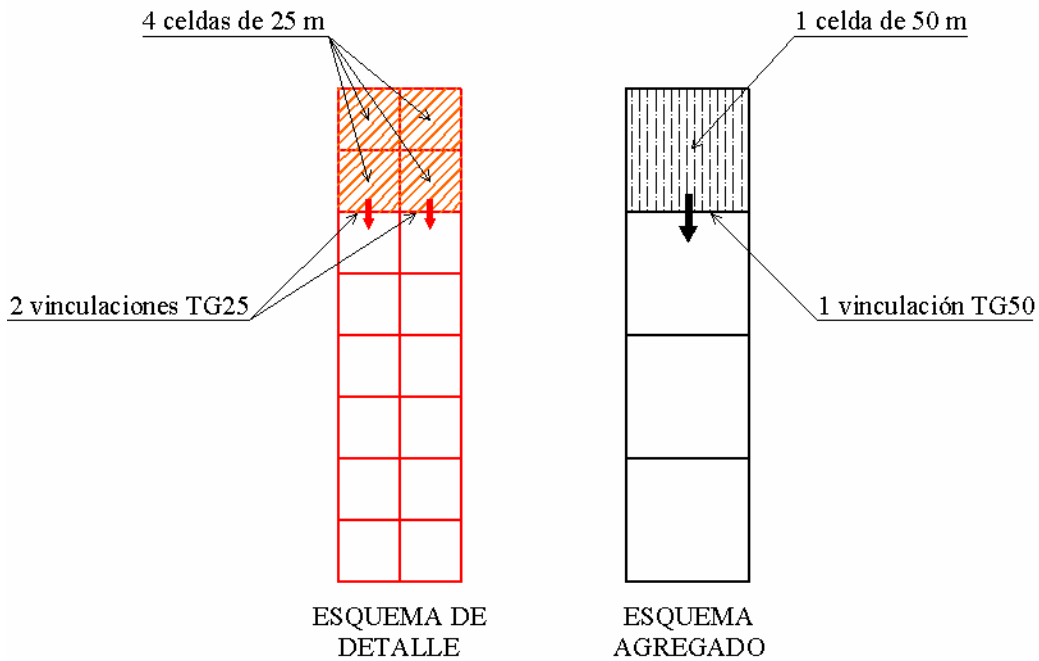


Figura 7.4 Esquema de detalle y esquema agregado. Celdas y vinculaciones.

En las Figuras 7.5.a a 7.5.d se muestran las correlaciones obtenidas entre TG25 y los diferentes casos de TG50 a lo largo del plano en términos de las alturas de agua en celdas (Figura 7.5.a); el volumen almacenado en celdas (Figura 7.5.b); los caudales entre celdas (Figura 7.5.c) y las velocidades medias de flujo en vinculaciones (Figura 7.5.d) para el estado de equilibrio completo del plano (hora 15). La velocidad media entre celdas se computa como la relación entre el caudal total entre celdas y el área mojada total.

En todas las Figuras, en el eje de abscisas se representa los valores de las variables para TG25 y en las ordenadas para TG50.

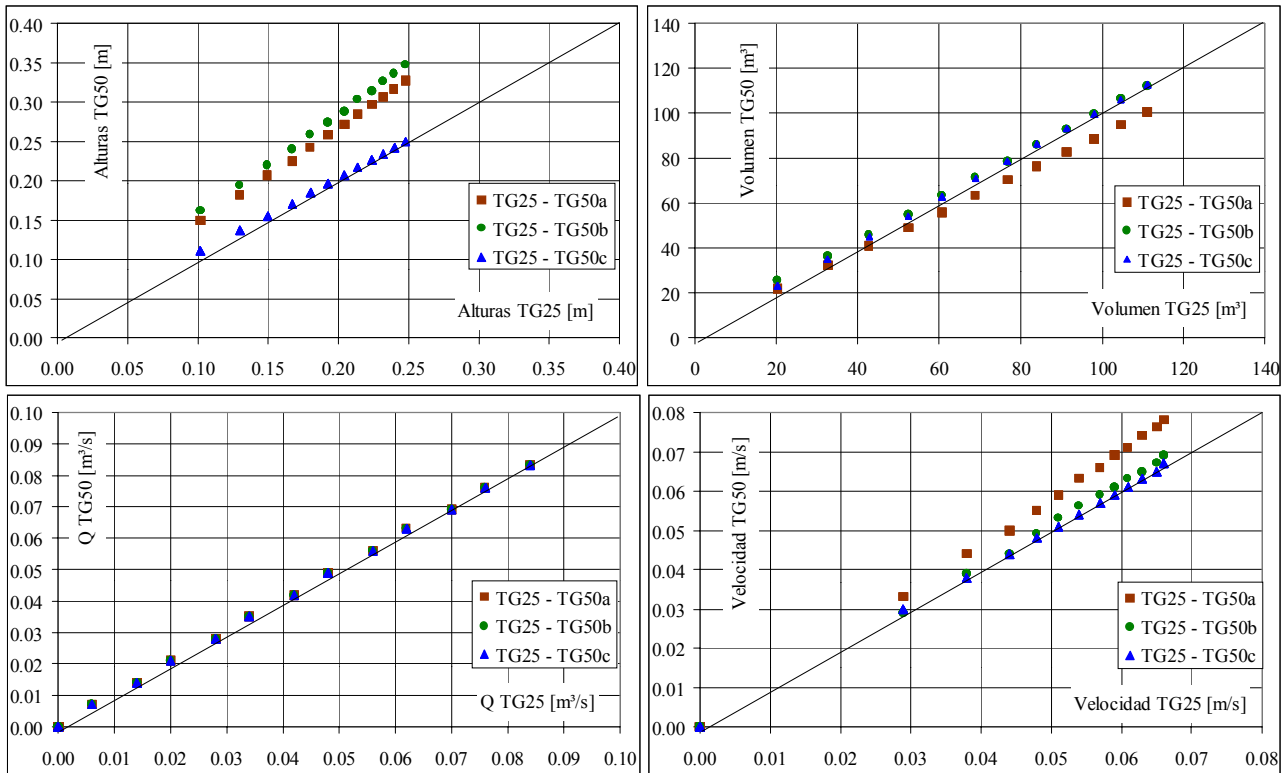


Figura 7.5. Comparación de las variables de flujo entre TG25 y TG50 para todo el dominio espacial. a) alturas de agua en celdas, b) volumen almacenado, c) caudal entre celdas y d) velocidad media entre celdas.

Se observa que lo analizado y expuesto para la celda de salida se reproduce a lo largo de todo el plano; es decir, los efectos producidos por la agregación del sistema analizados anteriormente y los resultados obtenidos con el escalamiento de los parámetros afectan no solo a la celda de salida sino que afectan a todo el dominio espacial del sistema.

En la Figura 7.5.a se observa que a igualdad de parámetros entre TG25 y TG50 las alturas son siempre mayores en TG50_a que en TG25, por lo que no existe una adecuada similitud de esta variable y los volúmenes (Figura 7.5.b) son menores en TG50_a que en TG25 en todo el rango. Los caudales (Figura 7.5.c) son todos iguales debido a que en la cuenca existe un estado de equilibrio completo y en este estado el caudal es función de la intensidad de la lluvia neta y del área de aporte aguas arriba del punto considerado. En cuanto a las velocidades (Figura 7.5.d) se observa que para TG50_a son mayores que para TG25. En estas condiciones puede afirmarse que no existe similitud entre TG50_a y TG25 en términos de alturas y velocidades, por lo que resulta necesario el escalamiento de los parámetros. Asimismo, se debe notar que a igualdad de todos los parámetros, el TG50_a (mayor tamaño de grilla) genera una respuesta más rápida, debido a las alturas de agua

mayores, volúmenes menores y velocidades más elevadas. El escalamiento de parámetros debe contrarrestar este efecto, por lo que es necesario incrementar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda o disminuir la pendiente transversal en celda en todas las celdas del esquema agregado con la finalidad de incrementar los mecanismos difusivos de este esquema.

Al escalar (aumentar) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda las variaciones en las variables de flujo para TG50 (caso TG50_b) a lo largo del plano siguen la tendencia indicada para la celda de salida, es decir, las alturas de flujo son aún mayores que en el caso de igualdad de parámetros. Esto se debe a que al incrementar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda, debe incrementarse la altura de agua para evacuar el mismo caudal (el caudal de equilibrio). A su vez, este incremento de altura produce un incremento de volumen con lo que se obtienen volúmenes similares a los de TG25; y se obtiene una reducción de la velocidad debido a que al incremento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda tiene un peso mayor en la ecuación de Manning que el incremento del radio hidráulico producido por el aumento de la altura de agua, a igualdad de todos los parámetros y para un mismo caudal. En estas condiciones se observa que el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda genera similitud en términos de volúmenes y velocidades, pero no de alturas de agua.

Al escalar (reducir) la pendiente transversal en celda para TG50 (caso TG50_c), las alturas de flujo a lo largo de la cuenca son similares a las alturas de TG25 (se reducen las alturas en comparación a los casos TG50_a y TG50_b); además los volúmenes almacenados y las velocidades son similares para todas las celdas del plano. Esto indica claramente las diferencias y las ventajas de escalar ITC por sobre el escalamiento del coeficiente de rugosidad que se traduce en la conservación de las relaciones altura-volumen, altura-caudal y caudal-volumen.

7.3 EFECTO DE MODIFICACION DE LA PENDIENTE LONGITUDINAL.

A continuación se presenta el mismo caso del punto anterior de un plano inclinado constituido con tamaño de grilla de 25 m (TG25); longitud $L = 600$ m; ancho $W = 50$ m; pendiente uniforme $S = 0.001$; coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda $n_v = 0.11 \text{ s/m}^{1/3}$ y pendiente transversal en celda ITC = 0.100. Se simula una lluvia uniforme de 10 mm/h y duración $t_d = 15$ hs para lograr un estado de equilibrio completo del plano.

Para la discretización de menor resolución (TG50); de tamaño de grilla 50 m se estudian dos casos:

Caso a: TG50_a con igualdad en todos los parámetros a TG25 e igual pendiente longitudinal del plano;
 Caso b: TG50_b con igualdad en todos los parámetros a TG25 y modificando la pendiente longitudinal.

El caso a, TG50_a, corresponde a la misma discretización e iguales parámetros y pendientes que el Caso a del ejemplo anterior. En este caso se observa (Figura 7.6), nuevamente, que para el esquema agregado se obtienen respuestas más rápidas, caudales adelantados en el tiempo y volumen de almacenamiento menor y no se conservan las relaciones H-Vol, H-Qs y Vol-Qs entre TG25 y TG50_a.

Planteando conservar el almacenamiento de equilibrio entre TG25 y TG50_b, se modifica la pendiente longitudinal del plano; los valores de almacenamiento de equilibrio y pendiente longitudinal se detallan en la Tabla 7.2. Para el caso TG50_b se observa que es necesario reducir la pendiente longitudinal para conservar el almacenamiento de equilibrio.

Tabla 7.2. Parámetros; pendiente longitudinal y almacenamiento de equilibrio para TG25 y TG50.

	TG25	TG50_a	TG50_b
nv [s/m ^{1/3}]	0.110	0.110	0.110
ITC	0.100	0.100	0.100
Pend. Long.	0.0010	0.0010	0.0008
Sequil [m ³]	1020	927	1024
Dif. Porcentual	-	-9.1	0.4

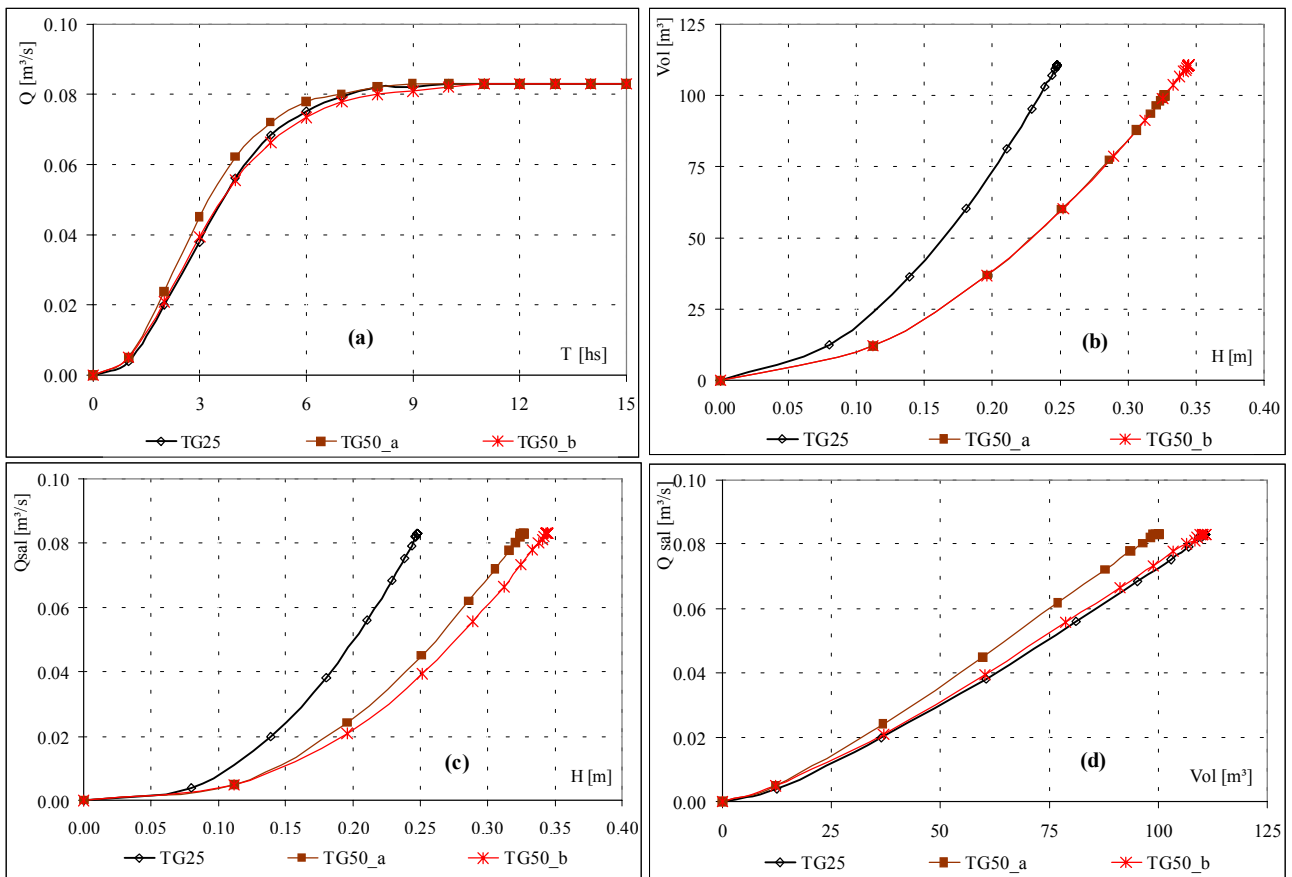


Figura 7.6. a) Hidrogramas a la salida del plano inclinado, b) Relación Altura vs. Volumen, c) Relación Altura vs. Caudal, d) Relación Volumen vs. Caudal

En las Figuras 7.6.b a 7.6.d se muestran las relaciones entre altura en celda y el volumen almacenado (H-Vol); la relación entre la altura y el caudal de salida (H-Qsal) y por último la relación entre el volumen y caudal de salida (Vol-Qsal); respectivamente.

Se observa que conservando el almacenamiento de equilibrio entre discretizaciones (TG25 y TG50_b) se conservan las relaciones entre volumen y caudal de salida en la celda (Vol-Qsal) (Figura 7.6.d) y el hidrograma en S en la salida del plano y no se conservan las alturas de agua en celdas (Figura 7.6.b y 7.6.c).

Del mismo modo que el ejemplo anterior, a igualdad de todos los parámetros (TG25 y TG50_a) se observa una respuesta más rápida para TG50; la cual se compensa en este caso disminuyendo la pendiente longitudinal del plano (TG50_b).

Si las discretizaciones más gruesas generan relieves más atenuados que la discretización de mayor

nivel de detalle, esta atenuación del relieve puede compensar el efecto de agregación de las relaciones Vol-Qsal al pasar de un tamaño de grilla a otro más grande y puede no ser necesario escalar parámetros; ya sea el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda o la pendiente transversal en celda.

En todo caso si el efecto de atenuación producto de la representación más atenuada del relieve compensa el efecto de agregación de las relaciones Vol-Qsal no es posible obtener similitud en términos de alturas; y sí en términos de caudales.

7.4 CASO DE PENDIENTES LOCALES VARIABLES.

A continuación se presenta otro caso simple en el que se analizan los efectos en las variables hidrológicas por efecto de agregación al pasar de TG250 a TG1000, asumiendo como mayor nivel de detalle TG250. Se analizan los efectos para el caso de agregación cuando se tiene un relieve ondulado (ya no uniforme como los casos planteados anteriormente).

Al producirse la agregación del sistema (pasar de TG250 a TG1000) se produce una pérdida en la representación del relieve. Las pendientes locales que reproducían con mayor detalle el relieve en TG250 se “pierden” al pasar a TG1000. Este efecto tiene influencia en las respuestas hidrológicas.

En todos los casos que se presentan se tiene una cuenca rectangular de 2 Km de longitud y 1 Km de ancho que encierra a 32 celdas de TG250 (8 en sentido longitudinal y 4 en sentido transversal) y a 2 celdas de TG1000.

Se plantean 3 perfiles longitudinales: I, II y III para TG250. El perfil (I) corresponde a una pendiente uniforme de $S = 1 \%$; los perfiles (II) y (III) presentan quiebres de pendientes (Figura 7.7).

En el perfil (I) las pendientes locales son todas positivas (hacia aguas abajo) y del mismo valor que la pendiente media del tramo del 1 %. En el perfil (II) la modificación de las cotas de las celdas C4 y C5 generan pendientes diferentes a las del perfil (I). Entre las celdas C3 - C4 y C4 - C5 la pendiente local es de 0 %; y entre C5 - C6 la pendiente local es de + 3 %. En el perfil (III) la pendiente local entre C3 - C4 es de + 2 %; entre C4 - C5 es de - 1 % (el signo menos indica pendiente de sentido contrario a la pendiente general del plano) y entre C5 - C6 es de + 2 %.

Los perfiles y sus irregularidades son caracterizados por la pendiente media del tramo, por el promedio de los valores absolutos de las pendientes locales y por el desvío estándar de las pendientes locales. En la Tabla 7.3 se resumen estos valores.

Tabla 7.3. Valores representativos de las características de los Perfiles (I) a (III).

	Perfil (I)	Perfil (II)	Perfil (III)
Pendiente media de tramo [%]	1.0	1.0	1.0
Promedio de los valores absolutos de las pendiente locales [%]	1.0	1.0	1.3
Desvío Estándar de pendientes locales [%]	0.0	1.0	1.0

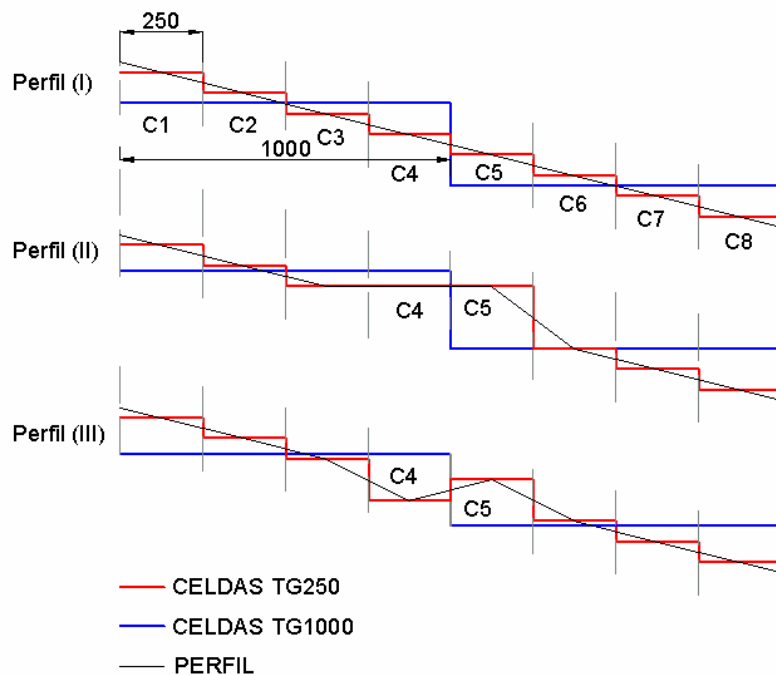


Figura 7.7. Perfiles longitudinales para TG250 y para TG1000.

En todos los casos el valor de la pendiente media del tramo es la misma. El perfil (I) corresponde a una pendiente uniforme; el perfil (II) se diferencia del perfil (I) por el valor del desvío estándar, ya que todas las pendientes locales no son iguales a la pendiente media, lo que arroja un valor de desvío estándar diferente de cero y representa un relieve más irregular. El perfil (III) se diferencia

del (II) en el valor del promedio de las pendientes locales, siendo este valor mayor para el (III) respecto al (II), representando un perfil aún más irregular. Los tres parámetros utilizados para caracterizar los diferentes perfiles pueden ser indicativos del grado de irregularidad del terreno; así, un incremento del desvío estándar y un incremento del promedio de los valores absolutos de las pendientes locales representa un perfil más irregular respecto a un perfil de pendiente uniforme.

Se asume que el valor de cota representativo de la celda para TG1000 es el valor promedio de las cotas de las celdas de TG250 que encierra la celda de TG1000. La cota de la celda para TG1000 representa el efecto de agregación del perfil, agrupándose la información de 16 celdas de TG250 en una única celda de TG1000.

Se estudian las modificaciones en las variables hidrológicas para el caso de un caudal circulante de $Q = 2 \text{ m}^3/\text{s}$.

En todos los casos analizados se escalan el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v) y la pendiente transversal en celda (ITC) para TG1000 de modo que para el mismo caudal circulante $Q = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ se conserve el volumen almacenado (conservar la relación $\text{Vol} - Q_{\text{sal}}$) para TG250, y se analizan las modificaciones en las alturas de agua.

Los parámetros para TG250 son: $n_v = 0.1 \text{ s/m}^{1/3}$ e $\text{ITC} = 0.04$.

Para el perfil (I) se analizan los siguientes casos:

Caso a: TG1000_a escalando para TG1000 el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda de modo de conservar el volumen almacenado para TG250.

Caso b: TG1000_b escalando para TG1000 la pendiente transversal en celda de modo de conservar el volumen almacenado para TG250.

En la Tabla 7.4 se resumen los valores de las variables y los parámetros escalados para ambos casos.

Tabla 7.4. Parámetros y variables de flujo para TG250 y los diferentes casos de TG1000.

	TG250	TG1000_a	TG1000_b
nv [s/m ^{1/3}]	0.100	0.154	0.100
ITC	0.04	0.04	0.01
Q [m ³ /s]	2.0	2.0	2.0
Volumen almacenado [m ³]	68228	68228	68267
Altura media [m]	0.422	0.835	0.422

En este caso (perfil I) valen las mismas consideraciones generales que para los casos planteados anteriormente como resultado de escalar nv e ITC; es decir, la agregación del sistema de TG250 (mayor nivel de detalle) a TG1000 (esquema agregado) genera respuestas más rápidas en TG1000 debido a que no se conservan las relaciones alturas-volumen-caudal al producirse la agregación, lo que conduce a un escalamiento de parámetros. Por ello es que se deben aumentar los valores de rugosidad para flujo superficial en celda o bien disminuir la pendiente transversal en celda. En el Caso a (TG1000_a) se conserva el caudal y el volumen entre esquemas pero no hay similitud entre las alturas de agua. Por el contrario, el Caso b (escalamiento de ITC, TG1000_b) produce similitud en términos de alturas de agua y volúmenes para el caudal pasante de 2 m³/s.

En este ejemplo se estudia un solo punto de la curva Vol-Qssal, pero es adecuado para los fines que interesan resaltar.

Para el perfil (II) se analizan los siguientes casos:

Caso a: TG1000_a escalando para TG1000 el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda de modo de conservar el volumen almacenado para TG250.

Caso b: TG1000_b escalando para TG1000 la pendiente transversal en celda de modo de conservar el volumen almacenado para TG250.

En la Tabla 7.5 se resumen los valores de las variables y los parámetros escalados para ambos casos.

Tabla 7.5. Parámetros y variables de flujo para TG250 y los diferentes casos de TG1000-

	TG250	TG1000_a	TG1000_b
nv [s/m ^{1/3}]	0.100	0.175	0.100
ITC	0.04	0.04	0.0064
Q [m ³ /s]	2.0	2.0	2.0
Volumen almacenado [m ³]	75169	75057	75212
Altura media [m]	0.441	0.878	0.357

En este caso se observa que el perfil con pendiente no uniforme para TG250 presenta un volumen almacenado mayor que para el caso del perfil (I).

Bajo estas condiciones, el mayor almacenamiento produce respuestas más lentas y velocidades medias del flujo menores.

Nuevamente, el efecto de agregación del sistema al pasar de TG250 a TG1000 requiere el escalamiento de parámetros para lograr similitudes en las repuestas. Como se observa en la Tabla 7.5, es de esperar que los parámetros escalados compensen también el efecto de la agregación del perfil ondulado, y debido a que se produce una respuesta más lenta para TG250 (mayor almacenamiento) que en el caso de pendiente uniforme (perfil I), los parámetros escalados deben contemplar este efecto, y generan para TG1000 una mayor atenuación que los casos de TG1000 para el plano inclinado (perfil I). Por lo anterior resultan valores de rugosidad para flujo superficial en celda mayores ($nv = 0.175 \text{ s/m}^{1/3}$) en comparación a la agregación de TG1000 para plano inclinado ($nv = 0.154 \text{ s/m}^{1/3}$, Tabla 7.4), o resultan valores de pendientes transversales menores, $ITC = 0.0064$, en comparación con TG1000 del plano inclinado ($ITC = 0.01$, Tabla 7.4). El escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda para TG1000 produce alturas medias muchos mayores ($h = 0.878 \text{ m}$) que las alturas para TG250 ($h = 0.442 \text{ m}$); en cambio el escalamiento de la pendiente transversal en celda produce alturas próximas a las de TG250. El escalamiento de ITC permite obtener una mayor similitud en términos de alturas de agua respecto al escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

Para el perfil (III) se analizan los siguientes casos:

Caso a: TG1000_a escalando para TG1000 el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en

celda de modo de conservar el volumen almacenado para TG250.

Caso b: TG1000_b escalando para TG1000 la pendiente transversal en celda de modo de conservar el volumen almacenado para TG250.

En la Tabla 7.6 se resumen los valores de las variables y los parámetros escalados para ambos casos.

Tabla 7.6. Parámetros y variables de flujo para TG250 y los diferentes casos de TG1000.

	TG250	TG1000_a	TG1000_b
nv [s/m ^{1/3}]	0.100	0.182	0.100
ITC	0.04	0.04	0.0055
Q [m ³ /s]	2.0	2.0	2.0
Volumen almacenado [m ³]	77643	77275	77535
Altura media [m]	0.444	0.889	0.337

Se presenta nuevamente el efecto de agregación al pasar de TG250 a TG1000 para perfil ondulado. En este caso, a diferencia de los dos casos anteriores, el perfil presenta un “bajo” debido a la existencia de una pendiente local en sentido contrario a la pendiente general del plano. El perfil (III) es más irregular que el (I) y (II).

Puede observarse que el volumen para TG250 es mayor que en los dos casos anteriores de perfiles (I) y (II). Este aumento de volumen almacenado se debe a las mayores alturas de flujo que debe alcanzar el agua en el sector del bajo para generar la pendiente hidráulica necesaria para escurrir hacia aguas abajo. Como se indicó anteriormente, debido a que el volumen es función cúbica de la altura; el volumen es mayor en este caso respecto a los dos casos anteriores.

Los parámetros escalados para TG1000 deben compensar este efecto de incremento de volumen almacenado, ya sea mediante un incremento aún mayor del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda o una disminución de la pendiente transversal en celda en comparación al caso anterior.

De esta forma se tiene un coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda $nv = 0.182 \text{ s/m}^{1/3}$, mayor que los dos casos anteriores o bien un valor de $ITC = 0.0055$, menor que los casos anteriores.

Las alturas para TG1000_a son superiores a las alturas de TG250 y para TG1000_b las alturas medias son menores, nuevamente la mayor similitud en términos de aturas de agua se presenta para el caso del escalamiento de ITC.

En la Figura 7.8 se muestran los perfiles hidráulicos para TG250 y para el caudal $Q = 2 \text{ m}^3/\text{s}$, allí se observa la modificación de las alturas en celdas, lo que trae aparejado la variación de los volúmenes almacenados.

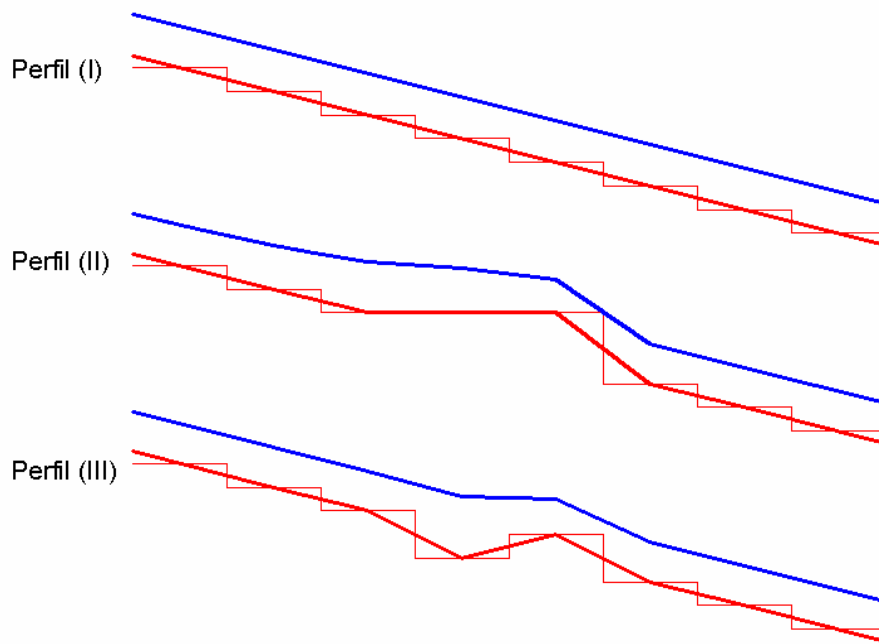


Figura 7.8. Perfiles hidráulicos para TG250.

7.5 CONCLUSIONES DEL CAPITULO.

La agregación del sistema de modelación genera respuestas hidrológicas diferentes a igualdad de todos los parámetros en un caso simple como un plano inclinado ya que en el proceso de agregación no se conservan las relaciones entre caudal y volumen, relaciones que determinan la propagación del flujo en el sistema. En estas condiciones no es posible obtener similitud hidrológica entre las variables de flujo.

Las respuestas son más rápidas (velocidades de flujo mayores, menores volúmenes y alturas de

agua mayores) en los esquemas agregados a igualdad de parámetros y pendiente longitudinal.

Las relaciones entre caudal y volumen pueden aproximarse mediante el escalamiento de parámetros. Los parámetros propuestos para el escalamiento son el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda.

La base utilizada para el escalamiento de parámetros; es decir, la conservación del almacenamiento de equilibrio, resulta adecuada para obtener similitud hidrológica en términos de reproducir la relación volumen – caudal de salida entre esquemas. El escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda no permite obtener similitud en términos de alturas de agua; en cambio esto es posible mediante el escalamiento de ITC.

La reducción de la pendiente longitudinal en los esquemas agregados puede contrarrestar el efecto de respuestas más rápidas debido a la no conservación de la relación entre volumen y caudal al producirse el agregamiento. Al reducirse la pendiente longitudinal en el esquema agregado se incrementan las alturas de agua; se atenúan los caudales y se incrementa el volumen de agua almacenado; lo que se traduce en la modificación de las relaciones entre volumen y caudal de salida. En el esquema agregado estas relaciones (Vol. vs Qsal.) pueden conservarse respecto al esquema de detalle modificando la pendiente longitudinal; y en el caso extremo pueden obtenerse relaciones similares entre volumen y caudal sin proceder al escalamiento de parámetros. En estos casos es posible obtener similitud en términos de caudales pero no es posible conservar las alturas de agua en celda entre el esquema de detalle y el esquema agregado; en este último esquema las alturas resultantes serán mayores a las del esquema de detalle.

Las irregularidades del perfil afectan el grado de similitud alcanzado mediante el escalamiento de los parámetros. Las perturbaciones locales del perfil alteran los perfiles longitudinales de flujo resultantes del proceso de propagación y se modifica el volumen almacenado en el tramo. A medida que se incrementa el grado de irregularidad del perfil, se generan alteraciones del perfil hidráulico y del volumen almacenado; de esta forma se reduce el grado de similitud (por ejemplo en términos de alturas de agua) en comparación al caso ideal de un plano inclinado de pendiente uniforme.

CAPITULO 8. EFECTOS DEL TAMAÑO DE GRILLA Y ESCALAMIENTO DE PARAMETROS EN CUENCAS REALES

8.1 TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN TOPOGRÁFICA Y CONSTITUCION DEL MODELO.

8.1.1 Tratamiento de la Información Topográfica

A continuación se detallan las fuentes y el tratamiento relacionado a la información topográfica utilizada para la constitución de los modelos digitales del terreno.

Las fuentes de datos de los modelos digitales del terreno utilizados en el presente trabajo corresponden a los planos de curvas de nivel del Instituto Geográfico Militar.

Para la Cuenca del A° Santa Catalina se contó con la información de curvas de nivel en formato digital (por medio de un convenio entre la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura y el Instituto de Hidrología de Llanuras). En la cuenca del A° Ludueña se partió de información de cartas del Instituto Geográfico Militar en formato papel; y en la cuenca del A° Saladillo se contó con la información topográfica de las cartas del Instituto Geográfico Militar en formato digital (Rentería, 2006).

El tratamiento para la extracción del modelo digital del terreno para el caso de los planos de curvas de nivel en formato papel fue el siguiente:

- a. Escaneo de las cartas originales del Instituto Geográfico Militar que encierra la cuenca a estudiar.
- b. Georreferenciación de las cartas escaneadas utilizando un programa para el tratamiento de imágenes. La georreferenciación se realizó utilizando como base una imagen satelital.
- c. Importación, ensamble de las cartas escaneadas ya geo-rreferenciadas en sistema CAD.
- d. Vectorización de las cartas escaneadas mediante un sistema CAD. La vectorización incluyó no sólo las curvas de nivel, sino también los puntos nivelados que constan en las cartas; cursos de agua, terraplenes carreteros y ferroviarios y poblaciones.

e. Asignación de la cota de elevación de las curvas de nivel vectorizadas y de cualquier punto característico perteneciente a la carta.

f. Escritura en archivos ASCII obtenidos a partir de los archivos CAD de la vectorización de las cartas, mediante utilización de un algoritmo preparado para tal fin denominado Puntos3d (Rentería, 2003). Se obtiene de esta forma una base irregular (Archivo de texto) de puntos del terreno natural.

g. Incorporación de puntos individuales a la base de datos obtenida anteriormente. La finalidad fue incorporar puntos donde existían datos relevados en campo y densificar los datos en aquellas zonas de relieve plano, donde las curvas de nivel se encuentran separadas una distancia mayor que en las zonas de mayor pendiente. En sectores donde la información original no puede brindar información del relieve entre dos curvas de nivel sucesivas, se asumió una variación del terreno lineal entre dichas curvas. Esta densificación en estos sectores del terreno se realizó con la doble finalidad de evitar posibles errores a la hora de la utilización del algoritmo de interpolación debido a la falta de datos y para generar un modelo digital del terreno de alto nivel de detalle donde la resolución máxima este definida por la distancia menor entre curvas de nivel representadas en los mapas.

h. Los diferentes modelos digitales del terreno de grilla regular se obtuvieron interpolando el archivo en formato ASCII para los diferentes tamaños de grilla analizados mediante la aplicación del algoritmo de interpolación de Kriging.

Para el caso de las curvas de nivel en formato digital (Cuenca del A° Santa Catalina y A° Saladillo) se realizaron los pasos f) en adelante.

Las cuencas del A° Ludueña y A° Santa Catalina se representaron en el sistema de proyección Gauss – Krüger (GK) – faja 5. La cuenca del A° Saladillo, debido a que la misma atraviesa dos fajas del sistema de proyección de GK (fajas 4 y 5), se representó en una nueva faja de proyección, denominada “GK 4-5”, que tiene punto de tangencia intermedio a los de las fajas 4 y 5 (Rentería et al., 2006).

El modelo digital del terreno se obtiene en formato raster ya que este tipo de información de la descripción del terreno es compatible con la estructura del modelo matemático utilizado. El grado de detalle del modelo digital del terreno en formato raster queda definido con el tamaño de la grilla con que se constituirá el modelo de la cuenca a analizar.

8.1.2 Constitución del Modelo.

Todos los pasos relacionados con el ingreso de datos, interacción con el sistema a modelar, consultas de características y asignación de variables de entrada (lluvias, características de los celdas y las vinculaciones, condiciones de borde e iniciales); así como también la lectura, interpretación y obtención de los resultados se realizó, para todas las cuencas con la plataforma computacional SIMULACIONES 2.0 (Stenta et al., 2005).

A su vez, por medio de esta plataforma, se interactuó con otros programas como ser planillas de cálculo (tipo Excel); con archivos de textos; con programas de diseño asistido por computadora y con el sistema de información geográfica implementado.

A continuación se describen, someramente, los principales pasos realizados para la constitución del modelo. El procedimiento se aplicó en las cuencas estudiadas y para cada tamaño de grilla.

a) Una vez generado el modelo digital del terreno para el tamaño de grilla dado (según lo expresado en el Punto 8.1), se procedió a la delimitación de las cuencas. Esta delimitación se realizó en base a los datos de las curvas de nivel, es decir, por medio de la divisoria de aguas topográfica y contemplando en los casos que así lo requirieron los posibles límites físicos generados por terraplenes carreteros y ferroviarios. De esta forma se procedió a “recortar” la cuenca a partir del modelo digital del terreno generado.

b) Posteriormente se definieron los cursos de agua; su ubicación geográfica y se ingresaron las características de las celdas:

Celdas Valle: Coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y pendiente transversal en celda (ITC).

Celdas Río: Coeficiente de rugosidad para flujo superficial y encauzado; pendiente transversal en celda del sector valle (ITC), características del curso (ancho de la base de fondo, talud lateral, profundidad o cota de desborde).

c) Se definieron las características de las vinculaciones entre celdas para casos particulares:

Vinculaciones tipo Terraplén: Cota de coronamiento del terraplén y coeficiente de descarga del mismo.

Vinculaciones tipo Alcantarilla: Sección transversal y altura de la alcantarilla; cota de coronamiento del terraplén y coeficientes de descarga.

Vinculaciones tipo Puente: Anchos, cotas de fondo y coeficientes de descarga para los diferentes escalones de la sección representativa del puente.

d) Se definieron las condiciones iniciales y de borde: Se definieron las alturas de agua en todas las celdas del sistema y la/s condiciones de borde. En las cuencas estudiadas esta condición es una relación entre la altura de agua en el curso en la sección de control y el caudal asociado a dicha altura.

e) Se definió el hietograma/hidrograma en cada celda, asociado al evento en particular a modelar.

f) Se adoptó el intervalo de cálculo y el intervalo de impresión en archivos de salida y nombre característico de la simulación.

g) Se simuló el evento en particular; se chequeó la consistencia de los resultados y se realizó la extracción de los mismos según los diferentes requerimientos.

h) Se interactuó con planillas de cálculo, archivos de texto, programas tipo Autocad y sistema de información geográfica para la visualización o tratamiento de los resultados.

8.2 APLICACION EN LA CUENCA DEL A° LUDUEÑA.

8.2.1 Descripción General.

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 (Provincia de Santa Fe, Argentina, Figura 8.1). El área de aporte es de 700 Km² 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. En la Tabla 8.1 se detallan las características y parámetros generales de la cuenca.

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, generando una red de aproximadamente 130 Km de cursos. La precipitación media anual sobre la región es de 980 mm. 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 (Riccardi et al., 2002).

La sección de control corresponde al cruce del arroyo Ludueña con un gran puente carretero correspondiente a la Avenida de Circunvalación de Rosario. Allí se ha impuesto la condición de borde del modelo, correspondiendo a una relación H-Q en esa sección.

En la cuenca se presentan, en la parte alta de la misma, suelos bien drenados, de permeabilidad moderada a moderadamente lenta, no susceptibles a anegamiento y aptos para la agricultura (del tipo argiudoles vérticos) y en la parte central y norte (zona deprimida), se presentan suelos con drenaje insuficiente y afectados por las fluctuaciones de la napa freática (asociación de argiudoles vérticos y natracualfes típicos) (INTA, 1990 b). La agricultura constituye el principal uso del suelo, destacándose fundamentalmente el cultivo de soja y en menor medida el maíz y el trigo.

Las constituciones del modelo y el análisis en esta cuenca se realiza para escenarios anteriores a la construcción de la presa de retención de crecidas, ya que para el período anterior a la construcción de la misma, más precisamente en el período 1994 - 1996, se cuenta con una serie de aforos confiables de lluvia – caudal que permiten realizar el estudio. Posteriormente a la construcción de la presa, se reducen notablemente los aforos; principalmente de alturas-caudal.

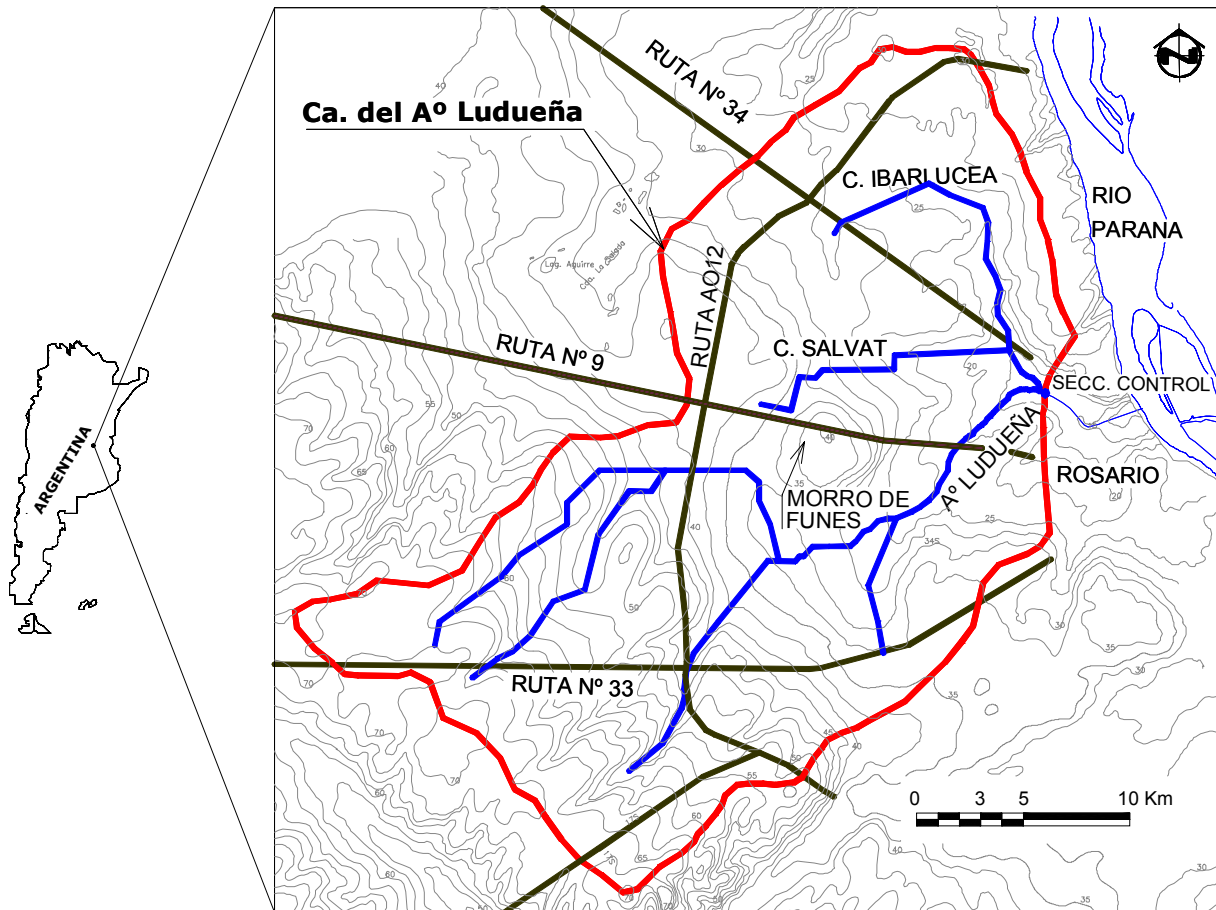


Figura 8.1. Cuenca del A° Ludueña, Rosario, Santa Fe, Argentina

Tabla 8.1. Características de la cuenca, índices representativos y atributos derivados.

Característica	Valor
Área	693 Km ²
Longitud total de cursos	110 Km
Densidad de Drenaje (Dd)	0.159 Km/Km ²
Diferencia de cotas sobre curso principal (A° Ludueña)	42.5 m
Longitud curso principal	32 Km
Pendiente media sobre curso principal	1.33 m/Km
Diferencia entre cotas extremas (Z máxima – Z mínima)	55.4 m
Índice de Rugosidad	8.8
Perímetro	135 Km
Índice de Compacidad de Gravelius	1.45

$$\text{Índice de Compacidad de Gravelius} = \text{Perímetro} / (2 * (\pi * \text{Área})^{0.5})$$

$$\text{Índice de Rugosidad} = (Z \text{ máxima} - Z \text{ mínima}) * Dd$$

Tanto el índice de compacidad de Gravelius como el Índice de Rugosidad son parámetros globales que caracterizan a la cuenca y que resultan de utilidad a la hora de contar con indicadores para comparar diferentes sistemas hídricos.

La forma y el área que encierra la cuenca tienen una gran influencia sobre el hidrograma resultante de una lluvia dada. El índice de compacidad de Gravelius será tanto más próximo a la unidad cuando la cuenca se aproxima más a la forma circular, y más alejado de ella cuando la cuenca tenga más forma irregular en relación al círculo. En cuanto al Índice de Rugosidad, valores elevados del mismo caracterizan cuencas que presentan crecidas abruptas, debido a su gran amplitud de niveles entre la cabecera y desembocadura y una densa red de drenaje (Orsolini et al., 2001)

8.2.2 Constituciones del Modelo.

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). Se admite que el TG125 es la discretización que mejor representa a la cuenca; y por lo tanto se utiliza como base para la comparación de los resultados obtenidos para los restantes tamaños de grilla, tanto desde el punto de vista de sus características y atributos topográficos como de las respuestas hidrológicas.

Los cursos de agua y sus respectivas características geométricas (base de fondo, talud y profundidad) han sido asignadas según datos existentes en el Departamento de Hidráulica de la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario y por medio de relevamiento en campo. En general se consideran tramos de cursos de agua con características similares a los que se les asignan sus propiedades geométricas correspondientes.

Asimismo se ha ingresado la información correspondiente a las cotas de coronamiento de los terraplenes y a las dimensiones y coeficientes de descarga de las distintas alcantarillas y puentes que se encuentran dentro del sector de estudio. Los datos provienen del Departamento de Hidráulica de la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario y de relevamientos en campo. Los terraplenes definidos representan las vías de comunicación más importantes (Rutas Nacionales, Provinciales y Ferrocarriles), los cuales alteran o intervienen en la dinámica del escurrimiento hídrico superficial.

El menor TG (TG125) es compatible con la información topográfica original; ya que para esta

cuenca se cuenta con información de curvas de nivel cada 2.5 m de desnivel; y en los sectores de mayores pendientes (zona suroeste de los cañadones y zona central del “morro de Funes”) las mismas tiene una separación mínima horizontal del orden de los 100 m. Así, se ha considerado que esta dimensión determina el mínimo TG a implementar en función de la información topográfica de base; lo que permite generar un modelo digital del terreno de alto nivel de detalle.

El TG mayor (TG1000) es el TG más grande que permite “conservar”, dentro de límites admisibles, la representación de la red hídrica dentro de la cuenca. Tamaños de grilla mayores a los 1000 m generan errores a la hora de diferenciar entre cursos de agua que se encuentran próximos entre sí, debido a la agregación espacial que generan estas dimensiones de grilla. Es decir, en determinados sectores de la cuenca donde se encuentran relativamente juntos dos cursos de agua, al adoptar tamaños de grilla mayores a los 1000 m no permiten diferenciar estos dos cursos por separado. Otro efecto que se presenta para los TG mayores es el error que se produce para representar la traza de los terraplenes; TG muy grandes no permiten aproximar los cambios de dirección de los terraplenes. Por lo que se considera adoptar el TG más grande que permita la representación topológica del sistema de modo que se conserven los rasgos característicos que se modelan para el TG más pequeño.

En la Tabla 8.2 se resumen las celdas y vinculaciones que constituyen las diferentes discretizaciones adoptadas y en las Figuras 8.2 a 8.5 se muestran las diferentes discretizaciones de la cuenca para todos los TG implementados.

Tabla 8.2. Celdas y Vinculaciones resultantes de las discretizaciones de la Cuenca del A° Ludueña.

TG [m]	Celdas	Celdas Valle	Celdas Río	Vinc. Totales	Vinc. V-V	Vinc. R-R	Vinc. V-R	Vinc. Terraplén.	Vinc. Alcantarilla	Vinc. Puente
125	44800	43771	1029	88985	84818	1021	2034	1083	28	1
250	11200	10694	506	22092	20047	500	989	527	28	1
500	2800	2551	249	5446	4447	243	478	249	28	1
1000	700	578	122	1317	851	116	211	110	28	1

Vinc. V-V. Vinculaciones entre celdas del tipo Valle / Vinc. R-R. Vinculaciones entre celdas del tipo Río / Vinc. V-R Vinculaciones entre celdas del tipo Valle y Río.

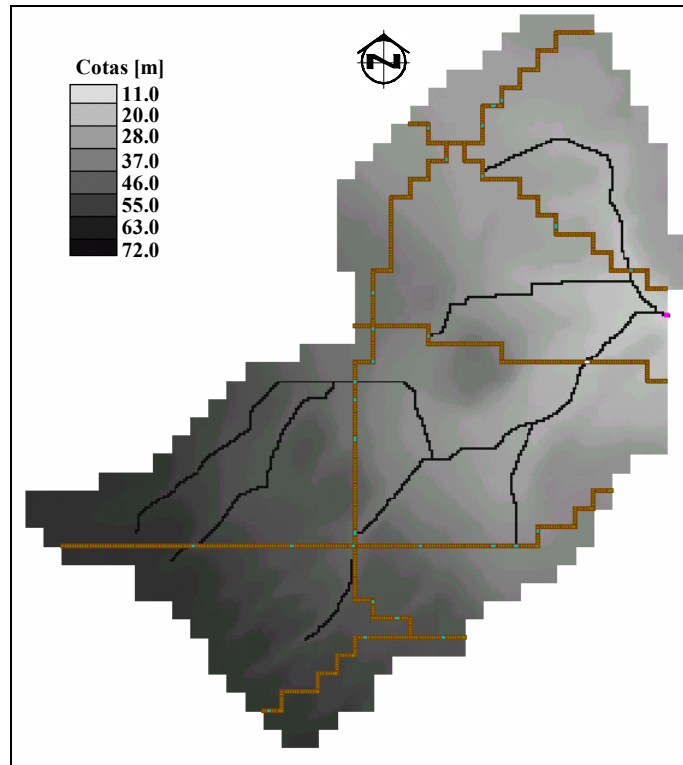


Figura 8.2. Discretización de la cuenca para TG125.

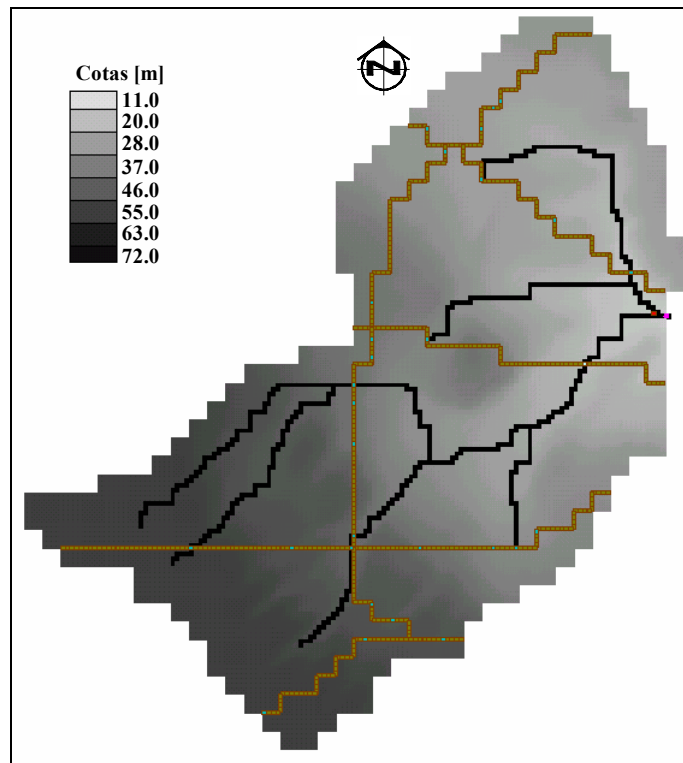


Figura 8.3. Discretización de la cuenca para TG250.

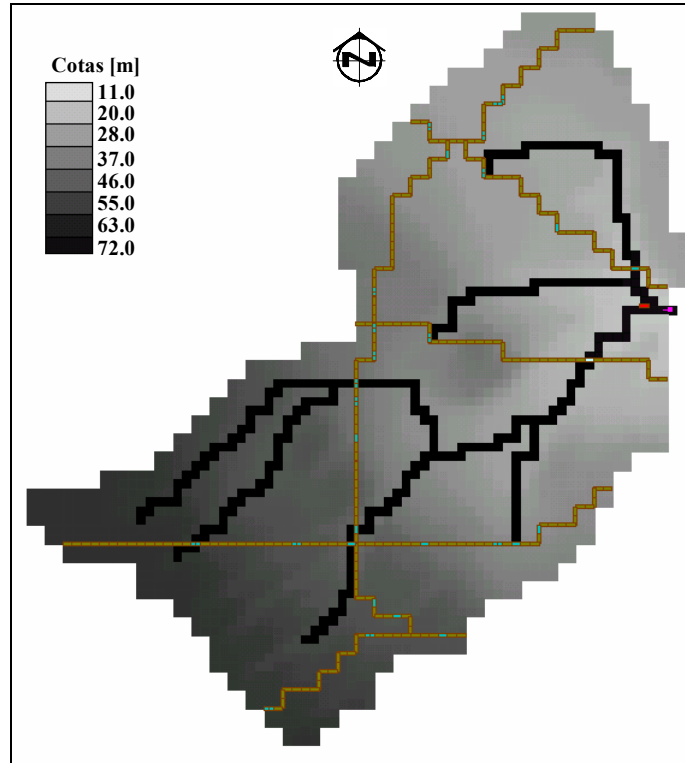


Figura 8.4. Discretización de la cuenca para TG500.

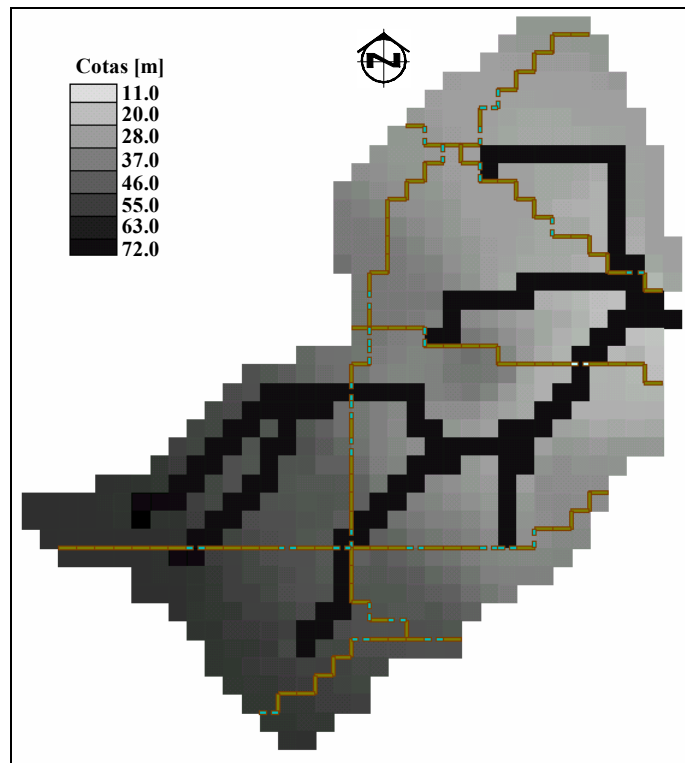


Figura 8.5. Discretización de la cuenca para TG1000.

8.2.3 Comparación de las Características Generales entre TG125 y los Datos de Partida.

En la Tabla 8.3 se resumen las características, índices y atributos generales derivados de la constitución del modelo para TG125 y su comparación con los datos originales de la cuenca (Tabla 8.1 anterior). Asimismo en la Figura 8.6 se muestra la cuenca original y la discretización para TG125.

En términos del área de aporte modelada, las diferencias no son significativas (+ 1.0 %). En cuanto a la longitud total de cursos se observa un incremento para TG125 del orden de +16.9 %. Esto es debido a la propia característica del modelo utilizado, en donde por continuidad para la traza de los cursos es necesario definir a los mismos en forma de “zig-zag” (cada celda río se vincula a otra celda río ubicada al Norte, Sur, Este u Oeste), lo que alarga la longitud modelada de los cursos. Este efecto se presenta con más claridad cuando la traza del río se encuentra en diagonal (direcciones NE-SO ó NO-SE); en donde el caso extremo de longitudes de río representadas es el valor real del curso multiplicado por 1.41; lo que genera un aumento del 41 % en la longitud. Debido a que no todas las trazas reales de los cursos son diagonales, sino que algunas de ellas sigue el sentido N-S ó E-O, es que la longitud modelada resulta menor a $110 \text{ Km} \times 1.41$.

Tabla 8.3. Características y diferencias entre los datos de partida y TG125.

Característica	Modelo Original	Discretización TG125	Diferencia absoluta	Diferencia porcentual
Área	693 Km ²	700 Km ²	+ 7 Km ²	1 %
Longitud total de cursos	110 Km	128.6 Km	+ 18.60 Km	16.9 %
Densidad de Drenaje	0.159 Km/Km ²	0.184 Km/Km ²	+0.025 Km/Km ²	15.7 %
Diferencia de cotas sobre el curso principal	42.5 m	43.8 m	+ 1.3 m	3.1 %
Longitud curso principal	32 Km	38 Km	+ 6 Km	18.8 %
Pendiente media sobre curso principal (A° Ludueña)	1.33 m/Km	1.15 m/Km	- 0.18 m/Km	-13.5 %
Diferencia entre cotas (Z máxima – Z mínima)	55.40 m	55.28 m	- 0.12 m	-0.2 %
Índice de Rugosidad	8.8	10.2	+ 1.4	15.9 %
Perímetro	135 Km	154 Km	+ 19 Km	14.1 %
Índice de Compacidad de Gravelius	1.45	1.65	+ 0.19	13.1 %

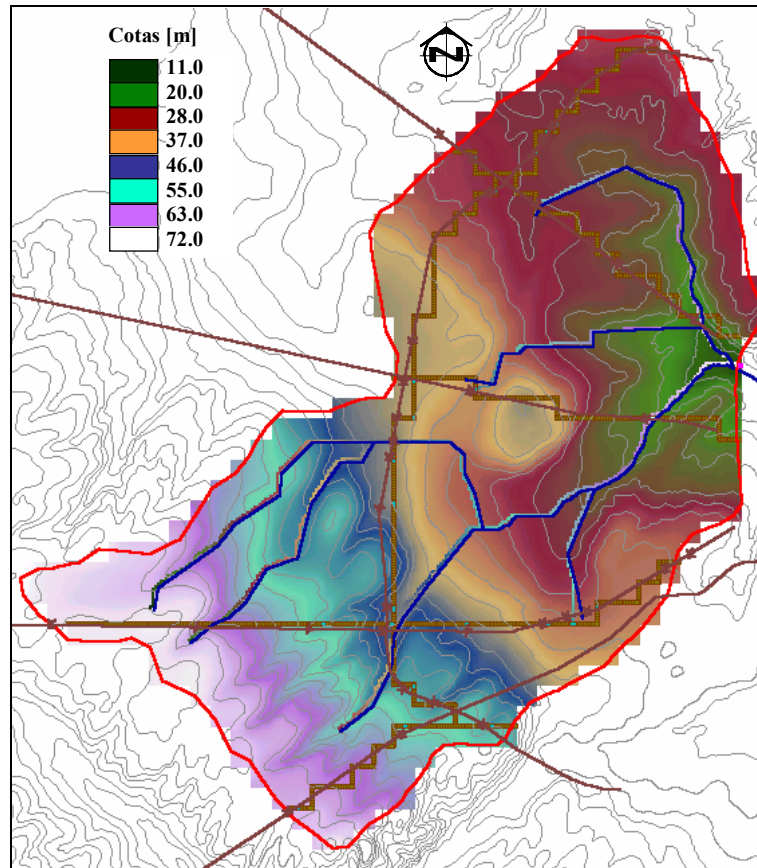


Figura 8.6. Cuenca original y discretización para TG125. Limite de cuenca, traza de cursos y terraplenes.

El aumento de la longitud de los cursos se traduce en un incremento de la densidad de drenaje del orden del 15.7 %, ya que el área no se modifica en forma importante.

Se observa una disminución de la pendiente media sobre el curso principal entre los datos de origen y el modelo para TG125. Si bien se produce un incremento de la diferencia de cotas para TG125; este no alcanza a compensar el incremento en la longitud del curso modelada; por lo que su efecto resultante es la disminución de esta pendiente en aproximadamente un 13.5 %. El incremento de la longitud se debe a lo explicado anteriormente y la diferencia entre cotas está asociada a: a) modificaciones de las cotas como resultado del proceso de interpolación al pasar de datos irregulares a datos regulares, y b) la ubicación de las celdas en el inicio de los cursos. Al pasar a un esquema regular, en algunos casos no es posible lograr coincidencia en el punto de arranque y fin de los cursos, y una pequeña modificación en la ubicación geográfica de los mismos trae aparejado, como en este caso, que las cotas no coincidan perfectamente.

No se observa una diferencia notable (- 0.20 %) en lo que respecta a la representación del desnivel de la cuenca para TG125 en comparación con los datos de partida.

En cuanto al valor del Índice de Rugosidad se observa una diferencia del orden del + 15.9 % entre los datos originales y TG125. Esto se debe al incremento de la densidad de drenaje para TG125 y en definitiva al incremento de la longitud de los cursos modelados.

Respecto al índice de compacidad de Gravelius, se observa que debido al incremento del perímetro en la representación de TG125 y al mantenerse el área sin mayores modificaciones, se produce un incremento de dicho coeficiente del orden del 13.1 %. La justificación del incremento del perímetro es la misma que la indicada para la traza de los cursos en el sentido de que en el modelo no es posible representar una línea en diagonal, sino que es necesario representarla en “zig-zag”.

8.2.4 Efecto del Tamaño de la Grilla en Características del Relieve.

8.2.4.1 Atributos generales a nivel de la cuenca para las diferentes discretizaciones.

En la Tabla 8.4 se muestran las características, índices y atributos generales correspondientes a las diferentes discretizaciones.

Tabla 8.4. Características, índices y atributos generales para las diferentes discretizaciones.

Característica	TG125	TG250	TG500	TG1000
Área [Km ²]	700	700	700	700
Longitud total de cursos [Km]	128.6	126.5	124.5	122.0
Densidad de Drenaje [Km/Km ²]	0.184	0.181	0.178	0.174
Diferencia de cotas sobre curso principal [m]	43.8	43.5	43.2	42.8
Longitud curso principal [Km]	38.0	37.8	37.6	37.2
Pendiente media sobre curso principal [m/Km]	1.15	1.15	1.15	1.15
Diferencia entre cotas extremas (Z máxima – Z mínima) [m]	55.3	55.1	54.0	53.5
Índice de Rugosidad	10.2	10.0	9.6	9.3
Perímetro [Km]	154	154	154	154
Índice de Compacidad de Gravelius	1.65	1.65	1.65	1.65

Se debe indicar que debido a que el modelo permite definir explícitamente las celdas que forman parte del escurrimiento, se ha adoptado como criterio conservar el área de la cuenca para las diferentes discretizaciones. Lo anterior se debe a las ventajas que se presentan al adoptar esta hipótesis para todo lo relacionado a las comparativas que se realizarán en adelante entre los diferentes TG. Asimismo se asume que los errores inducidos por este hecho (a diferencia de que se hubiera definido con mayor exactitud los límites de la cuenca para cada TG estudiado) son despreciables en el contexto de todas las operaciones que se realizan en el dominio de la cuenca, ya que esto tiene efecto local en los límites de la cuenca, representando solo un pequeño porcentaje (en términos del área total de la cuenca) comparado con el número total de celdas dentro del dominio sobre las que se realizan las comparaciones. La hipótesis anterior es aplicable en todas las cuencas estudiadas.

El área de la cuenca no se modifica para los diferentes TG; y la misma tiene un valor de 700 Km². Además el perímetro permanece invariable, por lo que se tiene un mismo valor del índice de Compacidad de Gravelius.

Resulta interesante resaltar el efecto que tiene el aumento del TG en la representación de los cursos de agua; como puede observarse en la Tabla 8.4 se produce una disminución de la longitud total de los cursos a medida que aumenta el TG. Entre TG125 y TG1000 la diferencia es de 5.15 %.

Este hecho se debe, fundamentalmente, a la imposibilidad de los TG más grandes de representar las sinuosidades de los cursos. En la Figura 8.7 se representa a modo esquemático esta situación. Allí se plantea la representación de un curso hipotético y se muestran las representaciones del mismo para tamaños de grilla de longitud D1 (TG_D1) y para tamaño de grilla de longitud 4 x D1 (TG_4D1); se observa que la cantidad necesarias de celdas para reproducir el curso en el caso de TG_D1 es de 49, y por lo tanto la longitud representada es de 49 x D1; mientras que para el caso de TG_4D1 las celdas necesarias son 10, por lo que la longitud total es de 10 x 4 x D1 = 40 x D1; siendo esta longitud menor que la obtenida para TG_D1. También depende del grado de sinuosidad del curso; y en el modelo utilizado también se afecta la longitud si los cursos siguen un sentido diagonal (mayores longitudes) u ortogonal.

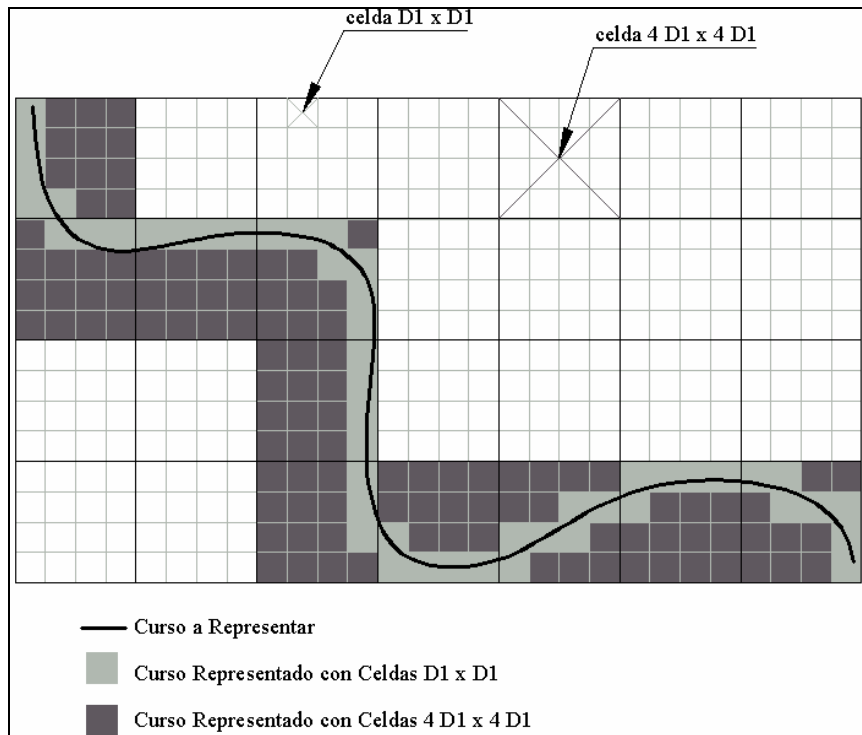


Figura 8.7. Esquema de representación de un curso con diferentes tamaños de grilla.

Debido a la disminución de la longitud representada de los cursos se obtiene como consecuencia una reducción de la densidad de drenaje; en el orden del 5.15 % entre TG125 y TG1000.

Según se observa en la Tabla 8.4 la pendiente media sobre la traza del curso principal se mantiene invariable para todas las discretizaciones. En este caso se produce un efecto compensatorio entre la longitud modelada del curso y el desnivel del mismo. Al incrementarse el TG se reduce el desnivel modelado y se reduce también la longitud de los cursos.

Al producirse la agregación del sistema se produce una pérdida en la representación de las cotas extremas de la cuenca (diferencia entre cotas máxima y mínima). Al incrementarse el tamaño de grilla la diferencia entre la cota máxima y mínima se reduce. Esto se debe a que los TG mayores deben agregar más información del terreno y por este hecho se pierde la posibilidad de representar las cotas en los límites de la cuenca; en primer medida en zonas de relieve pronunciado donde se hace más notable el efecto de agregación. En este caso la diferencia entre desniveles es de 1.8 m.

El valor del Índice de Rugosidad disminuye al aumentar el TG. Esto es debido al efecto combinado de la reducción de la diferencia entre cotas extremas y la reducción de la densidad de drenaje a medida que se incrementa el TG.

8.2.4.2 Atributos distribuidos espacialmente para las diferentes discretizaciones.

Debido a que la representación de la topografía es un componente de fundamental importancia a la hora de modelar el escurrimiento del flujo superficial; y que los diferentes TG generan representaciones distintas del terreno debido a la agregación de los datos del modelo digital del terreno original; a continuación se analizan las características topográficas y algunos de sus atributos derivados para las diferentes discretizaciones. Estos atributos se encuentran distribuidos espacialmente en toda la cuenca.

Por motivo del carácter distribuido de este análisis, de la cantidad de información que es necesario manejar y de los cálculos que son necesarios para extraer los resultados, se ha implementado un algoritmo de cálculo expresamente diseñado para contemplar la situación antes descrita. La rutina permite obtener, a partir de cada discretización de la cuenca, los valores de cotas, pendientes y curvaturas en cada celda. La salida se escribe en un archivo de formato ASCII con los resultados y luego la información del archivo es tratada para obtener las representaciones o gráficos de interés.

A) Efecto de la discretización en datos de elevación del terreno.

Para cada discretización, se obtuvo la cota en cada celda y se extrajeron los valores máximos, mínimos, medios y desvío estándar de este parámetro (Tabla 8.5).

En la Figura 8.8 se muestra la variación para los diferentes TG, la representación en ordenadas se realiza en forma normalizada respecto a los valores de TG125:

$$C^* = \frac{V_{_TGi}}{V_{_TG125}} \quad (8.1)$$

Donde: C*= valor normalizado de la variable a representar, V = Variable a representar: Cota Máxima, Cota Mínima, Delta Cota y Promedios de Cotas; i = 125, 250, 500 y 1000.

Tabla 8.5. Valores medios, máximos, mínimos y desvío estándar en términos de cotas.

	TG125	TG250	TG500	TG1000
Cota Máxima [m]	71.36	71.29	71.00	70.46
Cota Mínima [m]	16.08	16.15	17.00	17.00
Diferencia Cotas [m]	55.28	55.14	54.00	53.46
Promedio de Cotas [m]	39.7	39.8	39.8	39.8
Desvío Estándar [m]	14.9	14.9	15.0	15.0
Pendiente Curva Hipsométrica [m/Km ²]	0.079	0.079	0.077	0.076

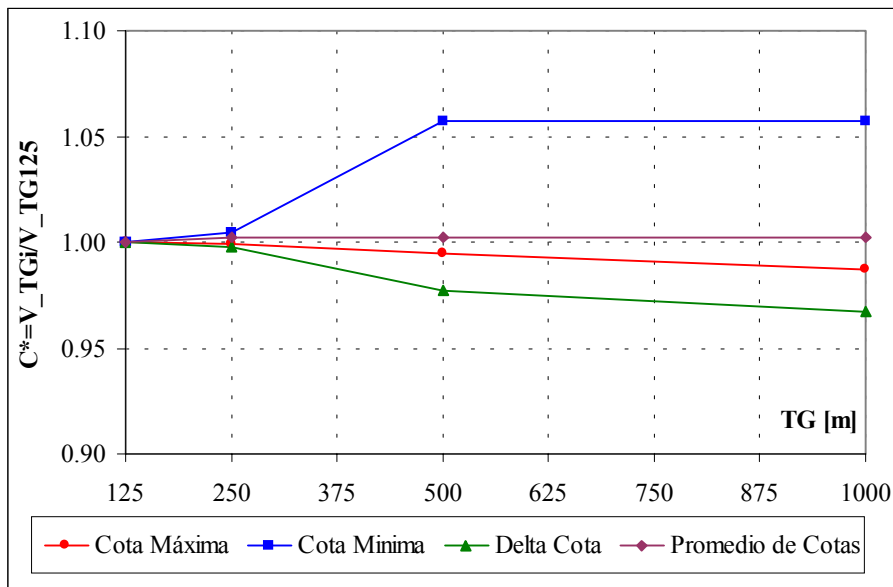


Figura 8.8. Variación de cotas máxima, mínima, diferencias de cotas extremas y promedio de cotas normalizadas respecto a TG125.

Un efecto que se observa al pasar del mayor nivel de detalle (TG125) a otros de menor resolución (TG250, TG500 y TG1000) es una pérdida en la representación de las cotas extremas de la cuenca (cota máxima y cota mínima). Es decir, al incrementarse el TG la diferencia entre la cota máxima y mínima se reduce, si bien el valor medio y el desvío estándar no sufren variaciones importantes. Esto se debe a que los TG mayores deben agregar más información del terreno y por este hecho se pierde la posibilidad de representar la variación de cotas en los límites de la cuenca; teniendo un impacto mayor en las zonas de pendientes elevadas. Según lo anterior se explica la diferencia en los desniveles representados entre los diferentes TG, con un valor de 55.28 para TG125 a un valor de 53.46 para TG1000. El incremento del tamaño de grilla genera una representación del relieve de la

cuenca con menor desnivel.

En la Figura 8.9 se muestra la curva hipsométrica para cada una de las cuatro discretizaciones; allí se observa que las curvas son aproximadamente iguales.

Para cuantificar las diferencias se calculó el error estándar (Ee), entre TG125 y los esquemas agregados; según la ecuación:

$$Ee = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_{TG125}^i - P_{TGj}^i)^2}{n}} \quad (8.2)$$

Donde: P_{TG125}^i : porcentaje de cotas en el intervalo i para TG125; P_{TGj}^i : porcentaje de cotas en el intervalo i para los tamaños de grilla mayores ($j = 250; 500$ y 1000); n : número de intervalos.

El error estándar para las cotas entre TG125 y TG250 es de 0.2 %; entre TG125 y TG500 es de 0.3 % y entre TG125 y TG1000 es de 0.4 %.

La pendiente media en el gráfico de la curva hipsométrica es un elemento sintético de comparación de la topografía con otros sistemas hídricos (Orsolini et al., 2001). Esta relación varía entre los 0.079 m/Km² (TG125) y 0.077 m/Km² (TG1000).

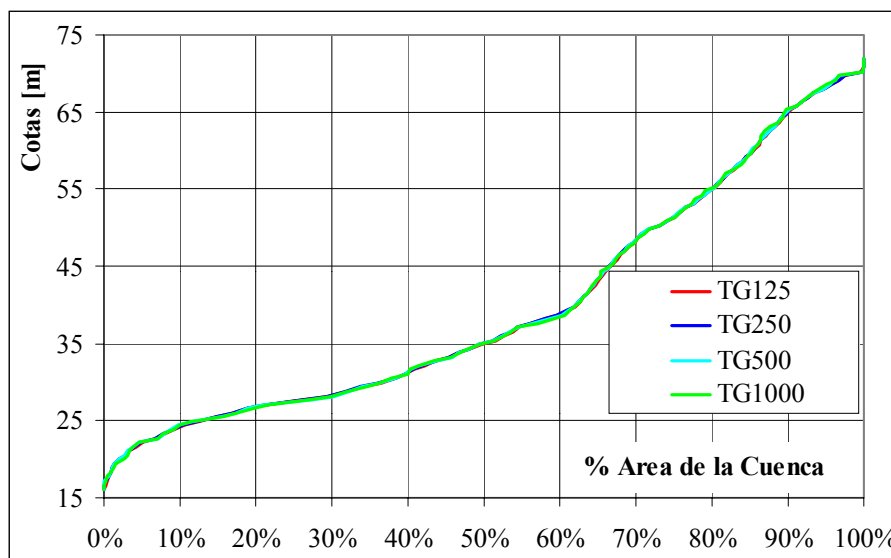


Figura 8.9. Curva hipsométrica para las diferentes discretizaciones.

B) Efecto de la discretización en las pendientes locales.

La adecuada representación de las pendientes locales como un atributo derivado de la topografía es un factor importante en lo que respecta a la implementación del modelo matemático para representar la dinámica hídrica del flujo superficial, ya que, en gran parte, gobierna el movimiento del agua sobre la superficie.

El método utilizado para determinar el valor de pendiente en cada celda es el reconocido método D8 (O'Callaghan y Mark, 1984).

Se debe mencionar que en la actualidad existen diversos algoritmos de cálculo para determinar las pendientes en celdas; como por ejemplo, Método MS (Quinn et al., 1991); Método propuesto por Lea (1992); Método DEMON (Costa Cabral y Burges, 1994); Método D_{∞} (Tarboton, 1997). En general estos algoritmos pueden arrojar resultados diferentes debido a las hipótesis en que ellos se basan.

El método D8 plantea como valor de pendiente local en cada celda la máxima pendiente hacia aguas abajo de las 8 direcciones posibles, N, N-E, E, S-E, S, S-O, O, N-O. Entre la celda de cálculo, y las 8 celdas vecinas se calcula la diferencia de cotas y la distancia según corresponda; para direcciones ortogonales (N-S y E-O) la distancia es el tamaño de grilla y para las direcciones diagonales (SO-NE y SE-NO) la distancia es 1.41 veces el tamaño de grilla.

Debido a que no es objetivo del presente estudio analizar el comportamiento de los diferentes métodos de extracción de pendientes en celdas, se adopta utilizar el mencionado método D8.

Respecto a los valores distribuidos de las pendientes locales en cada celda del modelo se observa que a medida que aumenta el TG se obtienen valores de pendientes máximas, promedio de pendientes locales y desvío estándar menores (Tabla 8.6). Los cambios más pronunciados se observan para el valor de la pendiente máxima en celda.

En la Figura 8.10 se muestran estas variaciones con el TG en forma normalizada respecto a TG125:

$$P^* = \frac{V_{_TG_i}}{V_{_TG125}} \quad (8.3)$$

Donde: P^* = valor normalizado de la variable a representar, V = Variable a representar: Pendiente Máxima, Pendiente Mínima y Desvío Estándar en pendientes locales; $i = 125, 250, 500$ y 1000 .

Tabla 8.6. Valores de pendientes máximas, promedio y desvío estándar en celdas del dominio

	TG125	TG250	TG500	TG1000
Pendiente Máxima [m/m]	0.02420	0.01510	0.01170	0.00990
Promedio de Pendientes Locales [m/m]	0.00244	0.00239	0.00227	0.00213
Desvío Estándar [m/m]	0.00190	0.00180	0.00170	0.00140

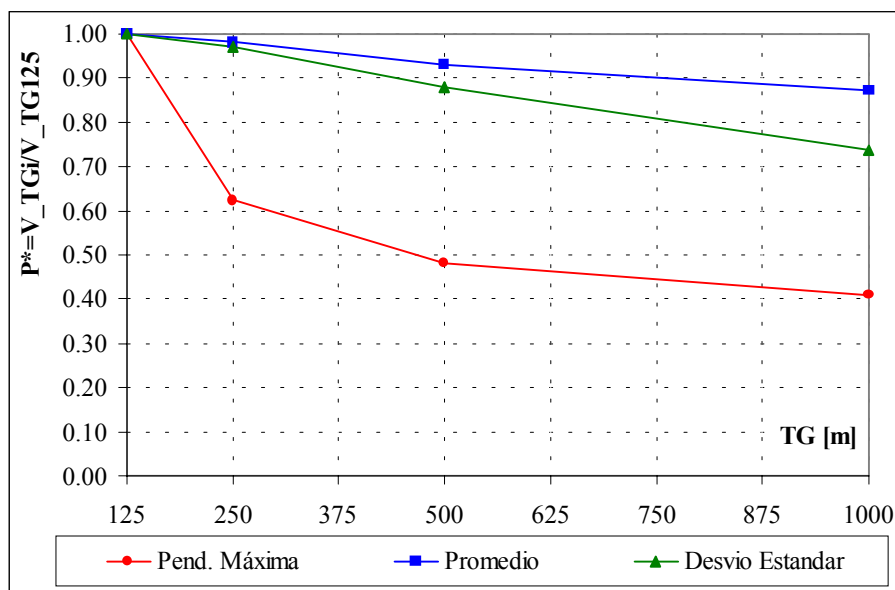


Figura 8.10. Variación de valores máximos, medios y desvío estándar en pendientes locales en celdas normalizada respecto a TG125.

En la Figura 8.11 se muestra la distribución de frecuencias acumuladas de pendientes locales. Esta distribución se modifica al modificarse el tamaño de grilla. Las mayores diferencias se producen para TG1000, en comparación con las curvas de distribución de TG125, TG250 y TG500. En TG1000 se observa una curva con una pendiente más empinada, indicando que para un mismo intervalo de área de la cuenca, disminuye el intervalo de las pendientes reproducidas.

El error estándar, para las pendientes locales; es de 0.3 % entre TG125 y TG250; de 1.1 % entre TG125 y TG500 y de 2.2 % entre TG125 y TG1000. Para el cálculo del error estándar se aplicó la ecuación (8.2).

Se observa que para un determinado porcentaje del área de la cuenca; por ejemplo el 70 %, se

tienen valores de pendientes en celdas menores a 0.291 % para TG125, 0.287 % para TG 250, 0.282 % para TG 500 y 0.269 % para TG1000. Esto demuestra la mayor capacidad de los tamaños de grilla menores de reproducir las irregularidades del relieve. Esta capacidad se ve limitada a medida que aumenta el tamaño de grilla.

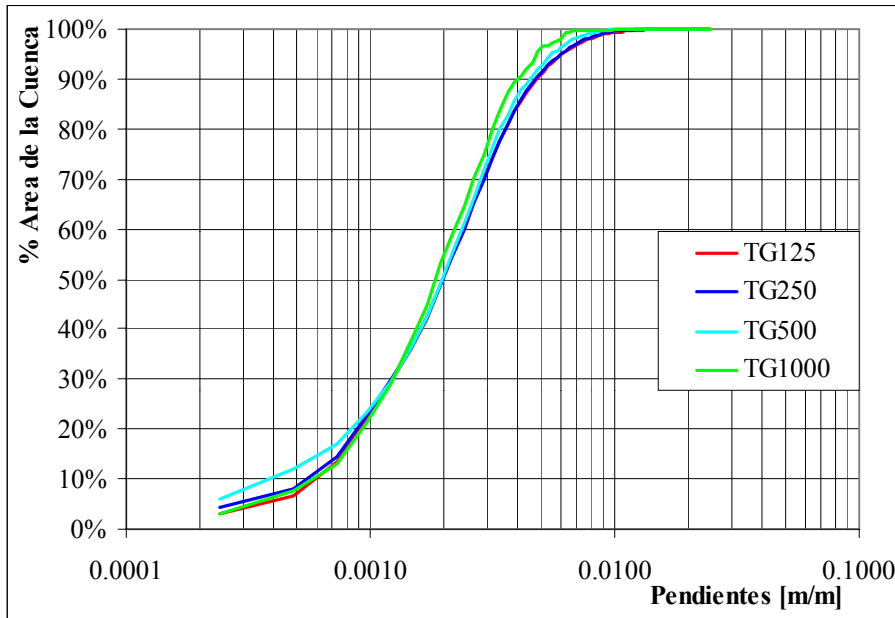


Figura 8.11. Distribución de frecuencias acumuladas de pendientes locales en celdas

En las Figuras 8.12 a 8.15 se muestran las variaciones espaciales de las pendientes en celdas para TG125, TG250, TG500 y TG1000, respectivamente.

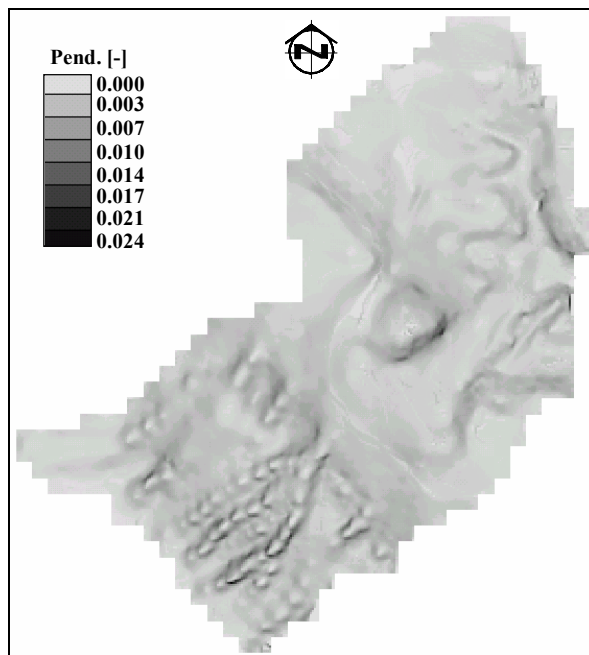


Figura 8.12. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG125.

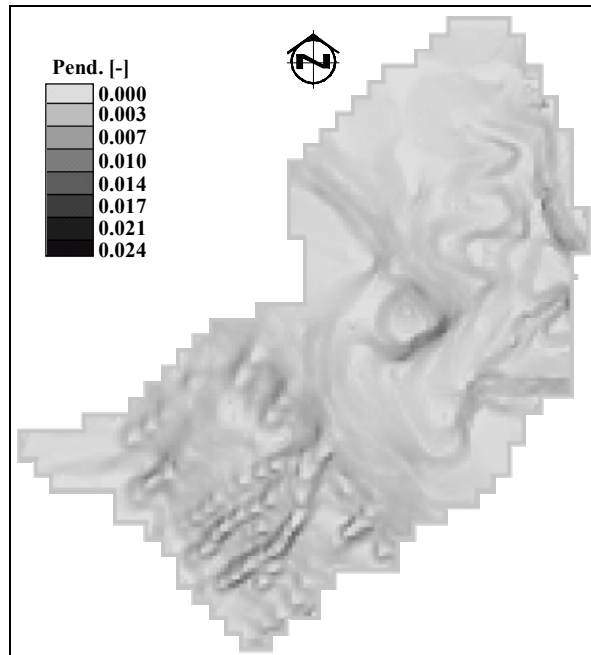


Figura 8.13. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG250.

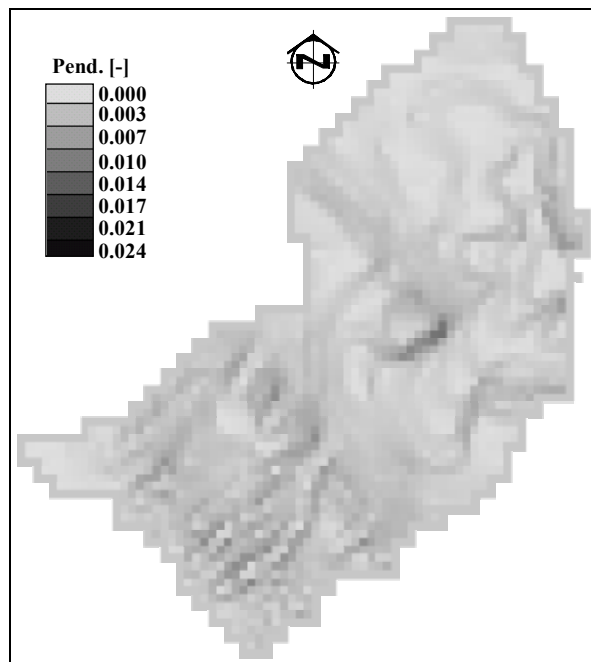


Figura 8.14. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG500.

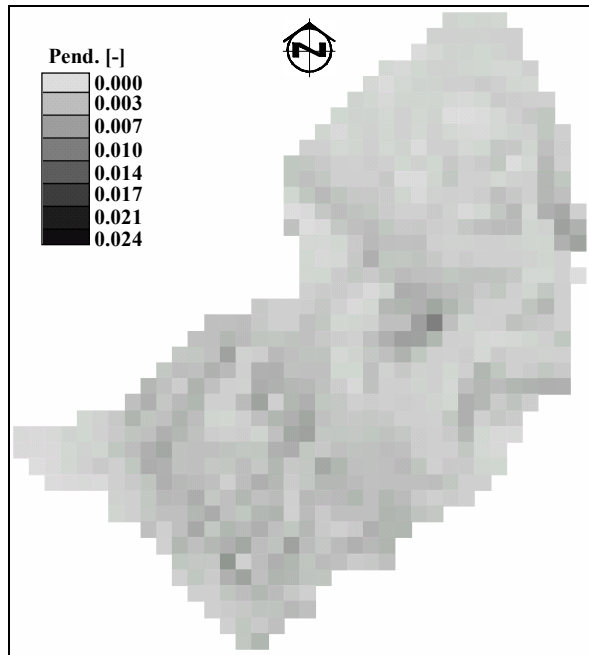


Figura 8.15. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG1000.

C) Efecto de la discretización en las curvaturas.

El valor de la curvatura determina la tasa de cambio de la pendiente en la dirección del mayor gradiente; y está vinculada a la derivada segunda de la elevación (Laplaciano de la elevación). Valores de curvatura negativos indican perfiles convexos hacia arriba y zonas de aceleración de flujo; en cambio valores positivos indican perfiles cóncavos hacia arriba y flujos más lentos sobre la superficie.

Para el cálculo de la curvatura se ha utilizado la siguiente formulación (Mitasova y Hofierka, 1993):

$$C = \frac{\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right) + \left(\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2}{pq^{3/2}} \quad (8.4)$$

Donde:

$$p = \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 \quad (8.5)$$

$$q = 1 + p \quad (8.6)$$

La esquematización de las variables involucradas en el cálculo, es decir, los valores de cotas en los centros de celda se muestran en la Figura 8.16.

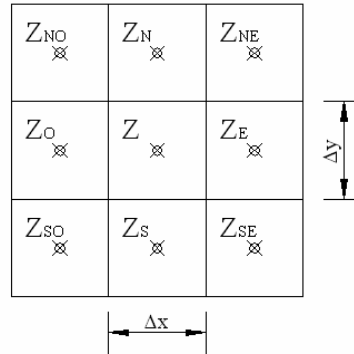


Figura 8.16. Esquema de nomenclatura de celdas para el cálculo de curvatura.

Las ecuaciones en derivadas parciales se aproximan en forma discreta según las siguientes expresiones:

$$\frac{dz}{dx} \approx \frac{Z_E - Z_O}{2\Delta x} \quad (8.7)$$

$$\frac{dz}{dy} \approx \frac{Z_N - Z_S}{2\Delta y} \quad (8.8)$$

$$\frac{d^2z}{dx^2} \approx \frac{Z_E - 2Z + Z_O}{\Delta x^2} \quad (8.9)$$

$$\frac{d^2z}{dy^2} \approx \frac{Z_N - 2Z + Z_S}{\Delta y^2} \quad (8.10)$$

$$\frac{d^2z}{dxdy} \approx \frac{Z_{NE} - Z_{NO} - Z_{SE} + Z_{SO}}{4\Delta x\Delta y} \quad (8.11)$$

En la Tabla 8.7 se muestran los valores extremos (máximos y mínimos) de la curvatura, la diferencia entre estos valores y el desvío estándar para este parámetro en todo el dominio de la cuenca.

En la Figura 8.17 se muestra la variación en función del TG en forma normalizada respecto a los valores de TG125.

$$Cur^* = \frac{V_{_TGi}}{V_{_TG125}} \tag{8.12}$$

Donde: Cur* = valor normalizado de la variable a representar, V = Variable a representar: Curvatura Máxima, Curvatura Mínima, Delta de Curvatura y Desvío Estándar en curvaturas; i = 125, 250, 500 y 1000.

Tabla 8.7. Valores máximos, mínimos y desvío estándar en curvaturas.

	TG125	TG250	TG500	TG1000
Curvatura Máxima	0.0001608	0.0000651	0.0000223	0.0000074
Curvatura Mínima	-0.0001310	-0.0000415	-0.0000159	-0.0000078
Delta de Curvatura	0.0002918	0.0001066	0.0000382	0.0000152
Desvío Estándar	0.0000078	0.0000062	0.0000037	0.0000019

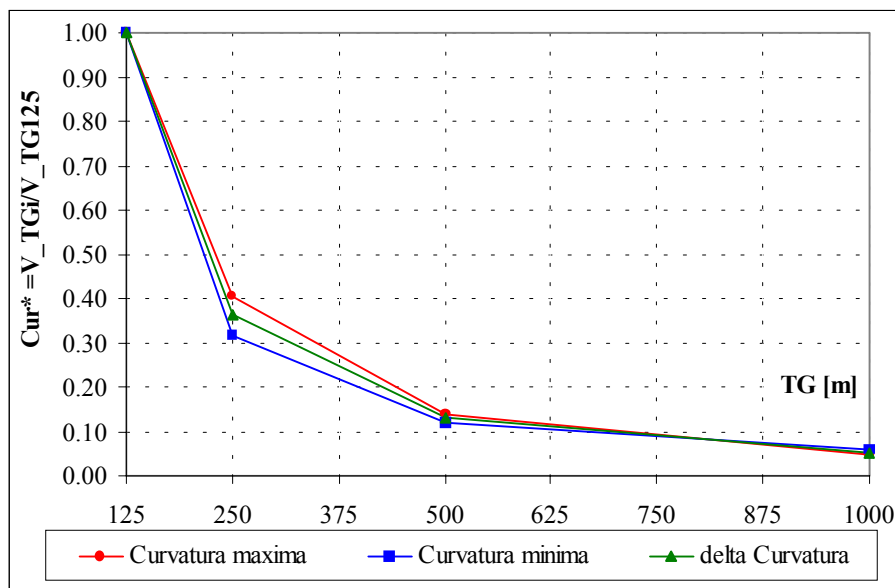


Figura 8.17. Variación de curvaturas máximas, mínimas y diferencias entre máximas y mínimas normalizadas respecto a TG125.

Se observa que la diferencia entre los valores máximos y mínimos disminuye al aumentar el TG, indicando que para los TG más grandes la agregación de la topografía genera relieves más uniformes (sin grandes variaciones de los perfiles representados). Esta disminución de la diferencia

de curvatura viene dada por la disminución de los valores máximos y el aumento de los valores mínimos al incrementarse el TG.

En la Figura 8.18 se muestra la distribución de frecuencias acumuladas de las curvaturas como porcentaje del área de la cuenca. Se observa que a medida que aumenta el TG; para un determinado rango de porcentaje de área de la cuenca, disminuye el rango de valores de curvatura reproducibles por la discretización adoptada. Lo anterior resulta notable al pasar de TG250 a TG500 y a TG1000.

El error estándar (ecuación 8.2) en las curvaturas entre TG125 y TG250 es de 0.2 %; entre TG125 y TG500 es de 1.2 % y entre TG125 y TG1000 es de 2.4 %.

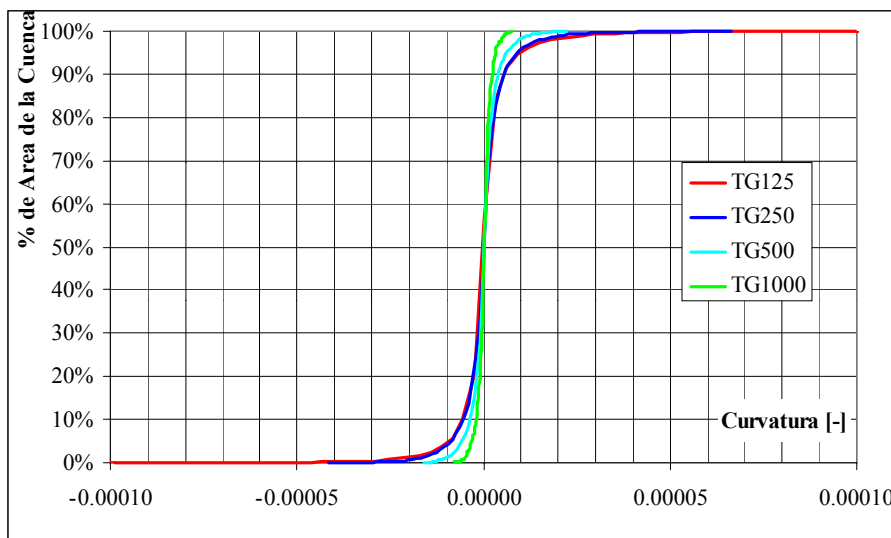


Figura 8.18. Distribución de frecuencias acumuladas de curvaturas en celdas.

El incremento del tamaño de grilla produce una representación del relieve de la cuenca más suavizado, cuantificado por la reducción de los valores del promedio de las pendientes locales, por la reducción de la diferencia entre cotas máxima y mínima; por la disminución de la densidad de drenaje y por la reducción de las curvaturas. Esto genera, en términos teóricos a igualdad de todos los demás parámetros, respuestas más atenuadas en la cuenca, caudales picos menores y tiempos al pico mayores.

En cambio, en el caso hipotético de reproducir la misma topografía y parámetros similares entre los diferentes TG, se generan respuestas más rápidas para los TG mayores ya que no se conservan las relaciones que gobiernan el almacenamiento y traslado en las celdas (relación entre Vol- Qs) (Capítulo 7).

Los efectos anteriores son contrapuestos y se presentan conjuntamente. Si ambos tienen el mismo peso sobre la respuesta de la cuenca, el efecto en conjunto resulta nulo; la respuesta entre los diferentes tamaños de grilla se mantiene y los parámetros (nv o ITC) no necesitan ser escalados; en cambio, si predomina uno sobre otro, el efecto en conjunto modifica la respuesta y resulta necesario escalar adecuadamente los parámetros.

8.2.5 Entropía.

A los efectos de evaluar la variabilidad espacial en el contenido de la información vinculada a datos del relieve se aplicó, para los diferentes tamaños de grilla, el concepto de entropía a los atributos topográficos: a) elevación, b) pendiente y c) curvatura en cada celda.

La cuantificación de la entropía de cada atributo para los diferentes TG es un indicador de la pérdida de información de la variable estudiada al aumentar el TG; y es un concepto que será vinculado al grado de reproducción de las variables de flujo para las diferentes discretizaciones. Esta pérdida de información puede ser vinculada directamente con las respuestas del modelo para las diferentes variables de flujo analizadas.

Debido al gran volumen de información que es necesario manejar para el cálculo de este indicador se ha elaborado e implementado un algoritmo para la obtención de los valores de entropía de las cotas, las pendientes y curvaturas de las diferentes discretizaciones, tomando como datos de entrada el archivo de cotas, pendientes y curvaturas en celdas y generando como salida, un archivo con el valor de la entropía de la variable analizada para cada tamaño de grilla.

La cantidad de intervalos discretos que se adoptó para el cálculo de la entropía en todos los atributos es de 400. Este valor surge al aplicar el criterio presentado por Kuo et al. (1999). Esta cantidad de intervalos resulta elevada pero no tanto como para alcanzar a la cantidad de valores distinguibles, que en este caso corresponde al número de celdas de la grilla de mayor tamaño. Para TG1000 la cantidad de celdas es 700. Esta cantidad de intervalos se encuentra en una zona donde la variación es lineal entre el logaritmo del número de intervalos y el logaritmo de la entropía (Kuo et al., 1999). En la Figura 8.19 se muestra esta variación para la entropía en términos de pendientes. Por lo que se admite que los intervalos considerados para el cálculo de la entropía resultan representativos para realizar la comparación de este parámetro entre los diferentes TG.

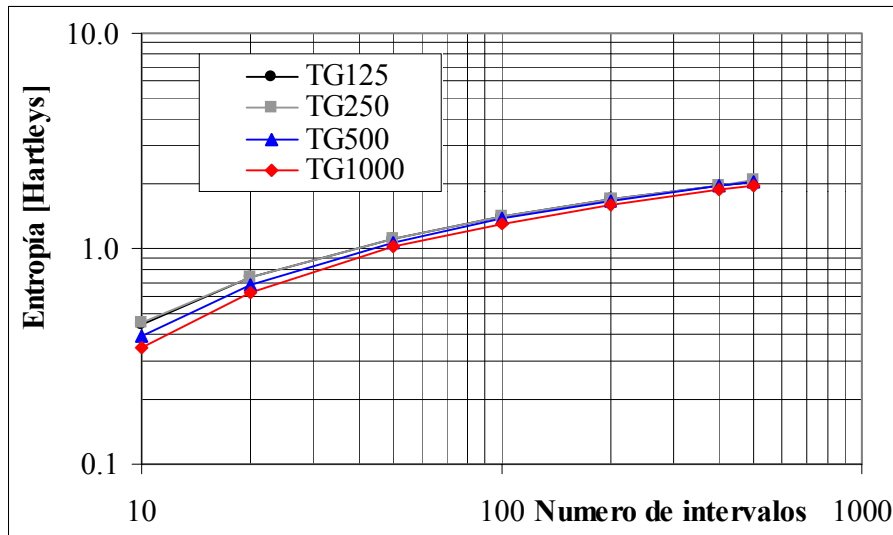


Figura 8.19. Variación de entropía en pendientes vs. números de intervalos en pendientes locales. Escala logarítmica en ambos ejes.

8.2.5.1 Entropía en cotas.

A partir de los valores de cotas para los diferentes TG en todo el dominio de la cuenca, desde TG125 hasta TG1000, se calculó el valor de la entropía aplicando la ecuación (5.3). Asimismo, considerando como base para la determinación de la pérdida de entropía a la discretización de mayor detalle (TG125); se computó la pérdida relativa a TG125 para los restantes TG.

En la Tabla 8.8 se muestra el valor de la entropía en cotas para TG125, TG250, TG500 y TG1000 y la pérdida de entropía relativa a TG125.

Tabla 8.8. Entropía en términos de cotas y pérdida relativa a TG125.

TG [m]	Entropía [Hartleys]	Perdida Relativa [%]
125	2.50	0.00
250	2.49	0.71
500	2.44	2.34
1000	2.33	6.74

En la Tabla 8.8 puede observarse como a medida que aumenta el grado de agregación se obtiene una reducción en el valor de la entropía. La pérdida de entropía entre TG1000 y TG125 es del orden del 6.7 %. Lo anterior se debe a los efectos de la agregación de la información en términos de cotas; obteniéndose

una reducción en la variabilidad de dicha información (disminución de la entropía) al incrementarse el TG.

8.2.5.2 Entropía en pendientes.

De igual manera que lo planteado en el caso anterior para la cuantificación del contenido de información en términos de cotas; se ha cuantificado el valor de entropía en términos de pendientes en celdas para las diferentes discretizaciones y la pérdida relativa respecto a TG125.

En la Tabla 8.9 se muestra el valor de la entropía para la información relacionada a las pendientes locales en celdas para TG125, TG250, TG500 y TG1000 y la pérdida de entropía relativa a TG125.

Tabla 8.9. Entropía en términos de pendientes y diferencia relativa a TG125.

TG [m]	Entropía [Hartleys]	Perdida Relativa [%]
125	1.98	0.00
250	1.95	1.50
500	1.88	5.10
1000	1.81	8.60

Nuevamente, en la Tabla 8.9 puede observarse la reducción de este parámetro con el incremento del TG. En este caso la pérdida relativa resulta mayor que en el caso de cotas, obteniéndose para TG1000 una pérdida relativa del orden del 8.6 % respecto a TG125.

8.2.5.3 Entropía en curvaturas.

Finalmente se presenta en la Tabla 8.10 el valor de entropía en términos de curvatura para las diferentes discretizaciones y la pérdida relativa respecto a TG125.

Tabla 8.10. Entropía en términos de curvaturas y diferencia relativa a TG125.

TG [m]	Entropía [Hartleys]	Perdida Relativa [%]
125	1.43	0.00
250	1.41	1.20
500	1.23	13.46
1000	0.99	30.50

En este caso puede observarse la mayor pérdida en comparación con los valores anteriores de entropía en términos de cotas y de pendientes. Se obtiene una pérdida relativa del orden del 30.50 % al pasar de TG125 a TG1000. En el caso de las curvaturas, su cálculo está asociado a la derivada segunda de la elevación; y el alto valor de pérdida de entropía representa el efecto de suavizamiento del terreno natural al aumentar el tamaño de la grilla, este incremento no permite conservar las irregularidades y los cambios de pendientes del relieve y se traduce en la reducción de la entropía.

Finalmente en la Figura 8.20 se muestra para cada TG los valores resumidos de variación de entropía en términos de cotas, pendientes y curvaturas.

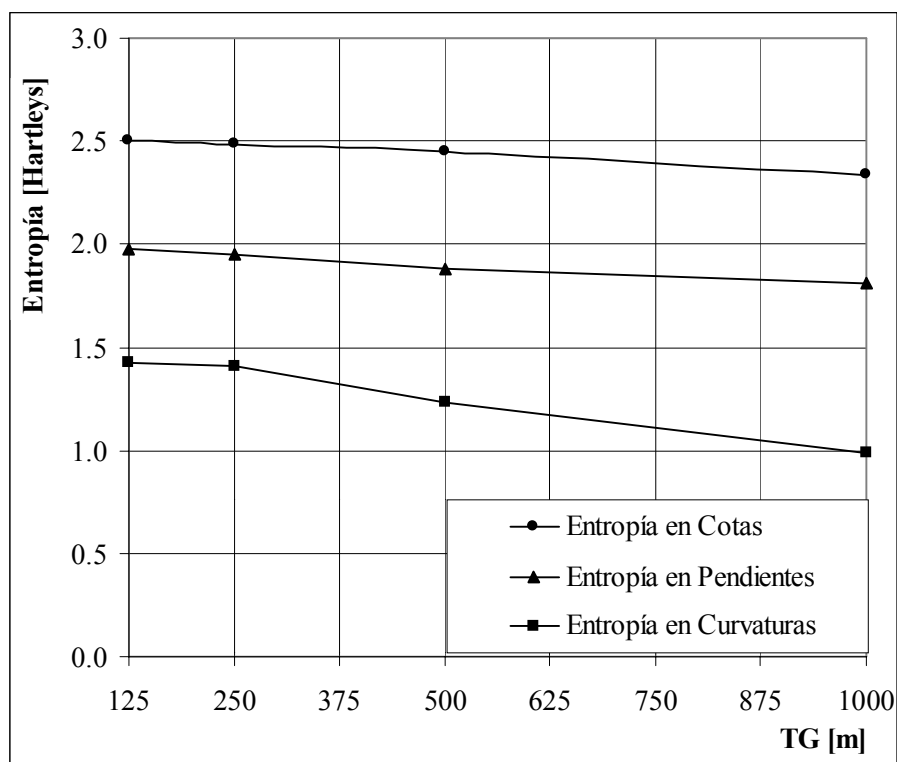


Figura 8.20. Entropía en cotas, pendientes y curvaturas para los diferentes TG en la cuenca del A° Ludueña.

Se observa que al pasar de cotas a pendientes y curvaturas, los valores de la entropía disminuyen (en términos absolutos), indicando que no se puede lograr el mismo grado de variabilidad de los diferentes parámetros considerados. Un valor de entropía mayor de términos de cotas que en términos de curvatura indica que la variabilidad del primero es mayor que la del segundo.

Según los resultados puede afirmarse que la agregación de la información al pasar de TG125 a los

TG mayores produce diferentes efectos según la variable en estudio.

El efecto de pérdida de información se va incrementando al extraer parámetros derivados de las elevaciones, como ser pendientes y curvaturas. El mayor efecto se observa en la pérdida de información en términos de curvatura de la superficie; lo que refleja nuevamente el efecto de agregación de la información, ya que los TG más grandes no permiten reproducir las particularidades del terreno; y en primera medida la información relacionada a los cambios de pendientes en el terreno; por lo que la capacidad de reproducir curvaturas del terreno, a medida que se incrementa el TG, se reduce y se obtiene como consecuencia una representación más “suavizada” de la superficie.

8.2.6 Calibración y Validación del Modelo.

A partir de una serie de eventos registrados en la cuenca, 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).

Para la extracción de la lluvia neta sobre la cuenca se utilizó el método del Número de Curva (CN) del Servicio de Conservación de Suelos de los EEUU. Este método es ampliamente difundido para calcular las pérdidas de escurrimiento durante el transcurso de una tormenta, tanto en cuencas rurales como semi-urbanas y urbanas. El método utiliza como parámetro básico el número de curva (CN), que depende de las características medias del complejo hidrológico suelo-vegetación, estando relacionado con el estado de humedad del suelo, el uso del suelo y las prácticas de manejo (Chow et al., 1994).

De acuerdo a la ubicación geográfica de los pluviómetros y pluviógrafos dentro de la cuenca, la distribución espacial de la lluvia para los eventos simulados se realizó a partir de la aplicación de los polígonos de Thiessen, generando tres zonas de influencia para la distribución de la lluvia. El intervalo temporal para los hietogramas de lluvia neta es de 1 hora.

Las características principales de los eventos utilizados se resumen en la Tabla 8.11. Se utilizó el evento 3 (01/05/94) para la calibración de parámetros y los eventos 1 y 2 para la validación. El Δt de cálculo varió entre 5 seg (para TG125) hasta 30 seg (para TG1000).

Para la calibración se adoptó como criterio maximizar el valor del coeficiente de eficiencia RN^2 (Nash y Sutcliffe, 1970) computado para los hidrogramas en la sección de control; y ajustar el caudal

pico, tiempo al pico y volumen escurrido dentro del 20 % respecto a los valores observados.

Tabla 8.11. Características de los eventos para la cuenca del A° Ludueña.

Evento	Fecha	Lluvia total [mm]	Lluvia neta [mm]	Qpico [m³/s]	Tpico [hs]	Q base [m³/s]
1	17/03/94	149	38	82	44	2.1
2	03/04/94	155	107	195	62	2.4
3	01/05/94	59	39	122	33	2.1

El coeficiente RN^2 (Nash y Sutcliffe, 1970) tiene la siguiente expresión:

$$RN^2 = \frac{\sum_{t=1}^n (Q_t^o - \overline{Q^o})^2 - \sum_{t=1}^n (Q_t^o - Q_t^c)^2}{\sum_{t=1}^n (Q_t^o - \overline{Q^o})^2} \quad (8.13)$$

Donde Q_t^o y Q_t^c : caudales observados y calculados en el tiempo t, $\overline{Q^o}$: Caudal observado medio y n = números de intervalos de tiempo.

En las Figuras 8.21 a 8.23 se muestran los hidrogramas observados y calculados en la sección de control para los eventos 17/03/94, 03/04/94 y 01/05/94, respectivamente, y en la Tabla 8.12 las diferencias entre los valores calculados y observados de caudal pico, tiempo al pico, volumen y el coeficiente RN^2 (ecuación 8.13). El grado de ajuste logrado para los eventos estudiados resultó satisfactorio. Los parámetros resultantes de la calibración se muestran en la Tabla 8.13. Allí se indica como **nv** al coeficiente de rugosidad del valle y **nr** al coeficiente de rugosidad de los cursos.

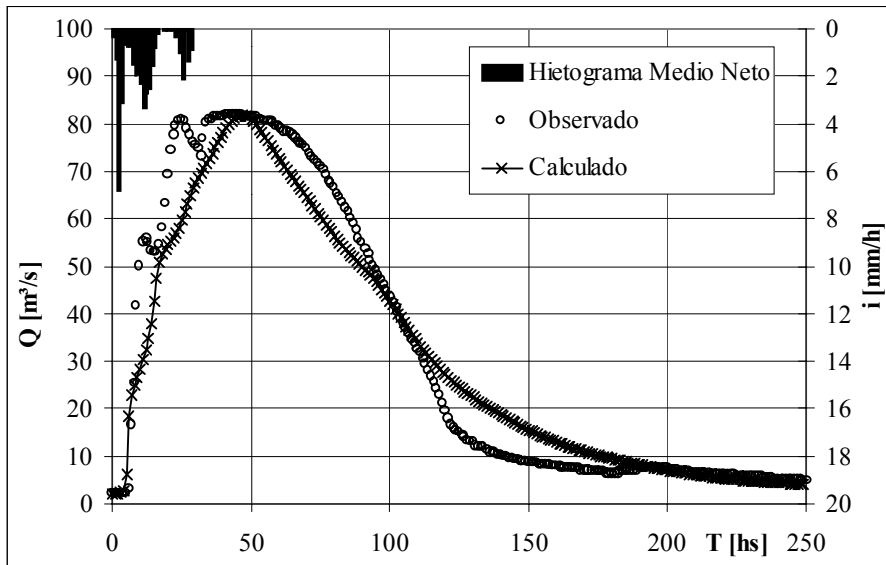


Figura 8.21. Hidrogramas observado y calculado para la cuenca del A° Ludueña. Evento 17/03/94.

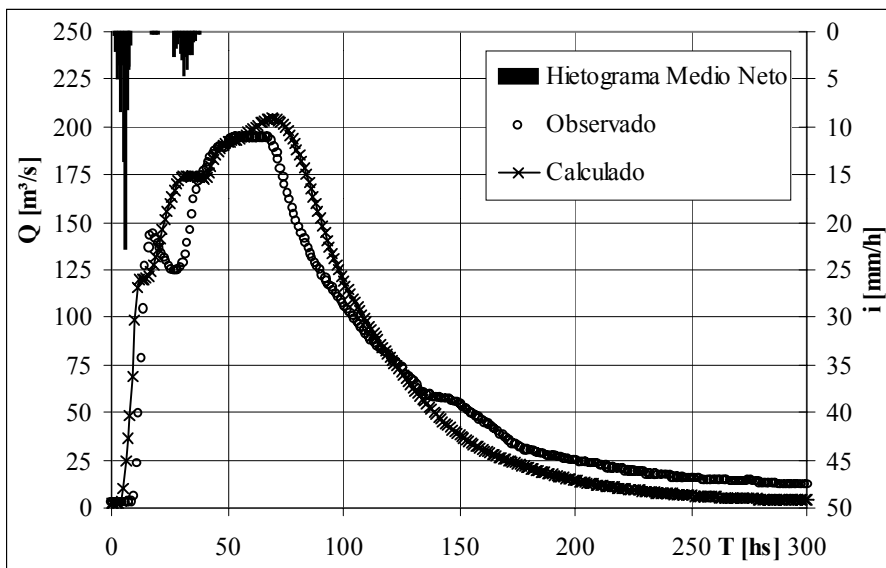


Figura 8.22. Hidrogramas observado y calculado para la cuenca del A° Ludueña. Evento 03/04/94.

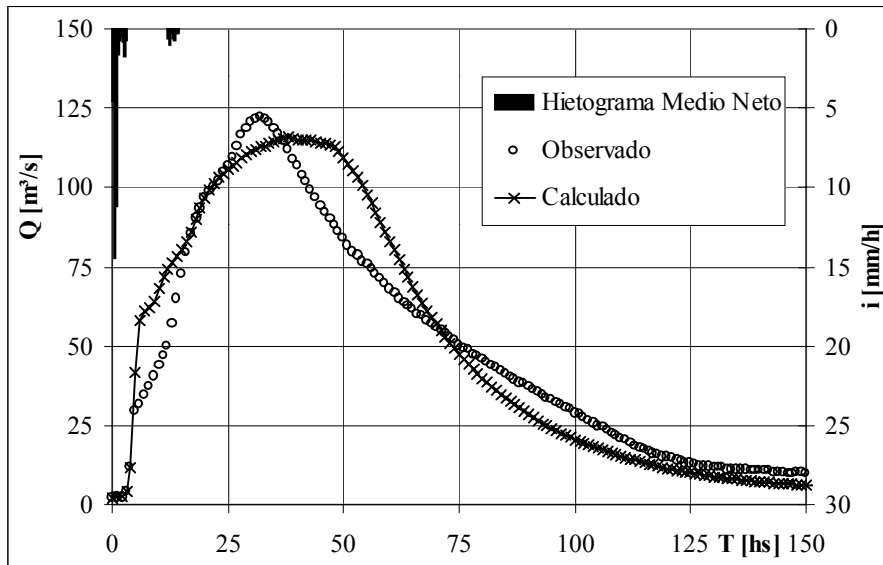


Figura 8.23. Hidrogramas observado y calculado para la cuenca del A° Ludueña. Evento 01/05/94.

Tabla 8.12. Diferencias entre valores calculados y observados.

		Caudal Pico [m³/s]	Tiempo al Pico [hs]	Volumen [mm]	RN² en Caudales
Evento 17-03-94	Observado	82.0	44	41.8	0.940
	Calculado	81.8	47	40.3	
	Error Relativo [%]	-0.24	6.8	-3.70	
Evento 03-04-94	Observado	195	62	113	0.909
	Calculado	203	74	116	
	Error Relativo [%]	4.50	19.4	4.2	
Evento 01-05-94	Observado	122	33	39.5	0.908
	Calculado	116	39	40.2	
	Error Relativo [%]	-4.92	18.2	1.78	

Tabla 8.13. Parámetros de la calibración para cuenca del A° Ludueña

nv [s/m ^{1/3}]	nr [s/m ^{1/3}]	ITC	Coefficiente de descarga desborde terraplenes	Coefficiente de descarga alcantarillas
0.12	0.035	0.025	0.2	0.8-0.9

8.2.7 Efecto del TG en las Respuestas Hidrológicas, Escalamiento de Parámetros y Similitud Hidrológica.

8.2.7.1 Almacenamiento de equilibrio y escalamiento de parámetros.

Para la discretización de mayor nivel de detalle (TG125) con sus parámetros ya calibrados para los eventos observados; se simuló una lluvia neta de 0.4 mm/h y de larga duración ($t = 400$ 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; así por ejemplo, en la sección de control, el área de aporte es $A = 700$ Km² y la intensidad de lluvia neta es de $i = 0.4$ mm/h; por lo que el caudal de equilibrio resulta $Q = i \times A = 700$ Km² x 0.4 mm/h = 77.8 m³/s. Debido a que la mayor área de aporte se encuentra en la sección de control de la cuenca, si en esta sección se alcanza el equilibrio completo, todas las secciones internas también habrán alcanzado el equilibrio completo; ya que la intensidad no se modifica y las áreas de aporte resultan menores a la de la sección de control.

Bajo estas condiciones es posible obtener el almacenamiento de equilibrio en la cuenca para TG125 y el hidrograma en S correspondiente; el cual depende de la intensidad de la lluvia; de las características propias de la cuenca (área, topografía, red de drenaje) y de los parámetros utilizados. En la Figura 8.24 se muestra el hidrograma en S correspondiente.

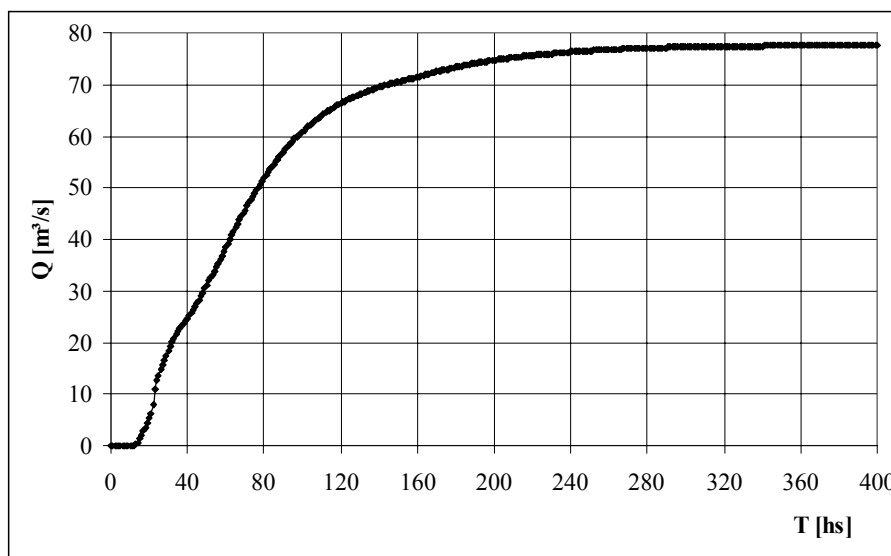


Figura 8.24. Hidrograma en S en la sección de control para TG125.

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 (en este caso particular dicho cálculo se realizó para la hora 400). El almacenamiento en cada celda se calcula en función de la altura de agua en la misma, del tipo de celda (valle o río) y del valor de la pendiente transversal en celda. En el caso de las celdas que representan los cursos de agua se realiza la diferenciación cuando la cota de agua resulta inferior a la cota de desborde del curso y cuando esta cota supera el desborde del mismo.

Por motivo del gran volumen de información a manejar y de la cantidad de operaciones necesarias para determinar el almacenamiento de equilibrio en la cuenca se ha programado e implementado un algoritmo para tal fin. El algoritmo recorre, para cada hora, el archivo de resultados de alturas de agua en todas las celdas y realiza el cálculo correspondiente, generando un archivo de salida en formato ASCII con los valores de almacenamiento de equilibrio en cada paso de tiempo.

Para la estimación del tiempo de equilibrio (t_e) en la cuenca con la finalidad de estimar la duración mínima de lluvia neta (t_r) que permita alcanzar el estado de equilibrio completo se utilizó la propuesta realizada por Molnár y Julien (2000).

Los autores parten, para la obtención de la fórmula de tiempo de equilibrio en la cuenca, de la ecuación de tiempo de equilibrio para flujo unidimensional sobre un plano; la cual es obtenida a partir de las ecuaciones de Saint-Venant y la ecuación de resistencia de Manning (Woolhiser, 1977), ecuación (7.1).

Además se toman como válidas las siguientes hipótesis (Molnár y Julien, 2000):

- 1) El coeficiente de rugosidad de Manning promedio para celdas valle y la pendiente media de la cuenca pueden ser utilizadas para el cálculo del tiempo de equilibrio y
- 2) La longitud de escurrimiento es igual a la raíz cuadrada del área de drenaje. De esta forma se puede calcular el tiempo de equilibrio en la sección de control de la cuenca para una lluvia en exceso de intensidad constante y uniformemente distribuida en el espacio.

Según las hipótesis anteriores la ecuación 7.1 puede ser aproximada; para el cálculo del tiempo de equilibrio completo en la cuenca; como:

$$Te \approx \left(\frac{n_v A^{1/2}}{i^{2/3} \bar{S}^{1/2}} \right)^{3/5} \quad (8.14)$$

Donde Te = tiempo de equilibrio (seg), n_v = coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda promedio en la cuenca ($s/m^{1/3}$), i = intensidad de la lluvia neta (m/s), \bar{S} = pendiente media de la cuenca, Ad = área de aporte (m^2).

Para la cuenca del A° Ludueña, los valores son: $A = 700 \text{ Km}^2 = 700000000 \text{ m}^2$, $n_v = 0.12 \text{ s/m}^{1/3}$, $i = 0.4 \text{ mm/h} = 1.11 \times 10^{-7} \text{ m/s}$, $S = 0.00115 \rightarrow Te = 162 \text{ hs}$.

La duración de la lluvia neta se consideró de 400 hs y el almacenamiento de equilibrio es de 26 mm, expresados como lámina media sobre el área de la cuenca; es decir, se obtiene a partir de la relación entre el almacenamiento en términos volumétricos dividido el área de la cuenca.

La intensidad de lluvia neta resulta inferior a los valores de intensidades de lluvias reales. En este caso, debido a la gran extensión superficial de la cuenca no es posible simular lluvias de intensidades similares a las reales para condiciones de equilibrio completo en la cuenca debido al excesivo volumen de agua incorporado al sistema y a los caudales que se generan en la salida. Así, por ejemplo, una intensidad de lluvia neta de 10 mm/h, genera un caudal en la sección de control de $Q = 10/3600/1000 \times 700000000 \text{ m}^3/\text{s} = 1944 \text{ m}^3/\text{s}$. Este caudal es excesivo e irreal para las condiciones de drenaje de la cuenca. Por lo tanto se ha adoptado, para condiciones de equilibrio completo, simular una intensidad de lluvia neta que genera condiciones de escurrimiento, principalmente en términos de caudal y volumen, similares a los registrados para las lluvias observadas sin alcanzar condiciones de desborde generalizado en la red de cursos. Así, por ejemplo, para el evento 17/03/94, el caudal observado en la sección de control es de 82 m^3/s y el volumen máximo almacenado en la cuenca, en términos de lámina media, es del orden de los 31 mm. Estos valores son aproximados a los valores obtenidos para la lluvia neta simulada para realizar el estudio en condiciones de equilibrio completo.

Para las demás discretizaciones (TG250, TG500 y TG1000) se simuló la misma lluvia neta de 0.4 mm/h uniforme espacialmente y con el mismo tiempo de duración de 400 hs, de modo de lograr el estado de equilibrio completo.

Por aproximación; para cada TG de menor resolución se escalaron los parámetros de rugosidad para flujo superficial en celda (nv) manteniendo constante los demás parámetros de modo de conservar el almacenamiento de equilibrio y maximizar el coeficiente RN^2 entre el hidrograma S correspondiente a TG125 y el del TG más grande. De igual modo se procedió para escalar los valores de la pendiente transversal en celda (ITC) para cada tamaño de grilla y manteniendo los demás parámetros sin variaciones.

Los parámetros escalados para los tamaños de grilla mayores con la misma lluvia neta y conservando el almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma en S se resumen en la Tabla 8.14.

Tabla 8.14. Escalamiento de parámetros (nv e ITC) conservando el almacenamiento de equilibrio y forma del hidrograma en S.

	TG125	ESCALADO DE nv			ESCALADO DE ITC		
		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
ITC	0.025	0.025	0.025	0.025	0.019	0.011	0.009
Almac. de Equil [mm]	26.0	25.9	26.1	26.1	25.9	26.0	25.9
RN^2	-	0.990	0.987	0.975	0.991	0.986	0.977

En la Figura 8.25 se muestran los hidrogramas S obtenidos en la sección de control de la cuenca para los diferentes TG como resultado de escalar los valores de rugosidad para flujo superficial en celda (Figura 8.25.a) y la pendiente transversal en celda (Figura 8.25.b) conservando el almacenamiento de equilibrio en todos los casos.

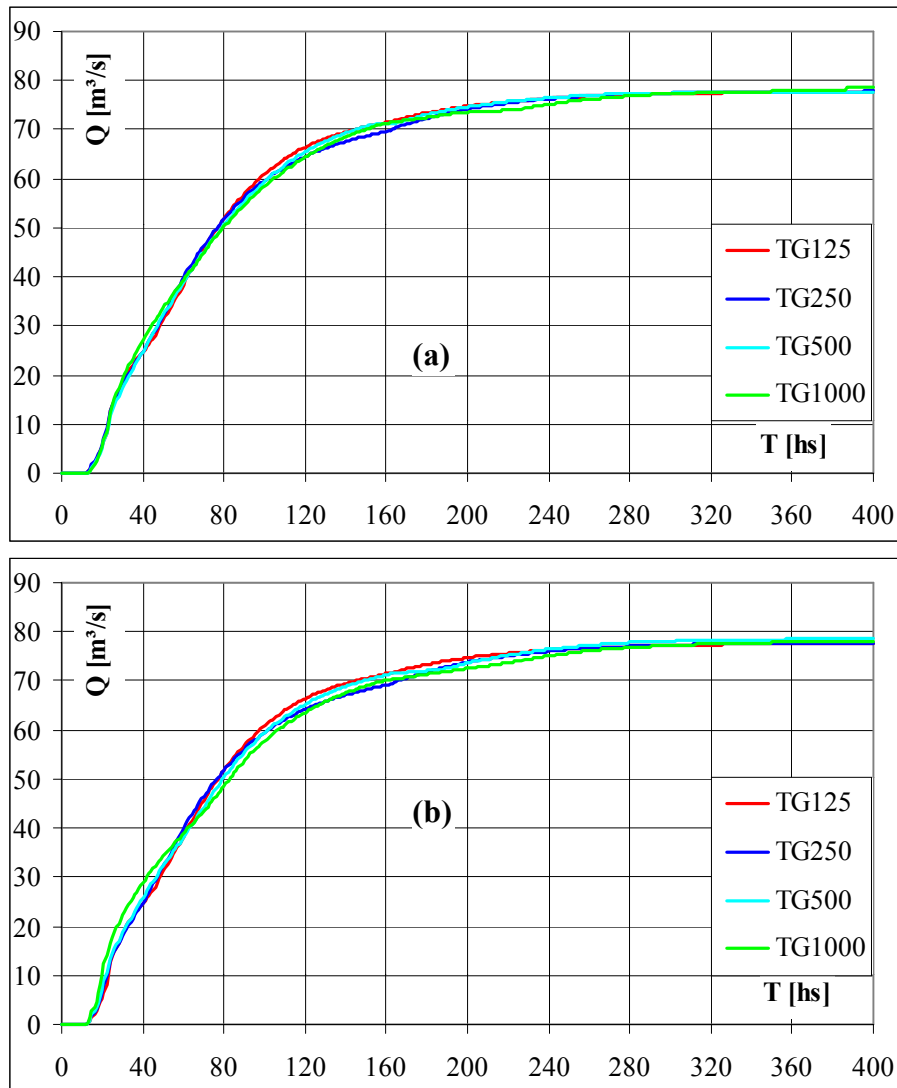


Figura 8.25. Hidrogramas en S en la sección de control para los diferentes TG. a) Escalamiento de nv ; b) Escalamiento de ITC.

En la Figura 8.26 se muestra la variación del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celda como resultado del escalamiento de parámetros al modificarse el tamaño de grilla conservando el almacenamiento de equilibrio y los hidrogramas en S.

Los parámetros escalados (nv e ITC) para los tamaños de grilla más grandes son el resultado del efecto conjunto de la agregación, tanto de la topografía como de las relaciones entre alturas, volumen y caudal de salida en celdas.

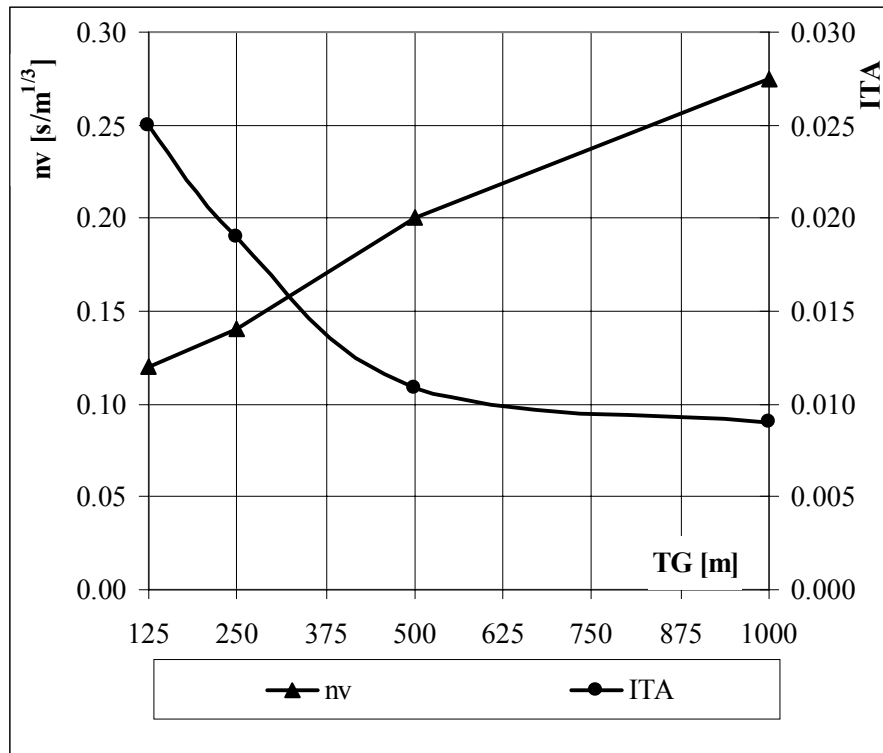


Figura 8.26. Variación del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda como resultado del escalamiento.

El incremento del valor del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda con el tamaño de grilla indica que existe un predominio del efecto de agregación debido a que no se conservan las relaciones entre altura, volumen y caudal de salida en celdas (respuestas más rápidas a igualdad de parámetros) sobre el efecto de modificación de la topografía (disminución de pendientes y respuestas más lentas); para contrarrestar este efecto es necesario incrementar el valor de nv . De igual forma sucede para el caso del escalamiento de la pendiente transversal (ITC); una reducción de este valor para los tamaños de grilla más grandes compensa el efecto de respuestas más rápidas.

Los valores de los parámetros escalados del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda surgen al plantear similitud entre los diferentes tamaños de grilla utilizando el concepto de conservar el almacenamiento de equilibrio. Con el escalamiento puede cambiar tanto el valor como el mismo significado físico de algunos parámetros (Blöschl y Sivapalan, 1995). Al adoptar la rugosidad para flujo superficial en celda como parámetro a escalar; el mismo pasa a tener un significado computacional y deja de tener el significado físico de la rugosidad (Goodrich, 1990).

Para el caso del escalamiento del parámetro ITC, éste continúa conservando su significado; ya que

representa, en forma concentrada a nivel de sub-grilla, los efectos de la morfología del terreno y los efectos de agregación de un gran número de celdas en una única celda.

Bajo las consideraciones anteriores, tanto el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda como el valor de la pendiente transversal en celda representan parámetros efectivos. Según lo indicado por Mackay y Riley (1991), un parámetro efectivo se refiere a un único valor asignado a todos los puntos (o a una parte) del dominio del modelo de manera tal que el modelo basado en el parámetro uniforme (en este caso los tamaños de grilla mas grandes) produzca los mismos resultados que el modelo basado en el parámetro variable (en este caso el tamaño de grilla menor).

8.2.7.2 Hidrogramas observados y simulados en la sección de control.

A continuación se presentan los hidrogramas en la sección de control obtenidos para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v) y de la pendiente transversal en celda (ITC) para los tres eventos observados.

Las Figuras 8.27.a; 8.28.a y 8.29.a corresponden al escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda para los eventos 17/03/94; 03/04/94 y 01/05/94; respectivamente.

Las Figuras 8.27.b; 8.28.b y 8.29.b corresponden al escalamiento de la pendiente transversal en celda para los eventos 17/03/94; 03/04/94 y 01/05/94; respectivamente.

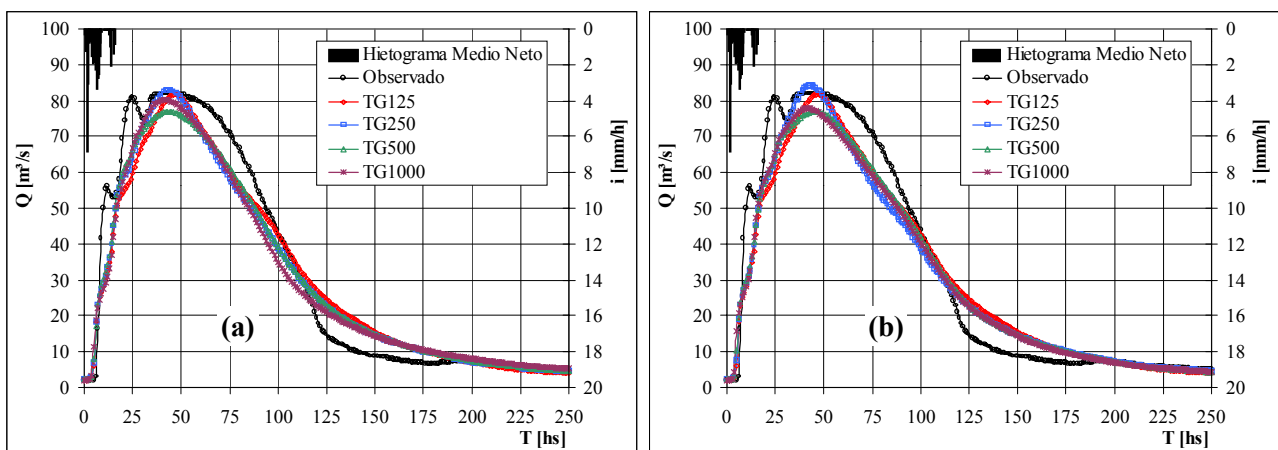


Figura 8.27. Hidrogramas en la sección de control correspondientes al evento 17/03/94 para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda; b) la pendiente transversal en celda.

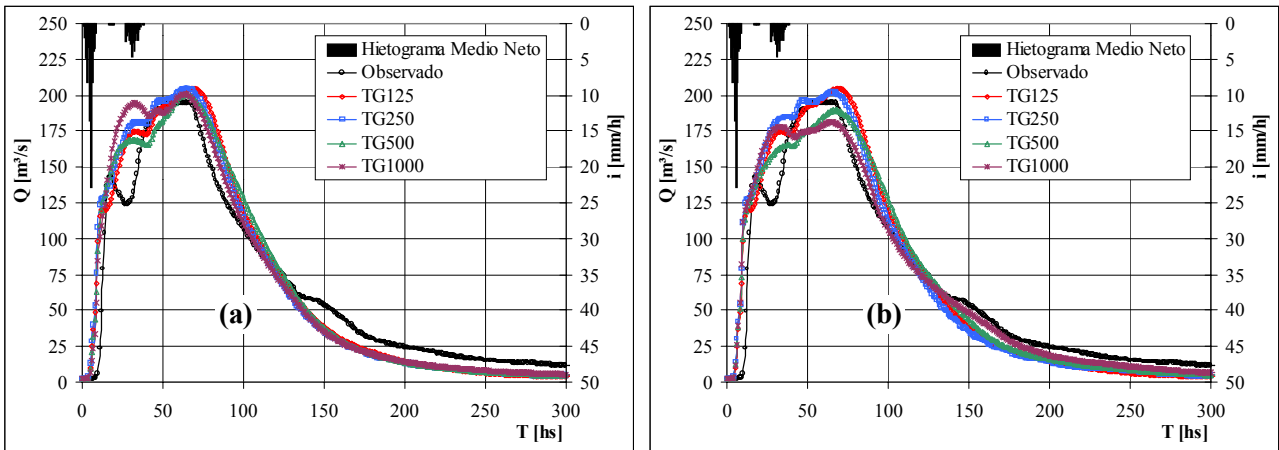


Figura 8.28. Hidrogramas en la sección de control correspondientes al evento 03/04/94 para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda; b) la pendiente transversal en celda.

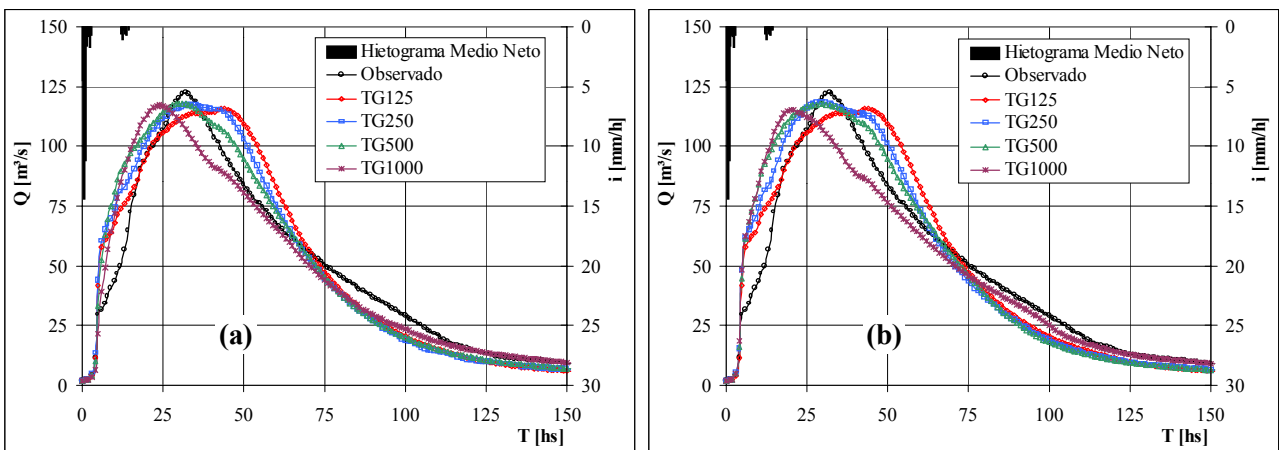


Figura 8.29. Hidrogramas en la sección de control correspondientes al evento 01/05/94 para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda; b) la pendiente transversal en celda.

Los resultados muestran la correspondencia entre los hidrogramas observados y los simulados para los diferentes tamaños de grilla.

Para esta cuenca se puede observar que la aplicación del concepto del conservar el almacenamiento de equilibrio entre los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de los parámetros permite obtener una adecuada similitud no sólo de caudales pico, sino también de la forma del hidrograma en la sección de control, aún en casos donde no se alcanza un equilibrio completo.

A modo de cuantificar el grado de ajuste entre los hidrogramas de los diferentes eventos entre TG125 y los restantes TG para todo el intervalo temporal se calculó el coeficiente de eficiencia de Nash (ecuación 8.13). En la Tabla 8.15 se resumen los resultados obtenidos, indicando el alto grado de similitud logrado en los hidrogramas en la sección de control.

Tabla 8.15. Coeficiente RN^2 para los hidrogramas en la sección de control para los eventos observados.

	Escalamiento de nv			Escalamiento de ITC		
	TG125- TG250	TG125- TG500	TG125- TG1000	TG125- TG250	TG125- TG500	TG125- TG1000
17/03/94	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
03/04/94	1.00	0.99	0.98	0.99	0.99	0.97
01/05/94	0.99	0.97	0.91	0.98	0.96	0.88

Si resulta de interés la reproducción del hidrograma en la sección de control de la cuenca es posible, mediante el adecuado escalamiento de los parámetros aplicar discretizaciones menos detalladas, con la consiguiente reducción del tiempo de cálculo, información a manejar y espacio en disco.

8.2.7.3 Áreas de aporte en celdas en situación de equilibrio completo en la cuenca.

En cada celda del dominio de la cuenca se ha determinado el área de aporte aguas arriba de la misma. Bajo condiciones de equilibrio completo, y conocidos el caudal total saliente de la celda y la intensidad de lluvia neta; el área de aporte se obtiene a partir de la ecuación:

$$A_j = Q_j / i \tag{8.15}$$

Donde: Q_j = caudal total saliente en la celda j (m^3/s), i = intensidad de lluvia neta (m/s), A_j = área de aporte aguas arriba de la celda j (m^2).

A partir de la ecuación (8.15) y para cada TG es posible calcular el área de aporte para las condiciones de equilibrio completo.

Los resultados son presentados en términos de correlación entre el área de aporte de cada celda para los tamaños de grilla más grandes (TG250, TG500 y TG1000) y las correspondientes a TG125. Es

decir, se comparan las áreas de aporte entre TG125 y TG250; TG125 y TG500 y TG125 y TG1000. Las comparaciones anteriores se realizan con los resultados extraídos del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda.

El cálculo de las áreas de aporte para TG125 se realiza considerando el caudal total saliente por el perímetro definido por el TG mayor sobre el que se realiza la comparación. Así, por ejemplo, para la comparación entre TG125 y TG500, existen 16 vinculaciones de TG125 que comprenden exactamente el mismo perímetro que las cuatro vinculaciones de TG500. Sobre estas vinculaciones (4 para TG500 y 16 para TG125) se obtiene el caudal total saliente y posteriormente el área de aporte aguas arriba de dicha celda.

Para realizar el cálculo se implementó un algoritmo a partir del cual, mediante la lectura de los archivos de salida con los caudales en vinculaciones y la información de las discretizaciones, se obtiene para cada celda las áreas de aporte para TG250, TG500 o TG1000, según corresponda, y TG125. Los resultados se escriben en archivo de formato ASCII para su posterior tratamiento.

En las Figuras 8.30 a 8.32 se muestran las correlaciones obtenidas entre áreas de aporte para las diferentes discretizaciones: TG125 y TG250 (Figura 8.30); TG125 y TG500, (Figura 8.31) y TG125 y TG1000 (Figura 8.32). En cada figura se muestran los resultados al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda. En todas las figuras las abscisas corresponden a las áreas de aporte para TG125 y las ordenadas para los TG mayores.

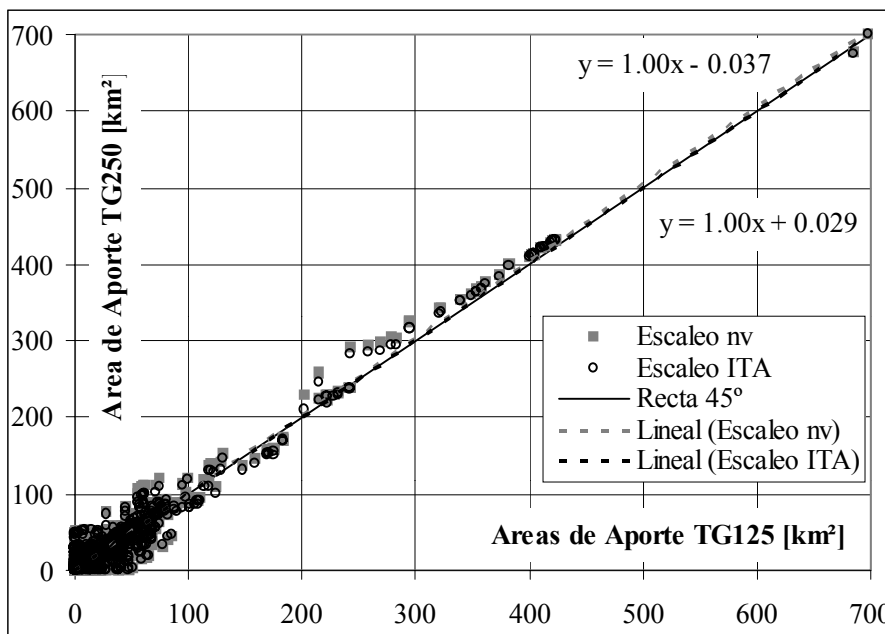


Figura 8.30. Correlaciones entre áreas de aporte entre TG125 y TG250 escalando nv e ITC.

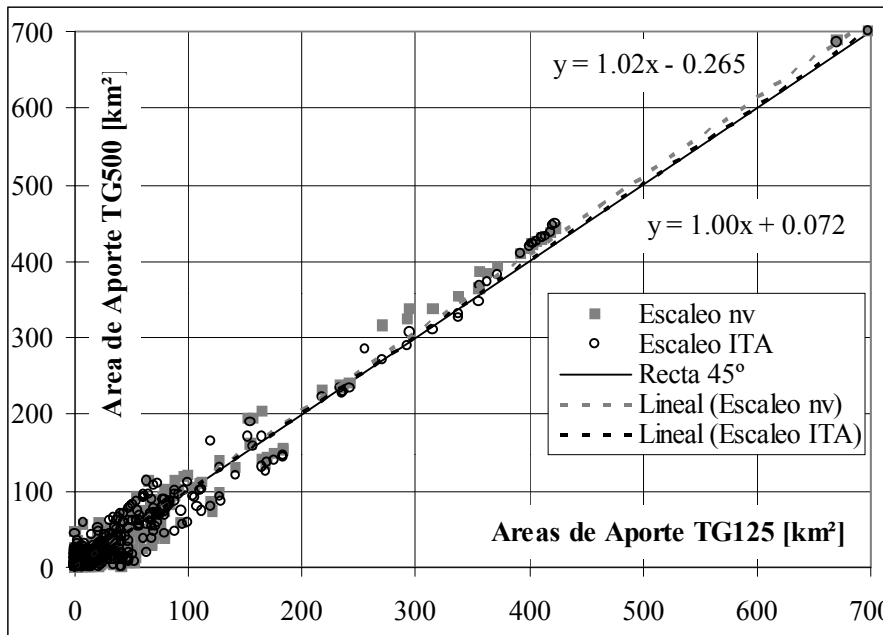


Figura 8.31. Correlaciones entre áreas de aporte entre TG125 y TG500 escalando nv e ITC.

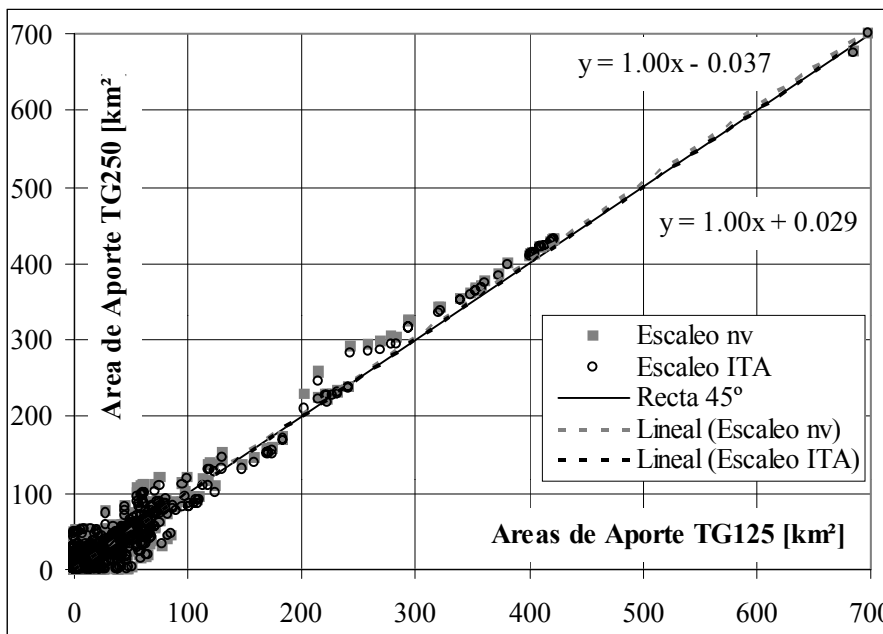


Figura 8.32. Correlaciones entre áreas de aporte entre TG125 y TG1000 escalando nv e ITC.

Las diferencias que se presentan entre las áreas de aporte, si bien no son importantes, son indicativas de los efectos producidos por la agregación de datos al ir incrementándose el tamaño de grilla. Estas áreas de aporte son representativas de la dinámica de distribución espacial del escurrimiento superficial, ya que al modificarse el área de aporte hacia cada una de las celdas se presenta un nuevo patrón de escurrimiento sobre la cuenca; es decir, se modifica la distribución de los caudales sobre el dominio de la misma. Por lo tanto, las modificaciones que se producen en las

áreas de aporte entre los diferentes tamaños de grilla evidencian la modificación de la dinámica hídrica debido a efectos de agregación.

Del análisis de las Figuras 8.30 a 8.32 se observa que no existen diferencias entre las áreas de aporte resultantes de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda.

Idealmente, si no existe alteración en la dinámica del escurrimiento entre diferentes tamaños de grilla; los puntos se ubicarán exactamente sobre la recta a 45°. Se observa que los valores de las pendientes para las rectas de regresión se aproximan a la unidad en todos los casos, variando entre $b = 1.03$ a 1.00 (Figuras 8.30 a 8.32). Para todas las correlaciones, el coeficiente de correlación arrojó valores superiores a 0.95 ; por lo que se considera un adecuado grado de similitud en términos de áreas de aporte.

En las Figuras 8.30 a 8.32 los valores ubicados en la proximidad del origen de coordenadas representan las áreas asociadas a celdas tipo valle (valores de caudales pequeños); en cambio, los puntos con los valores de áreas mayores representan las celdas del río. Puede apreciarse que las mayores áreas de aporte corresponden a las celdas río donde se concentran los mayores caudales; y el punto de mayor área corresponde a la sección de control de la cuenca donde aporta el 100 % del área.

Comparando las diferentes figuras (8.30 hasta 8.32) se observa una disminución de la densidad de puntos debido a los efectos propios de la agregación al pasar de TG250 a TG1000; con lo que se engloba más información sobre las áreas de las celdas mayores.

8.2.7.4 Respuestas hidrológicas para eventos y similitud hidrológica entre tamaños de grilla.

A partir de los parámetros escalados del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celdas (Tabla 8.14) se simuló 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 e intensidades de 2 mm/h, 5 mm/h y 8 mm/h.

Para los eventos sintéticos se consideró distribución espacial uniforme de la lluvia; y para los eventos observados se conservó, en los tamaños de grilla mayores, la misma distribución espacial

que para TG125.

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 rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda). En la Tabla 8.16 se resumen las características de los eventos simulados.

Tabla 8.16. Características de los eventos simulados.

Evento Simulado	Intens. lluvia neta [mm/h]	Duración [hs]	Lluvia Neta [mm]
E 1 (Obs) – 17/03/94	27 (máx.)	30	38
E 2 (Obs) – 03/04/94	28 (máx.)	60	107
E 3 (Obs) – 01/05/94	20 (máx.)	44	39
E 4	3	3	9
E 5	8	3	24
E 6	15	3	45
E 7	3	5	15
E 8	8	5	40
E 9	15	5	75
E 10	3	10	30
E 11	8	10	80
E 12	15	10	150
E 13	2	20	40
E 14	5	20	100
E 15	8	20	160

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

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.

De esta forma se evalúa el grado de cumplimiento de las hipótesis para escalar parámetros conservando el almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma cuando se aplica a simulaciones de eventos reales y sintéticos en cuencas donde las condiciones de equilibrio completo no se alcanzan.

Para realizar la comparación en términos de respuestas hidrológicas se asume que el menor tamaño de grilla (TG125) es el que representa de la forma más adecuada el comportamiento de la cuenca y se utiliza como base para la comparación de las respuestas de las otras discretizaciones.

Para cuantificar el grado de similitud en las respuestas hidrológicas entre los diferentes tamaños de grilla se adoptó el coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970), ecuación (8.16). 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.

$$R^2_X = \frac{\sum_{i=1}^N (D_{detalle_i} - \bar{D}_{detalle_i})^2 - \sum_{i=1}^N (D_{detalle_i} - D_{agregado_i})^2}{\sum_{i=1}^N (D_{detalle_i} - \bar{D}_{detalle_i})^2} \quad (8.16)$$

Donde:

R^2_X : Coeficiente de eficiencia entre TC125 (detalle) y los esquemas agregados (TC250, TC500 y TC1000); 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 (TC250, TC500 y TC1000). La cantidad de celdas y vinculaciones para cada discretización se muestran en la Tabla 8.2.

$D_{detalle_i}$: Valor de la variable Q, Vel, o H de la discretización de mayor nivel de detalle (TC125).

$\bar{D}_{detalle_i}$: Valor medio de las variables Q, Vel, o H de la discretización de mayor nivel de detalle (TC125).

$D_{agregado_i}$: Valor de la variable Q, Vel, o H del esquema agregado (TC250, TC500 y TC1000).

En este caso, para el cálculo del coeficiente R^2X se programó e implementó un algoritmo debido a la gran cantidad de cálculos numéricos y al volumen de información que es necesario manejar. En base a los archivos con los resultados de las respuestas en la cuenca, y aplicando el algoritmo se obtienen los valores de R^2X para cada evento.

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.

En la Tabla 8.17 se muestran los resultados obtenidos entre TG125 y las restantes discretizaciones;

para todos los eventos y para el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. La Tabla 8.18 muestra los mismos resultados para el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Tabla 8.17. Similitud entre TG125 y TG250, TG500 y TG1000 mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
TG125- TG250 _{nv}	R ² _Q	0.96	0.95	0.97	0.98	0.97	0.97	0.98	0.97	0.95	0.97	0.95	0.92	0.97	0.93	0.91
	R ² _{vel}	0.96	0.94	0.97	0.96	0.96	0.95	0.97	0.96	0.94	0.97	0.95	0.93	0.96	0.94	0.93
	R ² _H	0.87	0.84	0.84	0.89	0.87	0.86	0.89	0.86	0.83	0.88	0.84	0.83	0.88	0.85	0.85
TG125- TG500 _{nv}	R ² _Q	0.95	0.91	0.94	0.97	0.94	0.93	0.96	0.94	0.90	0.95	0.90	0.84	0.94	0.88	0.85
	R ² _{vel}	0.95	0.89	0.94	0.95	0.94	0.91	0.95	0.92	0.90	0.94	0.90	0.88	0.94	0.90	0.89
	R ² _H	0.69	0.58	0.67	0.76	0.71	0.65	0.75	0.67	0.57	0.71	0.58	0.45	0.70	0.56	0.48
TG125- TG1000 _{nv}	R ² _Q	0.93	0.90	0.91	0.91	0.89	0.90	0.92	0.91	0.86	0.91	0.87	0.77	0.92	0.87	0.78
	R ² _{vel}	0.91	0.80	0.84	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.81	0.89	0.81	0.76	0.89	0.77	0.71
	R ² _H	0.57	0.41	0.54	0.66	0.58	0.50	0.64	0.53	0.40	0.59	0.42	0.20	0.58	0.40	0.26

Tabla 8.18. Similitud entre TG125 y TG250, TG500 y TG1000 mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
TG125- TG250 _{ITA}	R ² _Q	0.96	0.96	0.98	0.98	0.98	0.97	0.98	0.97	0.96	0.97	0.96	0.93	0.97	0.94	0.92
	R ² _{vel}	0.96	0.92	0.97	0.96	0.96	0.95	0.96	0.95	0.94	0.96	0.94	0.93	0.96	0.94	0.93
	R ² _H	0.94	0.93	0.94	0.94	0.94	0.94	0.95	0.94	0.93	0.94	0.93	0.93	0.94	0.94	0.94
TG125- TG500 _{ITA}	R ² _Q	0.97	0.94	0.95	0.98	0.97	0.96	0.98	0.96	0.94	0.97	0.94	0.92	0.97	0.94	0.92
	R ² _{vel}	0.94	0.89	0.93	0.95	0.93	0.90	0.94	0.91	0.89	0.94	0.89	0.87	0.94	0.90	0.87
	R ² _H	0.94	0.92	0.88	0.94	0.94	0.94	0.95	0.94	0.92	0.94	0.92	0.91	0.94	0.92	0.91
TG125- TG1000 _{ITA}	R ² _Q	0.95	0.90	0.92	0.93	0.93	0.92	0.95	0.93	0.89	0.95	0.90	0.85	0.94	0.90	0.85
	R ² _{vel}	0.90	0.82	0.88	0.91	0.87	0.85	0.90	0.87	0.82	0.89	0.82	0.71	0.89	0.83	0.69
	R ² _H	0.92	0.89	0.88	0.91	0.91	0.90	0.91	0.91	0.88	0.92	0.88	0.86	0.92	0.88	0.87

8.2.7.5 Entropía y similitud en las respuestas hidrológicas.

Los efectos producidos por la modificación del tamaño de grilla afectan las respuestas hidrológicas. Se presentan las relaciones obtenidas al vincular las pérdidas de información en términos de pendientes (variación de entropía, Tabla 8.9) con los valores de R²X calculados para todos los eventos. Las Figuras 8.33 a 8.35 muestran esta relación al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda en términos de caudales máximos, velocidades máximas y alturas,

respectivamente y las Figuras 8.36 a 8.38 corresponden a los mismos resultados mediante el escalamiento del valor de la pendiente transversal en celda.

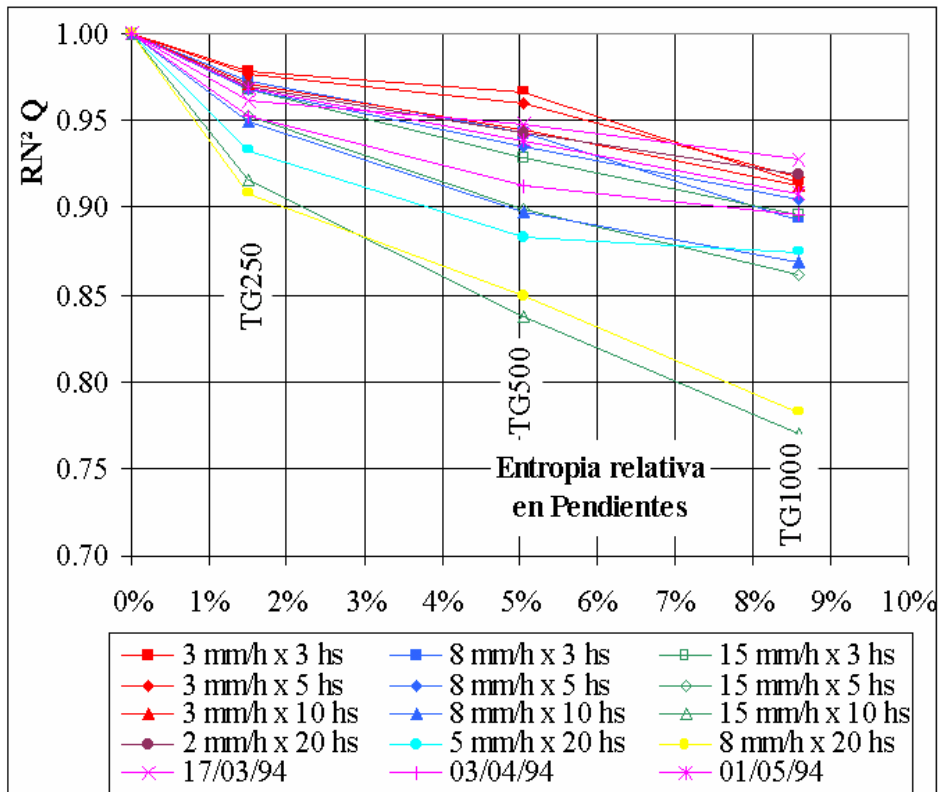


Figura 8.33. Entropía Relativa vs. $R^2 Q$ mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad nv.

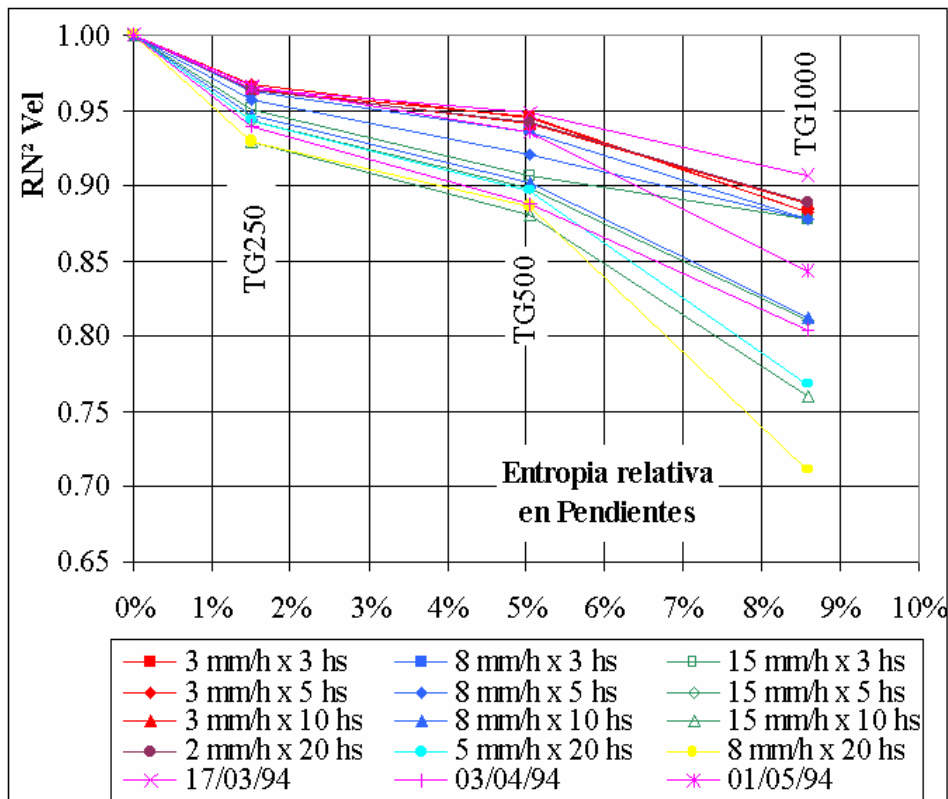


Figura 8.34. Entropía Relativa vs. $R^2 Vel$ mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad nv.

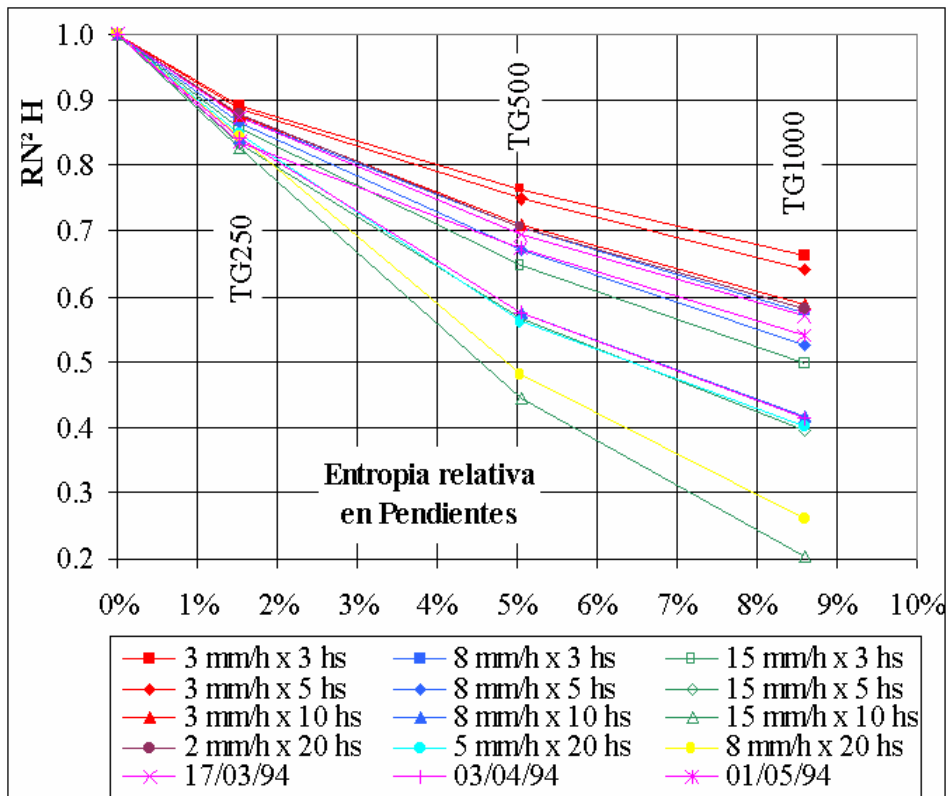


Figura 8.35. Entropía Relativa vs. R^2H mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad n_v .

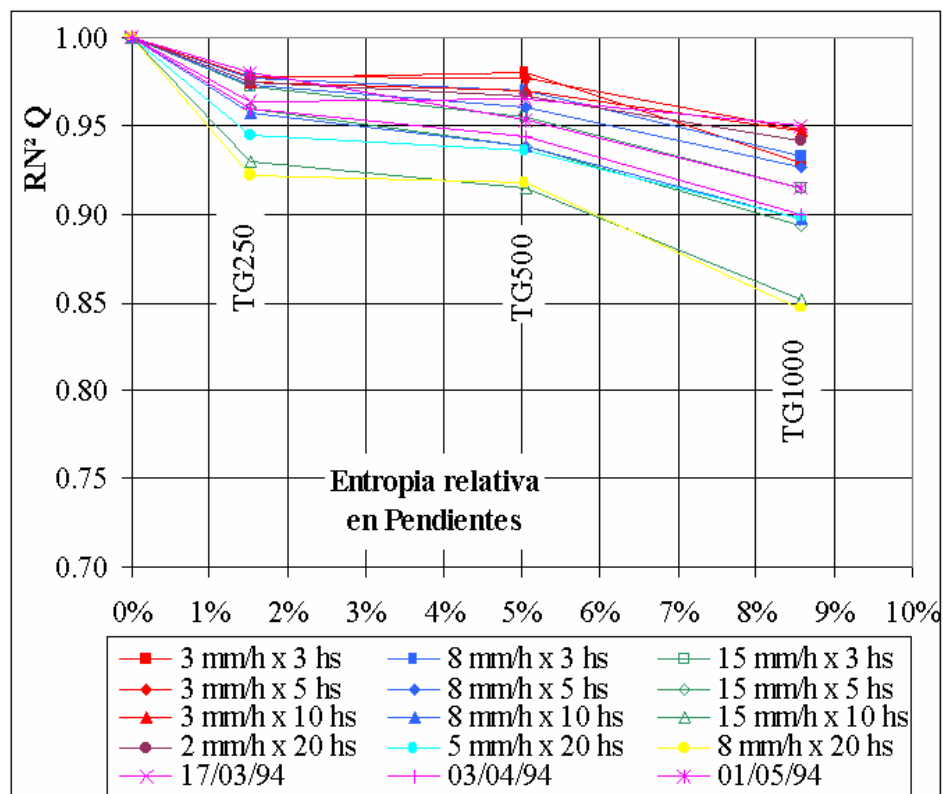


Figura 8.36. Entropía Relativa vs. R^2Q mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

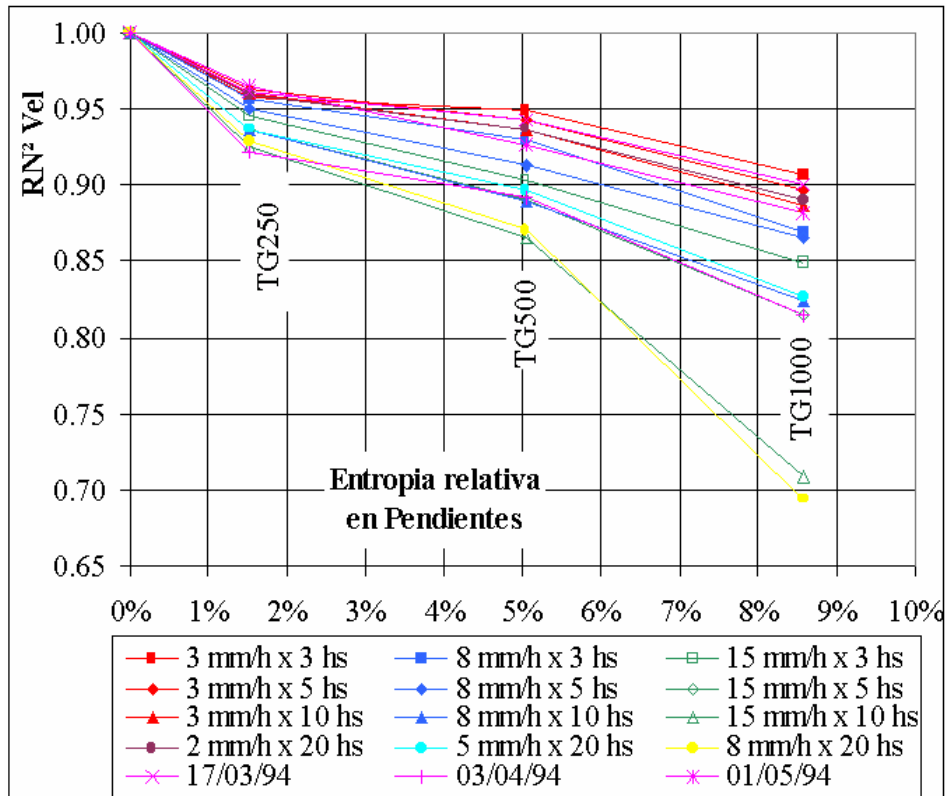


Figura 8.37. Entropía Relativa vs. R^2_{Vel} mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

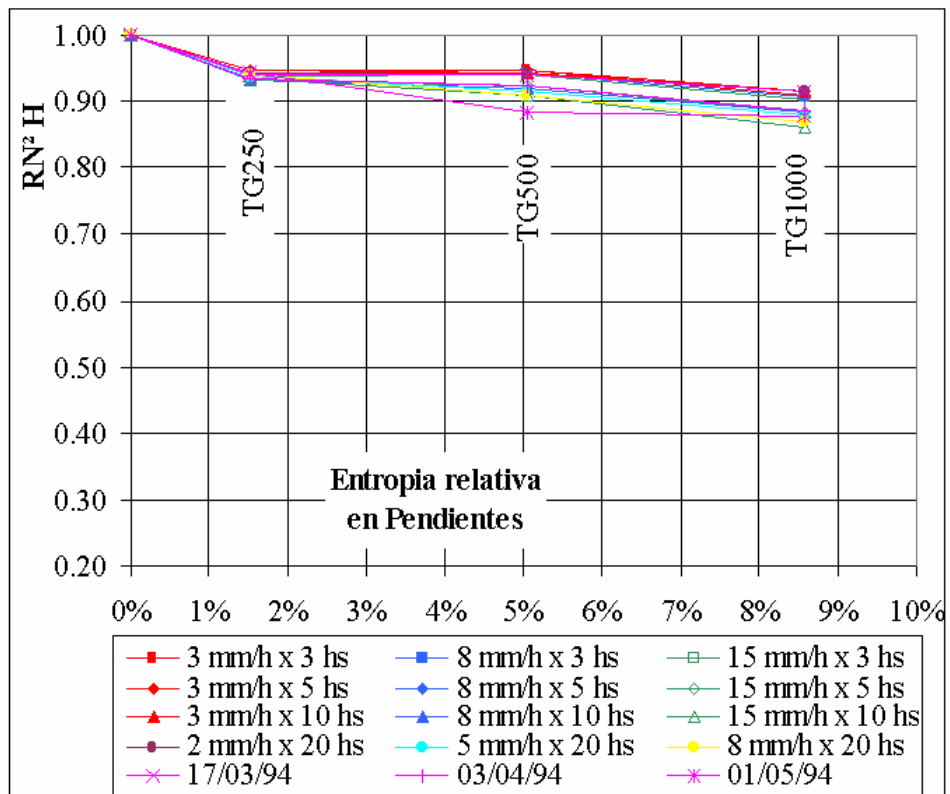


Figura 8.38. Entropía Relativa vs. R^2_H mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

La reducción del coeficiente R^2X representa la pérdida de similitud respecto a las variables de flujo de la discretización de mayor nivel de detalle a medida que se produce la agregación del sistema.

El primer efecto que se observa es que la pérdida de información (aumento del TG) se traduce en la reducción del coeficiente R^2X ; es decir, se obtienen respuestas más alejadas de los valores de partida (TG125). Este efecto es muy notable para las alturas de agua en celdas escalando el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (nv) (Figura 8.35).

Para la similitud en términos de caudales máximos, se obtienen mejores resultados al escalar la pendiente transversal en celda (ITC) que al escalar la rugosidad para flujo superficial en celda (nv); siendo más notorio para los eventos de mayor lámina neta.

En cuanto a las variaciones del coeficiente R^2X en términos de velocidades se obtienen resultados similares al escalar tanto el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (nv) como la pendiente transversal en celda (ITC).

La variación del coeficiente R^2X depende del evento; la tendencia general observada es que a medida que aumenta la lámina neta precipitada disminuye el valor de R^2X , para un mismo TG. La pérdida de similitud entre un esquema de detalle y los esquemas agregados para los eventos de mayor importancia puede ser explicada considerando que no se conservan los mecanismos de propagación del flujo entre ambos esquemas debido a la pérdida de información propia del proceso de agregamiento del sistema. Por otra parte, los caudales y volúmenes generados en la situación de equilibrio completo para el escalamiento de los parámetros resultan diferentes a los caudales y volúmenes de los eventos de mayor importancia. Se sugiere que el escalamiento de los parámetros es función de los eventos a modelar; y que diferencias importantes en términos de flujo entrante al sistema entre la situación de equilibrio completo planteada para el escalamiento de parámetros y un evento en particular produce pérdidas a la hora de obtener respuestas hidrológicas similares.

Los resultados obtenidos para los eventos observados no indican una clara evidencia de la influencia de la variabilidad espacial y temporal de la lluvia sobre la reducción del coeficiente R^2X ; nuevamente se presenta aquí una tendencia general de pérdida de similitud entre esquemas gobernada principalmente por la lámina neta precipitada.

En el modelo utilizado el ingreso de lluvia neta y su distribución temporal se realiza por cada celda

que compone el mismo; al producirse la agregación espacial del modelo, las zonas con igual entrada en términos de lluvia neta se conservan iguales a la discretización de mayor nivel de detalle. De esta forma, solo se modifica la cantidad de elementos a los que se les asigna un determinado ingreso de lluvia, pero la zona con similares características de lluvia se conserva.

Bajo las condiciones presentadas, la definición de un tamaño de grilla adecuado (aquel que preserve las respuestas hidrológicas en términos de dinámica propagatoria entre diferentes agregaciones y resulte fácil y económico de operar) puede plantearse con el criterio de definir un valor umbral de R^2X y la variable hidrológica a preservar.

Por ejemplo, considerando como valor umbral R^2Q de 0.85, el mayor TG que cumple este requerimiento es TG500 para el caso de escalar la rugosidad para flujo superficial en celda y TG1000 para el caso de escalar la pendiente transversal en celda. Esto indica también que la elección del tamaño óptimo depende del parámetro a escalar.

Si se requiere conservar alturas medias de agua en celdas que verifique un valor de 0.80 del coeficiente R^2 ; es necesario realizar la modelación con un tamaño de grilla de 250 m considerando el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y un tamaño de grilla de 1000 m al escalar la pendiente transversal en celdas.

Las relaciones obtenidas (Figuras 8.33 a 8.38) resultan de interés para determinar el grado de similitud de la respuesta hidrológica para una variable dada como función de la pérdida relativa de información topográfica debido a los efectos de agregación. Es decir, se cuenta con una medida indicativa, de antemano, que vincula los efectos de la agregación de datos con las respuestas hidrológicas que se obtendrán como resultado de dichas agregaciones.

Se resalta la importancia de contemplar la parametrización a nivel de celda y su escalamiento a la hora de obtener similitud hidrológica entre diferentes discretizaciones.

Se demostró que se obtienen resultados con mayor grado de similitud (principalmente en alturas de agua) si se escala la ITC respecto al escalamiento de n_v . Esto indica, nuevamente, la importancia de contemplar el tipo de abstracción que se realiza a nivel de celda y su escalamiento al producirse el agregamiento del sistema.

Resulta de interés observar que para la comparación de las respuestas hidrológicas para las variables de flujo analizadas; entre el mayor detalle y los restantes esquemas; se consideró el valor medio para el esquema de mayor detalle como valor representativo de la variable en cuestión. Por ejemplo, al comparar velocidades de flujo en vinculaciones entre TG125 y TG1000, se promediaron 8 valores de dicha variable para TG125 para ser comparado con un único valor para TG1000. Se quiere indicar que si bien los valores medios arrojan adecuados resultados en términos de similitud cuantificados por el coeficiente R^2X , para el esquema de mayor detalle puede existir, en forma general, variación de dicha variable en el dominio de comparación (ancho de la vinculación para caudales y velocidades y superficie de la celda para alturas) y esto se debe a que explícitamente el esquema de mayor detalle puede resolver el proceso de propagación de flujo a un nivel en donde el esquema de menor detalle agrega toda la dinámica y reproduce solo el efecto en su conjunto.

8.2.7.6 Relación entre caudales máximos simulados en la sección de control mediante el escalamiento de los parámetros.

En las Figuras 8.39 y 8.40 se muestra la similitud entre los caudales máximos en la sección de control como resultado de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (Figura 8.39) y mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (Figura 8.40) para todos los eventos simulados.

En abscisas se grafican los caudales máximos de la discretización de mayor detalle (TG125) y en ordenadas los caudales máximos para las restantes discretizaciones. Las comparaciones resultan, entonces, en términos de caudales máximos entre TG125-TG250, TG125-TG500 y TG125-TG1000.

Se observa que para todos los eventos simulados la relación entre caudales máximos en la sección de control para los tamaños de grilla mayores se encuentra dentro del 20 % respecto a los valores de la discretización de mayor nivel de detalle y el 92 % de estas diferencias resultan menores al 10 %. Asimismo, en secciones internas de interés, como ser cruces de rutas o ferrocarriles con cursos de agua y en la confluencia de cursos de agua se obtuvieron resultados similares.

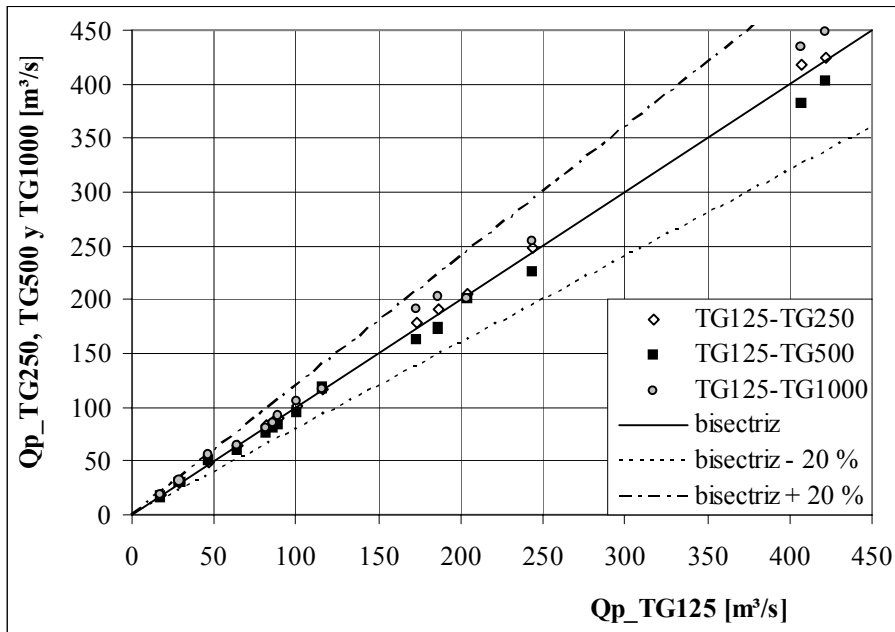


Figura 8.39. Caudales máximos en la sección de control mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

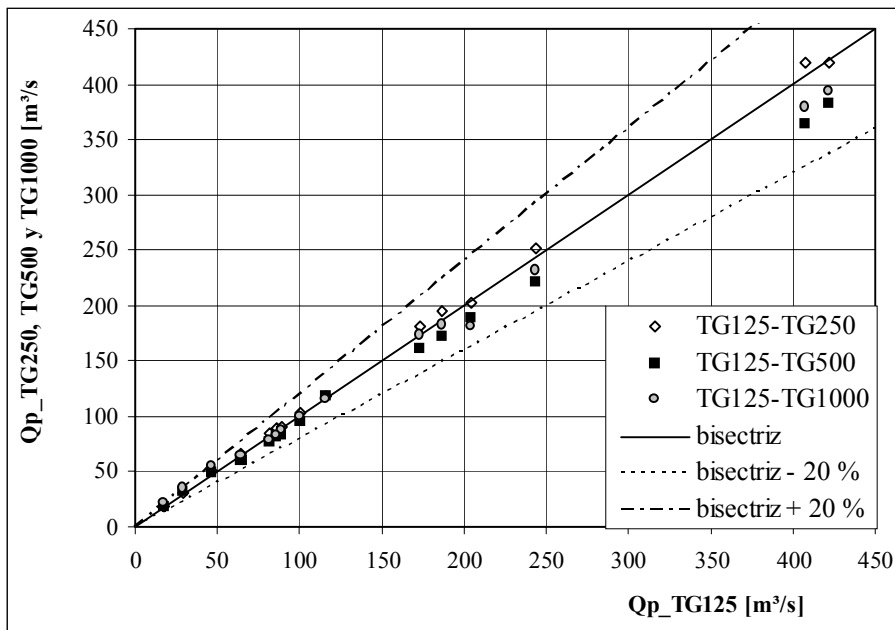


Figura 8.40. Caudales máximos en la sección de control mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Para el total de 45 puntos de caudales máximos comparados (15 eventos y 3 comparaciones: TG125-TG250, TG125-TG500 y TG125-TG1000) para el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda, el 67 % de las diferencias arrojan valores positivos, indicando que en el escalamiento de este parámetro predominan los valores de caudal máximo

superiores al caudal máximo de la discretización de mayor nivel de detalle. Este porcentaje es del 47 % para el caso del escalamiento de la pendiente transversal en celda.

La estrecha correspondencia lograda indica que el escalamiento de parámetros (nv e ITC) conservando el almacenamiento de equilibrio entre las diferentes escalas resulta adecuado para lograr similitud en términos de caudales máximos en la sección de control y en secciones internas de importancia.

8.3 APLICACIÓN EN LA CUENCA DEL A° SANTA CATALINA.

8.3.1 Descripción General.

La cuenca del A° Santa Catalina se encuentra ubicada en la Provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 8.41); entre los paralelos 36° 53' S y 37° 7' S y los meridianos 59° 47' O y 59° 56' O; y forma parte de una cuenca mayor, la cuenca del A° del Azul. Tiene una superficie de 135 Km² y una pendiente media sobre el curso de agua de mayor longitud de 3.8 ‰ y una longitud total de cursos del orden de los 51 Km.

Las elevaciones varían entre los 368 m y 152 m sobre el nivel del mar. En su cabecera la cuenca presenta un relieve con pendientes pronunciadas, típicas de un sector serrano. La cuenca media es una zona de transición y la cuenca inferior es una zona con pendientes suaves y líneas de escurrimiento difusas hacia la sección de control. Las características generales más relevantes se muestran en la Tabla 8.19.

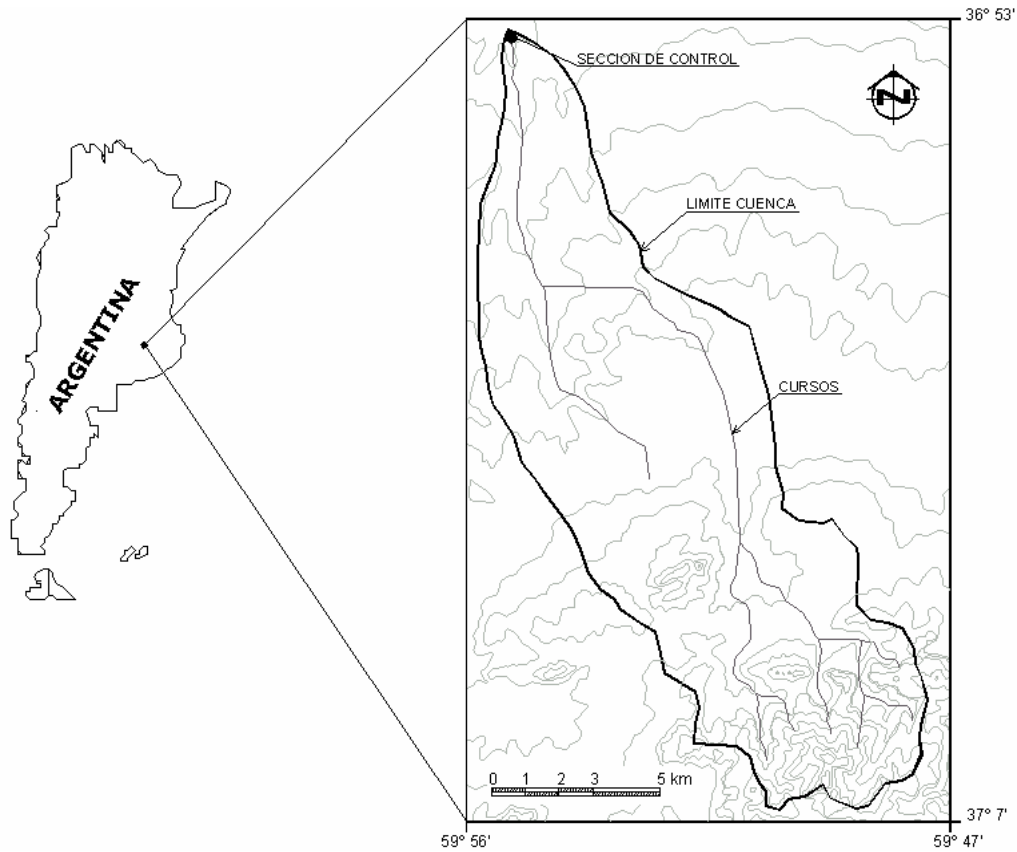


Figura 8.41. Cuenca del A° Santa Catalina, Buenos Aires, Argentina

Tabla 8.19. Características de la cuenca, índices representativos y atributos derivados.

Característica	Valor
Área	134 Km ²
Longitud total de cursos	50.6 Km
Densidad de Drenaje	0.38 Km/Km ²
Diferencia de cotas sobre curso principal	102.5 m
Longitud curso principal	27 Km
Pendiente media sobre curso principal	3.80 m/Km
Diferencia entre cotas extremas (Z máxima – Z mínima)	216 m
Índice de Rugosidad	82
Perímetro	61 Km
Índice de Compacidad de Gravelius	1.49

$$\text{Índice de Compacidad de Gravelius} = \text{Perímetro} / (2 * (\pi * \text{Área})^{0.5})$$

$$\text{Índice de Rugosidad} = (Z \text{ máxima} - Z \text{ mínima}) * Dd$$

La lluvia anual en la región es del orden de los 900 mm. El módulo del arroyo durante los años 2003-2005 fue de 0.25 m³/s; en tanto que en el año 2002 se estimó un módulo de aproximadamente 0.90 m³/s (Casenave, 2006).

La cubierta vegetal dominante está asociada a cultivos y pastizales; es una cuenca preponderantemente rural sin importantes intervenciones antrópicas.

Los suelos predominantes son bien drenados, desarrollados sobre sedimentos loessicos de textura franca a franco limosa y son tierras aptas para cultivos (argiudoles típicos) (INTA, 1990 a).

La sección de control corresponde al cruce del arroyo Santa Catalina con el puente de la Ruta Nacional N° 3. La condición de borde impuesta en dicha sección corresponde a una relación entre nivel y caudal (H-Q).

En la sección de control, caudales del orden de los 15 m³/s hacen funcionar a la misma como ahogada y para caudales superiores a los 30 m³/s se produce el desborde, anegando la Ruta Nacional N° 3 (Casenave, 2006).

Los datos utilizados para la modelación se obtuvieron por medio de un convenio entre la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario y el Instituto de Hidrología de Llanuras.

8.3.2 Constituciones del Modelo.

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). Para esta cuenca se admite que el TG50 es la discretización que mejor representa a la misma; y por lo tanto se utiliza como base para la comparación de los resultados obtenidos para los restantes tamaños de grilla, tanto desde el punto de vista de sus características y atributos topográficos como de las respuestas hidrológicas y análisis de similitud.

El modelo digital del terreno original o de partida, en su formato “amorfo o irregular” (es decir, los puntos X, Y, Z del terreno no tienen un ordenamiento en particular) se obtuvo a partir de la lectura, interpretación y posterior impresión en archivo ASCII de los vectores representativos de las curvas

de nivel en formato de archivo DXF, brindadas por el Instituto de Hidrología de Llanura. El traspaso de la información de curvas de nivel en formato DXF al formato ASCII se realizó utilizando la rutina Punto3d.dvb (Rentería, 2003).

A partir del modelo digital del terreno original se procedió a la generación de los diferentes modelos digitales del terreno en formato de malla regular asociados a los distintos tamaños de grilla con que se modeló la cuenca. Estos diferentes modelos digitales del terreno se obtuvieron por aplicación del algoritmo de interpolación de Kriging, donde el espaciado de interpolación coincide con el tamaño de grilla a utilizar.

Las características geométricas de los cursos de agua, como ser: base de fondo, talud y profundidad fueron asignadas según datos relevados en campo y de información brindada por el Instituto de Hidrología de Llanuras. En general se consideran tramos de cursos de agua con características similares o representativas de dicho tramo a las que se les asignan sus propiedades geométricas antes mencionadas.

Al igual que lo planteado para la cuenca del A° Ludueña, se adoptó el mínimo tamaño de grilla conforme a los datos de curvas de nivel de partida; en este caso en la zona de cabecera de la cuenca al tener grandes desniveles en una corta distancia, se observó que un tamaño de grilla mínimo de 50 m permite capturar las características del terreno en los sectores de cabecera donde se presentan las mayores variaciones de la topografía. Para evitar errores en las zonas de llanura, se densificó los puntos admitiendo variación lineal de la información de las curvas de nivel conocidas.

La constitución del modelo para TG400 (tamaño de grilla más grande) se adoptó ya que es el máximo TG que permite discriminar entre dos cursos de agua y por lo tanto permite modelarlos por separado. Este fenómeno se presenta en la cabecera de la cuenca, donde las pronunciadas pendientes generan una importante ramificación de cursos. Tamaños de grilla superiores a los 400 m no permiten discriminar entre las diferentes ramas de los cursos en dicho sector de la cuenca.

En la Tabla 8.20 se resumen las celdas y vinculaciones que constituyen las diferentes discretizaciones adoptadas y en las Figuras 8.42 a 8.45 se muestran las diferentes discretizaciones de la cuenca para TG50, TG100, TG200 y TG400, respectivamente.

Tabla 8.20. Celdas y vinculaciones resultantes de las discretizaciones de la cuenca del A° Santa Catalina.

TG [m]	Celdas	Celdas Valle	Celdas Río	Vinc. Totales	Vinc. V-V	Vinc. R-R	Vinc. V-R	Vinc. Terraplén	Vinc. Alcantarilla	Vinc. Puentes
50	54208	53013	1195	107673	104087	1195	2391	-	-	-
100	13552	12959	593	26733	24953	593	1187	-	-	-
200	3388	3093	295	6591	5705	295	591	-	-	-
400	847	704	143	1602	1176	143	283	-	-	-

Vinc. V-V. Vinculaciones entre celdas del tipo Valle. Vinc. R-R. Vinculaciones entre celdas del tipo Río. Vinc. V-R Vinculaciones entre celdas del tipo Valle y Río

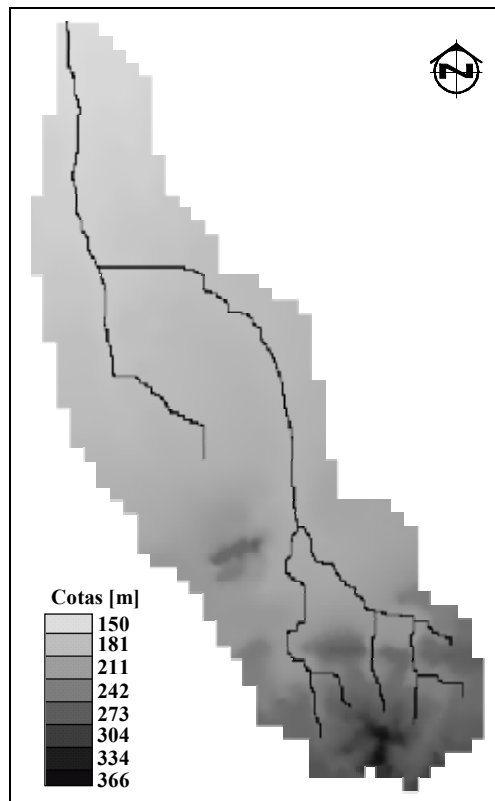


Figura 8.42. Discretización de la cuenca para TG50.

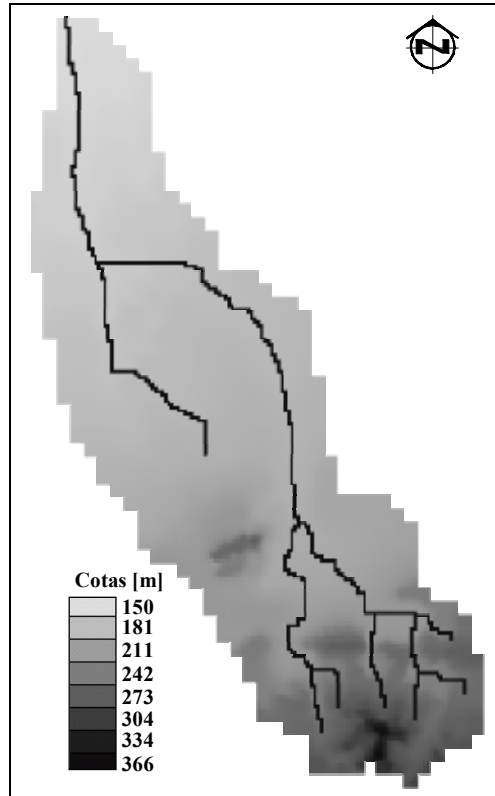


Figura 8.43. Discretización de la cuenca para TG100.

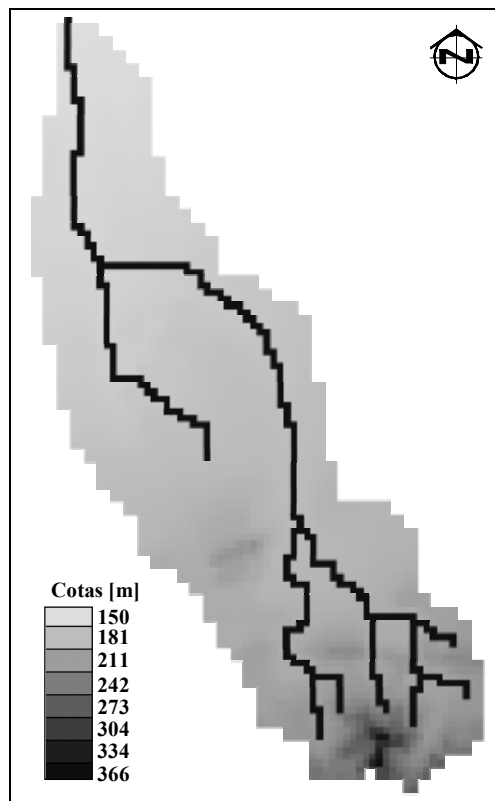


Figura 8.44. Discretización de la cuenca para TG200.

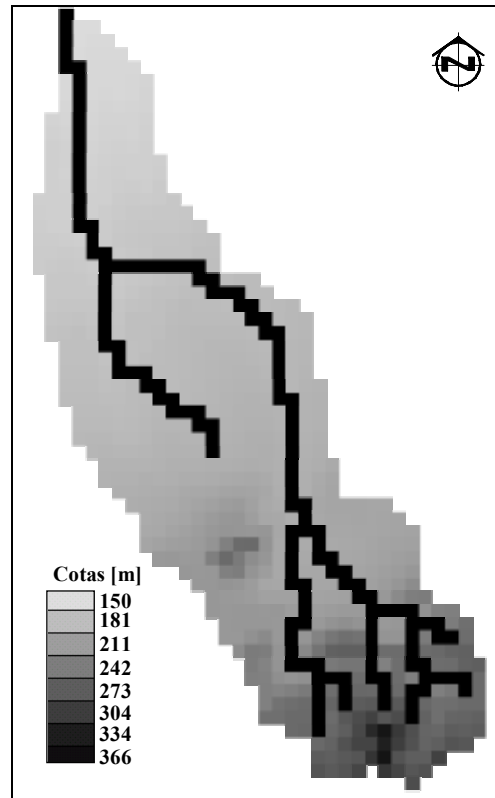


Figura 8.45. Discretización de la cuenca para TG400.

8.3.3 Comparación de las Características Generales entre TG50 y los Datos de Partida.

En la Tabla 8.21 se resumen las características, índices y atributos generales derivados de la constitución del modelo para TG50 y su comparación con los datos originales de la cuenca (Tabla 8.19 anterior). Asimismo en la Figura 8.46 se muestra la cuenca original y la discretización para TG50.

Se observa que, en términos del área de aporte modelada, las diferencias no son significativas (+ 1.13 %).

En cuanto a la longitud total de cursos se observa un incremento para TG50 del orden de +18 %. Este efecto, como se explicó para el caso de la cuenca del A° Ludueña, es debido a la propia constitución del modelo a la hora de representar la traza de los cursos de agua. Para tal definición los cursos deben definirse en forma de “zig-zag”.

Tabla 8.21. Características y diferencias entre los datos de partida y TG50.

Característica	Modelo Original	Discretización TG50	Diferencia absoluta	Diferencia porcentual
Área	134.00 Km ²	135.52 Km ²	+ 1.52 Km ²	1.13
Longitud total de cursos	50.6 Km	59.8 Km	+ 9.2 Km	18.2
Densidad de Drenaje	0.38 Km/Km ²	0.44 Km/Km ²	+0.06 Km/Km ²	15.8
Diferencia de cotas sobre el curso principal	102.50 m	103.57 m	+ 1.07 m	1.05
Longitud curso principal	27.0 Km	31.4 Km	+ 5.4 Km	20
Pendiente media sobre curso principal	3.80 m/Km	3.30 m/Km	- 0.50 m/Km	-13.2
Diferencia entre cotas (Z máxima – Z mínima)	216.0 m	215.6 m	- 0.4 m	-0.2
Índice de Rugosidad	82	95	+ 13	15.9
Perímetro	61.0 Km	74.4 Km	+ 13.4 Km	22
Índice de Compacidad de Gravelius	1.49	1.80	+ 0.31	21

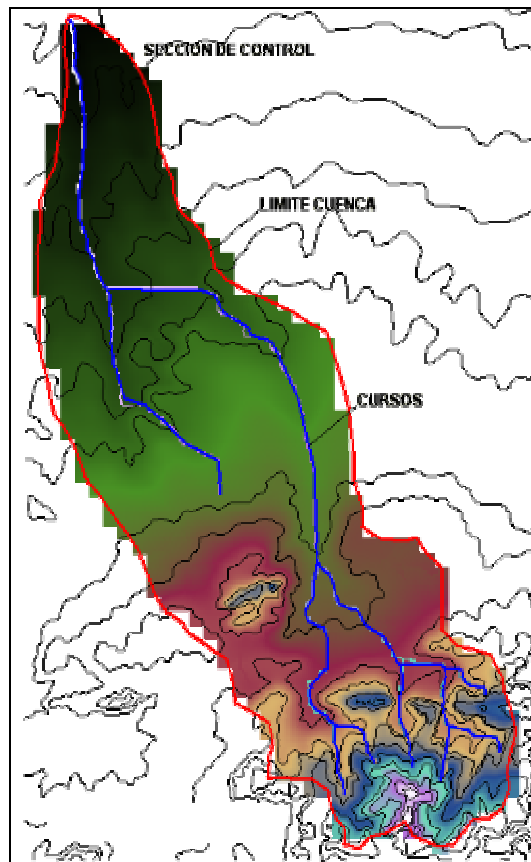


Figura 8.46. Cuenca original y discretización para TG50. Límite de cuenca, curvas de nivel y cursos.

Por motivo del aumento de la longitud representada de los cursos; y al permanecer invariable el área de la cuenca, se obtiene una densidad de drenaje (Dd) mayor para TG50; del orden del 15,8 %.

En cuanto a la pendiente media sobre el curso principal, se observa una disminución de la misma en la constitución de TG50 con respecto a los datos originales. Si bien se produce un incremento de la diferencia de cotas para TG50; este incremento no alcanza a compensar el aumento de la longitud del curso principal; por lo que su efecto resultante es la disminución de esta pendiente en aproximadamente un 13 %. El incremento del desnivel para TG50 se debe al lugar geográfico en el que se ha inicializado la celda río en la traza del curso principal. Al encontrarse el inicio de los cursos en la parte de altas pendientes, una pequeña variación en la ubicación geográfica de la celda río produce la diferencia de desnivel indicada; otro efecto, en menor medida, que interviene en las diferencias entre cotas es el proceso de interpolación de los datos y su transformación a datos equiespaciados y no continuos como es el caso de los datos originales, pudiendo identificar cotas a distancia de 50 m como mínimo.

Debido a que el TG50 rescata suficientemente bien las variaciones del terreno natural no se observa una diferencia notable (- 0.19 %) de las cotas extremas entre los datos originales y TG50.

En cuanto al valor del Índice de Rugosidad, se observa una diferencia del orden del + 16 % entre los datos originales y TG50. Esto se debe al incremento de la densidad de drenaje para TG50 y en definitiva al incremento de la longitud de los cursos para TG50, ya que la diferencia entre cotas (desnivel máximo) no se modifica.

Para el Índice de Compacidad de Gravelius, se observa que debido al incremento del perímetro en la representación de TG50 y al mantenerse el área sin mayores modificaciones se produce un incremento de dicho índice del orden del 21 %. La justificación del incremento del perímetro es la misma que la indicada para la traza de los cursos en el sentido de que en el modelo para poder continuar una línea diagonal es necesario representarla en “zig-zag”.

8.3.4 Efecto del Tamaño de la Grilla en Características del Relieve.

8.3.4.1 Atributos generales a nivel de la cuenca para las diferentes discretizaciones.

En la Tabla 8.22 se muestran las características, índices y atributos generales correspondientes a las

diferentes discretizaciones.

Al igual que lo planteado en el estudio sobre la cuenca del A° Ludueña, se ha adoptado como criterio mantener el área de la cuenca para las diferentes discretizaciones; lo que facilita las evaluaciones posteriores para la comparación de las características y respuestas hidrológicas entre los diferentes tamaños de grilla.

Tabla 8.22. Características, índices y atributos generales para las diferentes discretizaciones.

Característica	TG50	TG100	TG200	TG400
Área [Km ²]	135.52	135.52	135.52	135.52
Longitud total de cursos [Km]	59.8	59.3	59.0	57.2
Densidad de Drenaje [Km/Km ²]	0.441	0.438	0.435	0.422
Diferencia de cotas sobre curso principal [m]	103.6	102.8	100.9	101.8
Longitud curso principal [Km]	31.4	31.5	31.8	31.2
Pendiente media sobre curso principal [m/Km]	3.30	3.26	3.17	3.26
Diferencia entre cotas (Z máxima – Z mínima) [m]	215.6	215.1	214.9	209.6
Índice de Rugosidad	95	94	94	88
Perímetro [Km]	74.4	74.4	74.4	74.4
Índice de Compacidad De Gravelius	1.80	1.80	1.80	1.80

Según lo mencionado anteriormente, el área de la cuenca no se modifica para los diferentes TG estudiados; y la misma tiene un valor de 135.52 Km². Además el perímetro permanece invariable, por lo que se tiene un mismo valor del índice de Compacidad de Gravelius para las diferentes discretizaciones.

Respecto a la representación de los cursos de agua; como puede observarse en la Tabla 8.22, se produce una disminución de la longitud total a medida que aumenta el TG. Esta disminución es más pronunciada al pasar de TG200 a TG 400; mientras que entre TG50 y TG200 la variación no es importante. La variación total de la longitud de cursos entre TG50 y TG400 resulta de -4.4 %. Este hecho se debe, al igual que lo presentado en el caso de la cuenca del A° Ludueña, a la imposibilidad

de los TG más grandes de representar las sinuosidades de los cursos.

Debido a la disminución de la longitud representada de los cursos se obtiene como consecuencia una reducción de la densidad de drenaje; en el orden del 4.3 % entre TG50 y TG400. La mayor variación de este valor se presenta al pasar de TG200 a TG400.

En cuanto a la pendiente media sobre la traza adoptada como curso principal (el mismo atraviesa casi toda la longitud de la cuenca), se observa que dicha pendiente se mantiene casi sin modificaciones, observándose una disminución desde TG50 hasta TG200 y un posterior aumento para TG400. Esto se debe al efecto combinado de las diferencias entre cotas y a la variación de la longitud representada del curso principal para los diferentes TG. Como se mencionó anteriormente, debido a las altas pendientes observadas en la cabecera de la cuenca, una pequeña modificación en la ubicación geográfica representa una diferencia importante en términos de cotas, lo que influye en el cálculo de la pendiente. A su vez, para el caso de este curso principal se observa una tendencia a incrementarse levemente la longitud hasta TG200 y luego disminuir. Estas variaciones de longitudes son insignificantes y son producto de la traza del curso adoptada, que puede variar levemente entre los diferentes TG de acuerdo a los valores de cotas generados para los modelos digitales del terreno por los que se le asignará posteriormente la traza del curso basándose en estos valores de cotas y en la traza original.

El incremento del tamaño de grilla afecta la representación de las cotas extremas en la cuenca (diferencia entre cotas máxima y mínima). La diferencia entre la cota máxima y mínima se reduce por efecto de la agregación. La modificación de estas diferencias entre cotas varía de 215.6 para TG50 a 209.6 para TG400, es decir una pérdida de 6 m. El efecto de agregación de las cotas es más pronunciado para los valores de cotas máximas; es decir, en la zona de cabecera de la cuenca.

En cuanto al valor del Índice de Rugosidad, se observa que el mismo disminuye al aumentar el TG, desde 95 para TG50 hasta 88 para TG400, por el efecto combinado de la reducción del desnivel en la cuenca y la reducción de la densidad de drenaje para los TG mayores.

8.3.4.2 Atributos distribuidos espacialmente para las diferentes discretizaciones.

A) Efecto de la discretización en datos de elevación del terreno.

Para cada discretización, se obtuvo la cota en cada celda y se extrajeron los valores máximos,

mínimos, medios y desvío estándar de este parámetro (Tabla 8.23).

En la Figura 8.47 se muestra la variación para los diferentes TG. Todas las operaciones se realizaron utilizando un algoritmo diseñado para tal fin; como se indicó para la cuenca del A° Ludueña. Los valores en ordenadas son normalizadas respecto a TG50:

$$C^* = \frac{V_{_TGi}}{V_{_TG50}} \tag{8.17}$$

Donde: C*= valor normalizado de la variable a representar, V = Variable a representar: Cota Máxima, Cota Mínima, Delta Cota y Promedios de Cotas; i = 50, 100, 200 y 400.

Tabla 8.23. Valores medios, máximos, mínimos y desvío estándar en términos de cotas.

	TG50	TG100	TG200	TG400
Cota Máxima [m]	367.95	367.44	367.33	362.05
Cota Mínima [m]	152.35	152.38	152.42	152.49
Diferencia Cotas [m]	215.6	215.1	214.9	209.6
Promedio de Cotas [m]	199.70	199.70	199.73	199.74
Desvío Estándar [m]	39.79	39.79	39.87	39.93
Pendiente Curva Hipsométrica [m/Km²]	1.59	1.59	1.59	1.54

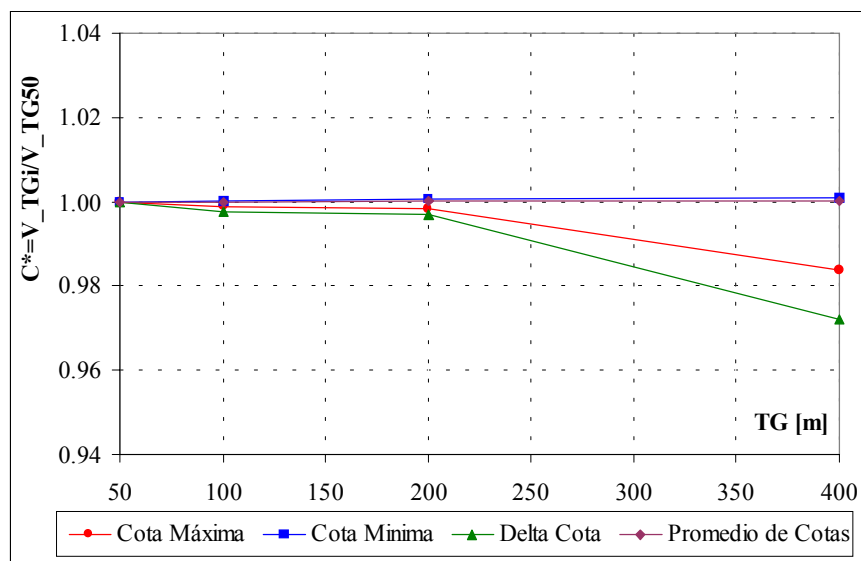


Figura 8.47. Variación de cotas máxima, mínima, media y desvío estándar normalizada respecto a TG50.

Al igual que en el caso de la cuenca del A° Ludueña, se observa que al pasar del mayor nivel de detalle (TG50) a otros de menor resolución (TG100, TG200 y TG400) se produce una pérdida en la representación de las cotas extremas de la cuenca. La cota máxima disminuye y la cota mínima se incrementa (en una medida mucho menor) con el aumento del tamaño de grilla, por lo que resulta en una disminución de la diferencia entre las cotas extremas. El efecto resulta más notable para el caso de las cotas máximas; así la diferencia de cotas máximas entre TG50 y TG400 es de 6.04 m, con una modificación del valor para TG50 de 367.95 a 362.05 para TG400. Tanto el valor medio como el desvío estándar no sufren variaciones significantes.

En las zonas de elevadas pendientes, este efecto es más notable (cotas máximas) ya que los tamaños de grillas mayores no pueden capturar la variabilidad del terreno a una escala menor que la del propio tamaño de grilla.

A modo de indicar gráficamente el efecto de agregación del relieve al incrementarse el tamaño de la grilla, en la Figura 8.48 se muestra un corte en el sentido Oeste – Este en un sector de transición de la cuenca, donde se evidencian los efectos de agregación del modelo digital del terreno al pasar de TG50 a TG100, TG200 y TG400. Allí se observa que en sectores con pendientes uniformes todas las discretizaciones representan adecuadamente el terreno natural, ya que no hay pérdida de información posible. En cambio, en el sectores de variaciones de pendientes se observa que la agregación genera una representación del terreno mas suavizada, y por ende el efecto de agregación juega aquí un papel importante, resolviendo en forma grosera la representación de la topografía.

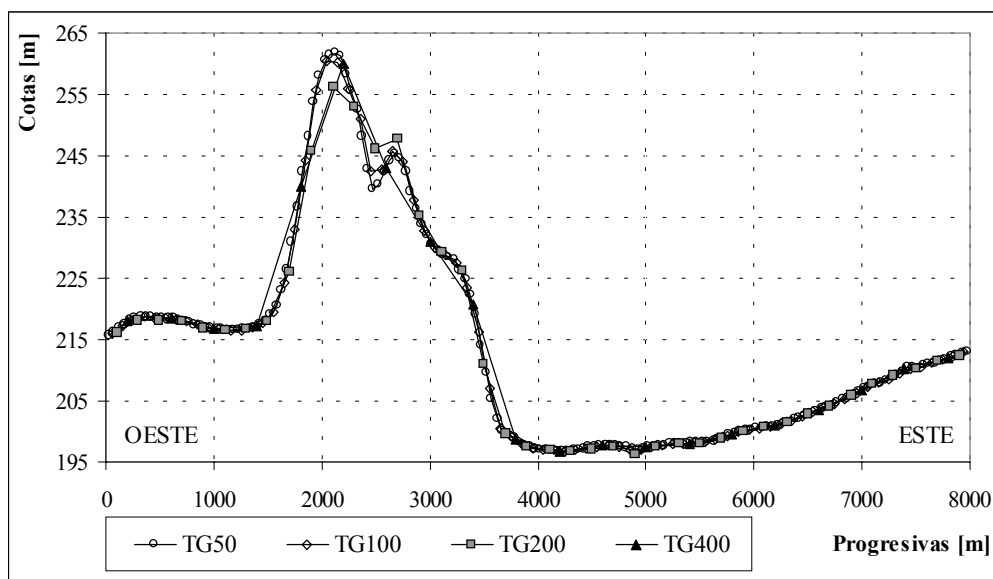


Figura 8.48. Corte transversal de la cuenca del A° Santa Catalina en sentido Oeste – Este. (Escala horizontal y vertical distorsionadas).

En la Figura 8.49 se muestra la curva hipsométrica para cada una de las cuatro discretizaciones; allí se observa que las curvas son aproximadamente iguales. El error estándar para las cotas entre TG50 y TG100 es de 0.03 %; entre TG50 y TG200 es de 0.07 % y entre TG50 y TG400 es de 0.19 %.

El porcentaje del área de la cuenca con cotas comprendidas entre el valor mínimo y 215 m (zona de transición entre cabecera de la cuenca con su relieve pronunciado y la zona de llanura correspondiente a la cuenca baja) es del orden del 70 %. El restante 30 % corresponde a la cabecera de la cuenca, con cotas entre 215 m y 368 m.

La pendiente media de la curva hipsométrica varía entre los 1.59 m/Km² (TG50) y 1.55 m/Km² (TG400).

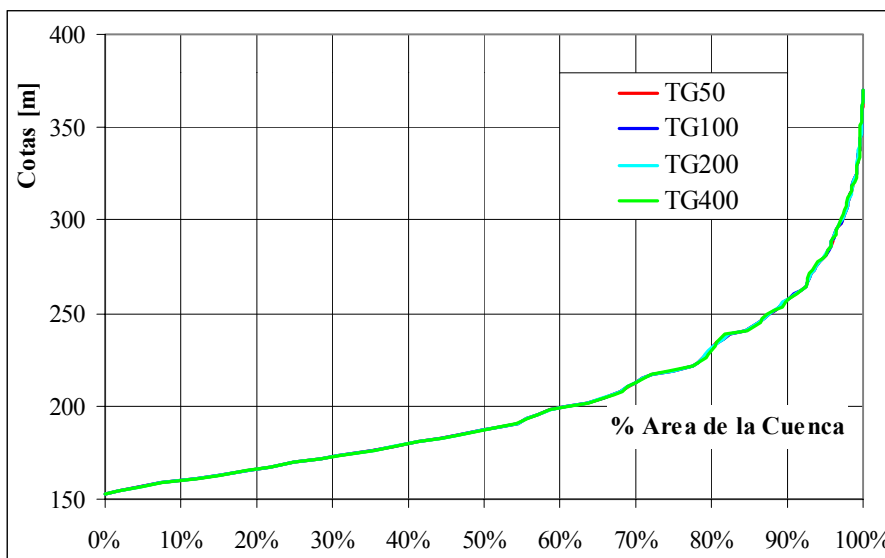


Figura 8.49. Curva hipsométrica para las diferentes discretizaciones.

B) Efecto de la discretización en las pendientes locales.

Las pendientes locales en cada celda del dominio de la cuenca se obtuvieron aplicando el método D8 (O’Callaghan y Mark, 1984). Para ello se implementó un algoritmo expresamente desarrollado para tal fin, con la finalidad de facilitar los cálculos debido a la gran cantidad de información a manejar.

En la Tabla 8.24 se resumen los valores de pendiente máxima; promedio de las pendientes locales y desvío estándar para cada tamaño de grilla para todo el dominio de la cuenca.

La Figura 8.50 muestra la variación de estos valores como función del tamaño de grilla. Las ordenas son normalizadas respecto a TG50:

$$P^* = \frac{V_{_TGi}}{V_{_TG50}} \tag{8.18}$$

Donde: P*= valor normalizado de la variable a representar, V = Variable a representar: Pendiente Máxima, Pendiente Mínima y Desvío Estándar en pendientes locales; i = 50, 100, 200 y 400.

Tabla 8.24. Valores de pendientes máximas, promedio y desvío estándar en celdas del dominio

	TG50	TG100	TG200	TG400
Pendiente Máxima [m/m]	0.387	0.261	0.205	0.160
Promedio de Pendientes Locales [m/m]	0.0184	0.0178	0.0162	0.0135
Desvío Estándar [m/m]	0.0304	0.0289	0.0249	0.0198

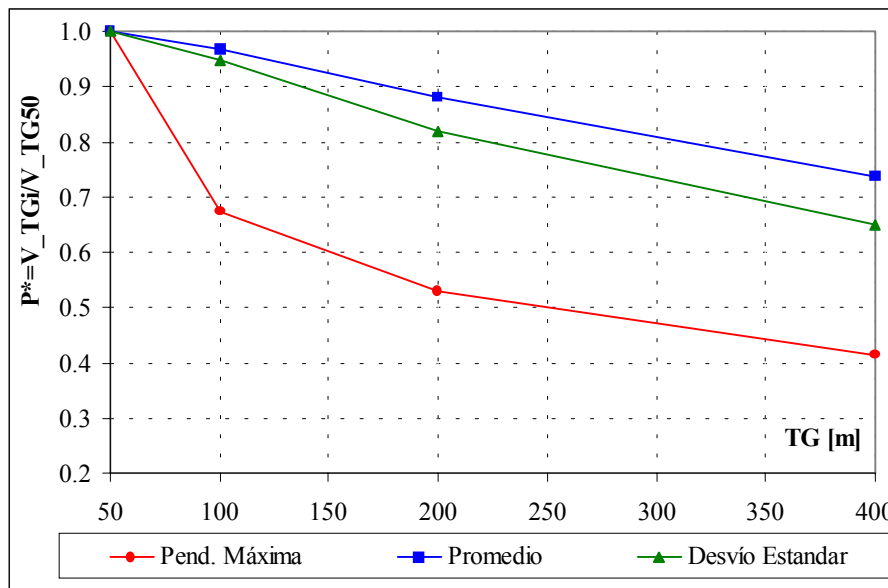


Figura 8.50. Variación de valores máximos, medios y desvío estándar en pendientes locales en celdas normalizada respecto a TG50.

Al igual que en la cuenca del A° Ludueña, se observa que a medida que aumenta el TG se obtienen valores de pendientes locales máximas, promedio de pendientes locales y desvío estándar menores. Las mayores variaciones se observan para el valor de la pendiente máxima en celda, indicando la pérdida de representatividad del terreno en zonas de relieve pronunciado, y generando de esta forma

una representación más suavizada del terreno.

En la Figura 8.51 se muestra la distribución de frecuencias acumuladas de las pendientes locales en celdas para los cuatro tamaños de grilla. Se observa que la distribución de pendientes locales se modifica con el tamaño de grilla.

Para un determinado porcentaje del área de la cuenca; por ejemplo el 70 %, se tienen valores de pendientes en celdas menores a 1.50 % para TG50, 1.30 % para TG 100, 1.23 % para TG 200 y 1.05 % para TG400. Esta modificación en la distribución de pendientes locales muestra que un incremento en el tamaño de la grilla se traduce en valores de pendientes locales menores y por ende, en una representación del relieve más atenuada.

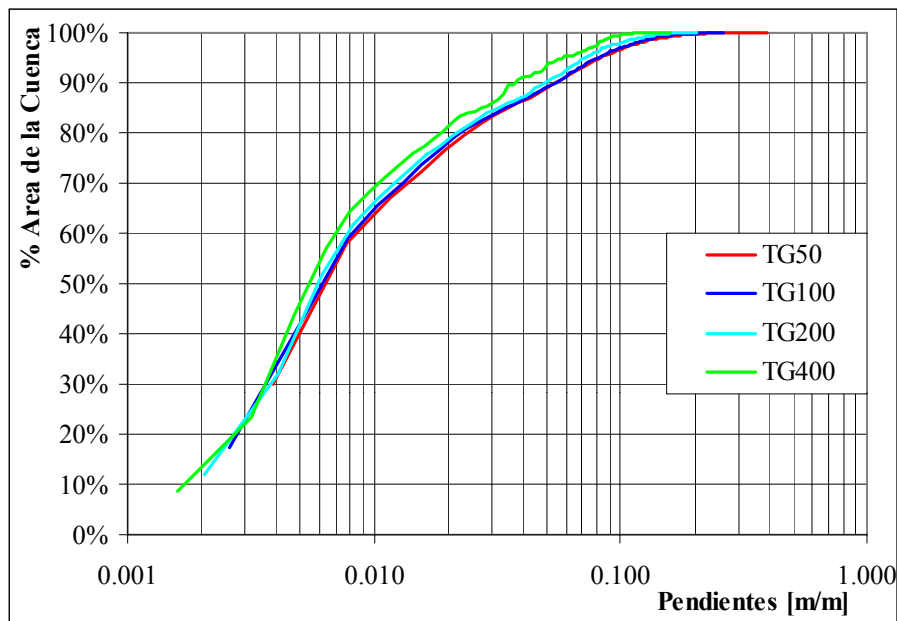


Figura 8.51. Distribución de frecuencias acumuladas de pendientes locales en celdas.

La curva de distribución de pendientes locales demuestra la capacidad de los TG más chicos de reproducir las irregularidades del relieve. En cambio esta capacidad se ve reducida a medida que aumenta el tamaño de grilla. El error estándar para las pendientes locales entre TG50 y TG100 es de 0.26 %; entre TG50 y TG200 es de 0.80 % y entre TG50 y TG400 es de 1.33 %.

En las Figuras 8.52 a 8.55 se muestran las variaciones espaciales de las pendientes en celdas para TG50, TG100, TG200 y TG400, respectivamente.

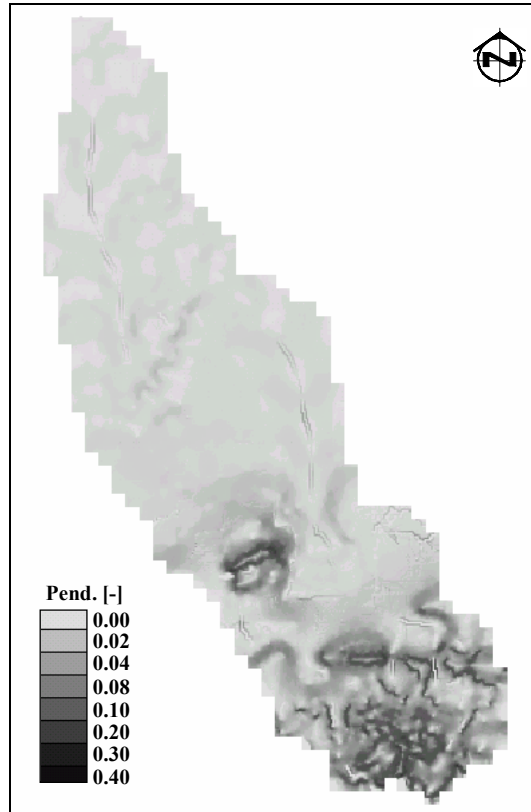


Figura 8.52. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG50.

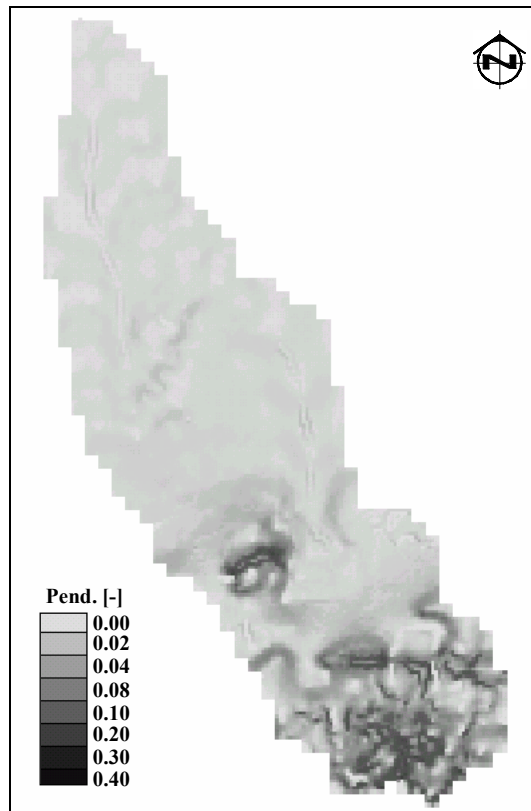


Figura 8.53. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG100.

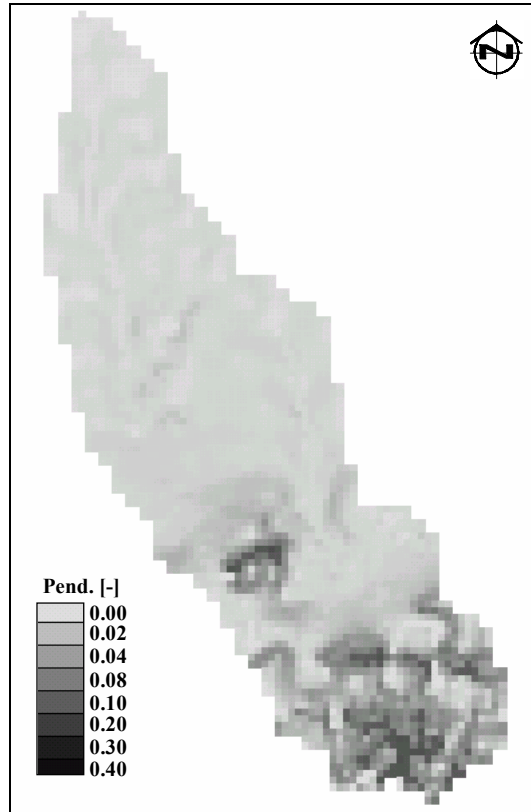


Figura 8.54. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG200.

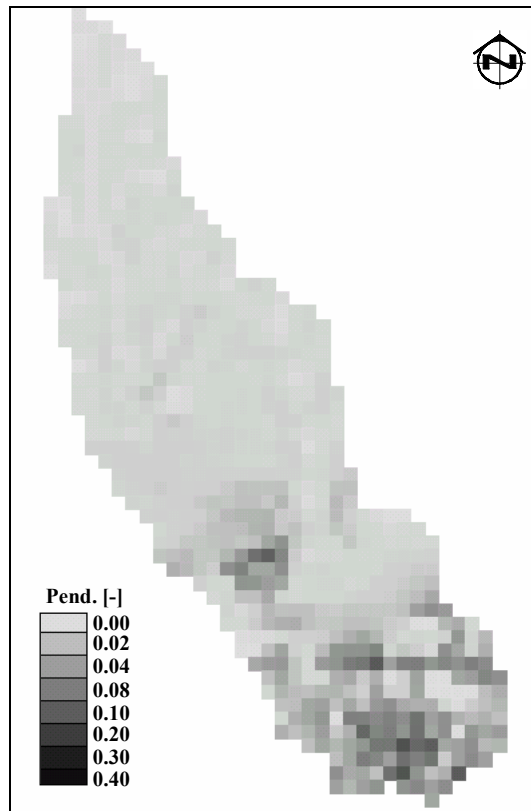


Figura 8.55. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG400.

C) Efecto de la discretización en las curvaturas.

Para el cálculo de la curvatura se utilizó la formulación propuesta por Mitsova y Hofierka (1993), ecuaciones (8.4) a (8.11) y se implementó un algoritmo para la extracción de los valores de curvaturas en cada celda y para los diferentes tamaños de grilla.

En la Tabla 8.25 se muestran los valores extremos (máximos y mínimos) de la curvatura, la diferencia entre estos valores y el desvío estándar en todo el dominio de la cuenca para los cuatro tamaños de grilla.

En la Figura 8.56 se muestra la variación en función del TG, normalizada respecto a los valores de TG50:

$$Cur^* = \frac{V_{TG_i}}{V_{TG50}} \quad (8.19)$$

Donde: Cur*= valor normalizado de la variable a representar, V = Variable a representar: Curvatura Máxima, Curvatura Mínima, Delta de Curvatura y Desvío Estándar en curvaturas; i = 50, 100, 200 y 400.

Tabla 8.25. Valores máximos, mínimos y desvío estándar en curvaturas.

	TG50	TG100	TG200	TG400
Curvatura Máxima	0.00901	0.00275	0.00082	0.00027
Curvatura Mínima	-0.00586	-0.00312	-0.00127	-0.00045
Delta de Curvatura	0.01488	0.00587	0.00209	0.00072
Desvío Estándar	0.00030	0.00020	0.00012	0.00006

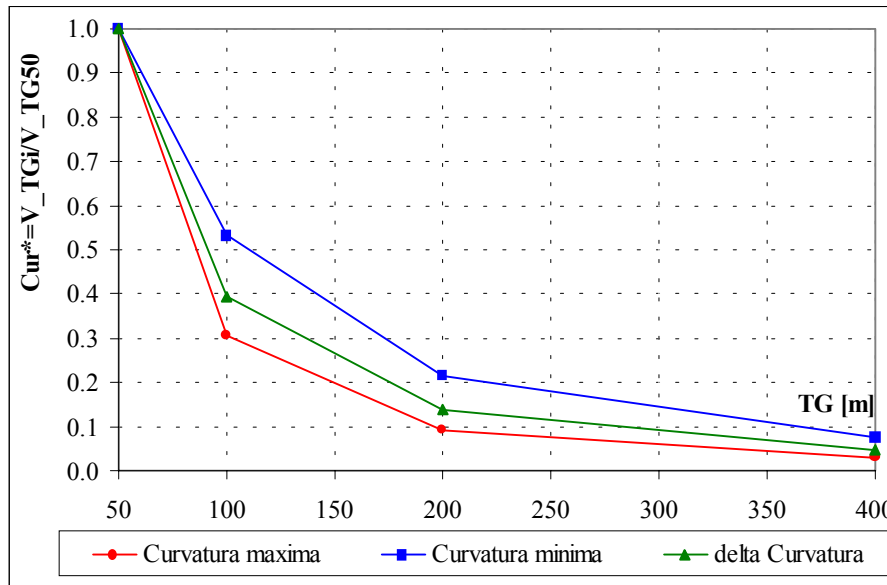


Figura 8.56. Variación de curvaturas máximas, mínimas y diferencias entre máximas y mínimas normalizadas respecto a TG50.

Al incrementarse el tamaño de grilla, se reducen los valores de curvaturas máximas y se incrementan los valores de curvaturas mínimas, con lo que se genera una reducción de la diferencia entre los valores extremos. De esto modo, se pierde la representación de las variaciones del relieve como consecuencia del incremento del tamaño de la grilla. La superficie generada con los tamaños de grilla mayores resulta más suavizada.

En la Figura 8.57 se muestra la distribución de frecuencias acumuladas de las curvaturas como porcentaje del área de la cuenca. Se observa como a medida que aumenta el tamaño de grilla se reduce el intervalo de curvaturas que pueden ser representadas. Así por ejemplo, para el porcentaje de área de la cuenca comprendido entre el 10 % y el 90 %; el intervalo de curvaturas para TG50 es de -0.000062 a 0.000087 y para TG400 es -0.000015 a 0.000072.

El error estándar para las curvaturas entre TG50 y TG100 es de 0.33 %; entre TG50 y TG200 es de 0.85 % y entre TG50 y TG400 es de 2.02 %.

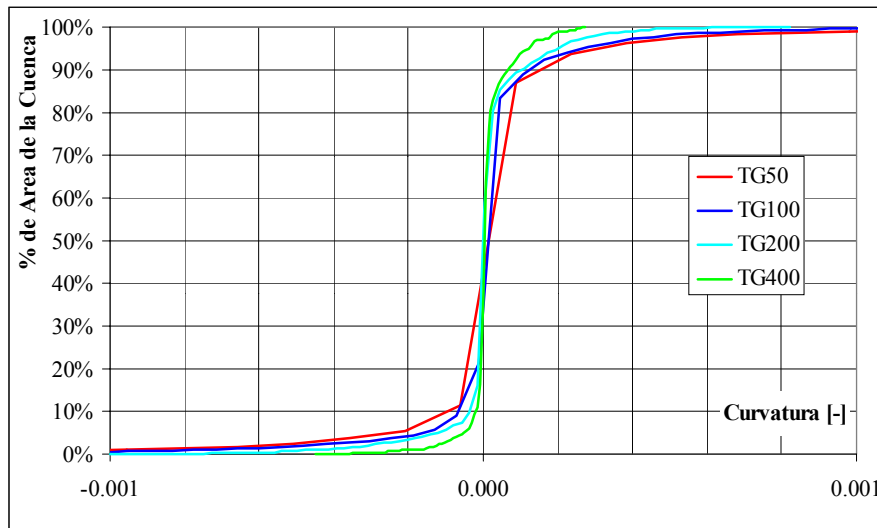


Figura 8.57. Distribución de frecuencias acumuladas de curvaturas en celdas.

8.3.5 Entropía.

Para los diferentes tamaños de grilla se cuantificó la variabilidad en el contenido de información (Entropía) para los siguientes atributos topográficos: a) elevación, b) pendiente y c) curvatura en cada celda.

La cantidad de intervalos discretos para el cálculo de la entropía de los atributos topográficos se adoptó en 400. Para esta cantidad de intervalos la relación entre el logaritmo del número de intervalos y el logaritmo de la entropía es lineal, según el criterio propuesto por Kuo et al. (1999). Dicha cantidad de intervalos puede ser utilizada para la comparación de entropía de los diferentes tamaños de grilla. En la Figura 8.58 se muestra la variación de la entropía en términos de pendientes en función del número de intervalos. Se admite que los intervalos considerados para el cálculo de la entropía resultan representativos para realizar la comparación de este parámetro entre los diferentes TG.

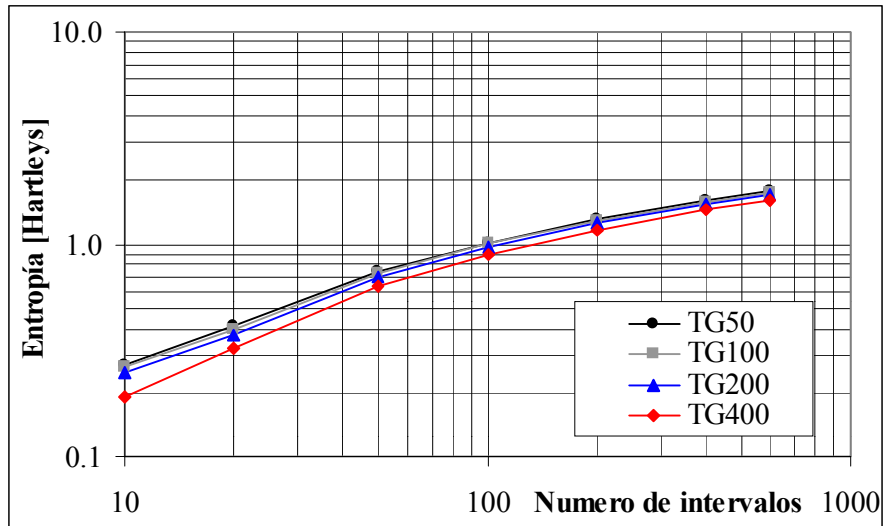


Figura 8.58. Variación de entropía en pendientes vs. números de intervalos. Escala logarítmica en ambos ejes.

8.3.5.1 Entropía en cotas.

Considerando los valores de cotas de todas las celdas del dominio, para cada discretización (TG50 a TG400) se calculó el valor de la entropía. También se calculó la pérdida de entropía para los diferentes tamaños de grilla considerando como valor de referencia la entropía correspondiente a TG50, asociada al mayor nivel de detalle.

En la Tabla 8.26 se resumen los valores de entropía en cotas para TG50, TG100, TG200 y TG400 y la pérdida de entropía relativa a TG50.

Tabla 8.26. Entropía en términos de cotas y diferencia relativa a TG50.

TG [m]	Entropía [Hartleys]	Perdida Relativa [%]
50	2.32	0.00
100	2.32	0.14
200	2.30	1.02
400	2.24	3.71

Se observa que a medida que aumenta el tamaño de grilla se produce una reducción en el valor de la entropía, de aproximadamente 3.71 % al pasar de TG50 a TG400. La variación más abrupta se produce entre TG200 y TG400.

8.3.5.2 Entropía en pendientes.

De igual manera que lo planteado en el caso anterior para la cuantificación del contenido de información en términos de cotas; se ha cuantificado el valor de entropía en términos de pendientes en celdas para las diferentes discretizaciones y la pérdida relativa respecto a TG50.

En la Tabla 8.27 se muestra el valor de la entropía para la información relacionada a las pendientes en celdas para TG50, TG100, TG200 y TG400 y la pérdida de entropía relativa a TG50.

Tabla 8.27. Entropía en términos de pendientes y diferencia relativa a TG50.

TG [m]	Entropía [Hartleys]	Perdida Relativa [%]
50	1.60	0.00
100	1.59	0.98
200	1.55	3.45
400	1.45	9.57

Nuevamente, puede observarse la reducción de este parámetro con el incremento del TG. En este caso la pérdida relativa resulta mayor que en el caso de cotas, obteniéndose para TG400 una pérdida relativa del orden del 9.6 % respecto a TG50.

8.3.5.3 Entropía en curvatura.

Finalmente se presenta en la Tabla 8.28 el valor de entropía en términos de curvatura para las diferentes discretizaciones y la pérdida relativa respecto a TG50.

Tabla 8.28. Entropía en términos de curvaturas y diferencia relativa a TG50.

TG [m]	Entropía [Hartleys]	Perdida Relativa [%]
50	0.93	0.00
100	0.86	7.65
200	0.74	19.95
400	0.58	37.34

En este caso puede observarse la mayor pérdida en comparación con los valores anteriores de

entropía en términos de cotas y de pendientes. En este caso se obtiene una pérdida relativa del orden del 37 % al pasar de TG50 a TG400.

Finalmente en la Figura 8.59 se muestra para cada TG los valores resumidos de variación de entropía en términos de cotas, pendientes y curvaturas.

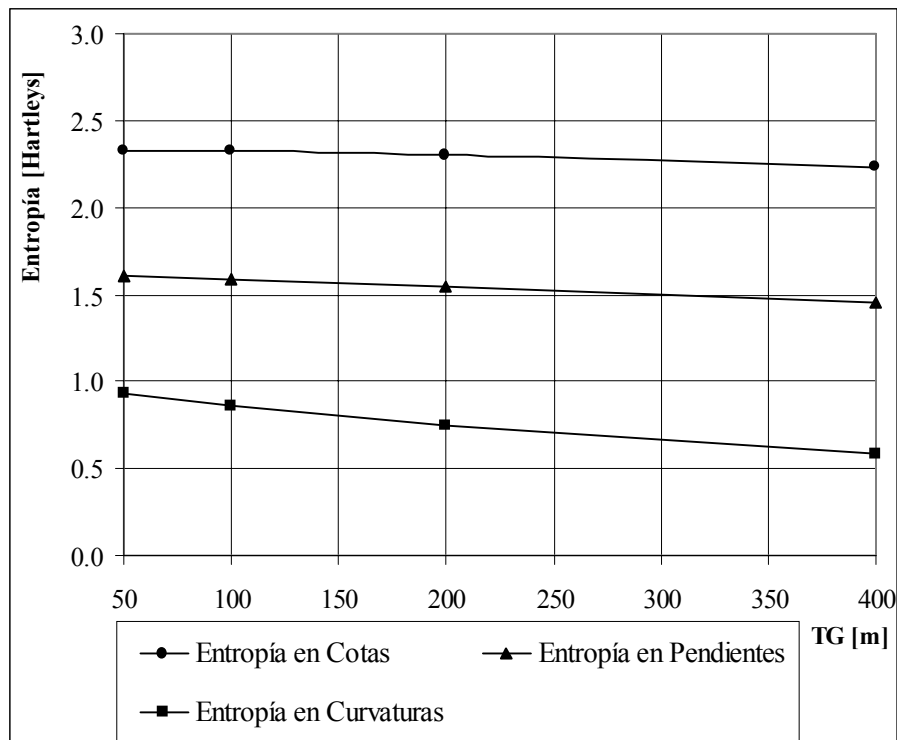


Figura 8.59. Entropía en cotas, pendientes y curvaturas para los diferentes TG en la cuenca del A° Santa Catalina.

Según los resultados anteriores puede afirmarse que la agregación de la información al pasar de TG50 a los TG mayores produce diferentes efectos según la variable en estudio. El efecto de pérdida de información se va incrementando al extraer parámetros derivados de las elevaciones, como ser pendientes y curvaturas. El mayor efecto se observa en la pérdida de información en términos de curvatura de la superficie. Los TG más grandes no permiten reproducir las particularidades del terreno como cambios de pendientes. La capacidad de reproducir curvaturas del terreno se reduce a medida que se incrementa el TG, como consecuencia, se obtiene una representación más “suavizada” de la superficie.

8.3.6 Calibración y Validación del Modelo.

Con base en una serie de eventos observados en la cuenca se calibró y validó el modelo para la discretización de mayor nivel de detalle (TG50).

El método utilizado para obtener la lluvia neta a partir de la lluvia total es el método del Número de Curva (CN) del Servicio de Conservación de Suelos de los EEUU a partir del conocimiento de datos pluviométricos y pluviográficos, características de cobertura y suelos y de hidrogramas observados en la sección de control correspondiente a los diferentes eventos.

La distribución espacial de la lluvia sobre la cuenca se realizó por medio del método de los polígonos de Thiessen, a partir de dos estaciones de medición que dividen espacialmente la cuenca en dos sectores con áreas aproximadamente iguales hacia en Norte y hacia el Sur. Se consideró un intervalo temporal para los hietogramas de lluvia neta de 1 hora.

Las características principales de los eventos considerados se resumen en la Tabla 8.29. Los eventos 1 y 2 se utilizaron para la calibración y para la validación del modelo se utilizaron los eventos 3 y 4. El Δt de cálculo varió entre 5 seg (para TG50) hasta 30 seg (para TG400).

Los datos se obtuvieron a partir de información suministrada por el Instituto de Hidrología de Llanuras.

Tabla 8.29. Características de los eventos para la cuenca del A° Santa Catalina

Evento	Fecha	Lluvia total [mm]	Lluvia neta [mm]	Qpico [m³/s]	Tpico [hs]	Q base [m³/s]
1	Agosto 2002	96.5	24.6	38	15	3.4
2	Octubre 2002	76.0	11.0	13.7	26	4.0
3	Mayo 2002	85.5	23.5	20.4	37	2.0
4	Junio 2001	180.0	55.3	112*	10-16*	4.0

* Valor aproximado, sección desbordada.

En la crecida de Junio 2001, los caudales máximos de escurrimiento directo (y por ende el volumen

resultante) han sido extrapolados debido a que el desborde de la sección de control impidió que se pueda tener una medida exacta (Casenave, 2006).

El criterio utilizado en la calibración fue maximizar el coeficiente de eficiencia RN^2 (ecuación 8.13) computado para los hidrogramas en la sección de control; y ajustar el caudal pico, tiempo al pico y volumen escurrido dentro del 20 % respecto a los valores observados.

En las Figuras 8.60 a 8.63 se muestran los hidrogramas observados y calculados en la sección de control para los eventos Agosto 2002, Octubre 2002, Mayo 2002 y Junio 2001, respectivamente. En la Tabla 8.30 se detallan las diferencias entre los valores calculados y observados de caudal pico, tiempo al pico, volumen y el coeficiente RN^2 .

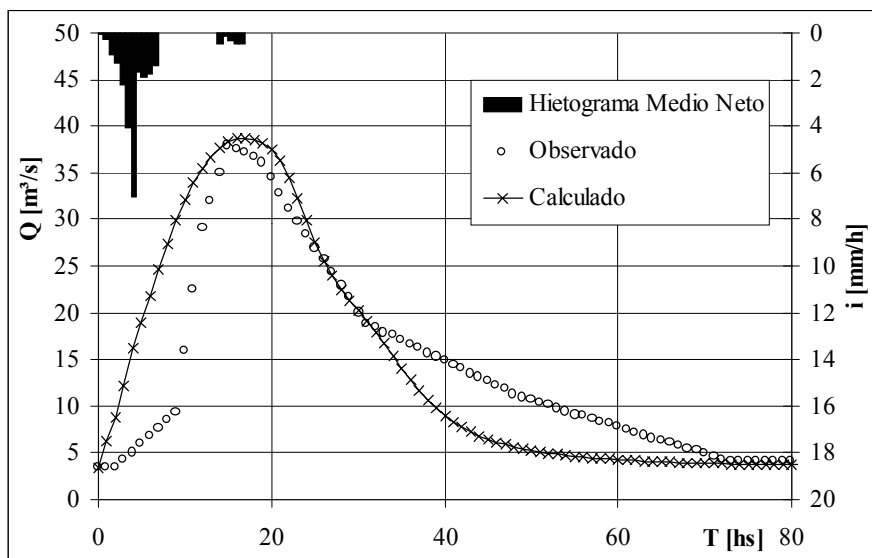


Figura 8.60. Hidrogramas observados y calibrados para la cuenca del A° Santa Catalina. Evento Agosto 2002.

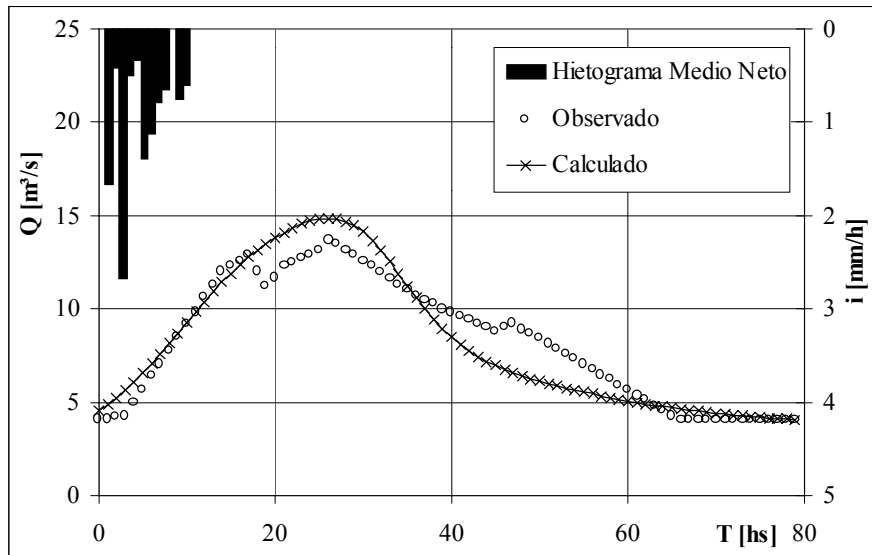


Figura 8.61. Hidrogramas observados y calibrados para la cuenca del A° Santa Catalina. Evento Octubre 2002.

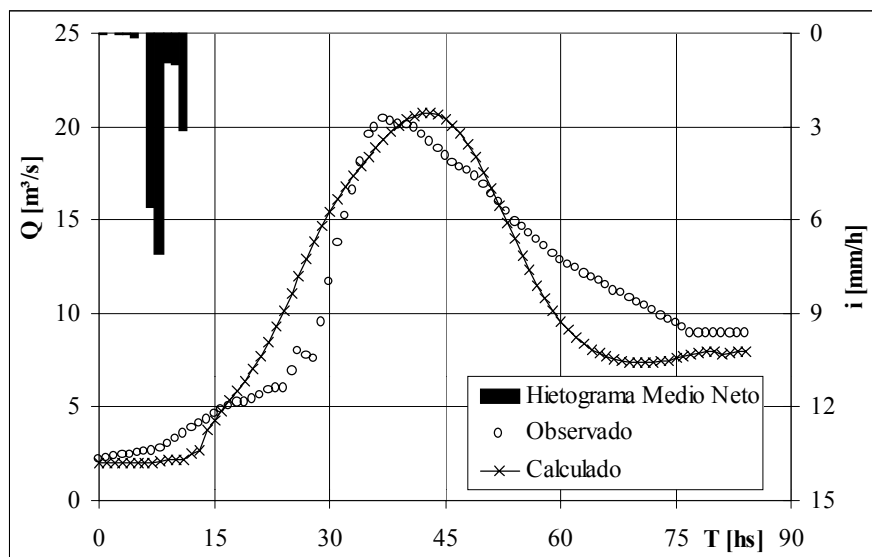


Figura 8.62. Hidrogramas observados y calibrados para la cuenca del A° Santa Catalina. Evento Mayo 2002.

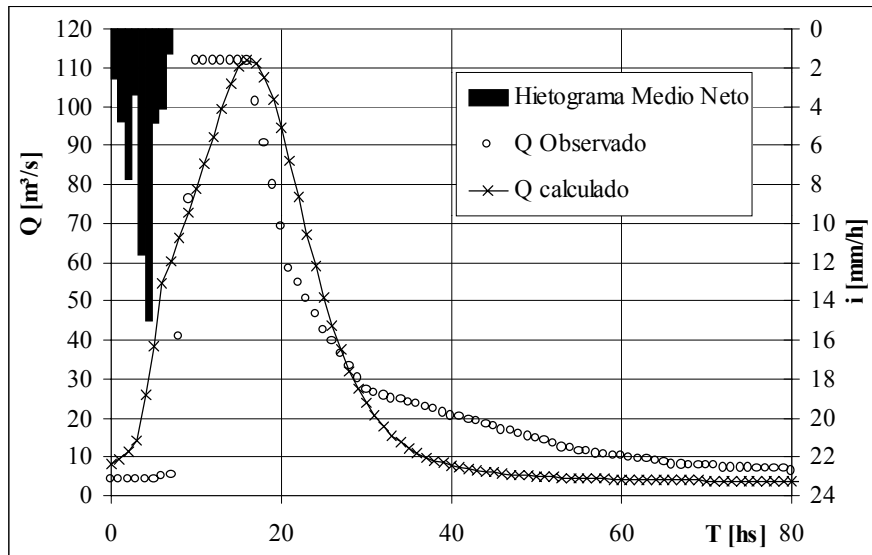


Figura 8.63. Hidrogramas observados y calibrados para la cuenca del A° Santa Catalina. Evento Junio 2001.

Tabla 8.30. Diferencias entre valores calculados y observados.

		Caudal Pico [m³/s]	Tiempo al Pico [hs]	Volumen [mm]	RN² en Caudales
Evento Agosto 2002	Observado	38.0	15.0	32.7	0.86
	Calculado	38.7	17.0	33.5	
	Error Relativo [%]	1.8	13.3	2.4	
Evento Octubre 2002	Observado	13.7	26.0	19.7	0.89
	Calculado	14.8	26.0	19.7	
	Error Relativo [%]	8.0	0.0	0.0	
Evento Mayo 2002	Observado	20.4	37.0	24.2	0.85
	Calculado	20.7	43.0	23.5	
	Error Relativo [%]	1.5	16.2	-2.9	
Evento Junio 2001	Observado	112*	10-16*	65.5	0.73
	Calculado	112	16	65.6	
	Error Relativo [%]	0.0	-	0.2	

* Valor aproximado, sección desbordada.

Los parámetros resultantes de la calibración se resumen en la Tabla 8.31.

Tabla 8.31. Parámetros de la calibración para cuenca del A° Santa Catalina.

nv [s/m ^{1/3}]	nr [s/m ^{1/3}]	ITC	Coefficiente de descarga desborde terraplenes	Coefficiente de descarga alcantarillas
0.11	0.035	0.20	-	-

8.3.7 Efecto del TG en las Respuestas Hidrológicas, Escalamiento de Parámetros y Similitud Hidrológica.

8.3.7.1 Almacenamiento de equilibrio y escalamiento de parámetros.

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) y distribuida uniformemente sobre toda la cuenca de modo de lograr el estado de equilibrio completo en la misma. En la sección de control, donde se produce el aporte completo de la cuenca se obtiene un caudal de equilibrio: $Q = i \times A = 1 \text{ mm/h} \times 135,52 \text{ Km}^2 = 37.64 \text{ m}^3/\text{s}$.

Se adoptó una lluvia neta de 1 mm/h para el análisis del estado de equilibrio completo en la cuenca, que genera un caudal de salida de aproximadamente $37.64 \text{ m}^3/\text{s}$ de modo que dicho caudal se aproxime a los valores de caudales para los eventos observados.

A modo de estimar el tiempo de equilibrio en la cuenca (t_e) para asegurar el estado de equilibrio completo en la misma simulando la lluvia de 1 mm/h con una duración (t_r) superior al tiempo de equilibrio se utilizó la ecuación (8.14). Los valores que adoptan las variables son: $A = 135.52 \text{ Km}^2 = 135520000 \text{ m}^2$, $nv = 0.11 \text{ s/m}^{1/3}$, $i = 1 \text{ mm/h} = 2.77 \times 10^{-7} \text{ m/s}$, $S = 0.0033$; arrojando un valor estimado de tiempo de equilibrio de 47 hs. La duración de la lluvia (t_r) se consideró de 90 hs.

Realizada la simulación para TG50 en las condiciones mencionadas se calculó el almacenamiento de equilibrio en la cuenca entera a la hora 90 y el hidrograma en S en la sección de control (Figura 8.64). El almacenamiento de equilibrio, en términos de lámina media sobre el área de la cuenca resultó de 19.9 mm y el caudal máximo de equilibrio de $37.80 \text{ m}^3/\text{s}$.

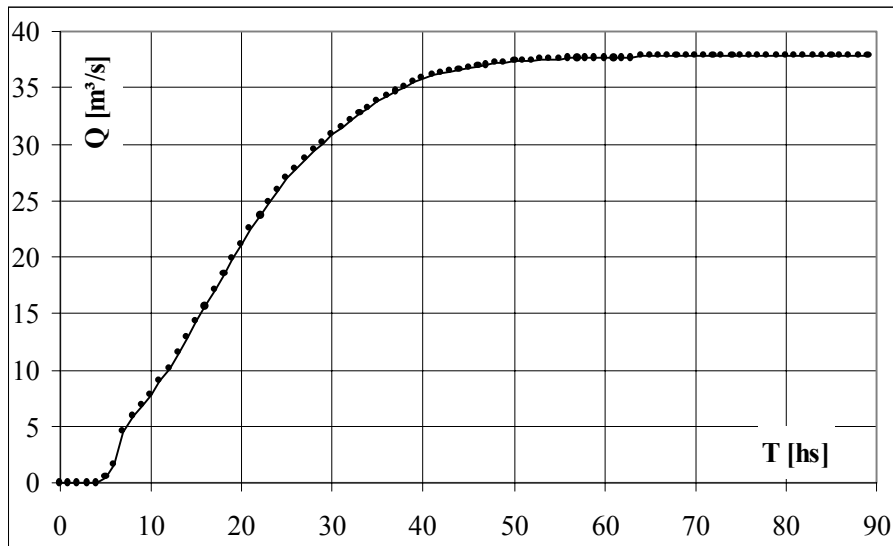


Figura 8.64. Hidrograma en S en la sección de control para TG50.

Conocidos el almacenamiento de equilibrio y el hidrograma en S en la sección de control para TG50; se simuló la misma lluvia neta de 1 mm/h uniforme espacialmente y con un mismo tiempo de duración de 90 hs, de modo de lograr el estado de equilibrio completo en la cuenca para las demás discretizaciones (TG100, TG200 y TG400).

Para cada TG de menor resolución, y por medio de aproximaciones, se escalonaron los parámetros de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v); por un lado y la pendiente transversal en celda (ITC) por el otro, de modo de conservar el almacenamiento de equilibrio y maximizar el coeficiente de eficiencia RN^2 entre los hidrogramas en S de TG50 y el tamaño de grilla mayor.

En la Tabla 8.32 se muestran los valores de los parámetros escalados. El volumen de equilibrio se expresa en términos de lámina media sobre el área de la cuenca.

En la Figura 8.65 se muestran los hidrogramas S obtenidos en la sección de control de la cuenca para los diferentes TG como resultado de escalar los valores de la rugosidad para flujo superficial en celda (Figura 8.65.a) y la pendiente transversal en celda (Figura 8.65.b).

En la Figura 8.66 se muestra la variación del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celda en función del tamaño de grilla, como resultado del escalamiento de parámetros conservando el almacenamiento de equilibrio y los hidrogramas en S.

Tabla 8.32. Escalamiento de parámetros (nv e ITC) conservando el almacenamiento de equilibrio y forma del hidrograma en S.

	TG50	ESCALADO DE nv			ESCALADO DE ITC		
		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
ITC	0.20	0.20	0.20	0.20	0.085	0.038	0.019
Almac. de Equil[mm]	19.9	20.0	19.7	19.0	19.7	19.5	19.0
RN ²	-		0.97	0.96	0.99	0.98	0.97

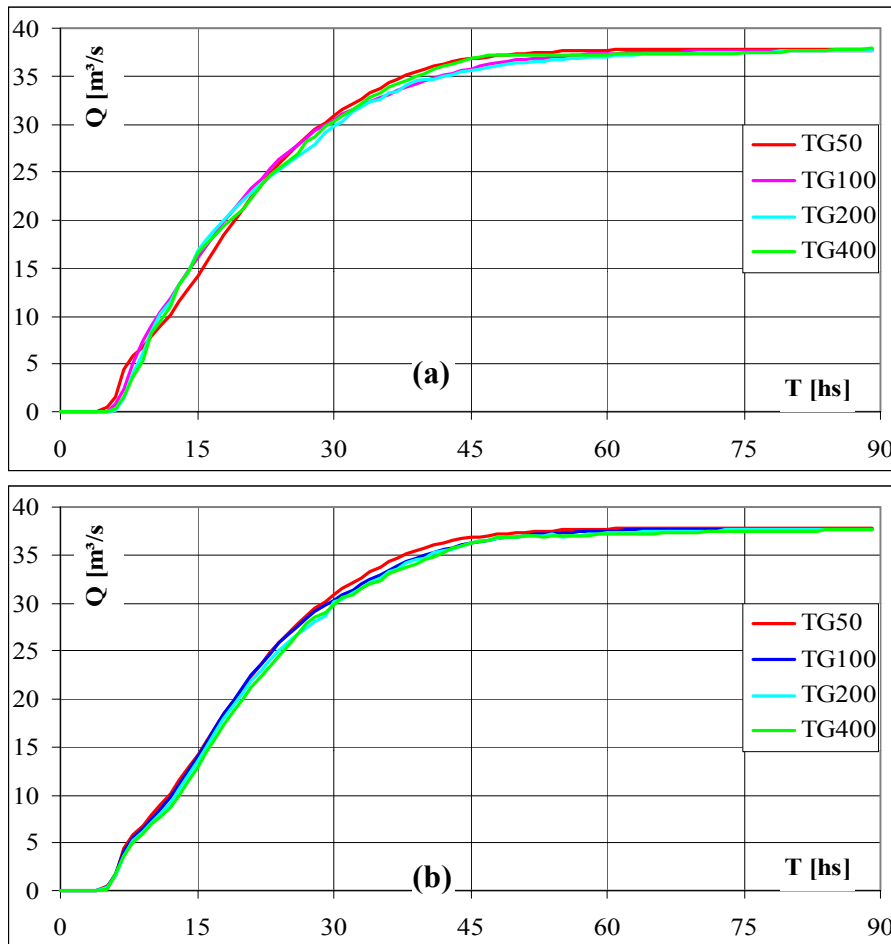


Figura 8.65. Hidrogramas en S en la sección de control para los diferentes TG. a) Escalamiento de nv; b) Escalamiento de ITC.

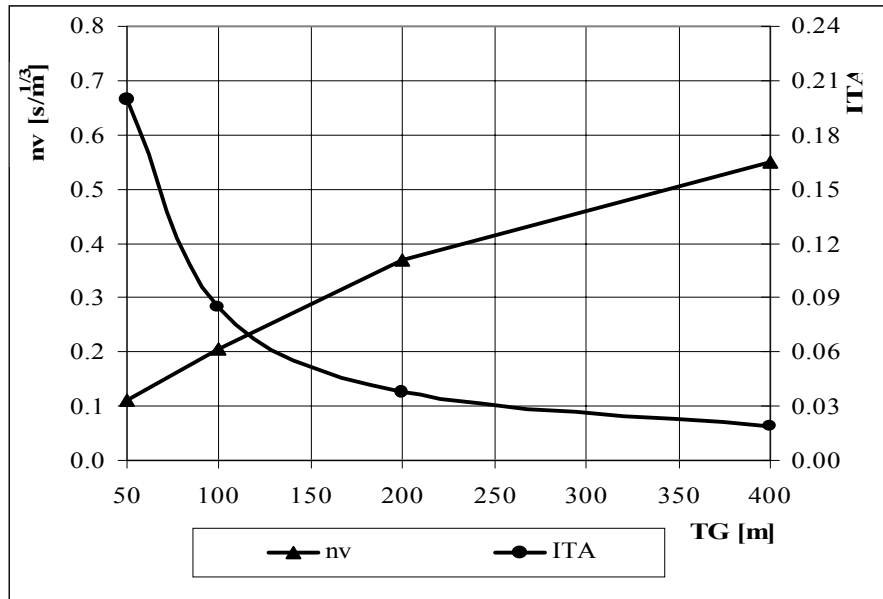


Figura 8.66. Variación del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda como resultado del escalamiento.

Los parámetros escalados (nv e ITC) para las discretizaciones de menor nivel de detalle tienen en cuenta los efectos de la agregación de la topografía y los efectos de la agregación de las relaciones entre alturas, volumen y caudal de salida en celdas.

Aquí, al igual que lo presentado para la cuenca del A° Ludueña, se observa un aumento del valor del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda o una reducción de la pendiente transversal en celda con el tamaño de grilla, necesarios para conservar condiciones de escurrimiento para el equilibrio completo de la cuenca, lo que indica que las relaciones entre altura, volumen y caudal tienen un efecto de mayor predominio en las respuestas hidrológicas sobre el efecto de modificación de la topografía.

8.3.7.2 Hidrogramas observado y simulado en la sección de control.

A continuación se presentan los hidrogramas en la sección de control obtenidos para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (nv) y de la pendiente transversal en celda (ITC) para los cuatro eventos observados.

Las Figuras 8.67.a, 8.68.a, 8.69.a y 8.70.a corresponden al escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda para los eventos Agosto 2002, Octubre 2002, Mayo 2002 y

Junio 2001; respectivamente.

Las Figuras 8.67.b, 8.68.b, 8.69.b y 8.70.b corresponden al escalamiento de la pendiente transversal en celda para los eventos Agosto 2002, Octubre 2002, Mayo 2002 y Junio 2001; respectivamente.

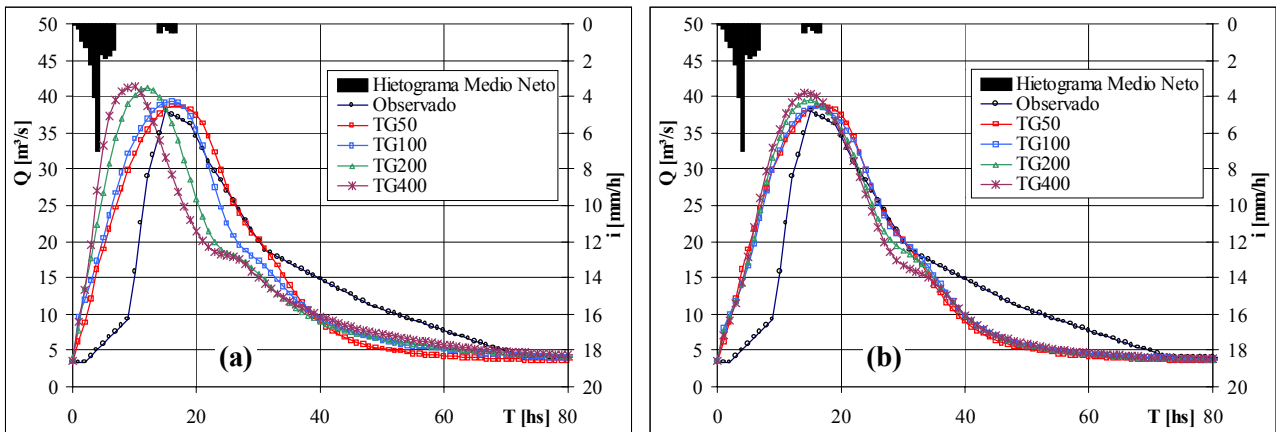


Figura 8.67. Hidrogramas en la sección de control correspondientes al evento Agosto 2002 para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda; b) la pendiente transversal en celda.

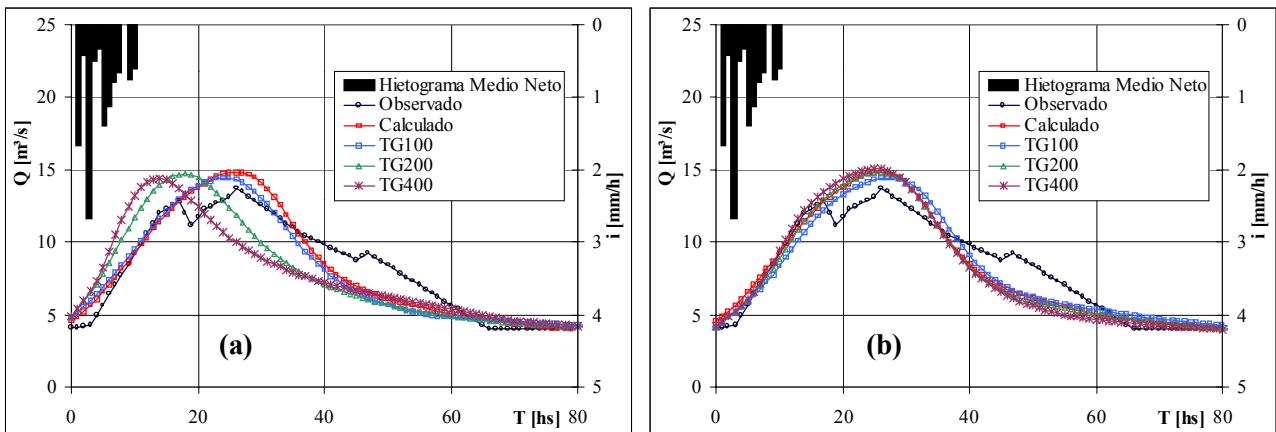


Figura 8.68. Hidrogramas en la sección de control correspondientes al evento Octubre 2002 para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda; b) la pendiente transversal en celda.

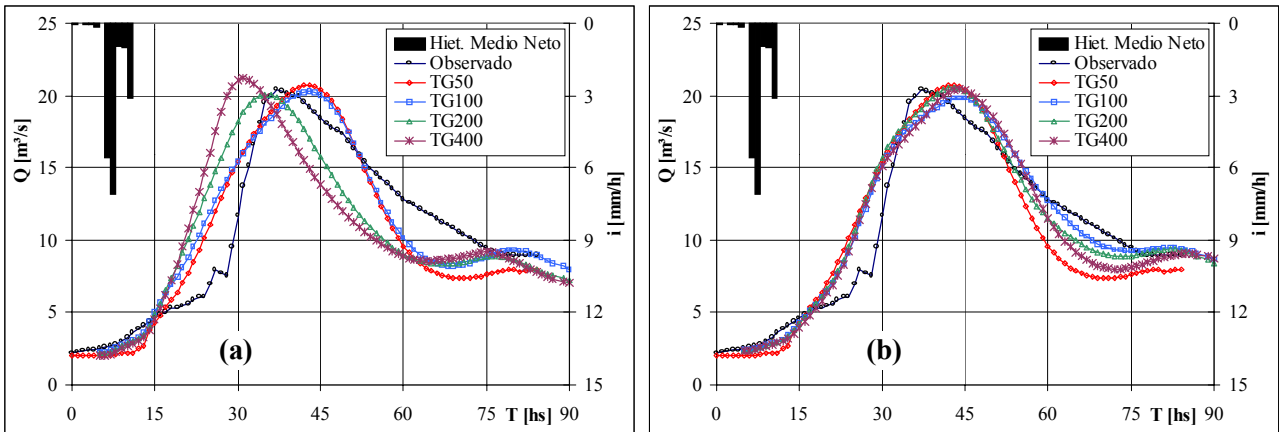


Figura 8.69. Hidrogramas en la sección de control correspondientes al evento Mayo 2002 para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda; b) la pendiente transversal en celda.

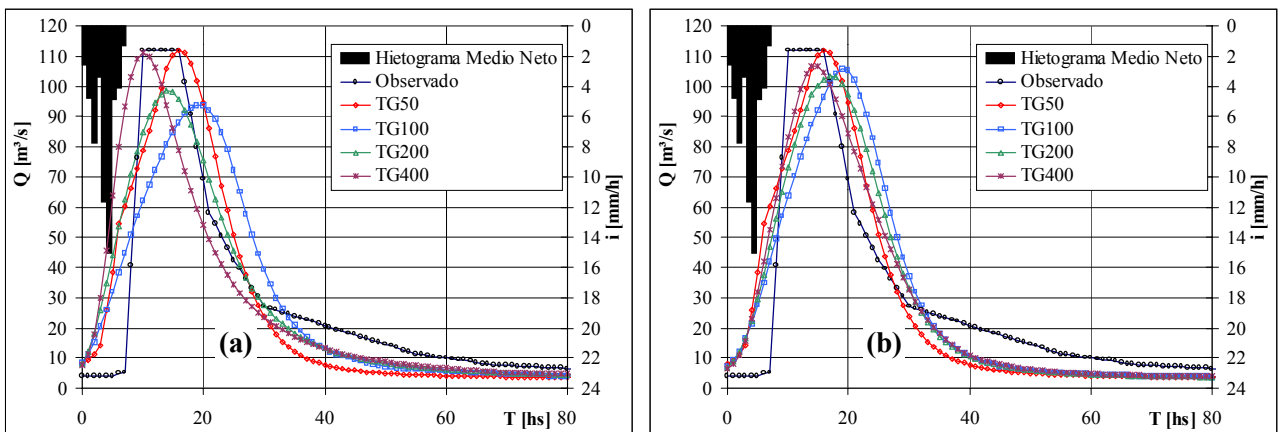


Figura 8.70. Hidrogramas en la sección de control correspondientes al evento Junio 2001 para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda; b) la pendiente transversal en celda.

Se puede observar a partir del análisis de las Figuras 8.67 a 8.70 que mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC), en comparación con el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v), se obtiene una adecuada reproducción, no solo del caudal máximo, sino también de la forma del hidrograma.

En la Tabla 8.33 se resumen los valores del coeficiente de eficiencia RN^2 (ecuación 8.13) entre TG50 y los restantes tamaños de grilla obtenidos a partir del escalamiento de ITC y n_v . Se puede observar claramente que los mejores resultados (coeficiente RN^2 de mayor valor) en términos de reproducción del hidrograma en la sección de control se obtienen mediante el escalamiento de ITC.

Tabla 8.33. Coeficiente RN^2 para los hidrogramas en la sección de control para los eventos observados

	Escalamiento de nv			Escalamiento de ITC		
	TG50-TG100	TG50-TG200	TG50-TG400	TG50-TG100	TG50-TG200	TG50-TG400
Agosto 2002	0.98	0.86	0.75	1.00	0.99	0.98
Octubre 2002	0.99	0.82	0.68	1.00	0.99	0.98
Mayo 2002	0.98	0.91	0.73	0.98	0.96	0.97
Junio 2001	0.97	0.77	0.46	0.98	0.93	0.85

8.3.7.3 Áreas de aporte en celdas en situación de equilibrio completo en la cuenca.

En cada celda del dominio de la cuenca se ha determinado el área de aporte aguas arriba de dicha celda, a partir de condiciones de equilibrio completo para la lluvia neta de intensidad de 1 mm/h y aplicando sistemáticamente para cada TG la ecuación (8.15).

A fin de analizar las variaciones que se producen en las áreas de aporte al modificarse el tamaño de grilla, se plantea la comparación entre el tamaño de grilla de mayor nivel de detalle y los restantes tamaños; por lo que se tienen las siguientes comparaciones en términos de áreas de aporte: TG50 y TG100; TG50 y TG200, y TG50 y TG400.

Los resultados se extrajeron mediante la aplicación de un algoritmo específicamente diseñado para tal fin, con el objeto de facilitar el manejo de la información.

En las Figuras 8.71 a 8.73 se muestran las correlaciones obtenidas entre áreas de aporte para las diferentes discretizaciones: TG50 y TG100 (Figura 8.71); TG50 y TG200 (Figura 8.72) y TG50 y TG400 (Figura 8.73). En cada figura se muestran los resultados al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda.

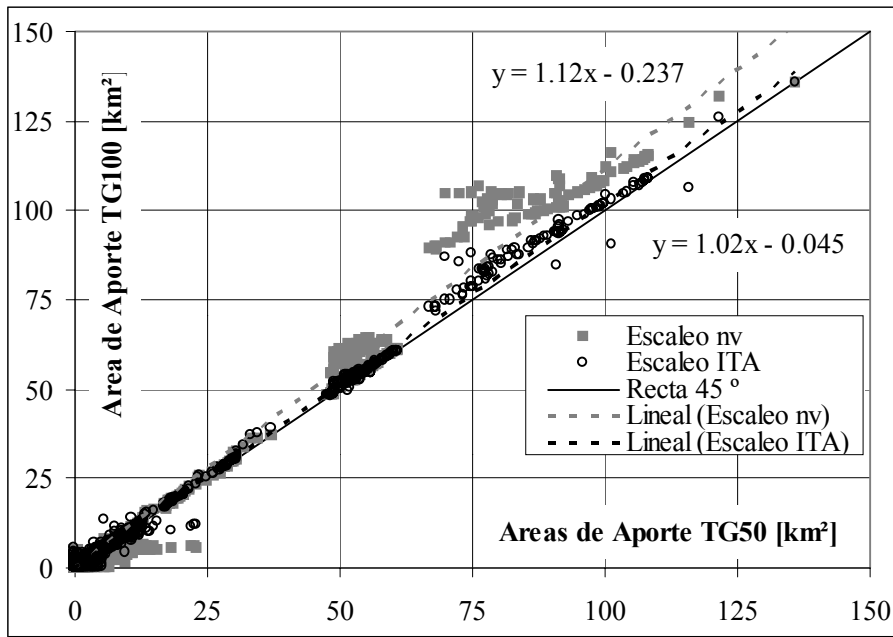


Figura 8.71. Correlaciones entre áreas de aporte entre TG50 y TG100 escalando nv e ITC.

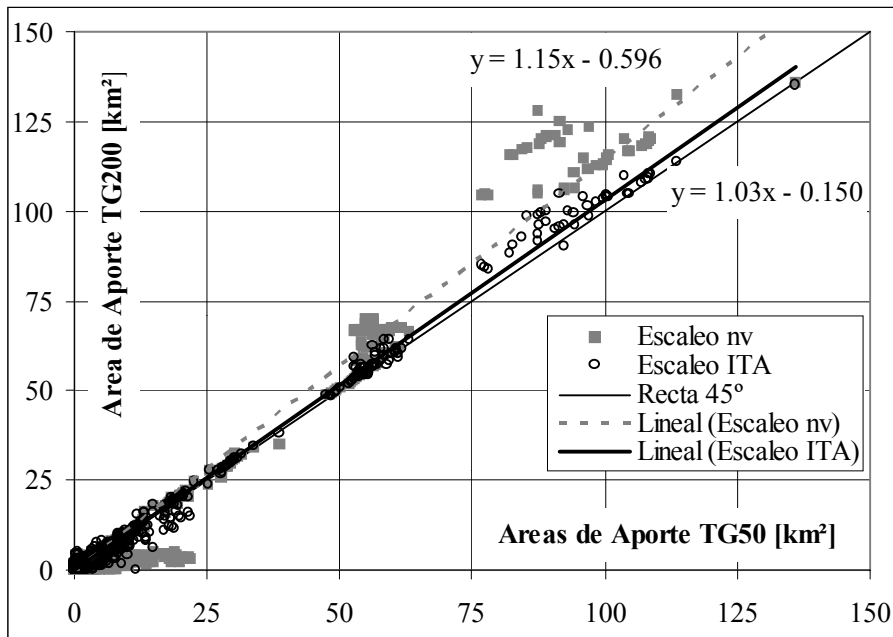


Figura 8.72. Correlaciones entre áreas de aporte entre TG50 y TG200 escalando nv e ITC.

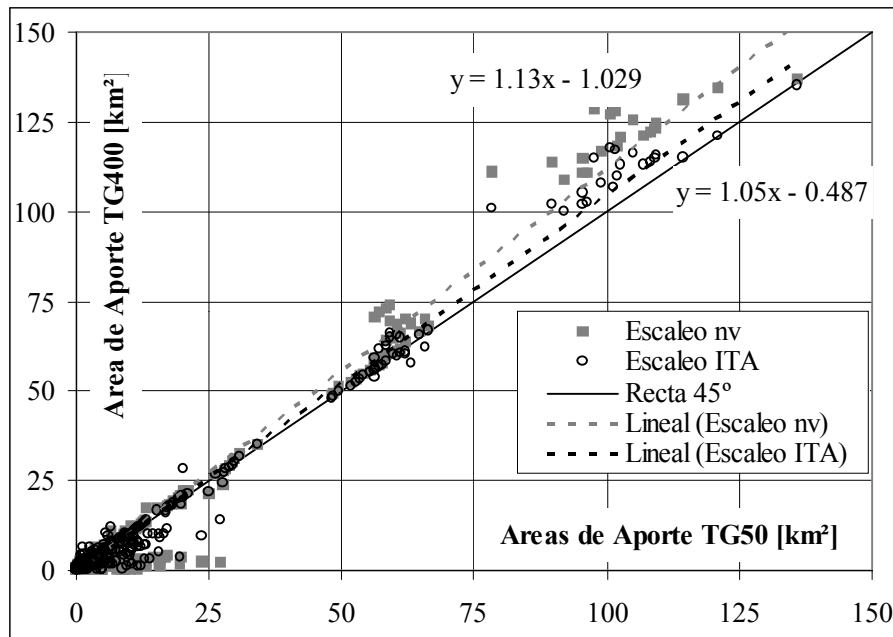


Figura 8.73. Correlaciones entre áreas de aporte entre TG50 y TG400 escalando nv e ITC.

Puede observarse, comparando una misma figura que las correlaciones obtenidas al escalar la pendiente transversal en celda arrojan mejores resultados que las obtenidas del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. Se puede observar que las rectas de regresión tienen una pendiente más próxima a la unidad para las áreas de aporte asociadas al escalamiento de ITC en comparación a las áreas de aporte obtenidas para el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. Esto indica el mejor ajuste entre valores de áreas de aporte entre TG50 y los restantes TG obtenidos con el escalamiento de ITC. En todos los casos el coeficiente de correlación es superior a 0.95.

Puede apreciarse que las áreas asociadas a celdas valle se encuentran con una tendencia a ubicarse por debajo de la línea imaginaria de 45 °; esto indica mayores áreas de aporte correspondiente a TG50 en comparación con los TG mayores; esta situación se revierte para las áreas mayores (asociadas a celdas río). Sobre lo anterior resulta interesante indicar lo siguiente; debido a que las áreas se compensan, es decir la sumatoria de las diferencias entre las áreas de aporte es despreciable; puede identificarse el efecto de la agregación al pasar de TG50 a otro mayor. Por efecto del aumento del porcentaje de celdas río a medida que se incrementa el TG se agregan en esta última celdas de TG50 que antes formaban parte del escurrimiento por valle, así, las celdas río del TG mayor encierran celdas del río del TG50 y también celdas valle, por lo tanto las celdas río del TG mayor concentran mayores escurrimientos que las celdas de TG50; o lo que es lo mismo, a medida que se incrementa el TG se tiene mayor concentración de escurrimiento en las celdas río, en

comparación con las celdas del TG50. Por el contrario, las celdas del valle en TG50 agregan mayor escurrimiento que las mismas celdas del TG mayor.

8.3.7.4 Respuestas hidrológicas para eventos y similitud hidrológica entre tamaños de grilla.

A partir de los parámetros escalados del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celda conservando el almacenamiento de equilibrio, 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.

Para los eventos sintéticos se consideró distribución espacial uniforme de la lluvia; y para los eventos observados se conservó, en los tamaños de grilla mayores, la misma distribución espacial que para TG50.

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. En la Tabla 8.34 se muestran las características de los eventos.

Tabla 8.34. Características de los eventos simulados.

Evento simulado	Intens. lluvia neta [mm/h]	Duración [hs]	Lluvia Neta [mm]
E 1 (Obs) – Agosto 2002	12 (máx.)	27	24.6
E 2 (Obs) – Octubre 2002	3.4 (máx.)	24	11.0
E 3 (Obs) – Mayo 2002	7.8 (máx.)	60	23.5
E 4 (Obs) – Junio 2001	15 (máx.)	10	55.3
E 5	3	3	9
E 6	8	3	24
E 7	15	3	45
E 8	3	5	15
E 9	8	5	40
E 10	15	5	75
E 11	3	10	30
E 12	8	10	80
E 13	15	10	150

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

Los eventos simulados generan condiciones de equilibrio parcial en la cuenca, estado que se verifica en las tormentas reales presentes en la zona.

Se toma la discretización correspondiente a TG50 como base para la comparación asumiendo que la misma es la que representa en forma mas adecuada el comportamiento de la cuenca.

Para cada uno de los eventos simulados se realizó el análisis sobre las variables de flujo: caudal máximo en vinculaciones, velocidad máxima en vinculaciones y altura de agua máxima en celdas. La comparación se realizó entre TG50 y TG100; TG50 y TG200 y TG50 y TG400; sobre todo el dominio de la cuenca.

Para la cuantificación del grado de similitud en las respuestas obtenidas de las diferentes variables analizadas se utilizó el coeficiente de eficiencia R^2X ; ecuación (8.16).

El cálculo del coeficiente R^2X se realizó mediante la aplicación de un algoritmo diseñado para tal fin.

En la Tabla 8.35 se resumen los resultados obtenidos para cuantificar el grado de similitud que se alcanza para TG100, TG200 y TG400 en comparación a TG50; para todos los eventos y mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. La Tabla 8.36 muestra los mismos resultados mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Tabla 8.35. Similitud entre TG50 y TG100, TG200 y TG400 mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13
TG50- TG100 _{nv}	R^2_Q	0.96	0.97	0.95	0.93	0.98	0.96	0.94	0.97	0.94	0.92	0.96	0.91	0.86
	R^2_{vel}	0.94	0.91	0.92	0.94	0.95	0.94	0.95	0.95	0.94	0.93	0.95	0.94	0.93
	R^2_H	0.83	0.88	0.85	0.80	0.86	0.83	0.81	0.86	0.92	0.80	0.83	0.79	0.74
TG50- TG200 _{nv}	R^2_Q	0.90	0.95	0.88	0.81	0.95	0.89	0.84	0.93	0.85	0.78	0.89	0.77	0.65
	R^2_{vel}	0.90	0.89	0.89	0.89	0.90	0.89	0.89	0.91	0.90	0.88	0.91	0.89	0.88
	R^2_H	0.45	0.62	0.50	0.32	0.57	0.46	0.34	0.52	0.38	0.25	0.44	0.23	0.03
TG50- TG400 _{nv}	R^2_Q	0.87	0.92	0.83	0.80	0.90	0.85	0.80	0.90	0.82	0.76	0.90	0.78	0.65
	R^2_{vel}	0.90	0.89	0.88	0.89	0.88	0.89	0.89	0.90	0.90	0.88	0.90	0.89	0.88
	R^2_H	0.07	0.36	0.07	-0.18	0.27	0.09	-0.13	0.19	-0.07	-0.34	0.01	-0.35	-0.75

Tabla 8.36. Similitud entre TG50 y TG100, TG200 y TG400 mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13
TG50- TG100 _{ITA}	R^2_Q	1.00	1.00	0.98	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	0.98	1.00	0.98	0.96
	R^2_{vel}	0.98	0.98	0.97	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.97
	R^2_H	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97
TG50- TG200 _{ITA}	R^2_Q	0.99	0.99	0.97	0.97	0.99	0.98	0.97	0.99	0.98	0.95	0.99	0.95	0.89
	R^2_{vel}	0.96	0.97	0.95	0.94	0.97	0.95	0.94	0.96	0.94	0.93	0.95	0.93	0.93
	R^2_H	0.95	0.96	0.95	0.92	0.96	0.94	0.92	0.96	0.93	0.92	0.95	0.93	0.93
TG50- TG400 _{ITA}	R^2_Q	0.97	0.98	0.94	0.92	0.97	0.95	0.93	0.97	0.93	0.91	0.96	0.90	0.84
	R^2_{vel}	0.92	0.94	0.92	0.88	0.94	0.91	0.87	0.93	0.89	0.86	0.92	0.87	0.85
	R^2_H	0.93	0.95	0.92	0.88	0.94	0.91	0.88	0.93	0.90	0.87	0.92	0.89	0.88

8.3.7.5 Entropía y similitud en las respuestas hidrológicas.

Se presentan las relaciones obtenidas al vincular las pérdidas de información al incrementarse el tamaño de grilla en términos de pendientes locales (variación de la entropía – Tabla 8.27) conjuntamente con el grado de similitud alcanzado para las diferentes variables hidrológicas analizadas.

Las Figuras 8.74 a 8.76 representan la relación entre la pérdida de entropía en pendientes y el grado de similitud alcanzado (cuantificado por medio del coeficiente de eficiencia R^2X) para caudales máximos, velocidades máximas y alturas de aguas máximas, respectivamente, y para los diferentes discretizaciones como resultado de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. Las Figuras 8.77 a 8.79 detallan los mismos resultados mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

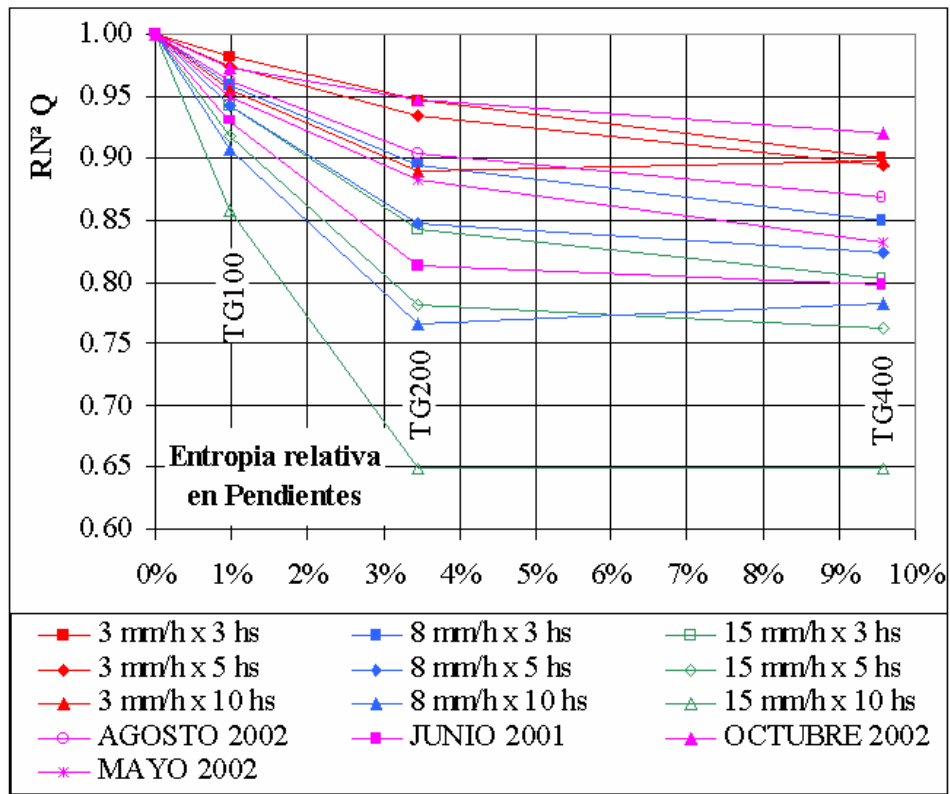


Figura 8.74. Entropía Relativa vs. R^2Q mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad n_v .

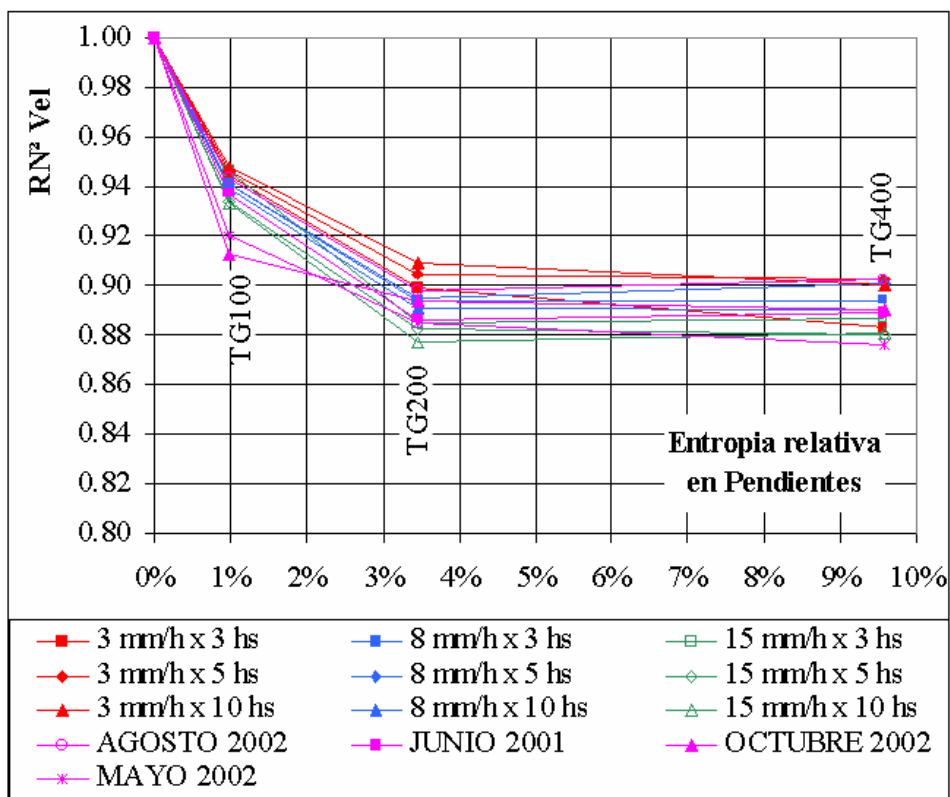


Figura 8.75. Entropía Relativa vs. R^2Vel mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad n_v .

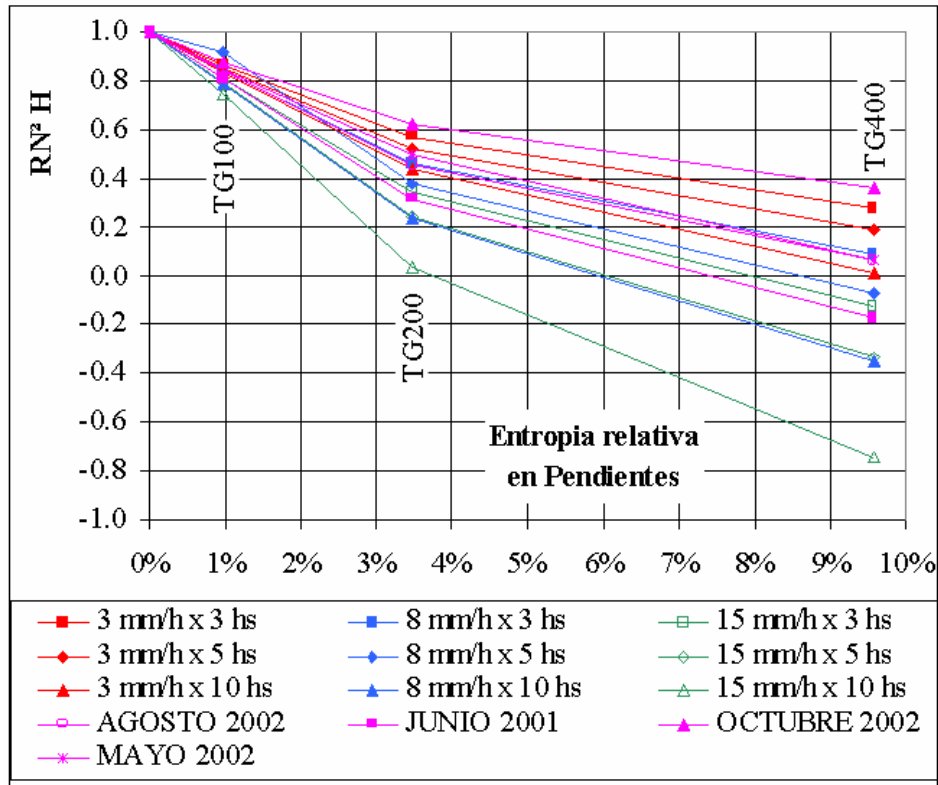


Figura 8.76. Entropía Relativa vs. R^2H mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad n_v .

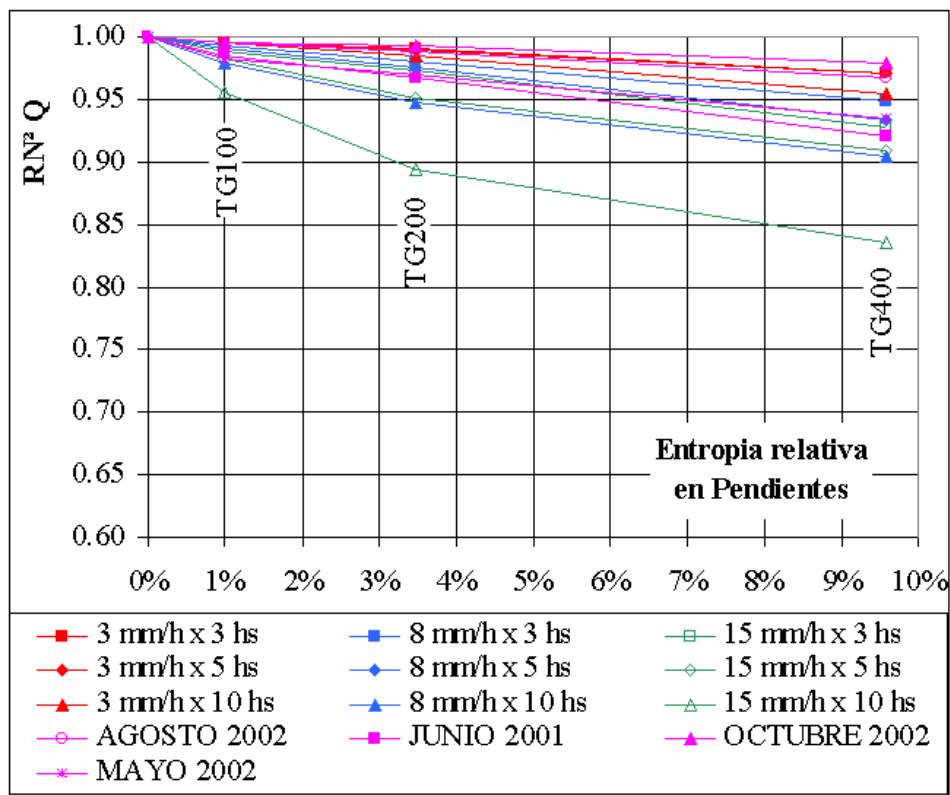


Figura 8.77. Entropía Relativa vs. R^2Q mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

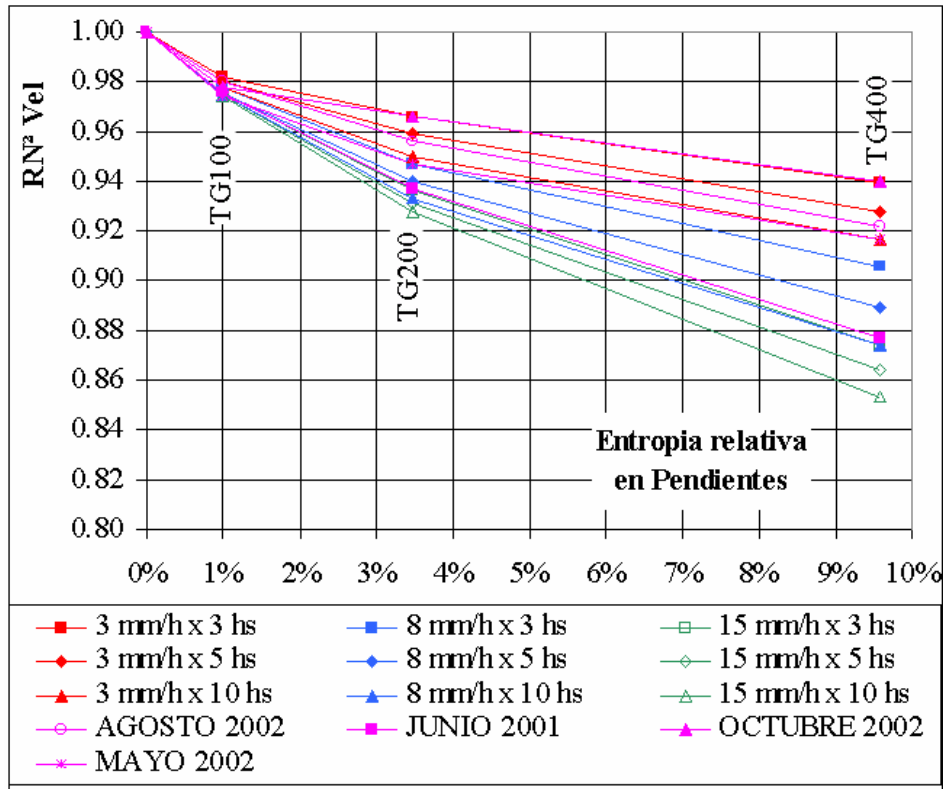


Figura 8.78. Entropía Relativa vs. R^2Vel mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

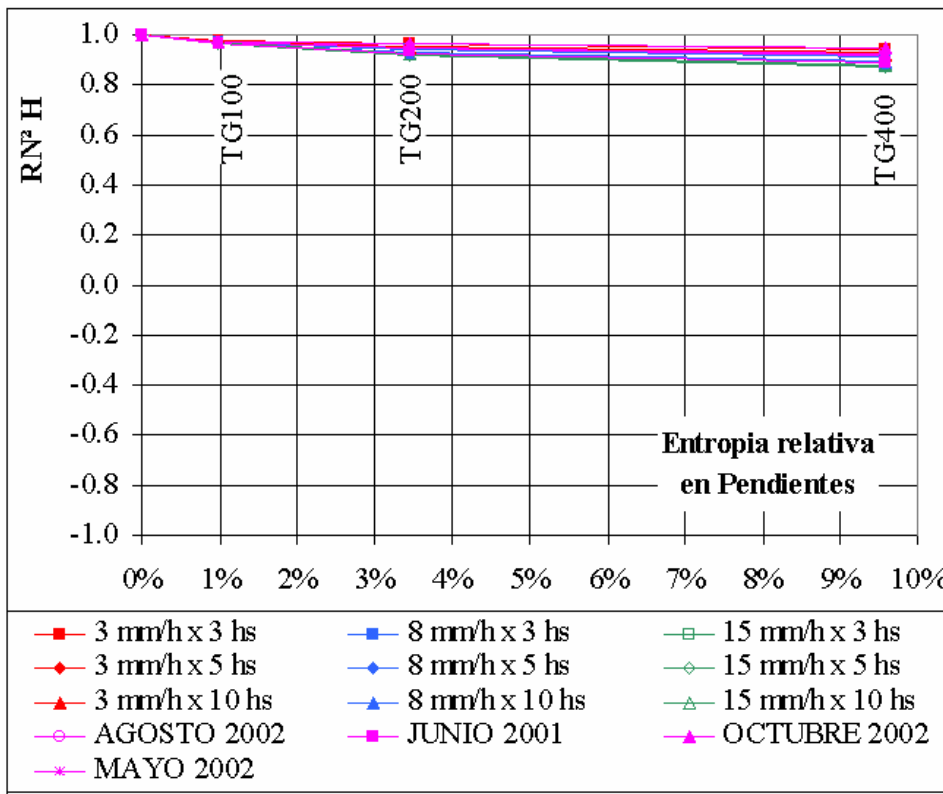


Figura 8.79. Entropía Relativa vs. R^2H mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

Se observa que la disminución de la entropía como resultado de los diferentes niveles de agregación genera respuestas más alejadas de los valores de partida (TG50) en todas las variables analizadas; con lo que se evidencia la pérdida de similitud con el incremento del tamaño de grilla. En particular, este efecto es importante para el caso de las alturas máximas de agua en celdas mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (Figura 8.76).

La similitud lograda en términos de caudales máximos resulta adecuada (la mayoría de los valores de R^2Q se encuentran por encima de 0.75), pero se observa una notable diferencia al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda en comparación de la pendiente transversal en celda; ya que para este último caso se alcanzan los mejores resultados. Es decir, el escalamiento de la pendiente transversal en celda permite lograr un mayor grado de similitud en términos de caudales máximos en todo el dominio de la cuenca en comparación a los resultados que se obtienen escalando el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

El grado de similitud alcanzado en términos de velocidades máximas resulta similar ya sea escalando el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v) o la pendiente transversal en celda (ITC).

En general se observa que para un TG dado, ya sea escalando n_v o ITC, se reduce el grado de similitud a medida que se presentan eventos de mayor lamina neta. A modo de ejemplo, si se plantea adoptar un valor umbral de R^2Q de 0.85, el mayor TG que cumple este requerimiento es TG100 para el caso de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda en valle y TG400 para el caso de escalar la pendiente transversal en celda. De aquí surge que, bajo las suposiciones realizadas en el presente trabajo, no puede definirse en forma certera el TG “óptimo”, si no se consideran el tipo de cuenca, el tipo de variable a analizar y el grado de similitud deseable; en función de los objetivos de la modelación.

8.3.7.6 Relación entre caudales máximos simulados en la sección de control mediante el escalamiento de los parámetros.

La relación entre los caudales máximos en la sección de control como resultado de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda se representan en las Figuras 8.80 y 8.81, respectivamente, para todos los eventos simulados y para los diferentes tamaños de grilla.

En ambas graficas se presentan los caudales máximos de la discretización de mayor nivel de detalle (TG50) en abscisas y en ordenadas los caudales máximos para las restantes discretizaciones. Las comparaciones resultan, entonces, en términos de caudales máximos en la sección de control entre TG50-TG100, TG50-TG200 y TG50-TG400.

Para todos los eventos simulados la relación entre caudales máximos para los tamaños de grilla mayores se encuentra dentro del 20 % respecto a los valores de la discretización de mayor nivel de detalle y el 85 % de estas diferencias resultan menores al 10 %.

Resultados similares, en términos de similitud de caudales máximos entre los diferentes niveles de detalle, se obtuvieron en secciones internas de la cuenca; como por ejemplo en la confluencia de cursos de agua.

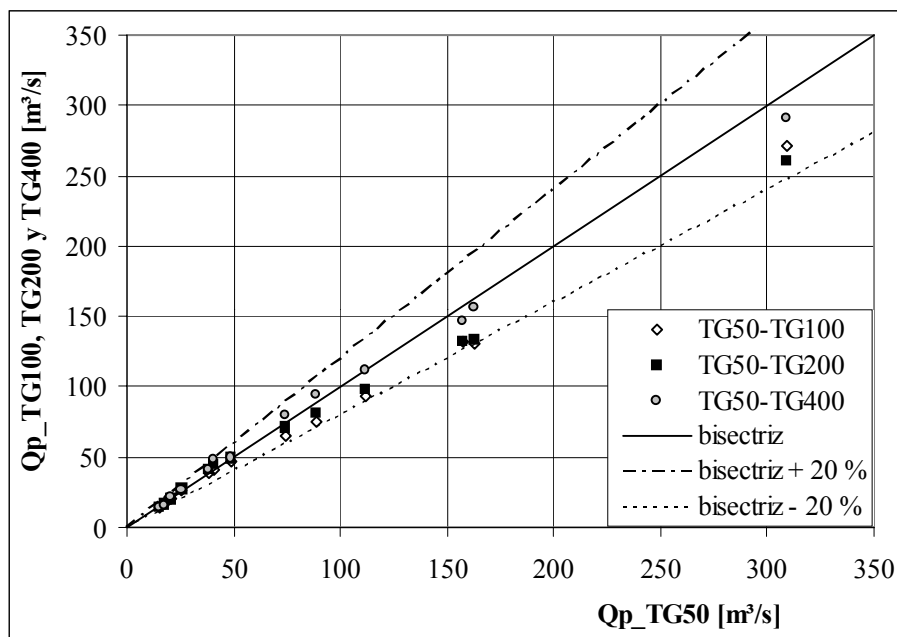


Figura 8.80. Caudales máximos en la sección de control mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

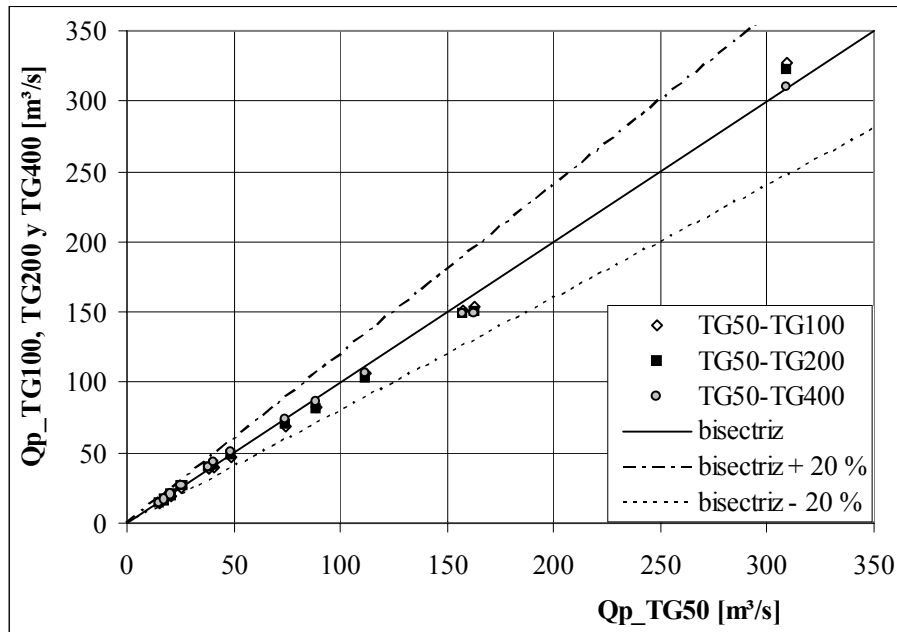


Figura 8.81. Caudales máximos en la sección de control mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Para el total de 39 puntos de caudales máximos comparados (13 eventos y 3 comparaciones: TG50-TG100, TG50-TG200 y TG50-TG400) para el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda, el 41 % de las diferencias arrojan valores positivos, indicando que por medio del escalamiento de este parámetro predominan los valores de caudal máximo superiores al caudal máximo de la discretización de mayor nivel de detalle. Este porcentaje es del 33 % para el caso del escalamiento de la pendiente transversal en celda.

La estrecha correspondencia lograda indica que el escalamiento de parámetros (nv e ITC) conservando el almacenamiento de equilibrio entre las diferentes escalas resulta adecuado para lograr similitud en términos de caudales máximos en la sección de control y en secciones internas de importancia (por ejemplo cierres de subcuencas).

8.4 APLICACIÓN A LA CUENCA DEL A° SALADILLO.

8.4.1 Descripción General.

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 8.82) y ocupa

parte de los departamentos de Rosario, San Lorenzo, Caseros, Constitución y General López. Tiene una superficie de 3144 km². 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.

El área de estudio posee una importante infraestructura vial y ferroviaria. Las principales Rutas Provinciales que atraviesan la zona son: A012, 14, 18, 21, 92, 93 y las Rutas Nacionales: 9, 18, 33 y 178; asimismo los ferrocarriles son el Gral. Belgrano y Gral. Mitre.

En la Tabla 8.37 se detallan las características y parámetros generales de la cuenca.

La red hídrica presenta diversos cauces permanentes naturales y artificiales; el cauce principal es el Arroyo Saladillo; al que confluyen secundarios como: Arroyo La Candelaria, Arroyo Sanfort – Arequito, Arroyo Pueblo Álvarez, Arroyo La Adela – La Esperanza, Canal Bombal; entre los más importantes. La precipitación anual media es de 1.000 mm, distribuida a lo largo de año con valores importantes entre los meses de abril a octubre. El caudal base del arroyo Saladillo es de 1 m³/s. En la crecida extraordinaria ocurrida en la semana del 24 al 31 de Marzo de 2007, el caudal máximo alcanzó los 880 m³/s en el puente de las Autopista Rosario-Buenos Aires, ubicado aproximadamente 5 Km aguas arriba de la Cascada. En otra crecida extraordinaria ocurrida en el mes de Abril de 1986 se observó un caudal pico de 1140 m³/s.

La sección de control corresponde al cruce del arroyo Saladillo con un puente Ferroviario correspondiente al ferrocarril Gral. Belgrano.

En la parte alta y media de la cuenca predominan los suelos bien drenados, de permeabilidad moderada a moderadamente lenta, no susceptibles a anegamiento y aptos para la agricultura (argiudoles típicos). En los sectores bajos de la cuenca alta y en los valles de inundación de los cursos de agua se encuentran suelos con drenaje imperfecto generando problemas de anegamiento, el paisaje está asociados a planos aluviales de relieve dominante plano-cóncavo y en general no poseen una adecuada aptitud agrícola (natracuoles típicos). En la parte baja de la cuenca se encuentran suelos aptos para la agricultura, de permeabilidad lenta y su paisaje está asociado a planos suavemente extendidos (argiudoles vérticos) (INTA, 1990 b).

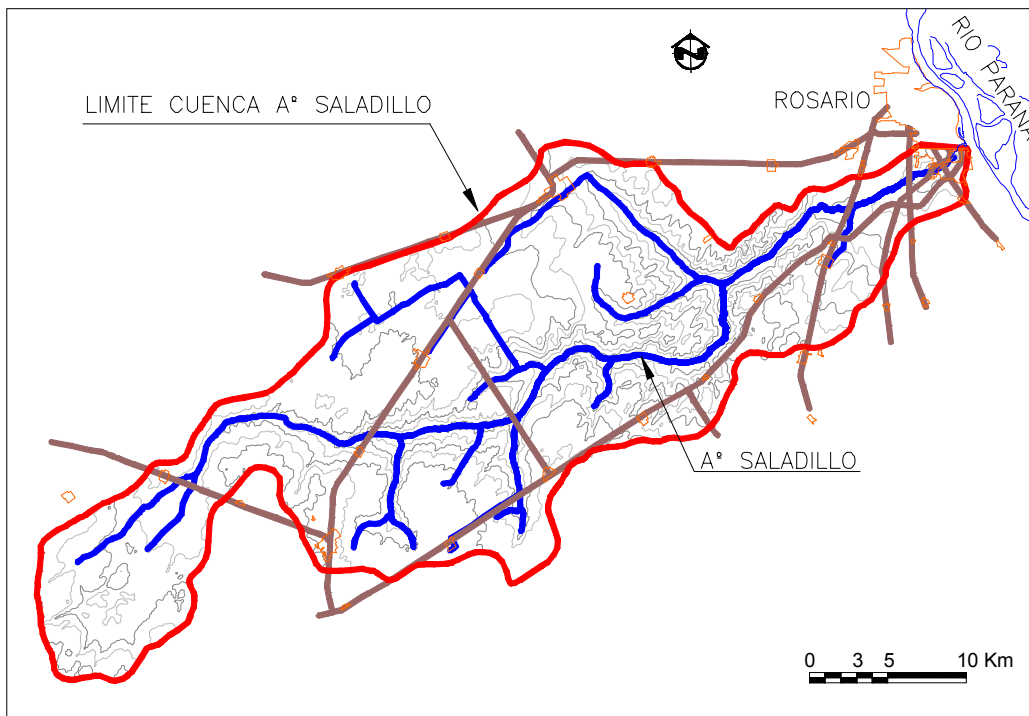


Figura 8.82. Cuenca del A° Saladillo, Santa Fe, Argentina.

Tabla 8.37. Características de la cuenca, índices representativos y atributos derivados.

Característica	Valor
Área	3144 Km ²
Longitud total de cursos	380 Km
Densidad de Drenaje (Dd)	0.121 Km/Km ²
Diferencia de cotas sobre curso principal (A° Saladillo)	83.0 m
Longitud curso principal	144.81 Km
Pendiente media sobre curso principal	0.57 m/Km
Diferencia entre cotas (Z máxima – Z mínima)	97.0 m
Índice de Rugosidad	11.7
Perímetro	352 Km
Índice de Compacidad de Gravelius	1.77

$$\text{Índice de Compacidad de Gravelius} = \text{Perímetro} / (2 * (\pi * \text{Área})^{0.5})$$

$$\text{Índice de Rugosidad} = (Z \text{ máxima} - Z \text{ mínima}) * Dd$$

8.4.2 Constituciones del Modelo.

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). Se admite que el TG250 es la discretización que mejor representa a la cuenca; y por lo tanto se utiliza como base para la comparación de los resultados obtenidos para los restantes tamaños de grilla, tanto desde el punto de vista de sus características y atributos topográficos como de las respuestas hidrológicas.

El modelo digital del terreno, en formato ASCII, se obtuvo a partir de la vectorización, georreferenciación y traspaso de información vectorial a formato ASCII de las planchetas con curvas de nivel del Instituto Geográfico Militar en escala 1:50000. Se digitalizaron para esta cuenca un total de 19 planchetas, que abarcan la totalidad del área de la misma (Rentería, 2006).

A partir de este modelo digital del terreno con una distribución irregular de puntos abarcando el sector en estudio, se han definido los diferentes modelos digitales del terreno en formato de grilla regular, de acuerdo a las distintas discretizaciones realizadas para esta cuenca, utilizando el algoritmo de interpolación de Kriging.

La información relacionada a los cursos de agua y sus respectivas características geométricas (base de fondo, talud y profundidad), así como las cotas de coronamiento de los terraplenes, las dimensiones y coeficientes de descarga de las distintas alcantarillas y puentes que se encuentran dentro del sector de estudio han sido asignadas según datos existentes en el Departamento de Hidráulica de la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario y por medio de relevamientos en campo.

Para los cursos de agua se consideran tramos con características similares, a los que se les asignan sus propiedades geométricas correspondientes. En cuanto a los terraplenes, los mismos corresponden a las vías de comunicación más importantes (Rutas Nacionales, Provinciales y Ferrocarriles), los cuales alteran o intervienen en la dinámica del escurrimiento hídrico superficial.

A fin de contar con una base única de información se ha implementado un sistema de información geográfica. Las capas más importantes son: curvas de nivel, cursos de agua, vías de comunicación, obras de arte, sección de control, ubicación de aparatos de medición, poblaciones y puntos característicos.

El menor TG (TG250) es compatible con la información topográfica original y surge de las siguientes consideraciones: a) la cantidad de puntos con información topográfica en el área de la cuenca es de 44500, lo que arroja un promedio de 14 puntos por km², es decir, el área de influencia de cada punto es de 70651 m² (266 m x 266 m), en promedio; b) en los sectores de mayor pendiente la distancia mínima entre curvas de nivel es de 100 m; este valor es inferior al adoptado como tamaño de grilla mínimo y c) si se adoptara una discretización con una resolución espacial de 100 m de tamaño de grilla, la cantidad de celdas sería de aproximadamente 314400 y la cantidad de vinculaciones aproximadamente de 624400. Estas dimensiones superan la capacidad actual del programa CTSS8. En base a lo expuesto se asume como representativa de alto nivel de detalle la constitución realizada con TG250.

De igual modo que las cuencas del A° Ludueña y A° Santa Catalina, el TG mayor (TG2000) es el TG más grande que permite realizar la constitución del modelo conservando, fundamentalmente, la traza de la red hídrica, pudiendo diferenciar en forma explícita las diferentes trazas de los cursos definidos para TG250.

En la Tabla 8.38 se resumen las celdas y vinculaciones que constituyen las diferentes discretizaciones adoptadas y en las Figuras 8.83 a 8.86 se muestran las diferentes discretizaciones de la cuenca para todos los TG implementados.

Tabla 8.38. Celdas y Vinculaciones resultantes de las discretizaciones de la Cuenca del A° Saladillo.

TG [m]	Celdas	Celdas Valle	Celdas Río	Vinc. Totales	Vinc. V-V	Vinc. R-R	Vinc. V-R	Vinc. Terraplén.	Vinc. Alcantarilla	Vinc. Puente
250	50048	48266	1782	99225	92825	1765	3523	1084	20	8
500	12512	11638	874	24589	21471	857	1704	529	20	8
1000	3128	2704	424	6039	4560	407	794	250	20	8
2000	782	579	203	1456	789	187	341	112	20	8

Vinc. V-V. Vinculaciones entre celdas del tipo Valle. Vinc. R-R. Vinculaciones entre celdas del tipo Río. Vinc. V-R Vinculaciones entre celdas del tipo Valle y Río

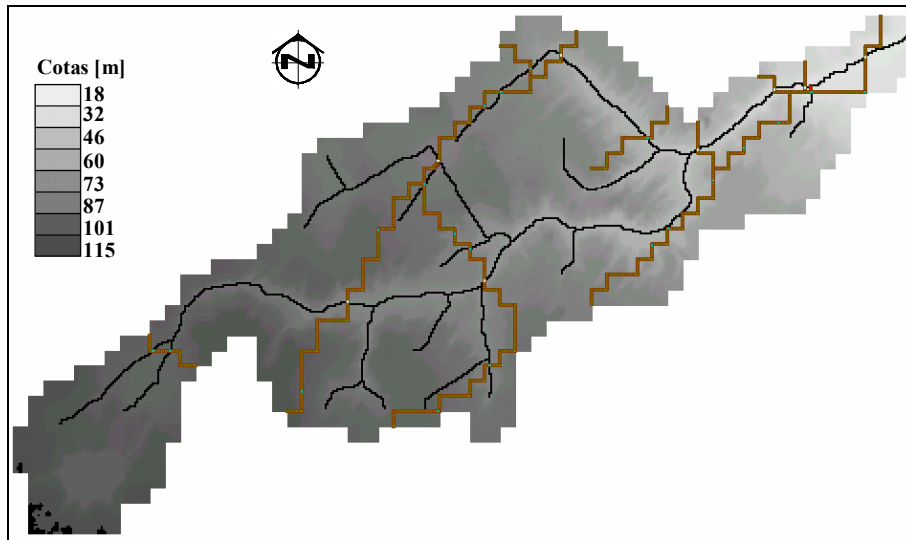


Figura 8.83. Discretización de la cuenca para TG250.

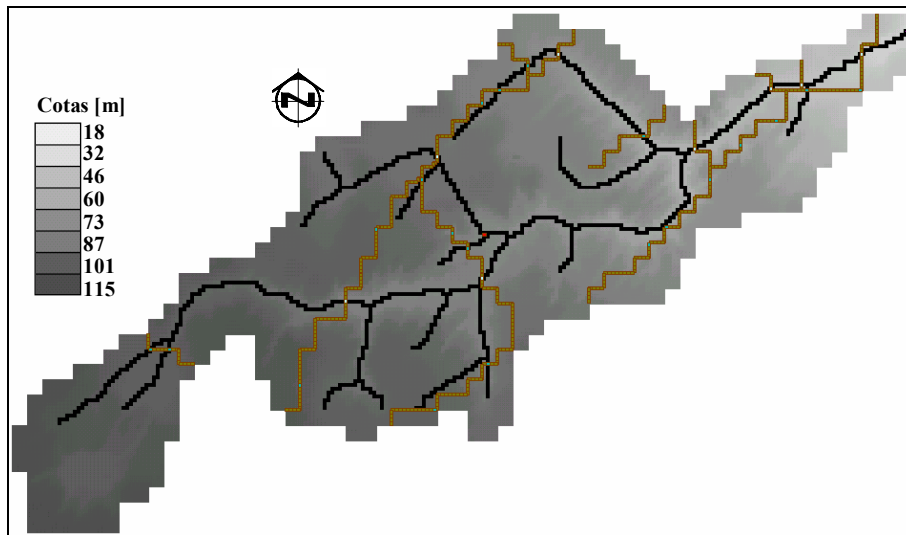


Figura 8.84. Discretización de la cuenca para TG500.

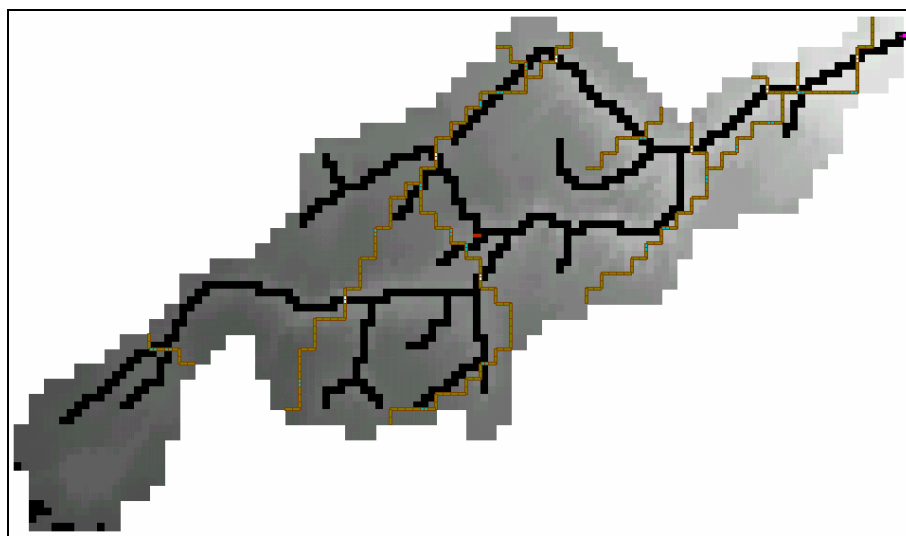


Figura 8.85. Discretización de la cuenca para TG1000.

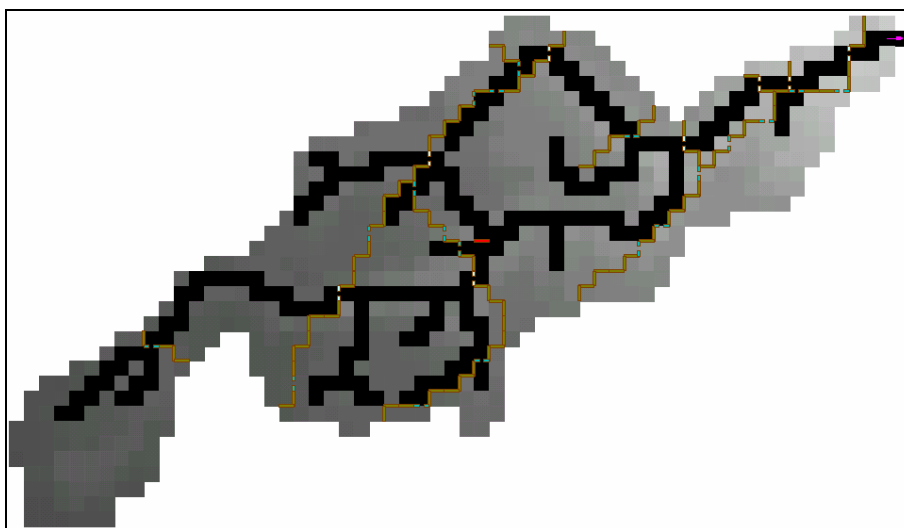


Figura 8.86. Discretización de la cuenca para TG2000.

8.4.3 Comparación de las Características Generales entre TG250 y los Datos de Partida.

En la Tabla 8.39 se resumen las características, índices y atributos generales derivados de la constitución del modelo para TG250 y su comparación con los datos originales de la cuenca (Tabla 8.37 anterior). Asimismo en la Figura 8.87 se muestra la cuenca original y la discretización para TG250.

Tabla 8.39. Características y diferencias entre los datos de partida y TG250.

Característica	Modelo Original	Discretización TG250	Diferencia absoluta	Diferencia porcentual
Área	3144 Km ²	3128 Km ²	- 16 Km ²	-0.5 %
Longitud total de cursos	380.0 Km	445.5 Km	+ 65.5 Km	+17.2 %
Densidad de Drenaje	0.121 Km/Km ²	0.142 Km/Km ²	+0.021 Km/Km ²	+17.8 %
Diferencia de cotas sobre el curso principal	83.0 m	90.3 m	+ 7.3 m	+8.8 %
Longitud curso principal	145 Km	165 Km	+ 20 Km	+13.9 %
Pendiente media sobre curso principal (A° Saladillo)	0.57 m/Km	0.55 m/Km	- 0.02 m/Km	-4.5 %
Diferencia entre cotas (Z máxima – Z mínima)	97.1 m	97.6 m	+ 0.6 m	+ 0.6 %
Índice de Rugosidad	11.7	13.9	+ 2.2	+18.6 %
Perímetro	352 Km	400 Km	+ 48 Km	+13.6 %
Índice de Compacidad de Gravelius	1.77	2.02	+ 0.25	+13.9 %

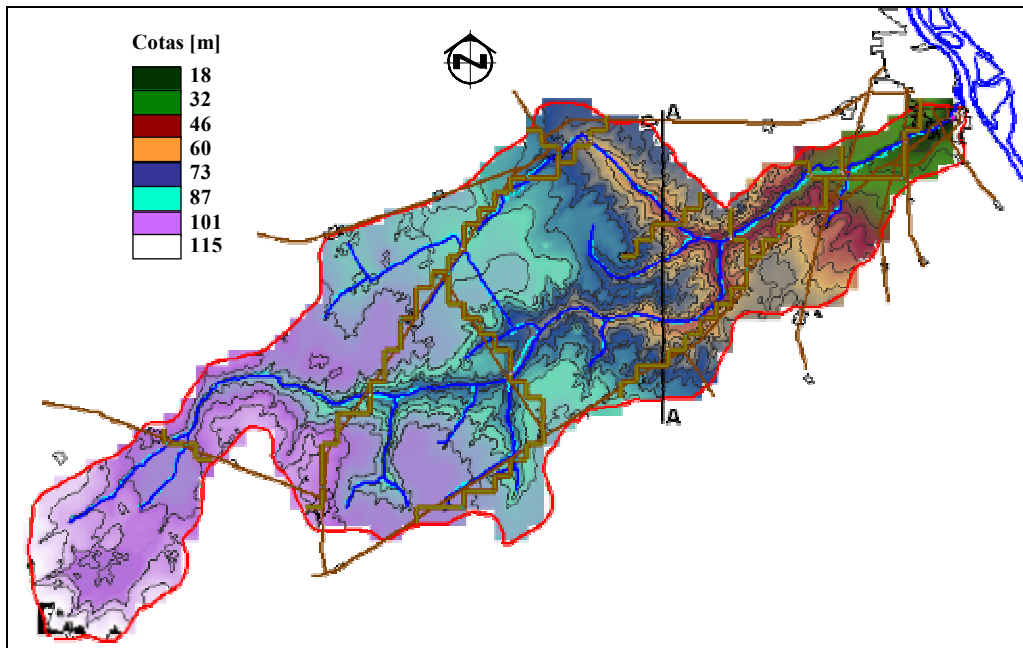


Figura 8.87. Cuenca original y discretización para TG250. Limite de cuenca, traza de cursos, terraplenes y poblaciones.

No existen diferencias apreciables en términos del área de aporte modelada con TG250 con respecto a la obtenida en la cuenca original (+ 0.5 %). La longitud total de cursos modelada para TG250 es aproximadamente un 17.2 % mayor respecto a la longitud de cursos de la cuenca original. Esto es debido a la propia característica del modelo utilizado para el cual la traza de los cursos se define en forma de “zig-zag” (cada celda río se vincula a otra celda río ubicada al Norte, Sur, Este u Oeste). El aumento de la densidad de drenaje para TG250 en comparación a la cuenca original es debido al incremento de la longitud de los cursos modelados, ya que la diferencia en términos de área es insignificante. La densidad de drenaje es un 17.8 % mayor en TG250 en comparación a la de la cuenca original.

La pendiente media sobre el curso principal disminuye en el 4.5 % para TG250. Esto es debido a que se produce un aumento, en comparación de los datos de partida, tanto de la diferencia de cotas sobre el curso principal como de la longitud modelada del curso principal. La diferencia entre cotas en TG250 está asociada al proceso de interpolación de cotas al pasar de datos irregulares a datos regulares y a la ubicación de las celdas que definen la traza del curso.

No se observa una diferencia notable (- 0.60 %) del desnivel de la cuenca para TG250 en

comparación con los datos de partida.

El Índice de Rugosidad aumenta el 18.6 % para TG250. Esto se debe al aumento de la densidad de drenaje para TG250.

El Índice de Compacidad de Gravelius aumenta el 13.9 % para TG250 debido principalmente al aumento del perímetro en la representación de TG250; ya que el área se reproduce sin mayores modificaciones

8.4.4 Efecto del Tamaño de la Grilla en Características del Relieve.

8.4.4.1 Atributos generales a nivel de la cuenca para las diferentes discretizaciones.

En la Tabla 8.40 se muestran las características, índices y atributos generales correspondientes a las diferentes discretizaciones.

Tabla 8.40. Características, índices y atributos generales para las diferentes discretizaciones.

Característica	TG250	TG500	TG1000	TG2000
Área [Km ²]	3128	3128	3128	3128
Longitud total de cursos [Km]	445.5	437.0	424.0	406.0
Densidad de Drenaje [Km/Km ²]	0.142	0.140	0.136	0.130
Diferencia de cotas sobre curso principal [m]	90.3	90.0	89.9	89.6
Longitud curso principal [Km]	165.0	160.4	156.3	155.4
Pendiente media sobre curso principal [m/Km]	0.547	0.561	0.575	0.577
Diferencia entre cotas (Z máxima – Z mínima) [m]	97.6	95.5	94.8	94.1
Índice de Rugosidad	13.9	13.3	12.8	12.2
Perímetro [Km]	400	400	400	400
Índice de Compacidad de Gravelius	2.02	2.02	2.02	2.02

El área de la cuenca no se modifica para los diferentes TG; y la misma tiene un valor de 3128 Km². Además el perímetro permanece invariable, por lo que se tiene un mismo valor del Índice de Compacidad de Gravelius.

El aumento del TG genera una reducción de la longitud de los cursos del orden del 8.9 % entre TG250 y TG2000. Asociado a la reducción de la longitud de los cursos se obtiene una reducción de la densidad de drenaje del 8.9 % entre TG250 y TG2000.

La pendiente media sobre la traza del curso principal, al pasar de TG250 a TG2000, se incrementa en aproximadamente un 5.5 %. Al incrementare el TG se produce tanto una reducción de la longitud de los cursos como del desnivel entre sus cotas extremas; aunque en este caso la reducción de la longitud es más pronunciada que la reducción del desnivel lo que se traduce en el incremento de la pendiente media del curso.

Al pasar de TG250 a TG2000, la diferencia entre la cota máxima y mínima se reduce; en este caso el desnivel entre cotas extremas es 3.5 m representando una reducción del 3.6 %.

El valor del Índice de Rugosidad disminuye al aumentar el TG debido al efecto combinado de la reducción de la diferencia entre cotas extremas y de la densidad de drenaje a medida que se incrementa el TG; la reducción es del 12.2 % al pasar de TG250 a TG2000.

8.4.4.2 Atributos distribuidos espacialmente para las diferentes discretizaciones.

A) Efecto de la discretización en datos de elevación del terreno.

Para cada una de los cuatro discretizaciones se extrajeron los valores de cotas de cada celda, y a partir de dicha información se obtuvieron los valores máximos, mínimos, medios y desvío estándar; estos valores se resumen en la Tabla 8.41.

En la Figura 8.88 se muestra la variación de los valores máximos, mínimos, medio y delta para los diferentes TG. La representación en ordenadas se realiza en forma normalizada respecto a los valores de TG250:

$$C^* = \frac{V_{TG_i}}{V_{TG250}} \tag{8.20}$$

Donde: C*= valor normalizado de la variable a representar, V = Variable a representar: Cota Máxima, Cota Mínima, Delta Cota y Promedios de Cotas; i = 250, 500, 1000 y 2000.

Tabla 8.41. Valores medios, máximos, mínimos y desvío estándar en términos de cotas.

	TG250	TG500	TG1000	TG2000
Cota Máxima [m]	115.60	115.55	115.51	115.09
Cota Mínima [m]	18.01	20.04	20.73	21.00
Diferencia Cotas [m]	97.59	95.51	94.78	94.10
Promedio de Cotas [m]	81.44	81.42	81.38	81.14
Desvío Estándar [m]	20.38	20.39	20.38	20.54
Pendiente Curva Hipsométrica [m/Km ²]	0.0312	0.0305	0.0303	0.0301

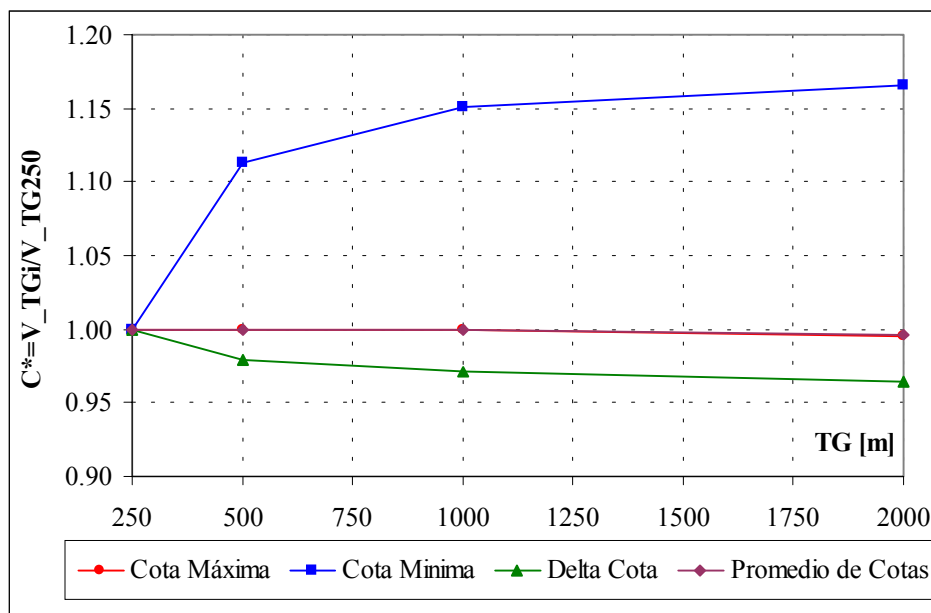


Figura 8.88. Variación de cotas máxima, mínima, diferencias de cotas extremas y promedio de cotas normalizadas respecto a TG250.

Se observa que con la agregación se reduce el desnivel representado por las cotas extremas, al incrementarse los valores de cotas mínimas y reducirse los valores de cotas máximas. El valor medio y el desvío estándar no sufren variaciones importantes con el tamaño de grilla. El incremento

del tamaño de grilla genera una representación del relieve de la cuenca con menor desnivel.

En la Figura 8.89.a se representa un corte en el sentido Norte – Sur (Corte A-A Figura 8.87) para las diferentes discretizaciones. En este caso se observan las diferencias en la representación de las cotas con los diferentes tamaños de grilla y es notorio el alejamiento en la reconstitución del perfil a medida que se incrementa el TG. En este sentido, no es posible reproducir particularidades del relieve con longitudes menores al TG de la discretización; por ejemplo lo indicado como Detalle A (Figura 8.89.b)

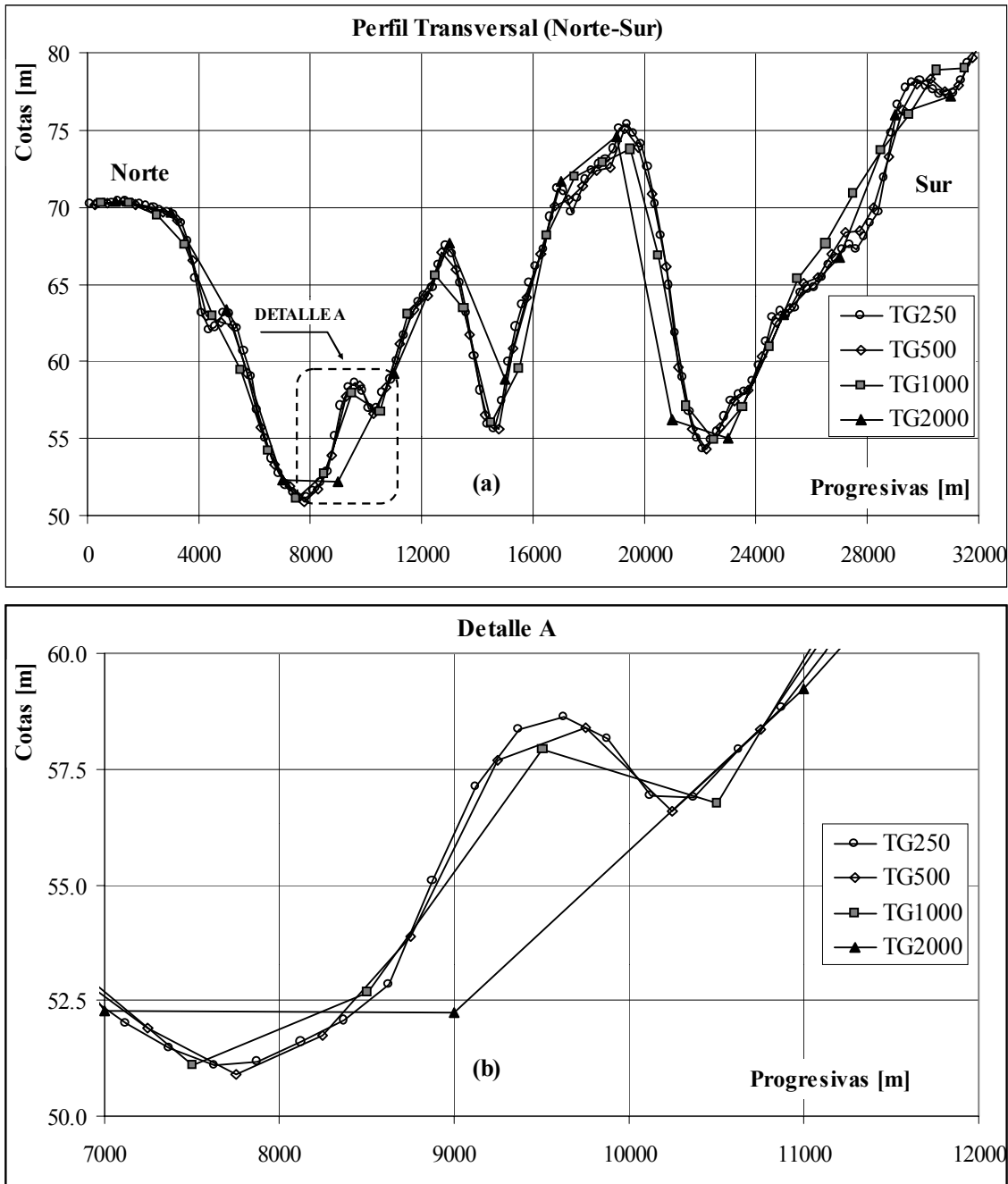


Figura 8.89. a) Corte transversal Norte-Sur en la cuenca del A° Saladillo; b) Detalle A. (Escala horizontal y vertical distorsionadas)

En la Figura 8.90 se muestra la curva hipsométrica para cada una de las cuatro discretizaciones. El error estándar para las cotas entre TG250 y TG500 es de 0.06 %; entre TG250 y TG1000 es de 0.14 % y entre TG250 y TG2000 es de 0.42 %.

La pendiente media en el gráfico de la curva hipsométrica varía entre 0.0312 m/Km² (TG250) y 0.0301 m/Km² (TG2000).

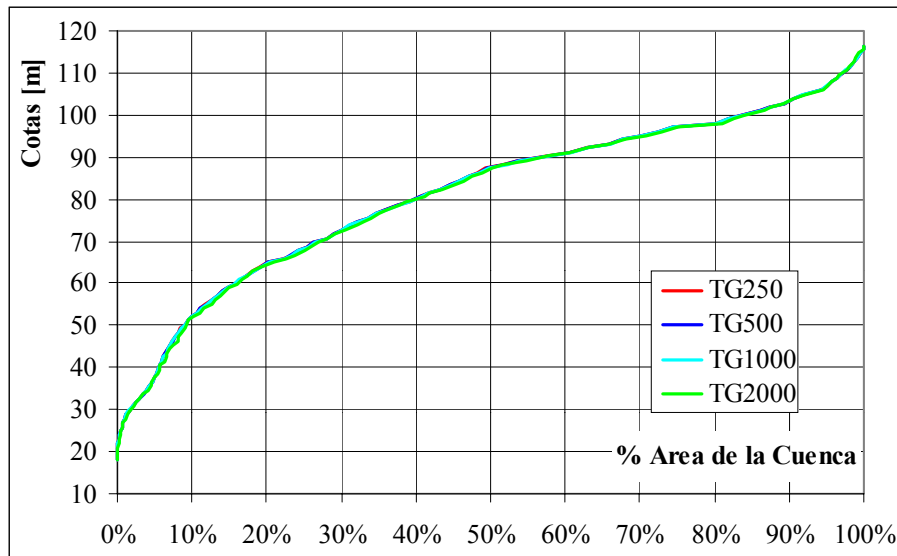


Figura 8.90. Curva hipsométrica para las diferentes discretizaciones

B) Efecto de la discretización en las pendientes locales.

Para cada una de las discretizaciones se calculó la pendiente local en cada celda aplicando el método D8 (O’Callaghan y Mark, 1984); mediante la aplicación de un algoritmo expresamente desarrollado para tal fin.

Según los resultados extraídos (Tabla 8.42) se observa que a medida que aumenta el TG se obtienen valores de pendientes máximas, promedio de pendientes locales y desvío estándar menores. Los cambios más pronunciados se observan para el valor de la pendiente máxima en celda.

En la Figura 8.91 se muestran estas variaciones con el TG en forma normalizada respecto a TG250:

$$P^* = \frac{V_{TG_i}}{V_{TG250}} \tag{8.21}$$

Donde: P^* = valor normalizado de la variable a representar, V = Variable a representar: Pendiente Máxima, Pendiente Mínima y Desvío Estándar en pendientes locales; $i = 250, 500, 1000$ y 2000 .

Tabla 8.42. Valores de pendientes máximas, promedio y desvío estándar en celdas del dominio

	TG250	TG500	TG1000	TG2000
Pendiente Máxima [m/m]	0.03656	0.02070	0.01488	0.00921
Promedio de Pendientes Locales [m/m]	0.00342	0.00328	0.00295	0.00235
Desvío Estándar [m/m]	0.00336	0.00302	0.00254	0.00195

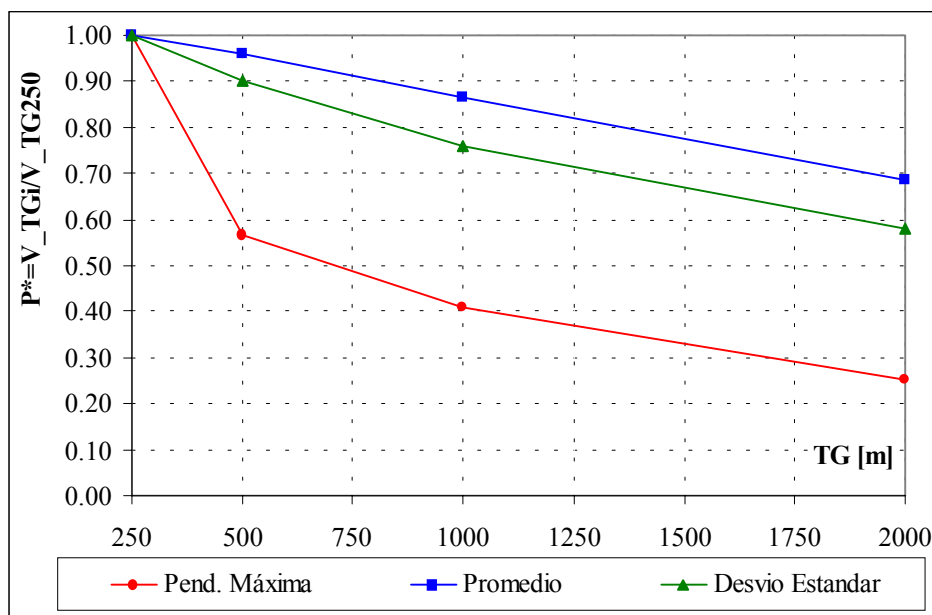


Figura 8.91. Variación de valores máximos, medios y desvío estándar en pendientes locales en celdas normalizada respecto a TG250.

En la Figura 8.92 se muestra la distribución de frecuencias acumuladas de pendientes locales. Se puede observar que a medida que se incrementa el TG se reduce el intervalo de pendientes locales reproducidas en el modelo; es decir, la pendiente de la gráfica de distribución de frecuencias acumuladas es más pronunciada. Este efecto es más notorio al pasar de TG1000 a TG2000.

El error estándar para las pendientes locales entre TG250 y TG500 es de 0.83 %; entre TG250 y TG1000 es de 2.34 % y entre TG250 y TG2000 es de 3.94 %.

A su vez se observa un “corrimiento” de la curva hacia la izquierda con el incremento del TG, lo que indica que se reproducen, para un mismo porcentaje del área de la cuenca, pendientes menores

a medida que se incrementa el TG; así por ejemplo, para el 70 % del área de la cuenca se tienen valores de pendientes en celdas menores a 0.44 % para TG250, 0.42 % para TG500, 0.40 % para TG1000 y 0.32 % para TG2000.

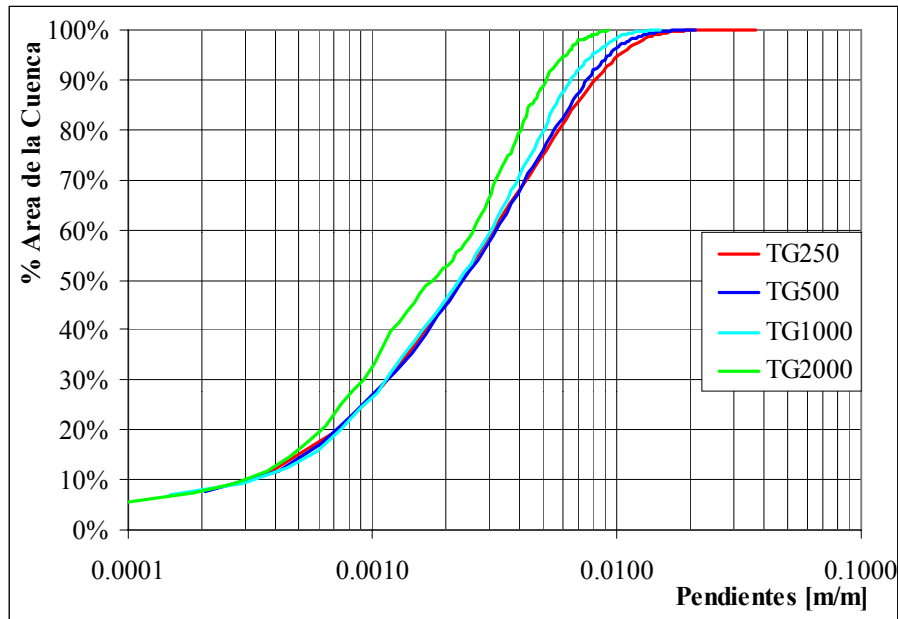


Figura 8.92. Distribución de frecuencias acumuladas de pendientes locales en celdas para las cuatro discretizaciones.

En las Figuras 8.93 a 8.96 se muestran las variaciones espaciales de las pendientes locales en celdas para TG250, TG500, TG1000 y TG2000, respectivamente. En dichas figuras es posible observar la pérdida en la representatividad espacial de las pendientes locales a medida que se incrementa el TG.

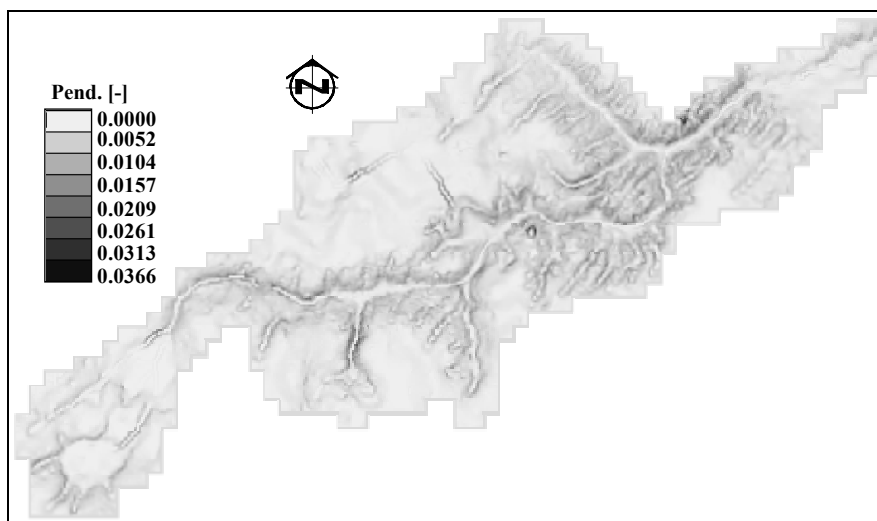


Figura 8.93. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG250.

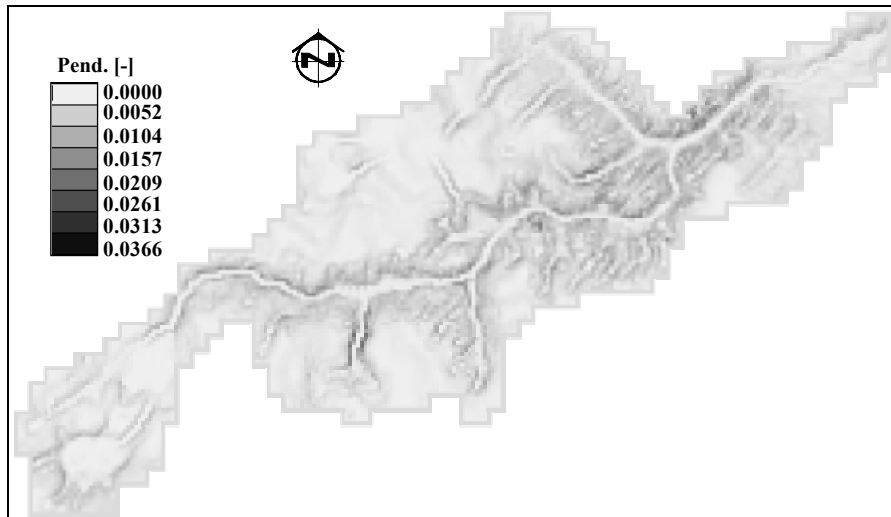


Figura 8.94. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG500.

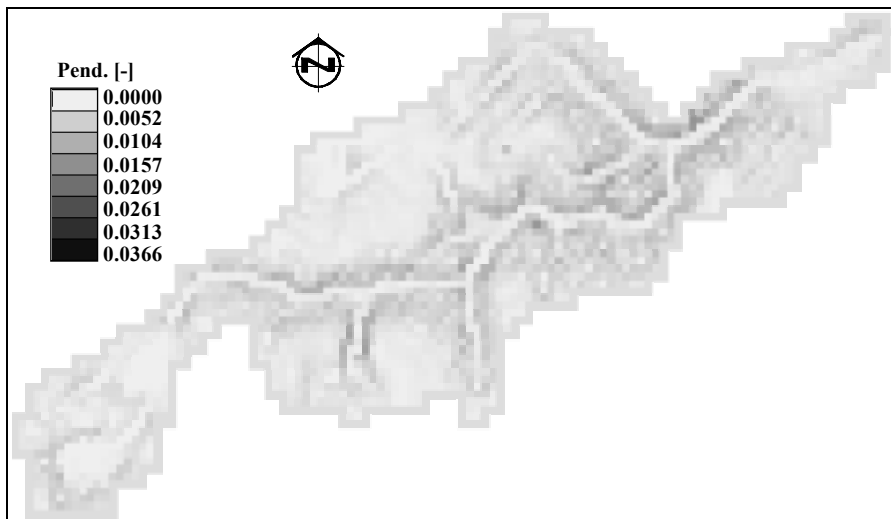


Figura 8.95. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG1000.



Figura 8.96. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG2000.

C) Efecto de la discretización en las curvaturas.

En todo el dominio espacial de las cuatro discretizaciones se calculó el valor de la curvatura local en cada celda, utilizando la formulación propuesta por Mitasova y Hofierka (1993), ecuaciones (8.4) a (8.11).

En la Tabla 8.43 se muestran los valores extremos (máximos y mínimos) de la curvatura, la diferencia entre estos valores y el desvío estándar en todo el dominio de la cuenca.

Tabla 8.43. Valores máximos, mínimos y desvío estándar en curvaturas.

	TG250	TG500	TG1000	TG2000
Curvatura Máxima	0.0001539	0.0000630	0.0000203	0.0000087
Curvatura Mínima	-0.0001993	-0.0000499	-0.0000161	-0.0000052
Delta de Curvatura	0.0003531	0.0001129	0.0000363	0.0000139
Desvío Estándar	0.0000123	0.0000072	0.0000038	0.0000018

Los valores de curvatura máxima disminuyen y los valores de curvaturas mínimas se incrementan con el aumento del TG; lo que resulta en una reducción de la diferencia entre las curvaturas extremas (máximas y mínimas) representadas por los TG mayores. La reducción de valores extremos de curvaturas es un indicador de la pérdida de representación de las alteraciones del relieve con el incremento del TG.

En la Figura 8.97 se muestra la distribución de frecuencias acumuladas de las curvaturas como porcentaje del área de la cuenca. Para un determinado rango de porcentaje de área de la cuenca se observa que a medida que aumenta el TG disminuye el rango de valores de curvatura reproducibles por la discretización adoptada.

El error estándar para las curvaturas entre TG250 y TG500 es de 1.26 %; entre TG250 y TG1000 es de 2.71 % y entre TG250 y TG2000 es de 5.23 %.

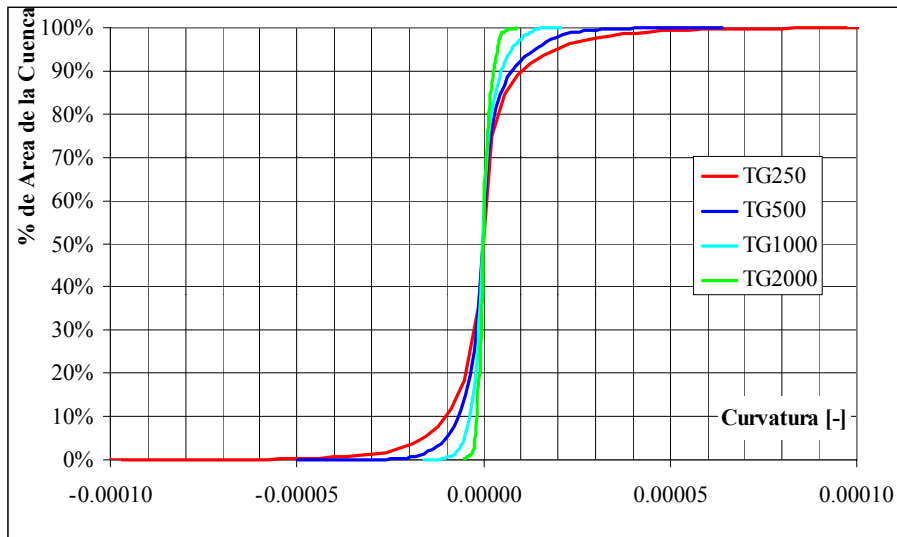


Figura 8.97. Distribución de frecuencias acumuladas de curvaturas en celdas.

8.4.5 Entropía.

Para las cuatro discretizaciones se computó el valor de entropía de los siguientes atributos topográficos: a) elevación, b) pendiente y c) curvatura en cada celda. Se aplicó un algoritmo para realizar dicha operación debido a la gran cantidad de información a manipular.

La cantidad de intervalos discretos que se adoptó para el cálculo de la entropía en todos los atributos es de 400. Este valor surge al aplicar el criterio presentado por Kuo et al. (1999); donde se observa una variación lineal entre el logaritmo del número de intervalos y el logaritmo de la entropía. En la Figura 8.98 se muestra esta variación para la entropía en términos de pendientes locales en celdas.

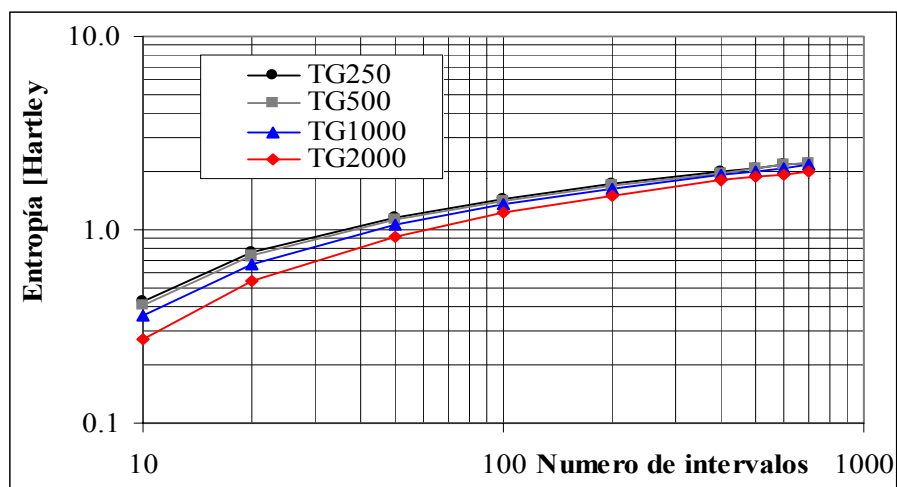


Figura 8.98. Variación de entropía en pendientes vs. números de intervalos en pendientes locales.

Escala logarítmica en ambos ejes.

8.4.5.1 Entropía en cotas.

A partir de los valores de cotas en cada celda para los diferentes TG se calculó el valor de la entropía aplicando la ecuación (5.3). Asimismo, considerando como base para la determinación de la pérdida de entropía a la discretización de mayor nivel de detalle (TG250); se computó la pérdida relativa a TG250 para los restantes TG.

En la Tabla 8.44 se muestra el valor de la entropía en cotas para TG250, TG500, TG1000 y TG2000 y la pérdida de entropía relativa a TG250.

Tabla 8.44. Entropía en términos de cotas y pérdida relativa a TG250.

TG [m]	Entropía [Hartleys]	Perdida Relativa [%]
250	2.43	0.00
500	2.43	0.23
1000	2.41	1.06
2000	2.33	4.08

En la Tabla 8.44 puede observarse como a medida que aumenta el TG (discretización de mayor grado de agregación) se obtiene una reducción en el valor de la entropía. La pérdida de entropía entre TG250 y TG2000 es del orden del 4.08 %.

8.4.5.2 Entropía en pendientes.

Se ha cuantificado el valor de entropía en términos de pendientes locales en celdas para las diferentes discretizaciones y la pérdida relativa respecto a TG250.

En la Tabla 8.45 se muestra el valor de la entropía para la información relacionada a las pendientes locales en celdas para TG250, TG500, TG1000 y TG2000 y la pérdida de entropía relativa a TG250.

Tabla 8.45. Entropía en términos de pendientes y diferencia relativa a TG250.

TG [m]	Entropía [Hartleys]	Perdida Relativa [%]
250	1.99	0.00
500	1.97	0.87
1000	1.92	3.77
2000	1.79	10.10

En la Tabla 8.45 puede observarse la reducción de este parámetro con el incremento del TG. En este caso la pérdida relativa resulta mayor que en el caso de cotas, obteniéndose para TG2000 una pérdida relativa del orden del 10.10 % respecto a TG250.

8.4.5.3 Entropía en curvaturas.

Se presenta en la Tabla 8.46 el valor de entropía en términos de curvatura local en celda para las diferentes discretizaciones y la pérdida relativa respecto a TG250.

Tabla 8.46. Entropía en términos de curvaturas y diferencia relativa a TG250.

TG [m]	Entropía [Hartleys]	Perdida Relativa [%]
250	1.54	0.00
500	1.39	9.61
1000	1.18	23.64
2000	0.90	41.59

En este caso puede observarse la mayor pérdida en comparación con los valores anteriores de entropía en términos de cotas y de pendientes. Se obtiene una pérdida relativa del orden del 41.59 % al pasar de TG250 a TG2000.

Finalmente en la Figura 8.99 se muestra para cada TG los valores resumidos de variación de entropía en términos de cotas, pendientes y curvaturas.

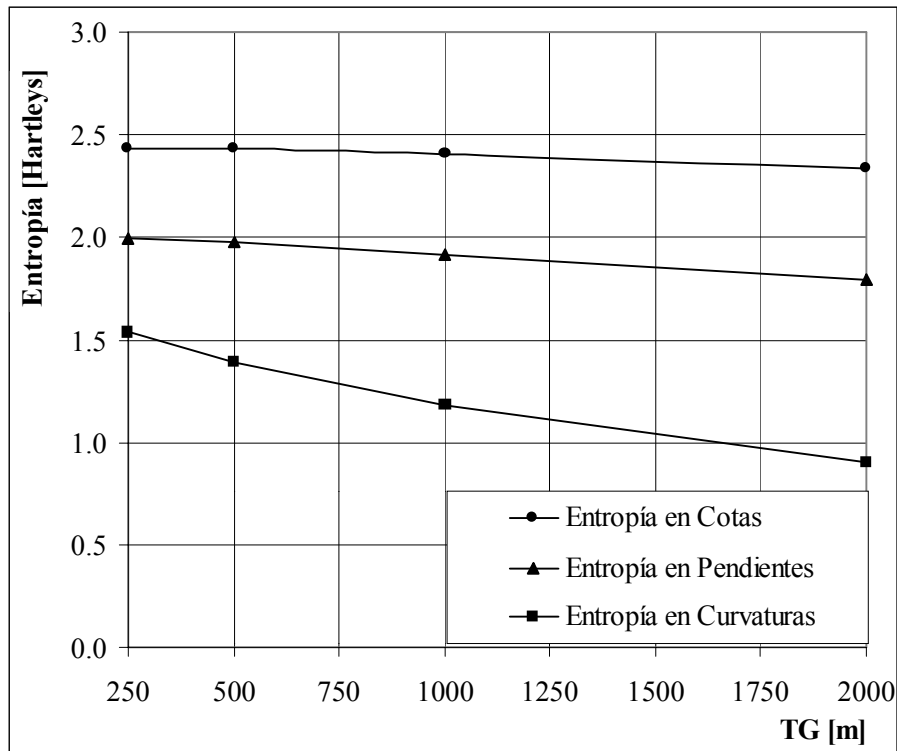


Figura 8.99. Entropía en cotas, pendientes y curvaturas para los diferentes TG en la cuenca del A° Saladillo.

Los valores de la entropía disminuyen (en términos absolutos) al incrementarse el TG, indicando que se reduce el contenido de información de los diferentes atributos topográficos analizados.

El mayor efecto se observa en la pérdida del contenido de información en términos de curvatura de la superficie ya que los TG más grandes no permiten reproducir las particularidades del terreno.

8.4.6 Calibración y Validación del Modelo.

Esta cuenca es de suma importancia ya sea desde el punto de vista del área que drena, como así también debido a que las ciudades de Rosario y Villa Gobernador Gálvez se encuentran emplazadas en la proximidades del valle natural de inundación y en ocasiones se han visto afectadas por los desbordes del mismo (por ejemplo la lluvia ocurrida en Abril del año 1986 que inundó principalmente a la ciudad de Villa Gobernador Gálvez).

Respecto a la información hidrológica disponible es posible indicar que se cuentan con registros de precipitaciones en varias estaciones. Respecto a la información relacionada a registros de alturas y

caudales en diferentes secciones, las mismas no son continuas y a su vez gran parte de los datos no han podido encuadrarse como confiables, por lo que la cantidad de información útil para las modelaciones se ve reducida.

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 ambos eventos se cuenta con valores de caudales correspondientes a los valores pico en la sección de control y con datos de precipitaciones totales en diversos centros poblados.

En el caso del evento de Abril de 1986, la información hidrológica se obtuvo a partir del estudio realizado por el Departamento de Hidráulica e Ingeniería Sanitaria (1993-1994). De dicho estudio se obtuvo la lluvia neta en toda la cuenca y valores de caudales cercanos a los valores máximos ocurridos en el evento. Asimismo, en la actualidad, en el marco del desarrollo de un Proyecto de Investigación (PCTO, 2004) se realizó la búsqueda y ampliación de información existente, principalmente el términos de precipitaciones, lo que permitió realizar la discretización espacial de la lluvia. Para ello se aplicó el método de los polígonos de Thiessen, quedando la cuenca dividida en 9 sectores de igual precipitación.

En el caso del evento de Marzo de 2007; se contó con registros de alturas máximas en la sección de control y se obtuvo el caudal asociado a partir de la relación altura-caudal en dicha sección. Los registros de alturas de agua se llevaron a cabo por personal del Departamento de Hidráulica de la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura y por personal de la Municipalidad de Rosario. La recolección y tratamiento de información relacionada a lluvia total se realizó en el marco del desarrollo del proyecto de investigación PCTO (2004).

Para la extracción de la lluvia neta se aplicó el método de CN del Servicio de Conservación de Suelos de los EEUU en base a análisis de cobertura, tipos de suelo y estado de humedad antecedente. No fue posible obtener el valor de CN mediante la integración del hidrograma de escurrimiento directo ya que no se contó con la información temporal completa del mismo. La discretización espacial de la lluvia sobre la cuenca se realizó mediante la aplicación del método de los polígonos de Thiessen; resultando en cinco sectores de igual precipitación para este evento.

Para ambos eventos observados se consideró un intervalo temporal para los hietogramas de lluvia neta de 2 horas.

En base a esta información existente se procedió a la calibración del modelo para el evento de Marzo 2007 y a la validación del mismo para el evento de Abril 1986 para la discretización de mayor nivel de detalle (TG250).

Las características principales de los eventos se resumen en la Tabla 8.47. Se utilizó el evento 2 (Marzo 2007) para la calibración de parámetros y el evento 1 (Abril 1986) para la validación. El Δt de cálculo varió entre 10 seg (para TG250) hasta 60 seg (para TG2000).

Tabla 8.47. Características de los eventos para la cuenca del A° Saladillo.

Evento	Fecha	Lluvia total [mm]	Lluvia neta [mm]	Qpico [m ³ /s]	Tpico [hs]
1	Abril 1986	157	107	1100-1200*	45-55*
2	Marzo 2007	220	73	700-800*	75-85*

* Los valores son entornos debido a incertidumbres en los registros de alturas y su transformación, por medio de la curva cota – caudal en la sección de control a valores de caudales.

Para la calibración se adoptó como criterio ajustar el caudal pico, tiempo al pico y volumen escurrido dentro del 20 % respecto a los valores observados. Debido a que no se cuenta con los hidrogramas completos de las crecidas de ambos eventos no es posible computar el grado de ajuste para todo el intervalo temporal asociado al escurrimiento directo.

En las Figuras 8.100 y 8.101 se muestran los hidrogramas calculados en la sección de control para la discretización TG250 para los eventos de Abril 1986 y Marzo 2007, respectivamente. En las mismas figuras se indican los valores de caudales picos observados según los datos relevados.

En la Tabla 8.48 se indican las diferencias entre los valores calculados y observados de caudal pico, tiempo al pico y lamina neta. Los parámetros resultantes de la calibración se muestran en la Tabla 8.49.

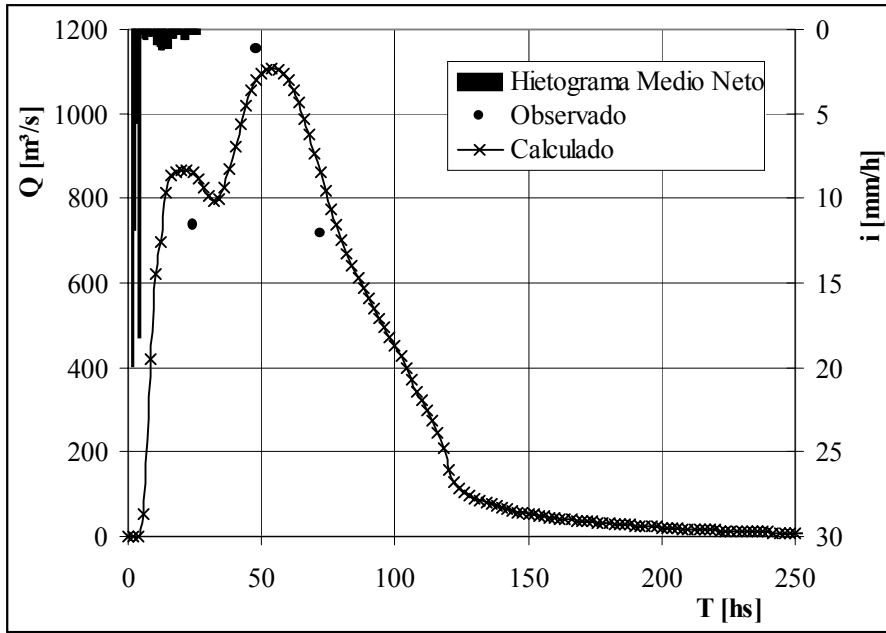


Figura 8.100. Hidrograma calculado y caudales observados. Evento Abril 1986.

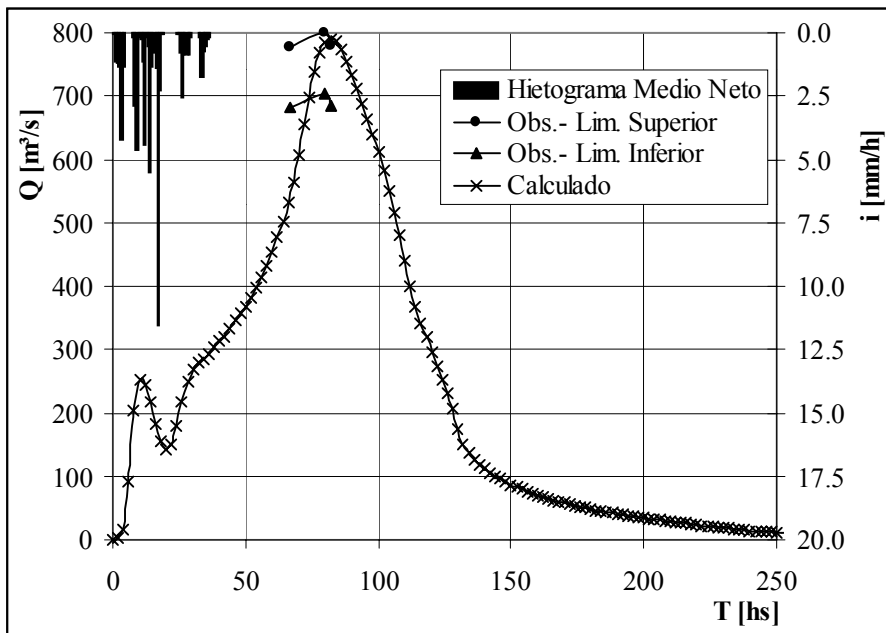


Figura 8.101. Hidrograma calculado y caudales observados. Evento Marzo 2007.

Tabla 8.48. Diferencias entre valores calculados y observados.

		Caudal Pico [m ³ /s]	Tiempo al Pico [hs]	Lamina neta [mm]
Evento Abril 1986	Observado	1100-1200	45-55	107
	Calculado	1107	54	102
	Error Relativo [%]*	-3.7	8.0	-4.7
Evento Marzo 2007	Observado	700-800	75-85	73
	Calculado	790	86	69.2
	Error Relativo [%]*	5.3	7.5	-5.2

* El Error Relativo se calculó con el valor medio del entorno de valores extremos tanto en caudal pico como en tiempo al pico.

Tabla 8.49. Parámetros de la calibración para cuenca del A° Ludueña

nv [s/m ^{1/3}]	nr [s/m ^{1/3}]	ITC	Coficiente de descarga desborde terraplenes	Coficiente de descarga alcantarillas
0.10	0.04	0.025	0.2	0.8-0.9

8.4.7 Efecto del TG en las Respuestas Hidrológicas, Escalamiento de Parámetros y Similitud Hidrológica.

8.4.7.1 Almacenamiento de equilibrio y escalamiento de parámetros.

Para la discretización TG250 (mayor nivel de detalle) con sus parámetros calibrados para los eventos observados; se simuló una lluvia neta de 0.5 mm/h y de larga duración ($t = 600$ hs) distribuida uniformemente sobre toda la cuenca de modo de lograr un estado de equilibrio completo en la misma. El caudal de equilibrio en la sección de control resulta $Q = i \times A = 3128 \text{ Km}^2 \times 0.5 \text{ mm/h} = 434 \text{ m}^3/\text{s}$. En la Figura 8.102 se muestra el hidrograma en S correspondiente.

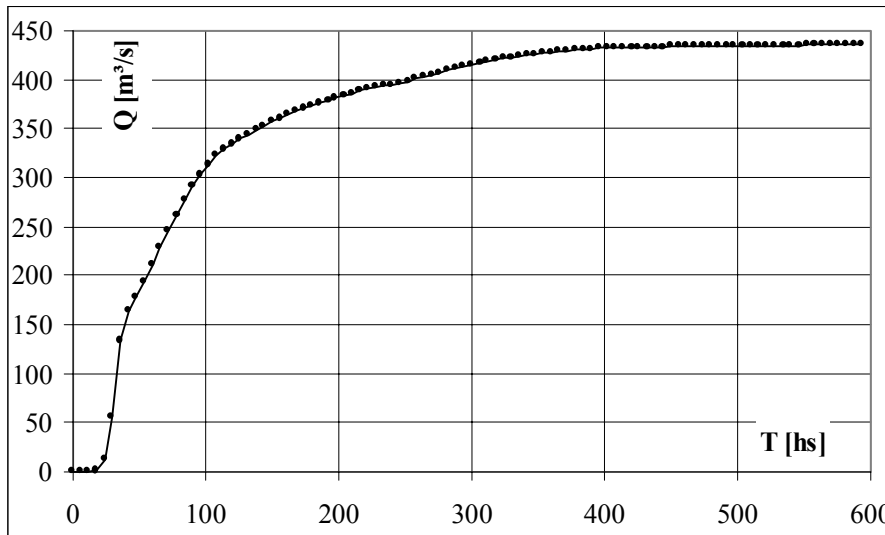


Figura 8.102. Hidrograma en S en la sección de control para TG250.

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 la última hora de simulación, en este caso corresponde a la hora 600.

Para estimar el tiempo de equilibrio en la cuenca (t_e) para la lluvia simulada de 0.5 mm/h se utilizó la ecuación (8.14). Los valores que adoptan las variables son: $A = 3128 \text{ Km}^2 = 3128000000 \text{ m}^2$, $n_v = 0.10 \text{ s/m}^{1/3}$, $i = 0.5 \text{ mm/h} = 1.39 \times 10^{-7} \text{ m/s}$, $S = 0.000547$; arrojando un valor estimado de tiempo de equilibrio de 259 hs. La duración de la lluvia (t_r) se consideró de 600 hs., superior al valor que arroja la ecuación (8.14). Esta última ecuación surge de un análisis realizado para flujo unidimensional sobre un plano; la cual es obtenida a partir de las ecuaciones de Saint-Venant y la ecuación de resistencia de Manning. Cabe destacar que el valor obtenido a partir de la ecuación (8.14) para el tiempo de equilibrio en la cuenca es solo indicativo debido a que las hipótesis en que se basa la ecuación se alejan de las condiciones de escurrimiento reproducidas por el modelo aquí utilizado.

Bajo las condiciones precedentes de intensidad de lluvia neta de 0.5 mm/h con una duración de 600 hs se obtuvo el valor del almacenamiento de equilibrio para TG250 expresado en términos de lámina sobre el área de la cuenca de 51.5 mm.

Para las demás discretizaciones (TG500, TG1000 y TG2000) se simuló la misma lluvia neta de 0.5 mm/h uniforme espacialmente y con el mismo tiempo de duración de 600 hs, de modo de lograr el

estado de equilibrio completo para dichas discretizaciones.

Por aproximación; para cada TG de menor nivel de detalle (TG500, TG1000 y TG2000) se escalaron los parámetros de rugosidad para flujo superficial en celda (nv) conservando los demás parámetros de modo de alcanzar el almacenamiento de equilibrio correspondiente a TG250 y maximizar el coeficiente RN^2 entre el hidrograma S correspondiente a TG250 y el TG agregado correspondiente.

De igual modo se procedió para escalar los valores de la pendiente transversal en celda (ITC) para cada tamaño de grilla y manteniendo los demás parámetros sin variaciones.

Los parámetros resultantes del escalamiento para los tamaños de grilla mayores con la misma lluvia neta y conservando el almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma en S se resumen en la Tabla 8.50.

Tabla 8.50. Escalamiento de parámetros (nv e ITC) conservando el almacenamiento de equilibrio y forma del hidrograma en S.

	TG250	ESCALADO DE nv			ESCALADO DE ITC		
		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
ITC	0.025	0.025	0.025	0.025	0.021	0.019	0.016
Almac. de Equil [mm]	51.5	50.7	50.8	52.2	50.9	50.8	52.3
RN^2	-	0.990	0.985	0.971	0.992	0.987	0.977

En la Figura 8.103 se grafican los hidrogramas en S resultantes al escalar los valores de rugosidad para flujo superficial en celda (Figura 8.103.a) y la pendiente transversal en celda (Figura 8.103.b) para TG500, TG1000 y TG2000, conservando, en todos los casos, el almacenamiento de equilibrio obtenido para TG250. Los hidrogramas corresponden a la sección de control de la cuenca para los diferentes TG de menor nivel de detalle y el hidrograma en S para la discretización de TG250.

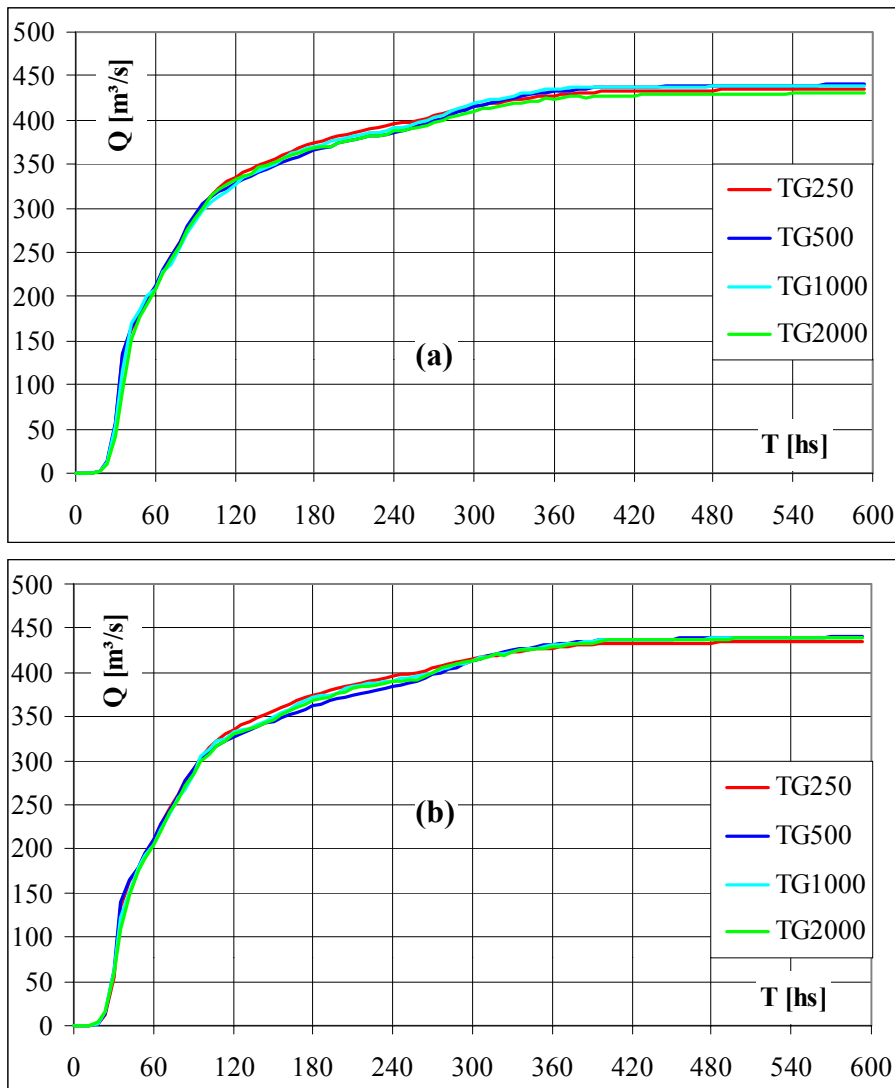


Figura 8.103. Hidrogramas en S en la sección de control para los diferentes TG. a) Escalamiento de nv ; b) Escalamiento de ITC.

En la Figura 8.104 se muestra la variación del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celda como resultado del escalamiento de parámetros al modificarse el tamaño de la grilla conservando el almacenamiento de equilibrio y los hidrogramas en S.

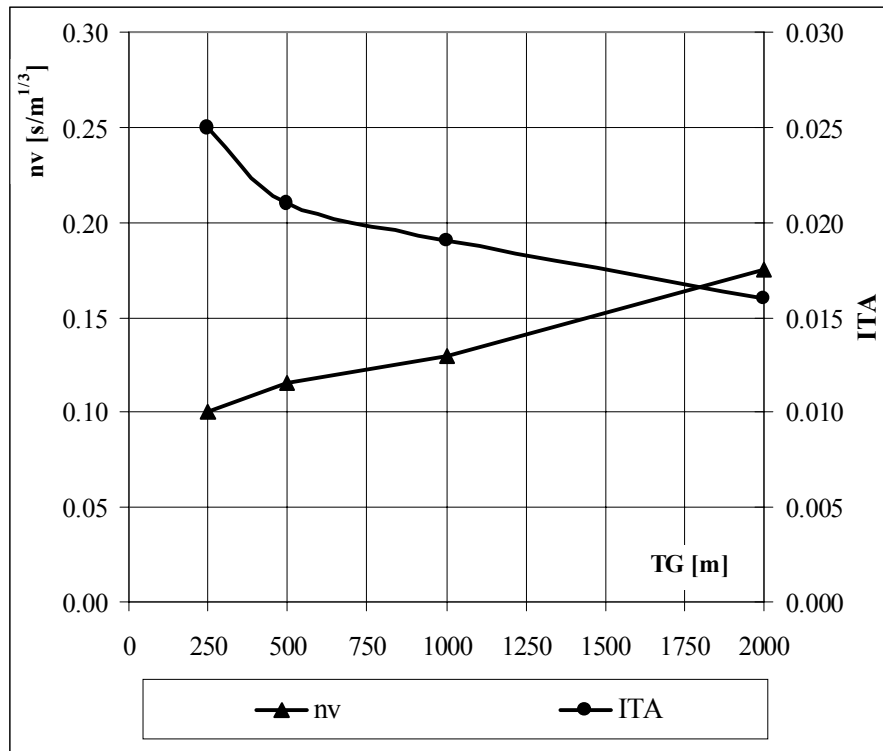


Figura 8.104. Variación del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda como resultado del escalamiento.

Los parámetros escalados (nv e ITC) para los tamaños de grilla más grandes son el resultado del efecto conjunto de la agregación, tanto de la topografía como de las relaciones entre alturas, volumen y caudal de salida en celdas. En esta cuenca se obtiene un aumento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda con el incremento del tamaño de la grilla o una reducción de la pendiente transversal en celda. Esta misma tendencia se obtuvo para las cuencas del A° Ludueña y A° Santa Catalina.

8.4.7.2 Hidrogramas observado y simulados en la sección de control.

Se presentan (Figuras 8.105 y 8.106) los hidrogramas en la sección de control resultantes del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (nv) y de la pendiente transversal en celda (ITC) para los dos eventos observados, Abril 1986 y Marzo 2007.

Las Figuras 8.105.a y 8.106.a corresponden al escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda para los eventos Abril 1986 y Marzo 2007; respectivamente. Las Figuras 8.105.b y 8.106.b corresponden al escalamiento de la pendiente transversal en celda para los mismos eventos.

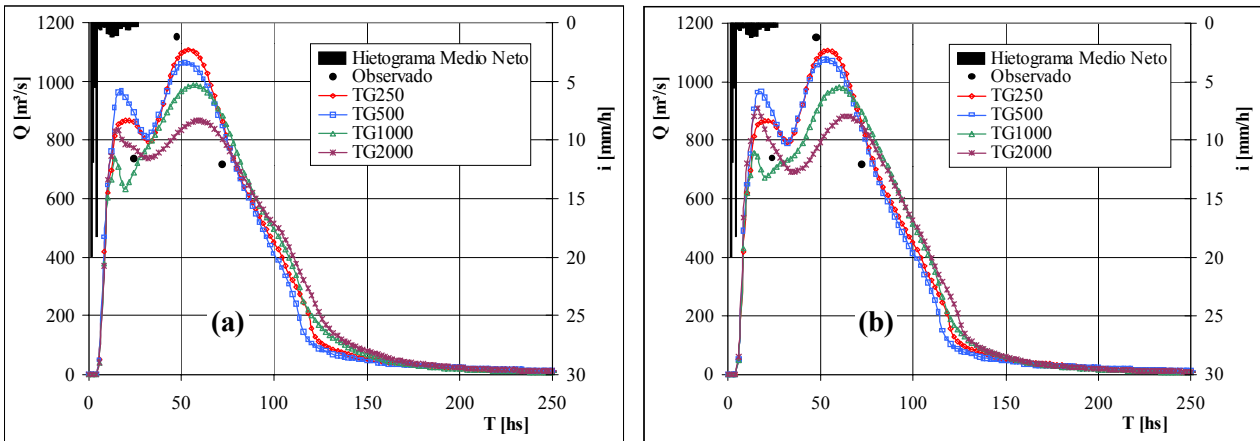


Figura 8.105. Hidrogramas en la sección de control correspondientes al evento Abril 1986 para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda; b) la pendiente transversal en celda.

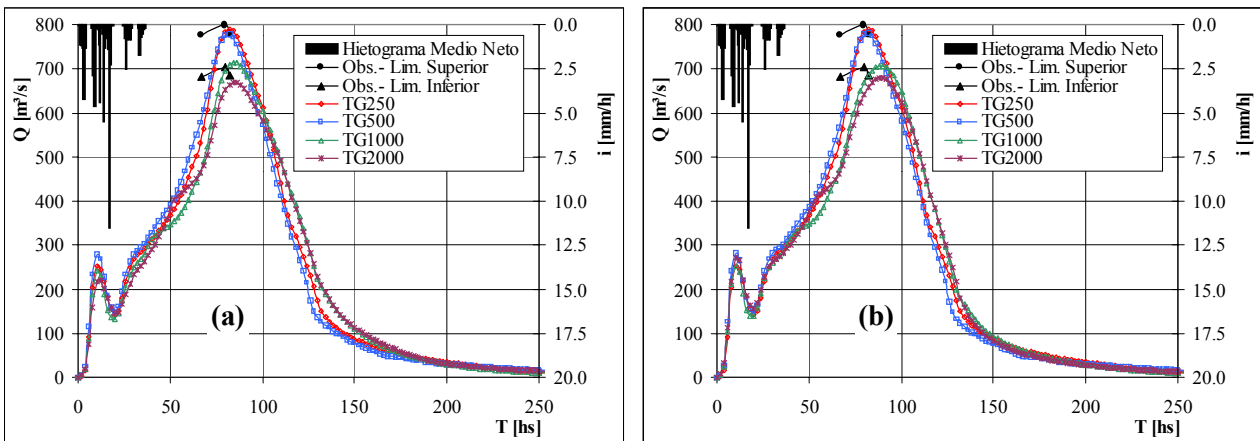


Figura 8.106. Hidrogramas en la sección de control correspondientes al evento Marzo 2007 para los diferentes tamaños de grilla mediante el escalamiento de a) el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda; b) la pendiente transversal en celda.

Se puede observar en ambas Figuras (8.105 y 8.106) que en términos de hidrogramas en la sección de control es posible lograr un adecuado ajuste con el escalamiento de parámetros propuesto.

La comparación, para un mismo evento, de los resultados obtenidos al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal de almacenamiento indican que no existe diferencia notable a la hora de reproducir el hidrograma en la sección de control.

Se utiliza la ecuación (8.13) para cuantificar el grado de ajuste entre los hidrogramas (Figuras 8.105 y 8.106) de los dos eventos observados entre TG250 y los restantes TG para todo el intervalo

temporal. En la Tabla 8.56 se resumen los resultados obtenidos.

Tabla 8.51. Coeficiente RN^2 para los hidrogramas en la sección de control para los eventos observados.

	Escalamiento de nv			Escalamiento de ITC		
	TG250- TG500	TG250- TG1000	TG250- TG2000	TG250- TG500	TG250- TG1000	TG250- TG2000
Abril 1986	0.99	0.98	0.96	0.99	0.97	0.95
Marzo 2007	0.99	0.98	0.97	0.99	0.98	0.97

Nuevamente se verifica el alto grado de similitud logrado mediante el escalamiento de los parámetros para el hidrograma en la sección de control.

8.4.7.3 Áreas de aporte en celdas en situación de equilibrio completo en la cuenca.

Aplicando sistemáticamente la ecuación (8.15), en todo el dominio espacial para cada TG de menor nivel de detalle (como resultado del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celda) y para la discretización de mayor nivel de detalle (TG250), se obtiene el área de aporte en cada celda para la situación de equilibrio completo.

Los resultados se presentan en términos de correlación entre el área de aporte de cada celda para los tamaños de grilla más grandes (TG500, TG1000 y TG2000) y las correspondientes a TG250. De esta forma se comparan las áreas de aporte entre TG250 y TG500; TG250 y TG1000; y TG250 y TG2000 y para los resultados obtenidos al escalar ambos parámetros (nv e ITC).

En las Figuras 8.107 a 8.109 se muestran las correlaciones obtenidas entre áreas de aporte para las diferentes discretizaciones: TG250 y TG500 (Figura 8.107); TG250 y TG1000 (Figura 8.108) y TG250 y TG2000 (Figura 8.109). En cada figura se muestran los resultados al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda. En todas las figuras las abscisas corresponden a las áreas de aporte para TG250 integradas a la correspondiente celda de la discretización de menor nivel de detalle y las ordenadas representan la áreas de aporte para los TG mayores.

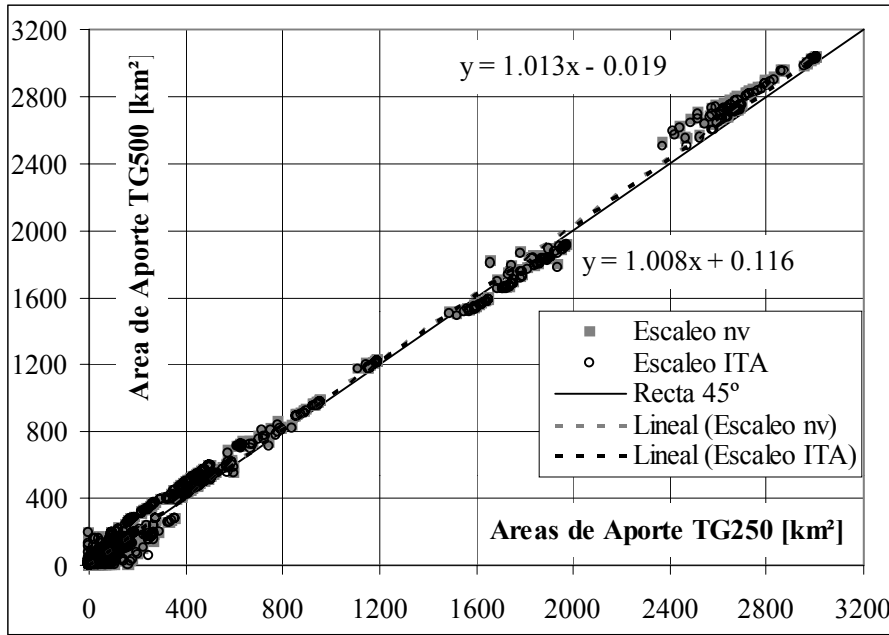


Figura 8.107. Correlaciones entre áreas de aporte entre TG250 y TG500 escalando nv e ITC.

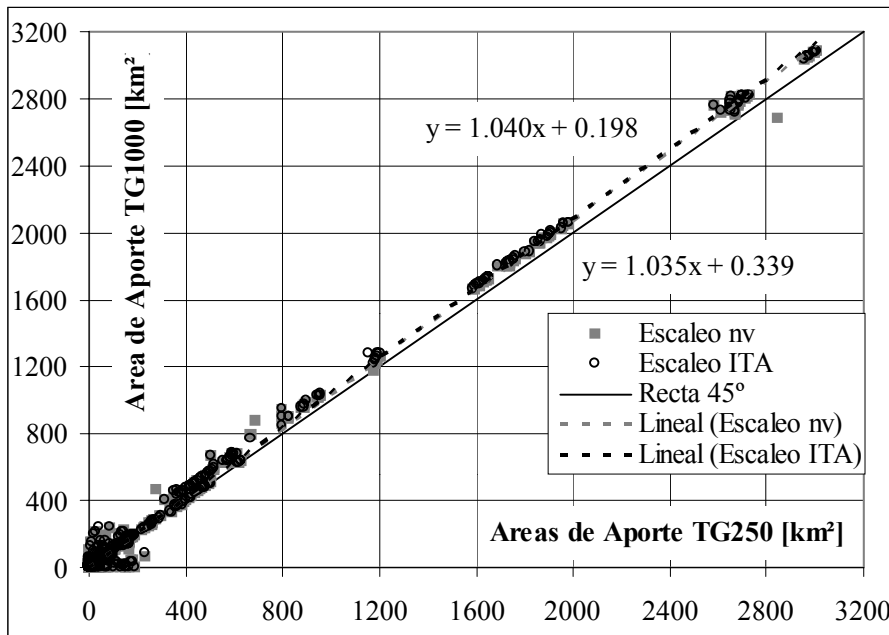


Figura 8.108. Correlaciones entre áreas de aporte entre TG250 y TG1000 escalando nv e ITC.

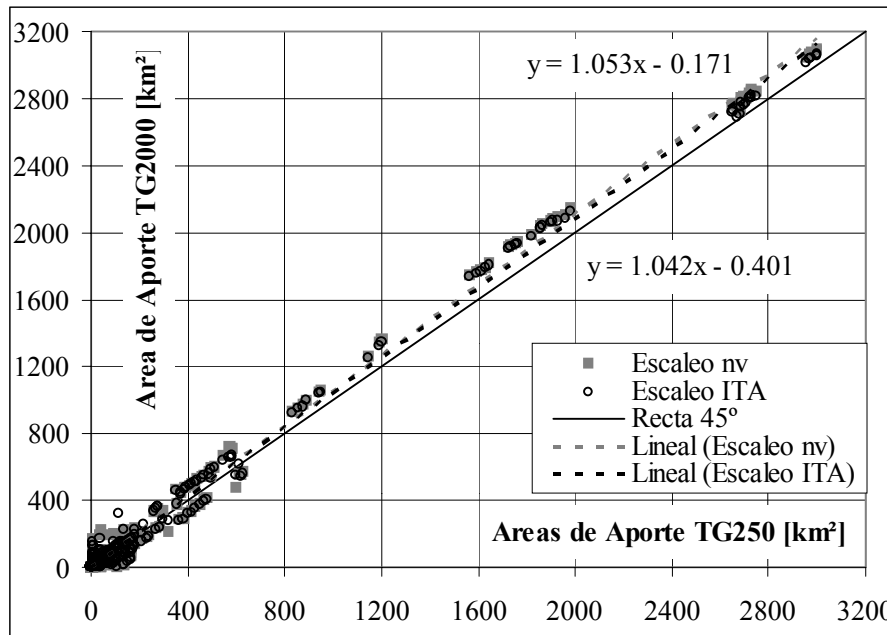


Figura 8.109. Correlaciones entre áreas de aporte entre TG250 y TG2000 escalando nv e ITC.

Es posible observar en las figuras anteriores (8.107 a 8.109) que en términos de áreas de aporte, el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda o el escalamiento de la pendiente transversal en celda generan resultados muy similares. Es decir, no existen diferencias significativas respecto a los caudales de aporte aguas arriba de una determinada celda en situación de equilibrio completo como resultado de escalar nv o ITC.

En todos los casos se observa que las rectas de regresión tienen pendiente próxima a la unidad, indicando un adecuado grado de conservación de las áreas de aporte con el efecto del incremento del tamaño de grilla. Nuevamente, al igual que en las dos cuencas anteriores, se observa el efecto de concentración de aportes en las celdas del curso de agua para los esquemas agregados (áreas de aporte mayores a las correspondientes al esquema de mayor nivel de detalle).

8.4.7.4 Respuestas hidrológicas para eventos y similitud hidrológica entre tamaños de grilla.

A partir de los parámetros escalados del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celdas (Tabla 8.50) se simularon los dos eventos observados y una serie de eventos sintéticos. Las características de los eventos simulados (observados y sintéticos) se resumen en la Tabla 8.52.

En todas las simulaciones, para las dos alternativas de escalamiento de parámetros (nv e ITC) y para

los esquemas agregados, se conservó la distribución espacial de la lluvia de los dos eventos observados correspondiente a la discretización de mayor nivel de detalle (TG250). En el caso de los eventos sintéticos, se consideró distribución espacial uniforme de la lluvia sobre toda la cuenca.

Los eventos se simularon para la discretización de mayor nivel de detalle (TG250) y para los esquemas de menor detalle (TG500, TG1000, TG2000).

Se realizaron un total de 84 simulaciones para todas las discretizaciones y todos los eventos (12 eventos por 7 simulaciones por evento, abarcando todas las discretizaciones y las propuestas de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda).

Los eventos sintéticos son de corta duración, de modo de generar un estado de equilibrio parcial en la cuenca. El estado de equilibrio parcial resulta una situación real presente en la cuenca para los eventos que se producen en la misma.

Al igual que lo realizado en las cuencas del A° Ludueña y A° Santa Catalina; para cada uno de los eventos simulados se realizó el análisis sobre las variables de flujo de caudal máximo en vinculaciones, velocidad máxima en vinculaciones y altura de agua máxima en celdas.

Tabla 8.52. Características de los eventos simulados.

Evento Simulado	Intens. lluvia neta [mm/h]	Duración [hs]	Lluvia Neta [mm]
E 1 (Obs) – Abr. 86	43 (máx.)	76	107
E 2 (Obs) – Mar. 07	11 (máx.)	100	73
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	2	20	40
E 12	5	20	100

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

El análisis comparativo, en términos de respuestas hidrológicas, para cuantificar el grado de similitud lograda para los diferentes tamaños de grilla y para las diferentes variables de flujo estudiadas se realizó sobre la base de admitir que el tamaño de grilla más pequeño (TG250) es el que reproduce en forma más adecuada el comportamiento de la cuenca.

La comparación se realizó entre TG250 y TG500; TG250 y TG1000 y TG250 y TG2000; sobre todo el dominio espacial de la cuenca. Para la cuantificación del grado de similitud en las respuestas obtenidas de las diferentes variables analizadas se utilizó el coeficiente de eficiencia R^2X ; ecuación (8.16). El cálculo del coeficiente R^2X se realizó mediante la aplicación de un algoritmo diseñado para tal fin.

En la Tabla 8.53 se muestran los resultados obtenidos, que cuantifican el grado de similitud en las respuestas hidrológicas, entre TG250 y las restantes discretizaciones; para todos los eventos y para el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

La Tabla 8.54 muestra los mismos resultados para el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Tabla 8.53. Similitud entre TG250 y TG500, TG1000 y TG2000 mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12
TG250- TG500 _{nv}	R^2_Q	0.95	0.98	0.99	0.99	0.98	0.99	0.99	0.97	0.99	0.97	0.99	0.95
	R^2_{vel}	0.96	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97	0.96	0.97	0.96	0.97	0.96
	R^2_H	0.97	0.98	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.96	0.97	0.96
TG250- TG1000 _{nv}	R^2_Q	0.90	0.91	0.98	0.98	0.94	0.98	0.96	0.88	0.98	0.89	0.96	0.87
	R^2_{vel}	0.89	0.91	0.92	0.91	0.92	0.92	0.92	0.89	0.92	0.89	0.92	0.91
	R^2_H	0.90	0.91	0.91	0.92	0.90	0.92	0.90	0.88	0.92	0.88	0.91	0.88
TG250- TG2000 _{nv}	R^2_Q	0.87	0.90	0.98	0.97	0.92	0.97	0.96	0.86	0.97	0.86	0.94	0.84
	R^2_{vel}	0.86	0.89	0.90	0.86	0.88	0.90	0.88	0.81	0.88	0.81	0.89	0.81
	R^2_H	0.86	0.88	0.86	0.88	0.86	0.88	0.87	0.83	0.88	0.84	0.89	0.83

Tabla 8.54. Similitud entre TG250 y TG500, TG1000 y TG2000 mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12
TG250- TG500 _{ITA}	R^2_Q	0.95	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99	0.97	0.99	0.96
	R^2_{vel}	0.95	0.96	0.97	0.96	0.96	0.97	0.96	0.95	0.97	0.96	0.97	0.93
	R^2_H	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
TG250- TG1000 _{ITA}	R^2_Q	0.89	0.90	0.98	0.98	0.97	0.98	0.97	0.89	0.98	0.89	0.97	0.86
	R^2_{vel}	0.90	0.90	0.91	0.91	0.91	0.93	0.92	0.89	0.91	0.88	0.93	0.90
	R^2_H	0.94	0.95	0.94	0.95	0.94	0.95	0.94	0.93	0.95	0.93	0.95	0.93
TG250- TG2000 _{ITA}	R^2_Q	0.85	0.90	0.98	0.98	0.96	0.98	0.97	0.88	0.98	0.88	0.97	0.85
	R^2_{vel}	0.85	0.88	0.88	0.86	0.87	0.89	0.87	0.83	0.87	0.84	0.87	0.80
	R^2_H	0.93	0.94	0.91	0.93	0.93	0.92	0.93	0.92	0.94	0.92	0.94	0.91

8.4.7.5 Entropía y similitud en las respuestas hidrológicas.

A continuación se presentan las relaciones que vinculan la pérdida de información en términos de pendientes (variación de entropía, Tabla 8.45) con los valores de R^2X , que cuantifican el grado de similitud alcanzado, calculados para todos los eventos.

Las Figuras 8.110 a 8.112 muestran esta relación al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda en términos de caudales máximos, velocidades máximas y alturas, respectivamente.

Las Figuras 8.113 a 8.115 corresponden a los mismos resultados, obtenidos mediante el escalamiento del valor de la pendiente transversal en celda.

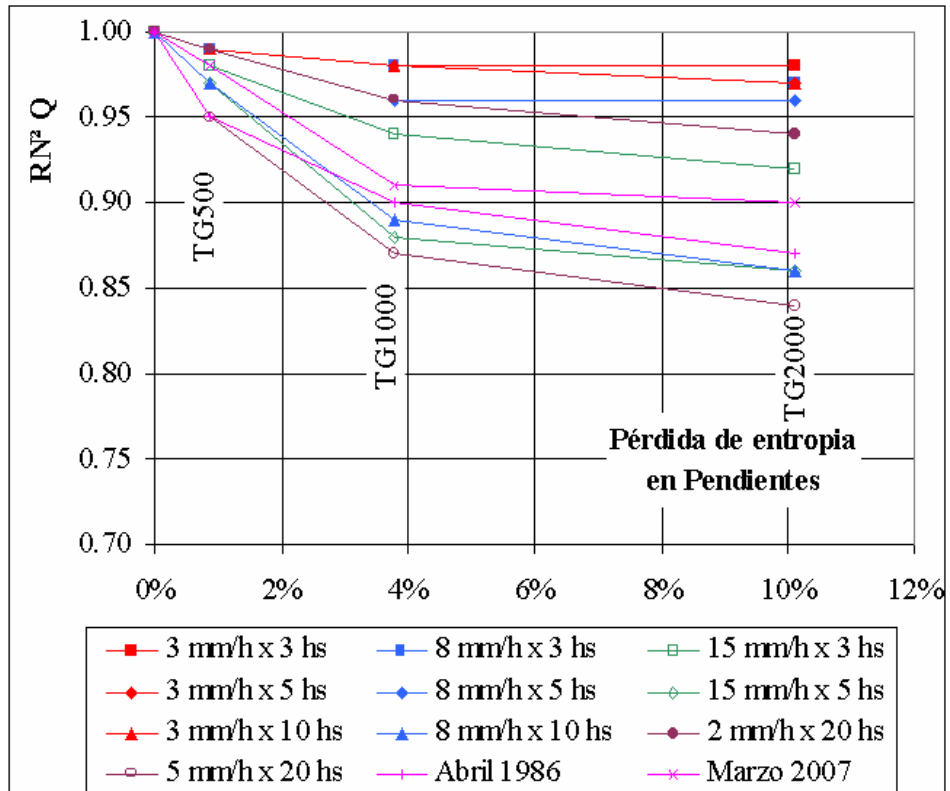


Figura 8.110. Entropía Relativa vs. R^2Q mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad n_v .

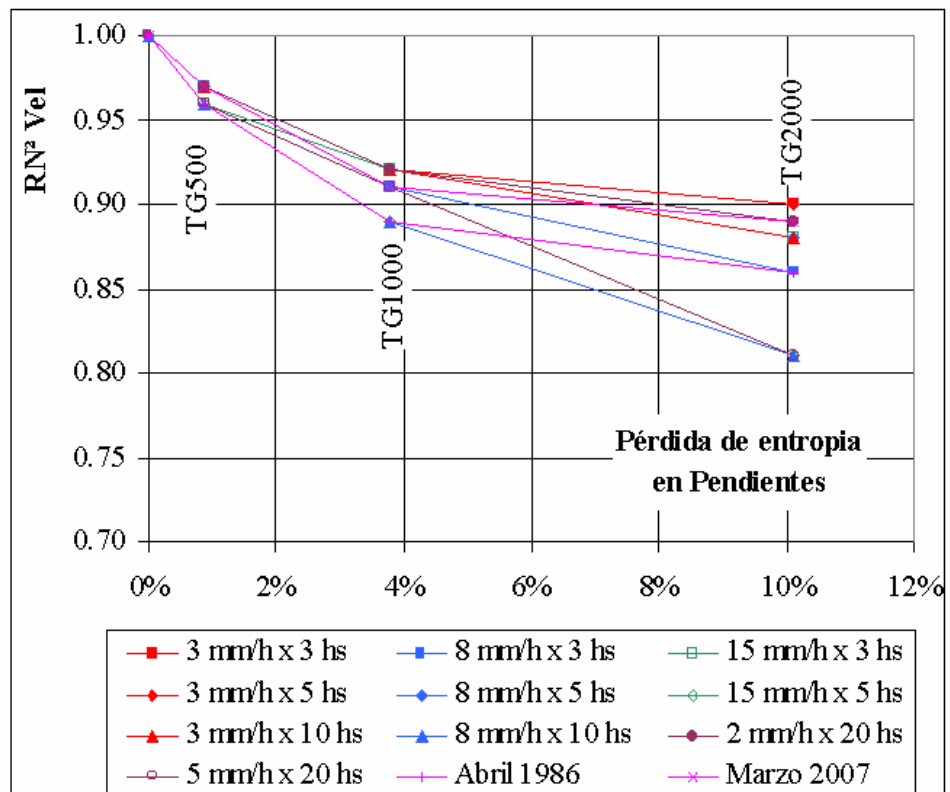


Figura 8.111. Entropía Relativa vs. R^2Vel mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad n_v .

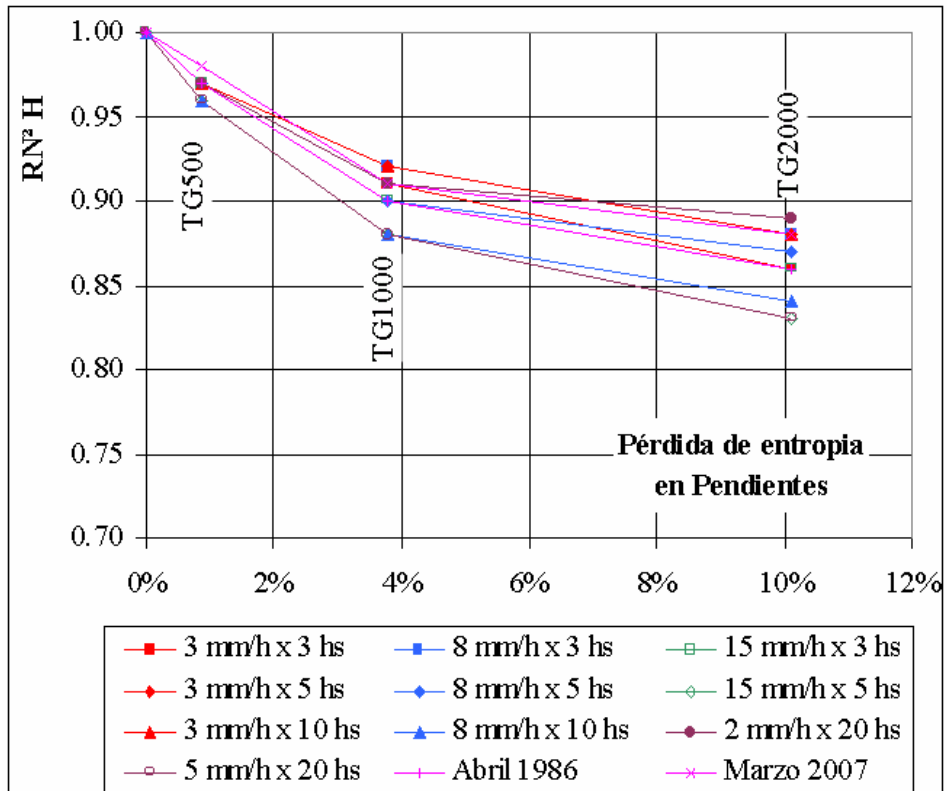


Figura 8.112. Entropía Relativa vs. R^2H mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad n_v .

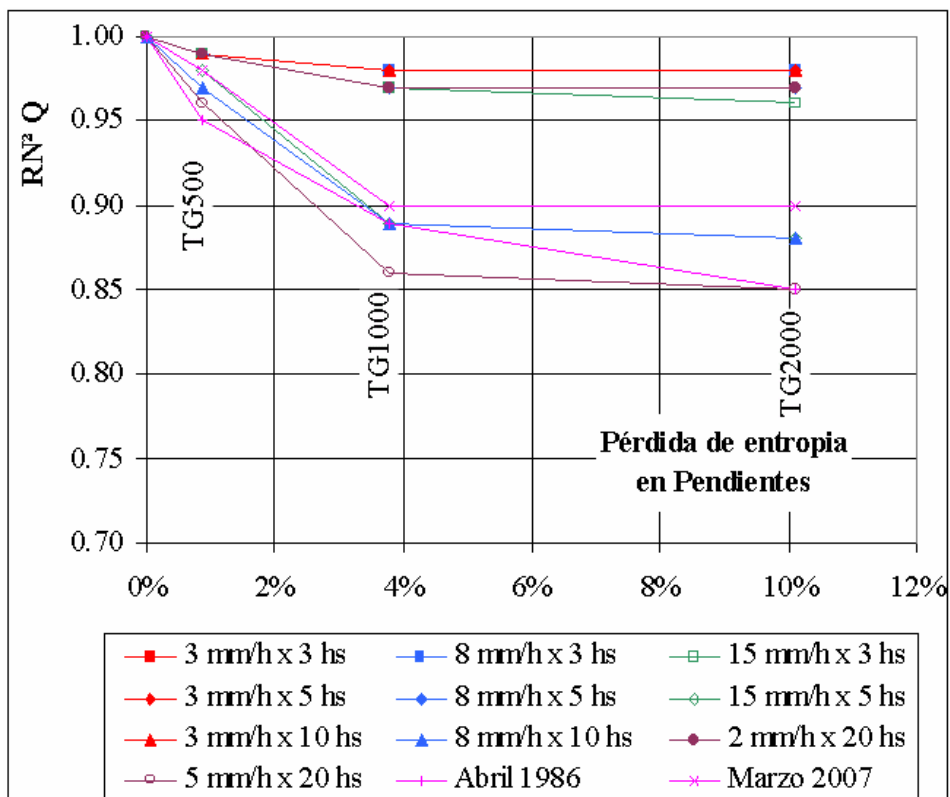


Figura 8.113. Entropía Relativa vs. R^2Q mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

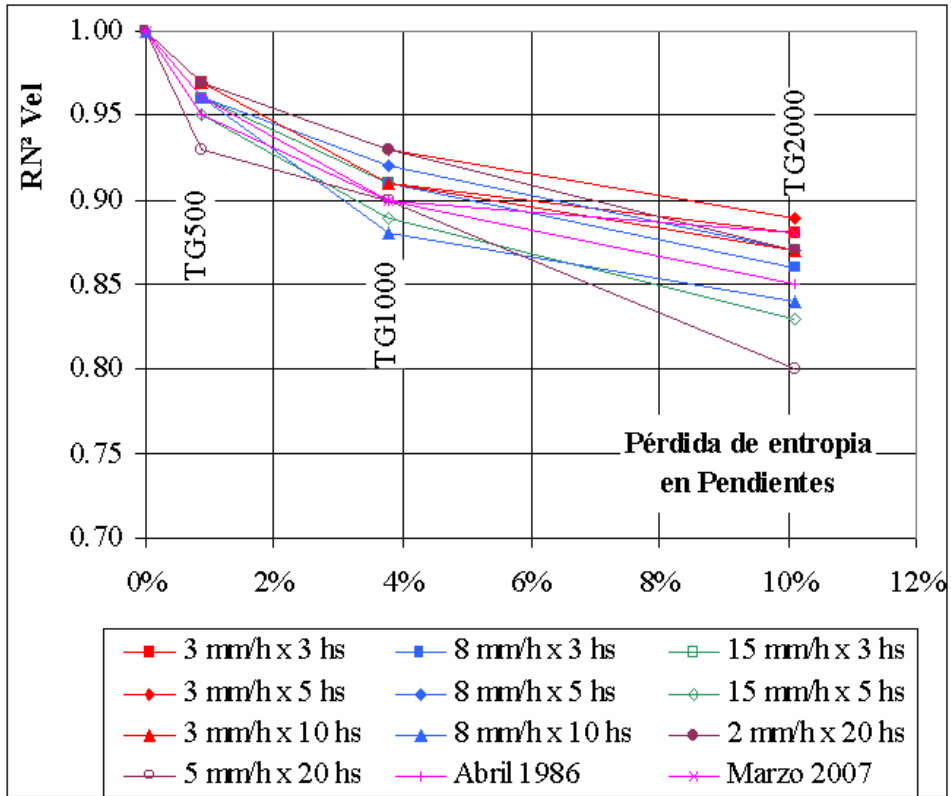


Figura 8.114. Entropía Relativa vs. R^2_{Vel} mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

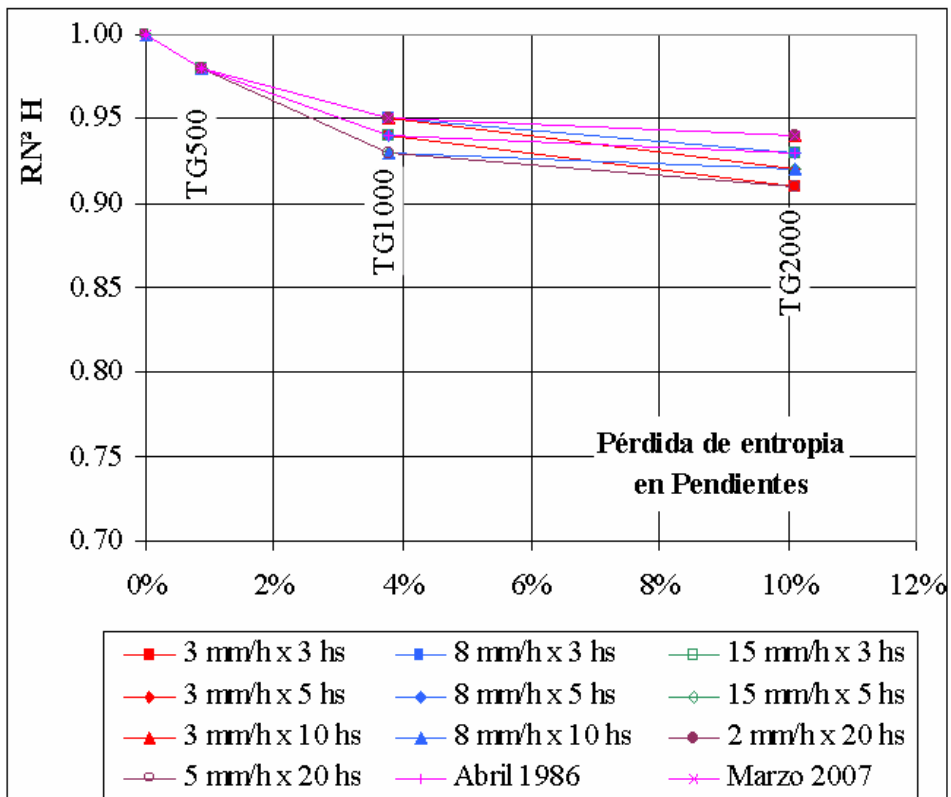


Figura 8.115. Entropía Relativa vs. R^2_H mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

Se observa la reducción del coeficiente R^2X (pérdida de similitud en las respuestas hidrológicas) a medida que aumenta el tamaño de grilla.

Se observa que en términos de caudales máximos (Figuras 8.110 y 8.113) se obtienen resultados similares mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celda. Los valores de R^2Q en ambos casos son superiores a 0.84 en todos los eventos simulados, indicando el adecuado grado de similitud logrado con el escalamiento de parámetros. Los menores valores de R^2Q se obtienen para los eventos de mayor lámina neta (E1, E8, E10 y E12).

Resultados similares a los obtenidos para caudales se verifican para las velocidades máximas en vinculaciones. Así, los resultados obtenidos al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda o la pendiente transversal en celda son similares. Los eventos de mayor lámina neta reproducen con menor grado de similitud las respuestas para esta variable de flujo (eventos E1, E8, E10 y E12).

La variabilidad espacial y temporal de la lluvia (eventos observados E1 y E2), al producirse el agregamiento de sistema, no tiene efectos marcados en la pérdida de similitud hidrológica.

Sobre la base de análisis aquí realizado, el tamaño de grilla óptimo depende tanto de la o las variables hidrológicas que interesa conservar al agregar el sistema y del umbral que se considere aceptable en términos de R^2X . Asimismo, el grado de similitud se modifica con cada evento en particular.

Las relaciones obtenidas (Figuras 8.110 a 8.115) son medidas indicativas a priori que resultan útiles a la hora de definir el nivel de detalle del modelo en función del grado de similitud esperable para las diferentes variables hidrológicas analizadas.

En términos de alturas de agua máximas en celdas (Figuras 8.112 y 8.115) el escalamiento de la pendiente transversal en celda (Figura 8.115) produce mejores resultados que el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (Figura 8.112).

8.4.7.6 Relación entre caudales máximos simulados en la sección de control mediante el escalamiento de los parámetros.

Las Figuras 8.116 y 8.117 muestran la similitud en términos de caudales máximos en la sección de control como resultado de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (Figura 8.116) y por medio del escalamiento de la pendiente transversal en celda (Figura 8.117) para todos los eventos simulados.

En abscisas se grafican los caudales máximos de la discretización de mayor nivel de detalle (TG250) y en ordenadas se grafican los caudales máximos para los restantes esquemas. Los diferentes puntos en las Figuras 8.116 y 8.117 representan, entonces, los caudales máximos resultantes de la comparación entre TG250 y TG500; TG250 y TG1000, y TG250 y TG2000.

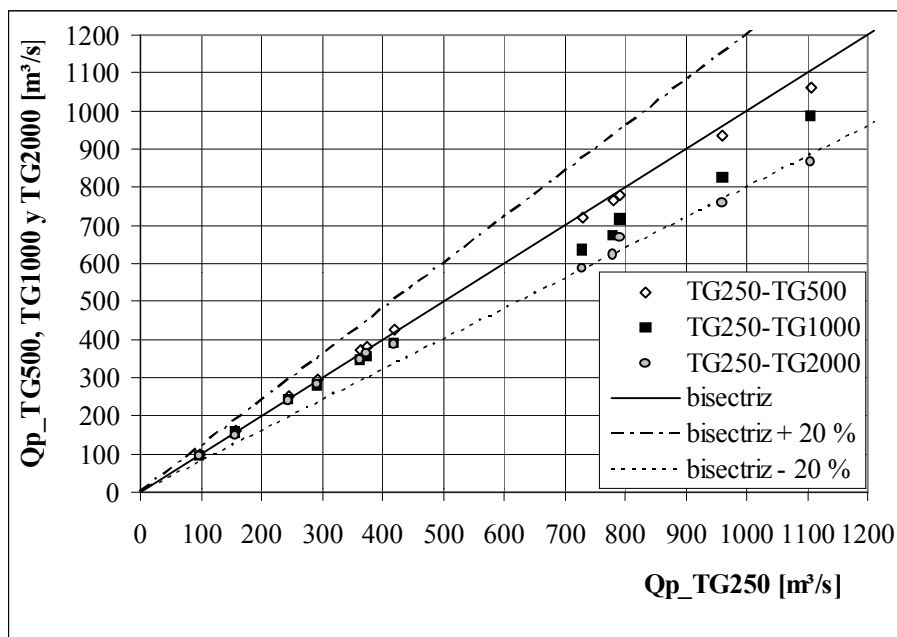


Figura 8.116. Caudales máximos en la sección de control mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

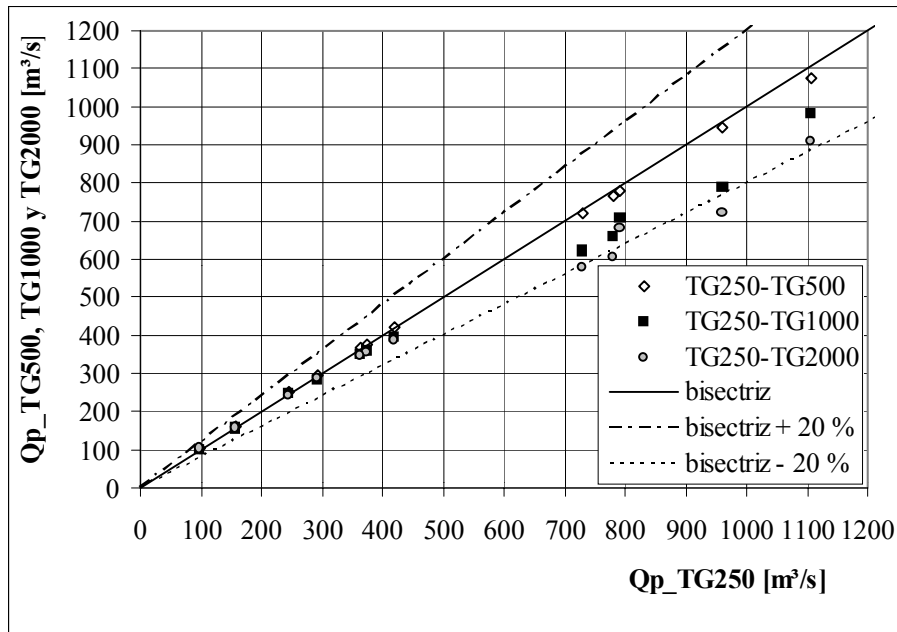


Figura 8.117. Caudales máximos en la sección de control mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Se observa que a medida que aumenta el tamaño de la grilla, se reduce la capacidad de reproducción de los caudales máximos en la sección de control. Así, por ejemplo, mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda, al pasar de TG250 a TG500, el error relativo máximo (Evento Abril 1986) es de -4.1 %; para todos los restantes eventos el error relativo es inferior. Al pasar de TG250 a TG1000 el error relativo máximo es de -14.4 % (Evento E12); y al pasar de TG250 a TG2000 el error es de -21.9 % (Evento Abril 1986).

Los errores relativos en caudales máximos son superiores al 20% para los eventos de mayor magnitud (Evento Abril 1986, E8, E10 y E12); el error relativo máximo es de -25.1 % para el evento E12 mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Si bien para cuatro de los eventos analizados (E1, E8, E10 y E12) el error relativo en términos de caudales es superior al 20 % y el error máximo es de -25.1% se asume que el escalamiento propuesto, ya sea del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda o de la pendiente transversal en celda, arrojan resultados aceptables en términos de caudales máximos en la sección de control. En secciones internas, como por ejemplo el cruce de un curso con un puente o alcantarilla, o en la confluencia de cursos, se obtienen resultados similares.

Para los tamaños de grilla de TG1000 y TG2000 se observa, mediante el escalamiento de ambos

parámetros (nv e ITC), que los caudales máximos son siempre inferiores a los respectivos caudales máximos de la discretización de mayor nivel de detalle (TG250).

CAPITULO 9. DISCUSIÓN Y ANALISIS DE RESULTADOS.

9.1 ANÁLISIS DE RESULTADOS EN TÉRMINOS DE CARACTERÍSTICAS DE LAS CUENCAS.

9.1.1 Características Generales de las Cuencas.

En términos de índices representativos y atributos generales a nivel de cuenca, es posible indicar que las cuencas del A° Ludueña y del A° Saladillo resultan de características diferenciadas a la cuenca del A° Santa Catalina. Asimismo, si bien las cuencas del A° Ludueña y del A° Saladillo se encuentran en la misma región y en un sector son lindantes, ambas tienen a su vez características diferentes.

En la Tabla 9.1 se resumen los atributos generales e índices característicos más relevantes de las tres cuencas. Los valores corresponden a las discretizaciones de mayor nivel de detalle de las cuencas respectivas.

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. Dicho volumen se computa para todos los cursos modelados, considerando la capacidad de almacenamiento que surge de multiplicar la sección transversal del curso entre la cota de fondo y el nivel de desborde del mismo y la longitud en la que dicha sección transversal es representativa. 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 al 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 (por ejemplo el caso hipotético de una cuenca teórica simple) la dinámica de escurrimiento superficial esta gobernada exclusivamente por el flujo sobre sectores valle.

Tabla 9.1. Características y atributos generales de las cuencas analizadas.

Característica / Cuenca	A° Ludueña	A° Santa Catalina	A° Saladillo
Área [Km ²]	700	135.5	3128
Pendiente Media sobre Curso principal [m/Km]	1.15	3.30	0.55
Densidad de Drenaje [Km/Km ²]	0.184	0.44	0.142
Pendiente Curva Hipsométrica [m/Km ²]	0.079	1.59	0.0312
Índice de Rugosidad	10.2	95	13.9
Almacenamiento potencial en cursos por unidad de longitud [m ³ /m]	10.1	6.2	45.1

En la cuenca del A° Santa Catalina los rasgos más relevantes en términos de características diferenciadas respecto a las cuencas del A° Ludueña y A° Saladillo son:

- No existen terraplenes carreteros y ferroviarios, que pueden alterar la dinámica del escurrimiento superficial. Los terraplenes tienen un efecto de control de flujo; los mismos almacenan agua arriba y permiten el paso hacia aguas abajo por medio de alcantarillas y puentes. El efecto de control de flujo es más importante a medida que se producen crecidas de mayor importancia; para crecidas menores sin desbordes la influencia de los terraplenes y alcantarillas es reducida o nula.
- Los cursos son naturales; sin la existencia de canales artificiales o bien de cursos que han sido recanalizados o alterado la geometría de la sección por acción del hombre.
- La capacidad potencial de almacenamiento de los cursos por unidad de longitud es reducida respecto al mismo parámetro en las cuencas del A° Ludueña y A° Saladillo. Es posible indicar que en este sentido predominan, sobre la dinámica propagatoria, los efectos de los sectores del valle de inundación respecto a la red de canales; ya que esta red se ve desbordada en su capacidad de contener los escurrimientos encauzados para crecidas pequeñas; lo que incrementa la influencia del escurrimiento en los sectores valles aledaños a los cursos.
- El área de la misma es aproximadamente 5 veces más pequeña que la del A° Ludueña y 23 veces menor que la del A° Saladillo.

- Se encuentran dos zonas, en términos de características del relieve, bien diferenciadas; la zona alta de la cuenca con relieve pronunciado (zona de serranías) y la zona baja con escasa pendiente típica de zona de llanura.

En términos comparativos en base a los atributos generales tales como área, pendiente media sobre el curso principal, densidad de drenaje, pendiente de la curva hipsométrica e Índice de Rugosidad así como también por la inexistencia de terraplenes es posible indicar que la cuenca del A° Santa Catalina resulta, en términos generales, una cuenca que produce respuestas más rápidas respecto a las cuencas del A° Ludueña y A° Saladillo.

Por otra parte, si bien la cuenca genera respuestas rápidas en la parte alta de la misma (zona de relieve pronunciado); se producirá un efecto de atenuación del flujo a medida que escurra hacia aguas abajo en los sectores de menor pendiente. Asimismo, crecidas pequeñas pueden producir el desborde de los cursos de agua; todo lo anterior genera un efecto de retraso en las respuestas hidrológicas.

Respecto a la diferencia de mayor relevancia entre las cuencas del A° Ludueña y del A° Saladillo; es posible indicar el mayor área de ésta última (del orden de 4.5 veces más grande). Asimismo, la cuenca del A° Saladillo es caracterizada por una menor pendiente longitudinal sobre el curso principal; una menor densidad de drenaje y una menor pendiente de la curva hipsométrica respecto a la cuenca del A° Ludueña; lo que indica que en términos comparativos esta última cuenca generará respuestas más rápidas.

Por el contrario, la cuenca del A° Saladillo tiene una mayor capacidad potencial de almacenamiento en cursos por unidad de longitud, lo que indica que en condiciones de igualdad de todas las demás características de las cuencas, el fenómeno propagatorio estará influenciado en mayor medida por la red de cursos y canales en la cuenca del A° Saladillo respecto a la cuenca del A° Ludueña. Por otra parte, el Índice de Rugosidad es similar entre ambas cuencas y a su vez se encuentran atravesadas por terraplenes ferroviarios y carreteros.

Para cuantificar los tiempos de respuesta de las diferentes cuencas, se computó el tiempo de retardo o “Lag”. El mismo es el intervalo temporal comprendido entre el centro de gravedad del hietograma de lluvia neta y el centro de gravedad de los caudales de crecidas (Orsolini et al., 2001).

Para la evaluación se utilizó el mismo evento sintético, en las tres cuencas, de máxima intensidad de

lluvia neta y menor duración; lo que corresponde al evento de 15 mm/h x 3 hs. Para la cuenca del A° Ludueña es el evento E6; para la cuenca del A° Santa Catalina es el evento E7 y para la cuenca del A° Saladillo es el evento E5.

Asimismo se realizó el cómputo del tiempo de retardo para los diferentes tamaños de grilla y mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celda. En la Tabla 9.2 se resumen los valores obtenidos en las tres cuencas.

Tabla 9.2. Tiempos de retardo en las tres cuencas, para los diferentes tamaños de grilla y mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celda.

Cuenca del A° Ludueña		
Tamaño de Grilla [m]	Tiempo de Retardo o "Lag" [hs]	
	Escalando nv	Escalando ITC
125*	57.6	57.6
250	56.0	55.9
500	57.3	57.9
1000	56.1	57.4
Cuenca del A° Santa Catalina		
Tamaño de Grilla [m]	Tiempo de Retardo o "Lag" [hs]	
	Escalando nv	Escalando ITC
50*	20.5	20.5
100	20.5	19.5
200	20.5	19.5
400	18.5	18.5
Cuenca del A° Saladillo		
Tamaño de Grilla [m]	Tiempo de Retardo o "Lag" [hs]	
	Escalando nv	Escalando ITC
250*	71.2	71.2
500	69.9	70.6
1000	73.1	72.1
2000	74.1	74.4

* En cada cuenca, en los tamaños de grilla menores, no se realiza el escalamiento de los parámetros; por lo que el tiempo de retardo es único.

Es posible observar que en términos del tiempo de retardo la cuenca del A° Santa Catalina genera respuestas más rápidas que las cuencas del A° Ludueña y A° Saladillo. La cuenca del A° Saladillo es la que presenta mayor tiempo de respuesta.

Respecto a la modificación del tiempo de retardo con el incremento del tamaño de la grilla es posible indicar que, ya sea mediante escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda como de la pendiente transversal en celda, los tiempos de respuestas no se modifican en forma significativa. Para la cuenca del A° Ludueña la diferencia máxima es del - 3 % (entre TG125 y TG250 mediante el escalamiento de ITC); para la cuenca del A° Santa Catalina la diferencia máxima es del - 9.80 % (entre TG50 y TG400 para ambos parámetros escalados) y para la cuenca del A° Saladillo la diferencia máxima es del + 4.5 % (entre TG250 y TG2000 para el escalamiento de ITC)

Las variaciones de los tiempos de retardo para los esquemas agregados resultan dentro de un rango aceptable (diferencia máxima menor al 10 %); por lo que es posible observar que el escalamiento propuesto conserva los tiempos de respuesta de las cuencas a medida que se produce la agregación espacial del esquema.

9.1.2 Variaciones de las Características Generales de las Cuencas en Función del Grado de Discretización.

En las tres cuencas analizadas se observan las mismas tendencias respecto a los valores representativos de las características generales a medida que se produce la agregación del sistema.

En la Tabla 9.3 se resumen, para las tres cuencas, las diferencias absolutas y porcentuales de las características y atributos analizados entre las discretizaciones de mayor y menor nivel de detalle. En este sentido, para la cuenca del A° Ludueña la comparación se realiza entre TG1000 y TG125; para la cuenca del A° Santa Catalina se comparan los resultados entre TG400 y TG50 y por último para la cuenca del A° Saladillo la comparación resulta entre TG2000 y TG250.

Tabla 9.3. Diferencias absolutas y porcentual de las características y atributos generales en las tres cuencas entre el mayor y menor nivel de detalle.

Características / Cuenca	A° Ludueña	A° Santa Catalina	A° Saladillo
	Diferencias Absoluta y Porcentual*	Diferencias Absoluta y Porcentual*	Diferencias Absoluta y Porcentual*
Área [Km ²]	0 (0 %)	0 (0 %)	0 (0 %)
Longitud total de cursos [Km]	-6.6 (-5.1 %)	-2.6 (-4.3 %)	-39.5 (-8.9 %)
Densidad de Drenaje [Km/Km ²]	- 0.010 (-5.4 %)	-0.019 (-4.3 %)	-0.012 (-8.5 %)
Pendiente media sobre curso principal [m/Km]	0 (0 %)	-0.04 (-1.2 %)	+0.03 (+5.5 %)
Índice de rugosidad	-0.9 (-8.8 %)	-7.0 (-7.4 %)	-1.70 (-12.2 %)
Perímetro [Km]	0 (0 %)	0 (0 %)	0 (0 %)
Índice de Compacidad de Gravelius	0 (0 %)	0 (0 %)	0 (0 %)

* La diferencia porcentual se indica entre paréntesis.

Para las tres cuencas analizadas, características tales como el área, el perímetro y el Índice de Compacidad de Gravelius se conservan en todas las discretizaciones realizadas. Esto se debe a las características propias del modelo matemático utilizado que permite definir explícitamente las celdas que definen el dominio del sistema.

A su vez, es posible observar que en las tres cuencas analizadas se produce una reducción de la longitud total de cursos; una disminución de la densidad de drenaje y una reducción del valor del Índice de Rugosidad.

La reducción de la longitud total de cursos esta asociada con el hecho de que a medida que se incrementa el tamaño de la grilla no es posible lograr reproducir con el mismo nivel de detalle las sinuosidades de los cursos y por ende se produce una reducción de la longitud de los mismos. Un efecto contrapuesto al anterior, en términos de reproducción de la longitud de cursos, se debe a la forma en que el modelo define la continuidad de los mismos. El modelo define el vínculo entre dos celdas río si se ubican en forma ortogonal; si la traza del curso se encuentra en forma diagonal es necesario recorrerla en “zig-zag” siguiendo algunas de las cuatro direcciones (Norte, Sur, Este u

Oeste). Este efecto genera un incremento de la longitud de los cursos.

Cualitativamente es posible indicar que la modificación en la reproducción de la longitud de la red de drenaje para los tamaños de grilla mayores está asociada tanto al grado de sinuosidad de los cursos que la conforman como a la dirección de los mismos, una vez definida la orientación del modelo. En forma general, para las tres cuencas analizadas, es posible indicar que el efecto de pérdida de longitud debido a la imposibilidad de reproducir las sinuosidades de los cursos predomina sobre el efecto de incremento debido a la forma ortogonal de recorrer la traza de los cursos.

La reducción de la densidad de drenaje al incrementarse el tamaño de grilla, en las tres cuencas analizadas, 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.

La reducción en el valor del Índice de Rugosidad a medida que se incrementa el tamaño de la grilla se debe al efecto combinado de la disminución de la densidad de drenaje y a la reducción de la diferencia entre cotas extremas.

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 (de inicio y fin del curso) y de la longitud del mismo. Estos valores se modifican al incrementar el tamaño de la grilla. En forma general para las tres cuencas se observa que 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 (reducen) no es el mismo; lo que resulta en que el valor de la pendiente media pueda permanecer invariable o se modifique con el tamaño de grilla.

En la Tabla 9.4 se resumen, para las tres cuencas, los valores del volumen potencial de almacenamiento en cursos y de la relación entre dicho volumen potencial de almacenamiento por unidad de longitud de cursos.

Para una misma cuenca, la relación entre volumen potencial de almacenamiento en cursos por unidad de longitud se conserva para los diferentes niveles de detalle; esto se debe a la variación

conjunta del volumen potencial y de la longitud de los cursos; ambos valores disminuyen con el aumento del tamaño de grilla y la relación permanece casi invariante.

Tabla 9.4. Valores de volumen máximo en cursos y relación entre volumen máximo en cursos por unidad de longitud de cursos para las tres cuencas.

Cuenca del A° Ludueña			
Tamaño de Grilla [m]	Volumen Máximo en Cursos [Hm³]	Longitud total de cursos [Km]	Vol. Pot. en Cursos / Long. de cursos [m³/m]
125	1.30	128.6	10.1
250	1.29	126.5	10.2
500	1.27	124.5	10.2
1000	1.23	122.0	10.1
Cuenca del A° Santa Catalina			
Tamaño de Grilla [m]	Volumen Máximo en Cursos [Hm³]	Longitud total de cursos [Km]	Vol. Pot. en Cursos / Long. de cursos [m³/m]
50	0.37	59.8	6.2
100	0.37	59.3	6.2
200	0.36	59.0	6.1
400	0.35	57.2	6.1
Cuenca del A° Saladillo			
Tamaño de Grilla [m]	Volumen Máximo en Cursos [Hm³]	Longitud total de cursos [Km]	Vol. Pot. en Cursos / Long. de cursos [m³/m]
250	20.08	445.5	45.1
500	19.83	437.0	45.4
1000	19.41	424.0	45.8
2000	18.94	406.0	45.8

En la Tabla 9.4 es posible observar que en términos absolutos del volumen de almacenamiento en cursos, la cuenca del A° Saladillo es superior en aproximadamente 15.4 veces al volumen de la cuenca del A° Ludueña; y esta última es superior en 3.5 veces al volumen de la cuenca del A° Santa Catalina.

En términos del parámetro de volumen potencial en cursos por unidad de longitud; la cuenca del A°

Saladillo es superior en aproximadamente 4.5 respecto a la cuenca del A° Ludueña y ésta es superior en 1.6 veces respecto a la cuenca del A° Santa Catalina.

Las variaciones de las características generales; atributos derivados de la topografía e índice representativos presentados aquí son producto exclusivamente de los efectos propios de la agregación del sistema y de las particularidad del modelo matemático utilizado.

Las tendencias observadas indican que el efecto primero del incremento del tamaño de la grilla sobre las características y atributos generales de las cuencas analizadas es el de producir un sistema con relieve más atenuado, pendientes longitudinales menores y menor densidad de drenaje; lo que indica en términos teóricos a igualdad de todos los demás parámetros, un efecto de atenuación sobre la respuesta hidrológica esperable de dichas discretizaciones a medida que se produce la agregación del sistema.

9.1.3 Atributos Topográficos de las Cuencas Distribuidos Espacialmente.

En la Tabla 9.5 se resumen las diferencias porcentuales de cotas máxima, mínima, promedio y desvío estándar entre el mayor y menor nivel de detalle para las tres cuencas.

Es posible observar en las tres cuencas que por efecto del incremento del tamaño de la grilla se produce una disminución de los valores entre las cotas extremas (diferencia entre el valor máximo y mínimo de cota representado en cada discretización). Este efecto es debido a que el incremento del tamaño de la grilla produce el agregamiento de los valores de cotas del terreno y en definitiva se pierden los valores de cotas mayores y menores del esquema de detalle, obteniéndose una cota representativa del esquema agregado con valores altimétricos intermedios sin poder reproducir dichos valores extremos.

Tabla 9.5. Diferencias porcentuales de cotas máximas, mínimas, promedio y desvío estándar para las tres cuencas entre el mayor y menor nivel de detalle.

	A° Ludueña	A° Santa Catalina	A° Saladillo
	Diferencia Porcentual entre TG1000 y TG125	Diferencia Porcentual entre TG400 y TG50	Diferencia Porcentual entre TG2000 y TG250
Cota máxima	- 1.3 %	- 1.6 %	- 0.4 %
Cota mínima	+ 5.7 %	+ 0.1 %	+ 16.6 %
Cota promedio	+ 0.3 %	0.0	- 0.4 %
Desvío estándar	+ 0.7 %	+ 0.4 %	+ 0.8 %

A modo de ejemplo, en la Figura 9.1 se muestran los valores de cotas del terreno para el esquema de detalle (TG50) de un sector de la cuenca del A° Santa Catalina; puede observarse que para dicha discretización los valores de cotas en un área de 400m x 400m varían entre 367.95 y 324.63. Para la discretización de TG400, el valor de cota representativo del mismo sector es de 362.05, agregando la variación de los 64 valores de cotas de TG50. En dicho sector se tiene el valor de cota máxima para TG50 de 367.95; en cambio para TG400 el valor de cota máxima se reduce a 362.05.

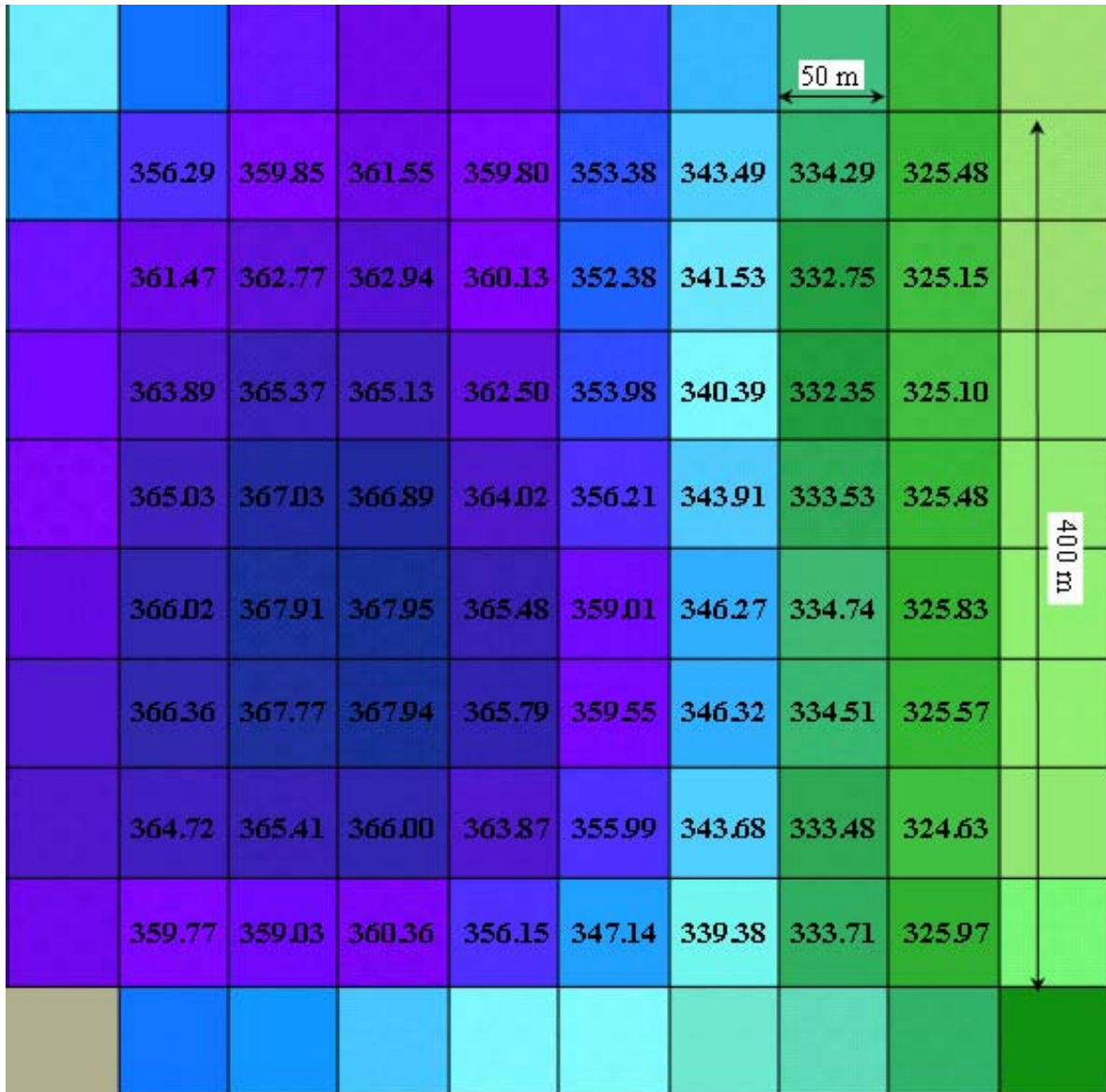


Figura 9.1. Cotras para TG50 correspondiente a un sector específico de la cuenca del A° Santa Catalina.

Asimismo, no se produce variación del valor promedio de las cotras para las diferentes discretizaciones ni del valor del desvío estándar de dichas cotras. Esto indica que se conserva el valor medio de las cotras

distribuidas en el dominio de la cuenca para las diferentes discretizaciones, pero se pierden los valores extremos (máximos y mínimos). El valor promedio de las cotas en las diferentes discretizaciones de una determinada cuenca no resulta un parámetro de utilidad para determinar o inducir modificaciones en las características derivadas del relieve resultantes de los efectos de agregación.

En la Tabla 9.6 se resumen los valores de diferencia porcentual de pendiente máxima, promedio y desvío estándar de las pendientes locales entre el mayor y menor nivel de detalle para cada una de las cuencas analizadas.

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, se reduce el valor promedio de las pendientes locales y el desvío estándar de dichos valores de pendientes locales.

Tabla 9.6. Diferencias porcentuales de las pendientes máxima, promedio y desvío estándar para las tres cuencas entre el mayor y menor nivel de detalle.

	A° Ludueña	A° Santa Catalina	A° Saladillo
	Diferencia Porcentual entre TG1000 y TG125	Diferencia Porcentual entre TG400 y TG50	Diferencia Porcentual entre TG2000 y TG250
Pendiente máxima	- 59.1 %	- 58.7 %	-74.8 %
Promedio de pendientes locales	- 12.7 %	- 26.6 %	-31.3 %
Desvío estándar	-26.3 %	- 34.9 %	- 42.0 %

Es posible observar el alto grado de incidencia que tiene la modificación del tamaño de grilla en la representación de los valores de pendientes locales. En las tres cuencas se produce una notable reducción de los valores de pendientes máximas, pendiente promedio y desvío estándar reproducibles por el esquema a medida que aumenta el tamaño de grilla.

Respecto a las variaciones de los valores de curvaturas locales con la modificación del tamaño de grilla, nuevamente es posible indicar que se encuentran las mismas tendencias en las tres cuencas analizadas.

A medida que se incrementa el tamaño de grilla se produce una reducción del valor de curvatura máxima, un incremento del valor de curvatura mínima; lo que produce una reducción de la amplitud de las curvaturas reproducidas. Se observa además una reducción del desvío estándar con el incremento del tamaño de grilla.

Las diferencias porcentuales en los valores de curvaturas para las tres cuencas entre el menor y mayor tamaño de grilla se resumen en la Tabla 9.7.

Tabla 9.7. Diferencias porcentuales de las curvaturas para las tres cuencas entre el mayor y menor nivel de detalle.

	A° Ludueña	A° Santa Catalina	A° Saladillo
	Diferencia Porcentual entre TG1000 y TG125	Diferencia Porcentual entre TG400 y TG50	Diferencia Porcentual entre TG2000 y TG250
Curvatura máxima	- 95.4 %	- 97.0 %	-94.3 %
Curvatura mínima	+ 94.0 %	+92.3 %	+97.4 %
Delta de curvatura	- 94.8 %	- 95.2 %	-96.1 %
Desvío estándar	-75.6 %	-80.0 %	- 85.4 %

Los valores resumidos en la Tabla 9.7 indican el alto grado de incidencia que tiene el efecto de agregación del esquema en los valores de curvaturas reproducibles por los diferentes tamaños de grilla. Una reducción de los valores de curvaturas máximas e incremento de curvaturas mínimas indica la pérdida en la representación de la variabilidad del relieve (ondulaciones y depresiones) generando un relieve con cambios menos abruptos a medida que se incrementa el tamaño de grilla; es decir, un relieve más atenuado.

En base a los resultados obtenidos respecto a las alteraciones de las características generales de las cuencas y de las modificaciones del relieve es posible afirmar que las tendencias debidas a los efectos de agregación se conservan en las cuencas analizadas. Se producen, en forma general, modificaciones en la reproducción de la red de drenaje y atributos derivados de la topografía que resultan en representaciones de sistemas con relieves más atenuados; pérdida de valores extremos (máximos y mínimos de cotas, pendientes locales y curvaturas) y disminución de la densidad de drenaje.

En forma teórica, estas alteraciones representan sistemas donde son esperables respuestas más

atenuadas respecto a los esquemas de mayor nivel de detalle; es decir, en forma cualitativa sería posible obtener caudales máximos menores y tiempos de respuestas mayores para los esquemas agregados producto exclusivamente de los efectos de agregación sobre la topografía y constitución del modelo.

9.1.4 Entropía para las Diferentes Cuencas en Función del Grado de Discretización.

Nuevamente, es posible observar que se mantienen las mismas tendencias, para las tres cuencas analizadas, en términos de variación del grado de variabilidad espacial de la información relacionada a cotas, pendientes locales y curvaturas; cuantificado por el valor de entropía.

En la Tabla 9.8 se resumen, para las tres cuencas, las variaciones de entropía entre el menor y mayor tamaño de grilla en términos de cotas, pendientes locales y curvaturas.

Tabla 9.8. Variación de entropía entre el menor y mayor tamaño de grilla para las tres cuencas.

	Pérdida relativa de entropía en cotas	Pérdida relativa de entropía en pendientes	Pérdida relativa de entropía en curvaturas
A° Ludueña (entre TG125 y TG1000)	6.74 % (2.50 – 2.33)*	8.60 % (1.98 – 1.81)*	30.55 % (1.43 – 0.99)*
A° Santa Catalina (entre TG50 y TG400)	3.71 % (2.32 – 2.24)*	9.57 % (1.60 – 1.45)*	37.34 % (0.93 – 0.58)*
A° Saladillo (entre TG250 y TG2000)	4.08 % (2.43 – 2.33)*	10.10 % (1.99 – 1.79)*	41.59 % (1.54 – 0.90)*

* Entre paréntesis se detallan los valores absolutos de entropía. El primer valor corresponde a la discretización de mayor nivel de detalle y el segundo a la discretización de menor nivel de detalle.

Al incrementarse el tamaño de grilla se reducen los valores de entropía en cotas, pendientes y curvaturas. Dicha condición se conserva en las tres cuencas analizadas; a su vez, la pérdida relativa de entropía se incrementa al pasar de cotas a pendientes y curvaturas.

No se observan diferencias significativas en los valores de entropía entre las cuencas del A° Ludueña y A° Saladillo para cotas, pendientes y curvaturas. En la cuenca del A° Santa Catalina, los valores absolutos de entropía son menores respecto a las dos cuencas anteriores. Es de interés resaltar que si bien en la cuenca del A° Santa Catalina en el sector elevado existen grandes variaciones espaciales en los atributos topográficos por ubicarse en una zona de serranías (entropía

elevada); hacia la zona baja de la misma, el terreno es casi una planicie con pendiente uniforme por lo que la entropía es reducida. El valor final de entropía engloba las características del relieve en la totalidad de la cuenca. Asimismo, en las tres cuencas, la pérdida relativa de entropía en los atributos analizados (cotas, pendientes y curvaturas) no sufre variación significativa.

Los resultados anteriores reflejan que el efecto de agregación del sistema se traduce en la reducción de la variabilidad espacial de los atributos analizados; 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. Es posible concluir que dichas alteraciones tienen efecto directo sobre la variabilidad de las respuestas hidrológicas esperables para los diferentes esquemas. El efecto de pérdida de variabilidad espacial por agregación del esquema, cuantificado por el valor de entropía, produce respuestas en donde se pierde el comportamiento hidrológico de detalle de las variables de flujo al incrementarse el tamaño de grilla.

9.2 ANÁLISIS DE RESULTADOS EN TÉRMINOS DE RESPUESTAS HIDROLÓGICAS.

9.2.1 Escalamiento de los parámetros y similitud hidrológica.

En la Figura 9.2 se muestran las relaciones experimentales obtenidas como resultado del escalamiento de los parámetros para las tres cuencas analizadas, utilizando como criterio conservar el almacenamiento de equilibrio en la cuenca entre la discretización de mayor detalle y los restantes esquemas. Estas relaciones se presentan en la Tabla 8.14 para la cuenca del A° Ludueña, Tabla 8.33 para la cuenca del A° Santa Catalina y en la Tabla 8.52 para la cuenca del A° Saladillo.

Las relaciones obtenidas al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda se representan en la Figura 9.2.a y en la Figura 9.2.b se muestran las relaciones de escalamiento de la pendiente transversal en celda. Asimismo, se grafican los resultados del escalamiento para la cuenca teórica simple (Punto 7.1, Tabla 7.1).

Conjuntamente se presentan las ecuaciones que representan las curvas obtenidas en forma experimental para las tres cuencas y ambas alternativas de escalamiento de parámetros. Para cada parámetro escalado se han ajustado ecuaciones de tipo lineal, potencial y exponencial. Los mejores resultados se obtienen con el ajuste de una ecuación tipo lineal para el caso del escalamiento del

coeficiente rugosidad para flujo superficial en celda y una ecuación tipo potencial para el caso del escalamiento de la pendiente transversal en celda. Se asume como mejor resultado para la elección del tipo de ecuación representativa; aquella en la que la suma del coeficiente R^2 es máxima para las tres cuencas.

Las relaciones anteriores resultan de interés ya que engloban no sólo los efectos debido al proceso de agregación del sistema que se producen en las características del relieve sino que también representan las características particulares de la dinámica propagatoria de cada cuenca. Dicha dinámica propagatoria es influenciada, por ejemplo, por la existencia de terraplenes y por las características de la red de cursos. Tomando como ejemplo la cuenca del A° Santa Catalina; es posible afirmar que las curvas obtenidas del escalamiento de parámetros resultarán diferentes si la misma se encuentra atravesada por terraplenes carreteros o ferroviarios que alteren la dinámica de propagación del escurrimiento superficial; aunque no existirán modificaciones asociadas a la topografía.

En primera instancia es posible observar que para la cuenca del A° Santa Catalina se producen las mayores variaciones de los parámetros escalados con el incremento del tamaño de grilla, tanto para el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda como de la pendiente transversal en celda. Por ejemplo al pasar del esquema agregado (TG50) al mayor tamaño de grilla (TG400) se produce una variación del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda de 5 veces ($n_v = 0.11$ para TG50 y $n_v = 0.55$ para TG400); y la variación de la pendiente transversal de almacenamiento es de $ITC = 0.20$ para TG50 a $ITC = 0.019$ para TG400. En el caso contrario de la cuenca del A° Saladillo la variación de los parámetros escalados con el tamaño de grilla es menor; el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda varía de $n_v = 0.100$ para TG250 a $n_v = 0.175$ para TG2000, y la pendiente transversal de almacenamiento varía de $ITC = 0.025$ para TG250 a $ITC = 0.016$ para TG2000. Es decir, el escalamiento de los parámetros (n_v o ITC) es sensible en mayor medida en la cuenca del A° Santa Catalina respecto a la cuenca del A° Saladillo. La cuenca del A° Ludueña resulta en un caso intermedio entre ambas cuencas antes mencionadas.

Del escalamiento de la pendiente transversal en celda (Figura 9.2.b) se observa que las mayores variaciones en el parámetro escalado se presentan para los tamaños de grilla menores; y a medida que se incrementa el tamaño de grilla dichas variaciones se atenúan. Lo anterior es notorio en el caso de la cuenca del A° Santa Catalina.

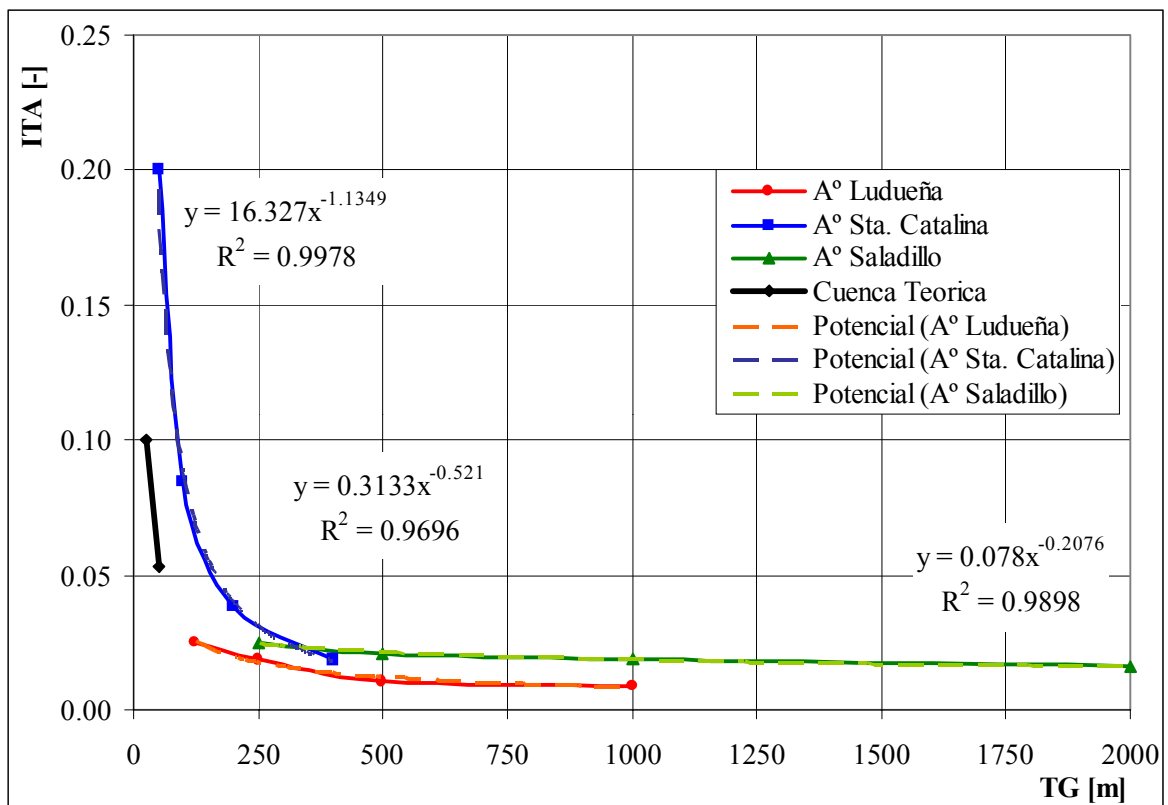
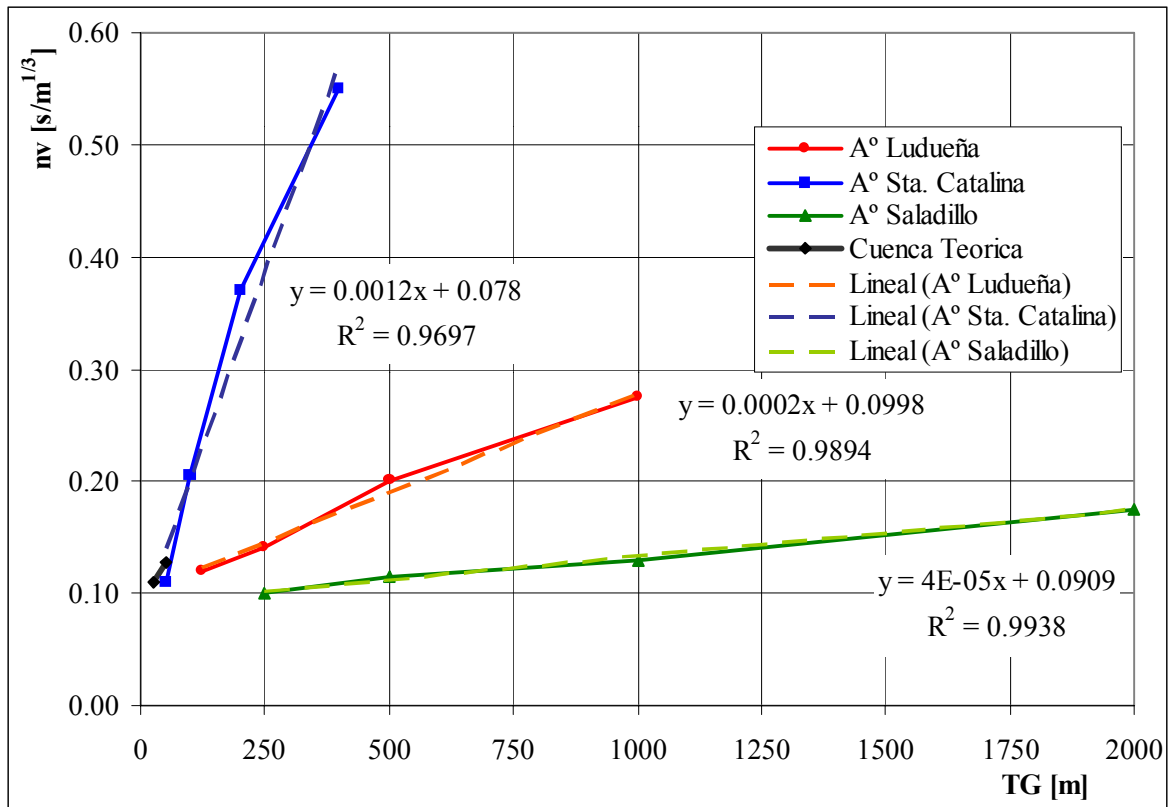


Figura 9.2. Relaciones de escalamiento de parámetros para las tres cuencas analizadas y ecuaciones representativas. a) Escalado del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (nv) y b) Escalado de la pendiente transversal en celda (ITC).

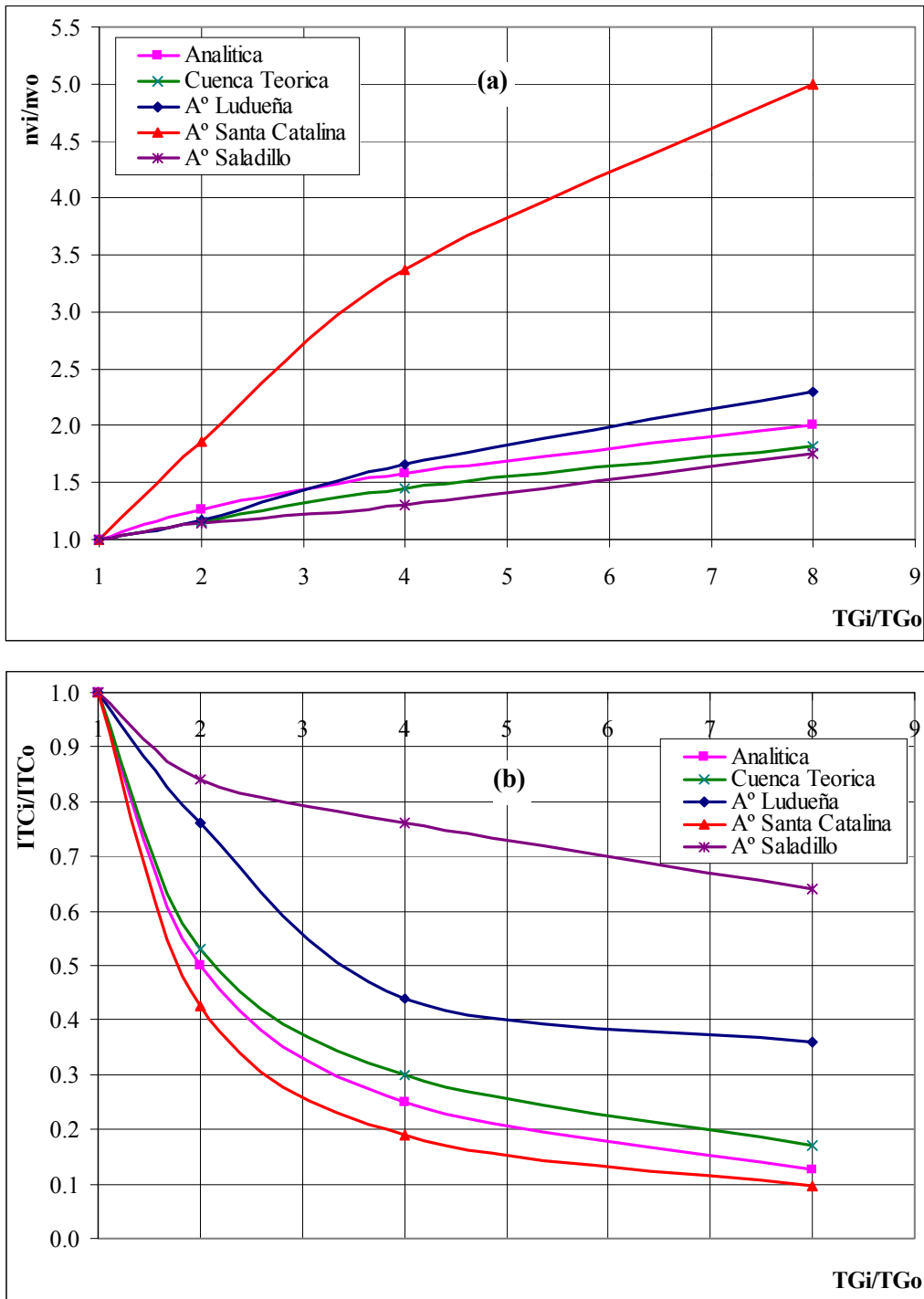


Figura 9.3. Relaciones adimensionales de los parámetros escalados (nv e ITC) respecto al tamaño de grilla.

En la Figura 9.3.a se observan las relaciones adimensionales obtenidas mediante el escalamiento de la rugosidad superficial en valle versus la relación adimensional del tamaño de grilla.

En la Figura 9.3.b se observan las relaciones adimensionales obtenidas mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda versus la relación adimensional del tamaño de grilla.

En ambas Figuras (9.3.a y 9.3.b) se representan las relaciones analíticas (ec. 7.8 para la rugosidad superficial en valle y ec. 7.16 para la pendiente transversal en celda); las relaciones obtenidas para la cuenca teórica (Cap. 7; punto 7.2) y las relaciones experimentales para las tres cuencas estudiadas (Cap. 8).

Características tales como el área, la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud; la pendiente longitudinal sobre el curso principal y el tiempo de retardo o “Lag” permiten diferenciar el comportamiento de las cuencas analizadas y las relaciones de escalamiento que se obtienen. En la Tabla 9.9 se resumen dichas características.

Tabla 9.9. Características representativas de las diferentes cuencas

	Área [Km ²]	Capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud [m ³ /m]	Pendiente sobre el curso principal [m/Km]	Tiempo de Retardo o “Lag” [hs]
A° Ludueña	700	10.1	1.15	57
A° Santa Catalina	135.5	6.2	3.30	20.5
A° Saladillo	3128	45.1	0.55	71.2

Comparativamente entre las cuencas del A° Ludueña, A° Santa Catalina y A° Saladillo, es posible observar que en cuencas pequeñas a medianas (Área = 135 Km²), donde la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud es reducida y la pendiente longitudinal sobre el curso principal es elevada (Caso de la cuenca del A° Santa Catalina); las relaciones de escalamiento de parámetros son variables con el proceso de agregación espacial en mayor medida que en cuencas de mayor tamaño (Área = 3128 Km²), con una elevada capacidad de almacenamiento en cursos y reducida pendiente longitudinal (Cuenca del A° Saladillo). En este último caso los efectos de la agregación espacial tienen menor influencia en el escalamiento de los parámetros.

El caso extremo es el de la cuenca teórica simple, donde la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud es nula; y el escurrimiento superficial es puramente sobre sectores del valle. En este caso el efecto de agregación espacial es relevante en el escalamiento de los parámetros; dicha relación es cuantificada por la pendiente en las Figuras 9.2.a y 9.2.b para el caso de la cuenca teórica simple.

Respecto al grado de similitud en las respuestas hidrológicas logrado entre el esquema de mayor resolución y los restantes esquemas, mediante el escalamiento de los parámetros, cuantificado por el coeficiente R^2N (Tablas 8.16 y 8.17 para la cuenca del A° Ludueña; Tablas 8.35 y 8.36 para la cuenca del A° Santa Catalina y Tablas 8.54 y 8.55 para la cuenca del A° Saladillo), es posible indicar que en forma general para las tres cuencas se obtienen:

- resultados similares en términos de reproducción de caudales máximos en todo el dominio espacial para ambos parámetros de escalamiento; si bien los mejores resultados, en forma poco significativa, se obtienen mediante el escalamiento de la pendiente transversal de almacenamiento.
- resultados similares en términos de velocidades de flujo ya sea mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda 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 rugosidad para flujo superficial en celda.

La diferencia en los resultados de similitud de alturas de agua obtenidas a partir del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda 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 en el párrafo precedente puede ser explicado teniendo en cuenta las consideraciones siguientes:

- 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 (base de fondo, profundidad, taludes laterales y coeficiente de resistencia del curso. Punto 5.1.3.2). 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 rugosidad para flujo superficial en celda 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 (celdas valle o sector valle de las celdas río); y no afecta mayormente el escurrimiento dentro de los cursos de agua propiamente dicho.

- En el cálculo del coeficiente R^2H , la similitud de alturas de flujo en cursos de agua; siendo estas alturas superiores a las alturas de flujo en el valle; se traduce en un incremento del coeficiente R^2H debido al peso relativo que tienen las alturas mayores en el cálculo del mismo.

- La cuenca del A° Saladillo; a diferencia de las cuencas 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 rugosidad para flujo superficial en celda o la pendiente transversal de almacenamiento; 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 ITC) 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).

9.2.2 Influencia de la Variabilidad Temporal y Espacial de la Lluvia.

Para las tres cuencas analizadas es posible realizar la comparación de los resultados en términos de similitud hidrológica alcanzada (Coeficiente R^2X) mediante el escalamiento de los parámetros (nv e

ITC) debido a la influencia de la variabilidad espacial y temporal de la lluvia.

Como base para realizar la comparación de la influencia de la variabilidad espacial y temporal de la lluvia se consideró en cada evento observado (en el cual se presentan lluvias variables espacial y temporalmente) el valor de la lámina neta precipitada y se lo comparó con el evento sintético que se aproxime al valor de la lámina neta precipitada del evento observado. Asimismo la comparación se realizó entre el menor y el mayor tamaño de grilla; donde se presentan las mayores diferencias en términos de similitud hidrológica.

Sobre la base anterior la comparación de los resultados se realizó, para las diferentes cuencas, entre los siguientes eventos y tamaños de grilla:

- Cuenca del A° Ludueña: Entre TG125 y TG1000. Los resultados correspondientes al evento E1 de 38 mm y al evento E3 de 39 mm de lámina neta (Tabla 8.15) se compararon con los del evento E8 (8 mm/h x 5 hs) y con el evento E13 (2 mm/h x 20 hs) y los resultados del evento E2 (107 mm de lámina neta) se compararon con los del evento E14 (5 mm/h x 20 hs).

- Cuenca del A° Santa Catalina: Entre TG50 y TG400. Los resultados correspondientes al evento E1 de 24.6 mm y al evento E3 de 23.5 mm de lámina neta (Tabla 8.34) se compararon con el evento E6 (8 mm/h x 3 hs); los resultados correspondientes al evento E2 (11 mm de lámina neta) se compararon con los del evento E5 (3 mm/h x 3 hs) y los resultados del evento E4 (55 mm de lámina neta) se compararon con los del evento E7 (15 mm/h x 3 hs).

- Cuenca del A° Saladillo: Entre TG250 y TG2000. Los resultados correspondientes al evento E1 de 107 mm de lámina neta (Tabla 8.53) se compararon con el evento E12 (5 mm/h x 20 hs) y los resultados del evento E2 (73 mm de lámina neta) se compararon con los del evento E8 (15 mm/h x 5 hs).

En la Tabla 9.10 se presentan los resultados; los mismos se extraen de las Tablas 8.16 y 8.17 para la cuenca del A° Ludueña; Tablas 8.35 y 8.36 para la cuenca del A° Santa Catalina y Tablas 8.54 y 8.55 para la cuenca del A° Saladillo.

Se puede observar que no se presentan diferencias significativas en los valores de R^2Q ; R^2Vel y R^2H entre un evento observado donde existe variabilidad espacial y temporal de la lluvia respecto a

un evento sintético, de similar lámina neta, en donde la lluvia es uniforme espacial y temporalmente.

Tabla 9.10. Comparación de similitud hidrológica para el caso de variabilidad espacial y temporal de lluvia neta.

Cuenca del A° Ludueña						
Eventos	Escalamiento de nv			Escalamiento de ITC		
	R ² _Q	R ² _{Vel}	R ² _H	R ² _Q	R ² _{Vel}	R ² _H
E1 (Obs)	0.93	0.91	0.57	0.95	0.90	0.92
E3 (Obs)	0.91	0.84	0.54	0.92	0.88	0.88
E8	0.91	0.88	0.53	0.93	0.87	0.91
E13	0.92	0.89	0.58	0.94	0.89	0.92
E2 (Obs)	0.90	0.80	0.41	0.90	0.82	0.89
E14	0.87	0.77	0.40	0.90	0.83	0.88
Cuenca del A° Santa Catalina						
Eventos	Escalamiento de nv			Escalamiento de ITC		
	R ² _Q	R ² _{Vel}	R ² _H	R ² _Q	R ² _{Vel}	R ² _H
E1 (Obs)	0.87	0.90	0.07	0.97	0.92	0.93
E3 (Obs)	0.83	0.88	0.07	0.94	0.92	0.92
E6	0.85	0.89	0.09	0.95	0.91	0.91
E2 (Obs)	0.92	0.89	0.36	0.98	0.94	0.95
E5	0.90	0.88	0.27	0.97	0.94	0.94
E4 (Obs)	0.80	0.89	-0.18	0.92	0.88	0.88
E7	0.80	0.89	-0.13	0.93	0.87	0.88
Cuenca del A° Saladillo						
Eventos	Escalamiento de nv			Escalamiento de ITC		
	R ² _Q	R ² _{Vel}	R ² _H	R ² _Q	R ² _{Vel}	R ² _H
E1 (Obs)	0.87	0.86	0.86	0.85	0.85	0.93
E12	0.84	0.81	0.83	0.85	0.80	0.91
E2 (Obs)	0.90	0.89	0.88	0.90	0.88	0.94
E8	0.86	0.81	0.83	0.88	0.83	0.92

Las mayores diferencias se presentan en el caso del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda en la cuenca del A° Santa Catalina para la similitud hidrológica en términos de alturas (R^2H). En este caso la diferencia porcentual entre TG50 y TG400 es de + 28 % entre los eventos observados E1 y E3 respecto al evento sintético E6; de - 25 % entre los eventos E2 (observado) y E5 (sintético) y del + 28 % entre los eventos E4 (observado) y E7 (sintético); para esta cuenca en todos los demás casos las diferencias son menores al 10 %. Asimismo para las cuencas del A° Ludueña y A° Saladillo las diferencias son menores al 10 %.

Según los resultados anteriores es posible indicar que el efecto de la variabilidad espacial y temporal de la lluvia no tiene influencia significativa en el grado de similitud alcanzado mediante el escalamiento propuesto de los parámetros.

Lo anterior puede ser explicado por el hecho que el modelo permite la definición explícita en cada celda del hietograma de lluvia neta; en este sentido es posible definir las mismas áreas de lluvia neta entre un esquema de mayor detalle y un esquema de menor detalle; es decir, no se produce ningún tipo de agregación en el ingreso de lluvia del modelo por efecto de agregación espacial del esquema. Pueden existir diferencias menores en el ingreso de lluvia neta en los límites entre dos zonas con diferentes lluvias; debido a que el esquema de detalle puede “copiar” con mejor precisión dicho límite; el cual se modificará con el agregamiento del esquema. Estas diferencias son menores y no producen significativas diferencias en el ingreso de lluvia neta.

En las cuencas analizadas, para los eventos observados, se han definido entre dos zonas (cuenca del A° Santa Catalina) hasta nueve zonas (cuenca del A° Saladillo para el evento E1) para definir la variabilidad espacial de la lluvia. Esta cantidad de regiones es pequeña comparada con la cantidad de celdas que constituyen el modelo. Es de esperar que a medida que se incremente el detalle de la variabilidad espacial de la lluvia se produzcan alteraciones en el grado de similitud alcanzada para los esquemas agregados; el caso extremo sería el de ingreso de un hietograma diferente para cada celda del esquema de detalle; que deberá ser agregado para el esquema de mayor tamaño de grilla.

9.2.3 Áreas de aporte en celdas para equilibrio completo.

En términos de similitud de áreas de aportes en celdas, entre el esquema de detalle y los esquemas agregados, para la situación de equilibrio completo (Figuras 8.30 a 8.32 para la cuenca del A° Ludueña; Figuras 8.71 a 8.73 para la cuenca del A° Santa Catalina y Figuras 8.107 a 8.109 para la

cuenca del A° Saladillo) es posible indicar que se obtienen resultados aceptables en las tres cuencas analizadas mediante ambas alternativas de escalamiento. En todos los casos (tres cuencas y en cada una de las cuenca tres comparaciones entre el esquema de detalle y tres esquemas agregados) los valores de la pendiente de la recta de regresión ajustada son menores a 1.15 (Cuenca del A° Santa Catalina, Figura 8.72) y el coeficiente de correlación es superior a 0.95.

Las mayores diferencias se presentan para la cuenca del A° Santa Catalina. Mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda se obtienen mejores resultados comparativamente respecto a los resultados del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. Las diferencias entre las áreas de aporte del esquema de detalle y un esquema agregado mediante una u otra propuesta de escalamiento de parámetros indican que para una misma celda del esquema agregado, el área de aporte resulta diferente al escalar uno u otro parámetro. Es decir, en este caso, el escalamiento de parámetros afecta la distribución de las áreas de aporte en un mismo esquema agregado.

Lo anterior puede ser explicado debido a las variaciones que se producen en las alturas de agua en celdas en el esquema agregado; mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda, las alturas resultan diferentes a aquellas obtenidas del escalamiento de la pendiente transversal en celda; es decir, se obtienen dos “mapas de alturas” diferentes para el mismo esquema agregado, lo que modifica la distribución de espacial de caudales en la cuenca y a su vez las áreas de aporte aguas arriba de cada celda. Es de remarcar que las diferencias mencionadas se consideran dentro del rango aceptable de valores y se quiere resaltar la influencia del escalamiento de parámetros en la distribución de las áreas de aporte.

9.2.4 Caudales Máximos en la Sección de Control.

En relación a la reproducción de los valores de caudales máximos en la sección de control para los esquemas agregados; es posible indicar que el escalamiento propuesto arroja resultados aceptables (Figuras 8.39 y 8.40 para la cuenca del A Ludueña, Figuras 8.80 y 8.81 para la cuenca del A° Santa Catalina y Figuras 8.116 y 8.117 para la cuenca del A° Saladillo).

Los errores en los valores de caudales máximos reproducidos en la sección de control son menores en todos los casos (para la cuenca del A° Ludueña y A° Santa Catalina) al 20 % entre el mayor y menor nivel de detalle. Para la cuenca del A° Saladillo esta diferencia máxima es del 25 % entre

TG250 y TG2000.

Asimismo, en todas las cuencas se obtuvieron resultados similares en puntos internos de importancia; principalmente es secciones tales como la confluencia de cursos de agua y el cruce de un curso con un puente o alcantarilla.

Si resulta de interés reproducir caudales máximos en la sección de control y en secciones internas de importancia, el proceso de escalamiento propuesto resulta adecuado. Se obtienen resultados aceptables escalando tanto el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda como la pendiente transversal en celda en las tres cuencas analizadas.

9.2.5 Hidrogramas en la Sección de Control.

Los resultados obtenidos, en términos de hidrogramas en la sección de control, indican que la alternativa de escalamiento propuesta resulta adecuada para tal fin (Figuras 8.27 a 8.29 para la cuenca del A° Ludueña, Figuras 8.67 a 8.70 para la cuenca del A° Santa Catalina y Figuras 8.105 y 8.106 para la cuenca del A° Saladillo).

Los mejores resultados en términos de reproducción de hidrogramas en la sección de control se obtienen para las cuencas del A° Ludueña y A° Saladillo escalando tanto el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda como la pendiente transversal en celda. En todos los casos (ambas cuencas y los diferentes niveles de agregación) el coeficiente RN^2 que cuantifica el nivel de reproducción de los hidrogramas en la sección de control es mayor a 0.88 (Tablas 8.18 y 8.56)

Las mayores diferencias en la reproducción del hidrograma en la sección de control se producen para la cuenca del A° Santa Catalina al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. El menor valor de RN^2 es de 0.46 para el evento de Junio de 2001 entre TG50 y TG400 (Tabla 8.37).

Los valores obtenidos del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda para los tamaños de grilla mayores como producto del escalamiento de parámetros no conservan el sentido físico de dicho parámetro; los valores engloban los efectos debidos a la agregación tanto de la topografía como de las relaciones entre volumen y caudal en celdas en forma distribuida en la cuenca. Estos valores del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda en los esquemas agregados

alteran la respuesta hidrológica de la cuenca representada por el hidrograma en la sección de control. Por el contrario, en esta cuenca el escalamiento de la pendiente transversal en celda produce resultados adecuados; los valores de RN^2 para este caso son mayores a 0.85. En este sentido resulta más adecuado el escalamiento de la pendiente transversal en celdas en comparación al escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

A medida que se incrementa el tamaño de grilla se reduce la capacidad de reproducción del hidrograma en la sección de control cuantificada por el valor del coeficiente RN^2 ; esto es debido al propio efecto de agregación del sistema; en el cual el escalamiento de parámetros debe compensar el efecto distribuido de las respuestas hidrológicas de un gran número de celdas en los esquemas de detalle en un único valor representativo para el esquema agregado. A medida que se incrementa el nivel de agregación este fenómeno tiene mayor influencia.

Si interesa reproducir hidrogramas en la sección de control, sin tener en cuenta las demás variables hidrológicas (alturas de agua y velocidades) ni su variación espacial dentro del dominio, es posible obtener resultados aceptables con el proceso de escalamiento propuesto; principalmente mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

CAPITULO 10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES PARA FUTURAS INVESTIGACIONES

10.1 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 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. Este efecto produce, a igualdad de todos los demás parámetros, respuestas más lentas en la cuenca.

La cuantificación de la pérdida de información del modelo digITAL del terreno y de sus atributos se traduce en una reducción de la entropía al incrementarse el TG. La reducción de la entropía es cada vez mayor a medida que se computan atributos derivados de las cotas, como ser pendientes locales y curvaturas.

Para la abstracción a nivel de celda utilizada en el modelo ($ITC > 0$); a igualdad de todos los parámetros (incluida la pendiente), el incremento del tamaño de la grilla produce una respuesta más rápida de la cuenca (valores de caudales picos mayores y adelantados en el tiempo), ya que se modifica la relación entre el volumen y caudal de salida en celdas. Esta relación es de fundamental importancia en el proceso propagatorio del flujo superficial.

Los efectos producidos por la agregación del sistema sobre las características del relieve y sobre las relaciones entre volumen-caudal y altura en celdas actúan en conjunto y resultan efectos contrapuestos que afectan la respuesta hidrológica de la cuenca. Si los efectos anteriores tienen el mismo peso, no resulta necesario el escalamiento de los parámetros, ya que los mismos son de igual magnitud y opuestos. En estas condiciones se obtienen respuestas similares en términos de caudales pero no es posible lograr similitud en términos de alturas de flujo. Estas conclusiones pueden ser extraídas de la aplicación en casos sencillos como una cuenca teórica simple de pendiente uniforme. En cuencas reales, las variabilidades espaciales y sus alteraciones con la agregación representan un salto en el nivel de complejidad del problema.

Tradicionalmente, el parámetro a escalar en modelos de escurrimiento superficial, es el coeficiente de resistencia al escurrimiento. En el presente trabajo se propone, además del escalamiento del coeficiente de resistencia al escurrimiento, escalar la pendiente transversal en celda. Este parámetro caracteriza la variabilidad morfológica y de procesos dentro de la celda e interviene fuertemente en las ecuaciones gobernantes del escurrimiento superficial.

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 los esquemas agregados, de modo de obtener similitud hidrológica entre discretizaciones. La conservación del almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma en “S” en la sección de control resulta adecuado como método para plantear similitud entre esquemas.

En cuencas reales, los resultados indican que para la abstracción a nivel de celda utilizada en el modelo ($ITC > 0$), a medida que aumenta el tamaño de la grilla es necesario incrementar la resistencia del valle (n_v) o bien disminuir la pendiente trasversal en celdas (ITC) para obtener similitud hidrológica entre las diferentes discretizaciones. Esto evidencia el dominio de los efectos de la agregación de las relaciones entre caudal y volumen en celdas sobre los efectos de agregación del relieve y la red hídrica.

Las relaciones experimentales obtenidas en las tres cuencas mediante el escalamiento de los parámetros indican que las variaciones del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda en función del tamaño de grilla pueden ser aproximadas mediante una relación del tipo lineal, y las variaciones de la pendiente transversal en celda en función del tamaño de la grilla pueden ser aproximadas a una función del tipo potencial.

Desde el punto de vista de la mecánica propagatoria del flujo ambas modificaciones (incremento de la resistencia del valle o disminución de la pendiente trasversal en celda) involucran un aumento de los mecanismos de difusión del escurrimiento con el correspondiente aumento de la atenuación de la onda de crecida para los tamaños de grilla mayores.

El análisis espacial de similitud hidrológica dentro de todo el dominio del sistema, en términos de las variables hidrológicas caudal máximo y alturas máximas en celdas, indica que para la abstracción a nivel de celda utilizada en el modelo ($ITC > 0$), los mejores resultados se obtienen

escalando la pendiente transversal en celda en comparación con los resultados extraídos de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

El grado de similitud alcanzado en términos de velocidades máximas resulta similar, en las tres cuencas, ya sea escalando el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v) o la pendiente transversal en celda (ITC).

En cuencas donde el parámetro que cuantifica la capacidad de almacenamiento potencial en cursos por unidad de longitud resulta elevado (caso de la cuenca del A° Saladillo con $45 \text{ m}^3/\text{m}$) las diferencias en términos de similitud en alturas de agua en los esquemas agregados son menos significativas en comparación a cuencas donde dicho parámetro es menor (Cuenca del A° Santa Catalina con $6.2 \text{ m}^3/\text{m}$) y se obtiene en este último caso una marcada diferencia en términos de similitud de alturas. El efecto del escalamiento de parámetros en términos de alturas de flujo es menos notorio en cuencas donde la capacidad de almacenamiento en cursos es elevada debido a la mayor influencia en la dinámica propagatoria del escurrimiento superficial de los cursos de agua; y debido a que el modelo conserva en los diferentes niveles de detalle las características geométricas e hidráulicas de los cursos y en estos casos las alturas de agua son similares escalando uno u otro parámetro. 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, principalmente en términos de alturas de flujo.

Para la abstracción a nivel de celda utilizada en el modelo (ITC >0), el escalamiento del coeficiente de resistencia al escurrimiento en esquemas agregados no resulta 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.

Una adecuada correlación entre alturas máximas de agua en celdas entre un esquema de detalle y otro de menor detalle 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, procesos en que el valor de altura de flujo es una variable de importancia para la determinación de la producción de sedimento y transporte en cuenca.

El proceso de agregación del esquema no tiene efectos significativos en términos de pérdida en la similitud de respuestas hidrológicas para lluvias variables espacial y temporalmente. El escalamiento propuesto de los parámetros en los esquemas agregados permite obtener respuestas similares entre eventos observados (donde se presentan lluvias variables espacial y temporalmente) y eventos sintéticos (lluvia uniforme espacial y temporalmente) de similares láminas netas; siempre y cuando el tamaño de la celda sea mucho menor a la mínima zona de lluvia asumida espacialmente constante.

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, si se conserva la similitud hidrológica entre diferentes niveles de detalle permite reducir la cantidad de información de entrada y el tiempo de cálculo.

El concepto de conservar el almacenamiento de equilibrio y el hidrograma en "S" en la sección de control como base para escalar los parámetros en los esquemas agregados resulta adecuado para obtener respuestas hidrológicas similares a las del esquema de mayor detalle. A medida que las condiciones de escurrimiento (caudales y volúmenes) de un evento en particular resultan diferentes (mayores) a los caudales y volúmenes presentes en la condición de equilibrio completo, disminuye el grado de similitud alcanzado entre las diferentes discretizaciones. Los eventos de mayor magnitud (mayor lámina neta) 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; debido a que se produce una pérdida en la representación de los mecanismos de propagación entre el esquema de mayor detalle y los esquemas de menor detalle que no puede ser contrarrestada con el escalamiento de parámetros. Queda claro que el escalamiento de parámetros depende también de la magnitud del evento.

El escalamiento del parámetro ITC con el tamaño de grilla permite; además de lograr mejores resultados, preservar el concepto físico del coeficiente de resistencia al escurrimiento; el cual es ampliamente utilizado y puede ser obtenido de tablas de uso habitual. De esta forma el modelo aquí utilizado incorpora la parametrización a nivel de celda de los efectos de la morfología del relieve, siendo ésta una representación más realista del proceso de escurrimiento superficial y logrando aceptables grados de similitud entre escalas con el adecuado escalamiento del parámetro.

El escalamiento propuesto de los parámetros conserva los valores de tiempo de retardo para los esquemas agregados en las tres cuencas analizadas.

Al agregar un esquema de mayor detalle y pasar a otro de menor detalle no sólo se pierde representación de la variabilidad espacial del terreno; sino que también, en términos de respuestas hidrológicas, las variables de flujo se agregan. Por ejemplo, al pasar de 4 celdas (detalle) a una única celda, se agregaron 4 valores de alturas de flujo en un único valor y se agregaron 2 vinculaciones (en cada lado de la celda vinculada) en una única vinculación. Es decir, a medida que se incrementa el tamaño de grilla no es posible reproducir la variabilidad espacial de las variables de flujo de los esquemas de menor tamaño de grilla.

En los esquemas agregados, el escalamiento de parámetros tiene efecto sobre los valores de las variables hidrológicas. Es decir, un mismo esquema agregado con ambas alternativas de escalamiento puede producir respuestas diferentes. Por ejemplo, las alturas diferentes (mayores) que se obtienen al escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda respecto a las alturas obtenidas del escalamiento de la pendiente transversal en celda para una misma discretización puede generar una alteración en la distribución de caudales (punto 8.1.7.7) que ingresan y salen de una determinada celda. En caso de existencia de terraplenes, las mayores alturas en el esquema agregado resultantes del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda pueden superar la altura de desborde del terraplén y modificar los sentidos de escurrimiento respecto al esquema de detalle y más aún, pueden ser diferentes los caudales (en valor y sentido) obtenidos para el mismo esquema agregado mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda. Es decir, en general, el efecto que tiene el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda sobre las alturas de flujo puede producir una redistribución de caudales dentro de una celda determinada que genera respuestas más alejadas de las obtenidas para el mismo esquema mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

La caracterización de la variabilidad de la morfología y de procesos dentro de la celda es de suma importancia en el modelado hidrológico distribuido basado físicamente si resulta de interés obtener valores de variables de flujo tales como alturas de agua y velocidades. A su vez, el escalamiento de dicha caracterización a nivel de celda es sumamente eficiente a la hora de obtener similitud hidrológica entre esquemas con diferentes niveles de detalle.

El tamaño de grilla óptimo depende de la cuenca en estudio y de los objetivos buscados. Si interesa

obtener caudales máximos entre diferentes tamaños de grilla, la discretización adecuada será diferente de si lo que interesa es mantener alturas de agua en celdas o bien reproducir no solo caudales picos, sino también las curvas de ascenso y descenso de los hidrogramas.

La vinculación entre la pérdida de información topográfica (variación de entropía en pendientes) al incrementarse el tamaño de grilla con el grado de similitud hidrológica en las variables de flujo estudiadas permite conocer, a priori, la magnitud del error debido al efecto de agregación en las cuencas analizadas, para un amplio rango de eventos lluviosos. La pérdida del contenido de información resulta una operación sencilla de realizar a partir de contar con el modelo de elevación digital del terreno.

Es posible indicar, que en forma aproximada, al reducir el tamaño de grilla a la mitad se cuadruplica el espacio en disco necesario para almacenar los archivos de entrada de datos al modelo y de salida de resultados y a su vez se cuadruplica el tiempo insumido en realizar el cálculo para una determinada simulación de evento. No solo resultan mayores el espacio en disco y tiempo de cálculo necesarios al ir reduciendo el tamaño de grilla; sino que también se requiere más tiempo y/o espacio a la hora de realizar alguna tarea sobre las discretizaciones más detalladas; como por ejemplo modificar y/o asignar características de celdas y vinculaciones, detectar posibles errores en carga de datos o errores numéricos debidos a inestabilidades, extraer resultados asociados a características del relieve o a respuestas hidrológicas; y toda operación que requiera del manejo y tratamiento de los datos.

La utilización de la plataforma computacional SIMULACIONES 2.0 para la gestión de la información e intercambio de datos con el modelo matemático resulta de suma utilidad. Con la plataforma se facilita el manejo de la información y se amplían las potencialidades del modelo matemático CTSS8. Sin la utilización de dicha plataforma no hubiera sido posible generar y tratar la cantidad de información asociada a las resoluciones espaciales de mayor nivel de detalle en las cuencas estudiadas.

La implementación de un sistema de información geográfica con datos necesarios para la modelación matemática del escurrimiento permite obtener toda la información en formato digital para su tratamiento y transferencia hacia el modelo matemático y viceversa.

Los resultados obtenidos en la presente Tesis contienen la incertidumbre propia de gran cantidad de

cuencas de nuestro país atribuible a la escasez de mediciones históricas confiables de lluvia-caudal. En el caso de lluvias existe información medianamente satisfactoria a nivel diario, pero solamente en forma puntual y discontinua a escala sub-diaria. En el caso de caudales el déficit de información es más pronunciado presentándose con evidencia que en una cuenca de más de 3000 Km² (A° Saladillo) existen registros de alturas discontinuas confiables en una única estación. Por otro lado la cuenca de menor incertidumbre de resultados es la del A° Santa Catalina, con una densidad de registros discontinuos de caudales de una estación en 135 Km² de superficie. En tanto que en la cuenca del A° Ludueña se contó, en forma discontinua, con dos estaciones en los 700 Km² de superficie.

10.2 RECOMENDACIONES PARA FUTURAS INVESTIGACIONES

Vinculado directamente con los resultados de la Tesis se entiende pertinente sugerir las siguientes recomendaciones en orden a profundizar el conocimiento mediante futuras investigaciones:

- Debido a la escasez de información hidrológica resulta de interés generar, mediante recomendaciones a las autoridades de cuenca, la pronta conformación de base de datos de cursos de agua (permanentes y temporarios) con las configuraciones geométricas; obras de arte de importancia y topografía de detalle; entre otras características de interés para el análisis hidrológico-hidráulico de una cuenca. Asimismo es importante permitir el acceso al público de la información recolectada y generada. La continuidad y confiabilidad en las mediciones hidrológicas en cuencas pilotos permiten reducir las incertidumbres propias del proceso de calibración en los modelos numéricos.
- Se recomienda aplicar los procedimientos aquí presentados en otras cuencas rurales de la región a modo de ampliar y verificar las conclusiones extraídas en el presente trabajo. Además, a partir de una serie mayor de cuencas estudiadas resultaría posible obtener relaciones generales entre un determinado nivel de detalle y el valor del parámetro asociado a dicho nivel que puedan ser aplicadas a otras cuencas no aforadas.
- Como limitación del alcance de los resultados de la presente Tesis se debe remarcar la consideración del término de resistencia al escurrimiento y de la pendiente transversal en celda como constantes en todo el dominio espacial de las cuencas. Estudios posteriores pueden ser

llevados a cabo considerando la variación espacial de los parámetros antes citados; y los efectos de la agregación del esquema en las respuestas hidrológicas obtenidas. Del mismo modo que lo planteado para los parámetros antes citados; futuras investigaciones pueden estar orientadas a incorporar la variabilidad a nivel de cada celda de parámetros derivados del uso, ocupación y características del suelo (como por ejemplo en número de curva CN, lo que implicará en el caso general la definición de un hietograma de lluvia neta diferente en cada celda del modelo) y los efectos de la agregación espacial de los mismos. La variabilidad espacial a nivel de cada celda puede ser obtenida, por ejemplo, mediante el tratamiento y la interpretación de imágenes satelitales.

- En la presente Tesis se ha centrado el estudio en el mecanismo propagatorio del flujo y no se han considerado los efectos de la agregación espacial en los procesos hidrológicos involucrados en las pérdidas del escurrimiento como intercepción, almacenamiento superficial e infiltración. Investigaciones futuras pueden estar orientadas al análisis de los efectos de agregación espacial incorporando los mecanismos de pérdidas antes citados (con especial énfasis en la incorporación del proceso de infiltración); principalmente con la finalidad de estudiar el grado de influencia de la agregación espacial en las respuestas hidrológicas obtenidas mediante la incorporación de los procesos de pérdidas del escurrimiento.

- La parametrización de la variabilidad morfológica y de procesos dentro de la celda considerada en la presente Tesis es caracterizada por medio de la pendiente transversal en celda. Con la finalidad de mejorar y ampliar el conocimiento respecto a este tópico sumamente importante, se recomienda realizar mediciones de alto nivel de detalle en parcelas rurales, que involucren mediciones topográficas de detalle; así como también mediciones de precipitaciones y escurrimiento; lo que permitirá obtener diferentes caracterizaciones a nivel de celda mediante calibración por medio de simulaciones numéricas de alto nivel de detalle. A su vez es posible, mediante la extrapolación de los resultados obtenidos en las parcelas rurales, caracterizar las diferentes áreas dentro de la cuenca.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Abbott, M.; Bathurst, J.; Cunge, J.; O'Connell, P.; y Rasmussen, J. (1986). An introduction to the European Hydrologic System-Systeme Hydrologique Europeen, SHE, 2: Structure of a physically-based, distributed modeling system. *J. Hydrol.*, 87, 61– 77.

Abrahams, A. D., Parsons, A.J. y Luk, S. H. (1989) Distribution of depth of overland flow on desert hillslopes and its implications for modeling soil erosion. *J. Hydrol.*, 106, 177-184

Ao, T.; Yoshitani, J.; Takeuchi, K, Fukami, K.; Mutsuura, T. y Ishidaira, H. (2003) Effects of sub-basin scale on runoff simulation in distributed hydrological model: BTOPMC. Weather Radar Information and Distributed Hydrological Modelling. Proceedings of symposium HS03 held during IUGG2003 at Sapporo. IAHS Publ. No. 282. pp. 227-233.

ASCE (1996) Handbook of hydrology. ASCE Manual and Rep. on Engineering Practice No. 28, New York.

Bathurst, J. C. (1986) Sensitivity analysis of the Systeme Hydrologique Europeen (SHE) for an upland catchment. *J. Hidrol.* Vol. 87. pp 103-123.

Bathurst, J. C. y Cooley, K. R. (1996) Use of the SHE hydrological modeling systems to investigate basin response to snowmelt at Reynolds Creek, Idaho. *J. Hydrol.* Vol. 175, Num. 1, pp 181-211 (31).

Bertoni, J., Pedraza, R., Collins, J., Macor, J., Pusineri, G., Ocampo, C., Mazza, J. y Secchi, A. (1995) Sistemas de Drenaje Urbano. Curso sobre Drenaje Urbano. Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas. Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe.

Beven, K y Kirkby, M. (1979) A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24 (1), 43–69.

Beven, K. (1989) Changing ideas in hydrology—the case of physically-based models. *Journal of Hydrology.* 105. 157-172.

Beven, K. J. (1991 a) Spatially Distributed Modeling: Conceptual approach to runoff prediction. In: Bowles D. S. and P. E. O'Connell (Eds.), *Recent advances in the modeling of hydrological systems.* Kluwer Academic Publishers, pp 373-388.

Beven, K. J. (1991 b) Scale considerations. In: Bowles D. S. and P. E. O'Connell (Eds.), *Recent advances in the modeling of hydrological systems.* Kluwer Academic Publishers, pp 357-371.

Blöschl, G. y Sivapalan, M. (1995). “Scale issues in hydrological Modelling: A Review”. *Hydrological Processes.* Vol. 9, 251-290.

Bloschl, G., Gutknecht, D., y Kirnbauer, R. (1994) On the evaluation of distributed hydrologic models. in Rosso, R., Peano, A., Becchi, I., Bemporad, G. A. (Eds.), *Advances in Distributed Hydrology.* Water Resources Publications: Highlands Ranch, Colorado: 397 - 412

Bloschl, G.; Sivapalan, M.; Gupta, V. y Beven, K. (1997) Preface to the special section on scale

problems in hydrology. *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 12, pag. 2881.

Bruneau, P.; Gascuel-Oudou, C.; Robin, P.; Merot, P. y Beven, K. (1995) Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital data. *Hydrolog. Process.* Vol. 9. pp 69-81.

Burges, S. J. (Ed.) (1986) Trends and Directions in Hydrology. Special volume of *Water Resources Research*. Vol. 22.

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.

Collins, S. H. y Moon, G. C. (1981) Algorithms for dense digital terrain models. *Photogram. Eng. and Remote Sensing*. 47, 71-76

Colosimo, C. y Mendicino, G. (1995) Valutazione degli effetti prodotti dall'aggregazione dei dati in un modello di trasformazione affussi-deffussi. *Idrotecnica*, 4. 223-236.

Costa Cabral, M y Burges, S. J. (1994) Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resources Research*, 30(6): 1681-1692.

Cunge, J. (1975) Two Dimensional Modelling of Flood Plains. Cap. 17 Unsteady flow in open channels (Ed. Mahmood K. and Yevjevich V.). *Water Resources Publications*, Fort Collins.

Chow, V.T. (1959) *Hidráulica de los Canales Abiertos*. Mac Graw-Hill, Edit. Diana, México.

Chow, V. T. (1964) *Handbook of Applied Hydrology*, Mc. Graw-Hill, New York.

Chow, V. T., Maidment, D. R. y Wags, L.M. (1994) *Hidrología Aplicada*. Mac Graw-Hill, Bogotá. 554 p

De Marsily, G (1986) *Quantitative Hydrogeology*. Academic Press, San Diego. 440 pp.

Departamento de Hidráulica e Ingeniería Sanitaria (1993-1994). Proyecto Ejecutivo Tramo I Arroyo Saladillo. Informe N° 2, Tomo 3. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario.

Diaz-Granados, M.; Bras, R. y Valdes, J. (1986) Incorporation of channel losses in the geomorphological IUH. *Scale Problems in hydrology*. D. Reidel Publishing Company, Boston, Massachusetts. pp 217-243.

Dooge, J. (1986) Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*. Vol. 22. (9) pp 46S-58S.

Engman E. T. (1986) Roughness Coefficients for Routing Surface Runoff. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. ASCE. 112(1), pages 39-54.

ESRI. (1994) *Cell-Based modelling with GRID*. Environmental Systems Research Institute, Inc. Redlands, California.

- Fedak, R. (1999). Effect of spatial scale on hydrologic modelling in a headwater catchment. Master's Thesis. Faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University. Committee Chair: Dr. D. F. Kibler. <http://scholar.lib.vt.edu/theses/available/edt-020299-165300/unrestricted/FEDAK.PDF>.
- Felicísimo, A. (1994) Modelos digitales del terreno: Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Universidad de Oviedo. Pentalfa ediciones. España.
- Foster, G. R., Huggins, L. F. Y Meyer, L. D. (1984) A laboratory study of rill hydraulics: I. Velocity relationships. *Trns. Am. Soc. Agric. Engin.*, 27, 790-796.
- Garbrecht, J. y Martz, L. (1994) Grid size dependency of parameters extracted from digital elevation models. *Computers and Geosciences*. 20 (1). 85-87.
- Garbrecht, J. y Martz, L. W. (1999) Digital Elevation Model Issues in water resources modeling. Proceedings of the 19th ESRI internacional User Conference. San Diego. California.
- García, S. (2002). El uso de los DEM para la extracción de parámetros hidrogeomorfológicos de modelos hidrológicos: Aplicaciones. Jornadas sobre sistemas de ayuda a la decisión ante problemas hidráulicos e hidrológicos en tiempo real. CEDEX, Marzo de 2002. pp 44-71
- García, S.; Francés, F. y Andreu, J. (2002) Simulación hidrológica basada en SIG: Sensibilidad a factores de escala. *Ingeniería del agua*. Vol. 9. No. 3. pp. 295-308.
- Goodrich, D. C. (1990). Basin scale and runoff model complexity. Technical Report No. HWR 91-010. Technical Reports on Natural Resource Systems. University of Arizona. Tucson, Arizona. 361 p.
- Goodrich, D.; Grayson, R.; Willgoose, G; Palacios-Valez, O. y Blöschl, G. (2003). The Effect of Catchment Discretization on Rainfall-Runoff Model Predictions. *Geophysical Research Abstracts*". Vol. 5, 12551.
- Grayson, R. B., Blöschl, G., and Moore, I. D. (1995) Distributed parameter hydrologic modeling using vector elevation data:THALES and TAPES-C. in Singh, V. P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Fort Collins, CO, Water Resources Publications: 1130-1178.
- Grayson, R. y Blöschl, G. (2000). Spatial Modelling of Catchment Dynamics. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observation and Modelling*. Rodger Grayson y Günter Blöschl (eds.) Cambridge University Press. pp. 51- 81.
- Gupta, V.; Rodríguez-Iturbe, I. y Word, E. (editors) (1986) *Scale Problems in hydrology*. D. Reidel Publishing Company, Boston, Massachussets.
- 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.
- Horrit, M. S. y Bates, P. D. (2001 a). Effects of spatial resolution on a raster based model of flood flow. *Journal of Hydrology*. Vol. 253. pp 239-249.
- Horrit, M. S. y Bates, P. D. (2001 b). Predicting floodplain inundation: Raster-based modeling

versus the finite element approach. *Hydrolog. Process.*, 15, 825-842.

Hydrologic Engineering Center (HEC). (1981). HEC-1 flood hydrograph package: Users manual. U.S. Army Corps of Engineers, Davis, Calif.

ITC (2005). ILWIS 3.3 Academic, RSG/GSD. www.itc.nl/ilwis/

Imbeau, M. E. (1892) La Durance: Regime, crues et inundations. *Ann. Ponts Chaussees, Mem. Doc., Ser.*, 3(I), 5–18 (in French).

INTA (1990 a) Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Atlas de Suelos de la República Argentina. Secretaría de Agricultura Ganadería y Pesca. Tomo I. Proyecto PNUD Argentina 85/019. 731 pag. ISBN 950-432964-1

INTA (1990 b) Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Atlas de Suelos de la República Argentina. Secretaría de Agricultura Ganadería y Pesca. Tomo II. Proyecto PNUD Argentina 85/019. 677 pag. ISBN 950-432964-2

Jain, M. J. y Singh, V. P. (2005) DEM-based modelling of surface runoff using diffusion wave equation. *Journal of Hydrology*. Vol. 302. pp 107-126.

Jauregui, M. (1984) Evaluation of detailed grid DEMs acquired from photogrammetric models by means of contour lines and terrain characteristic lines. Tesis de Maestría. ITC. Enschede. Holanda.

Julien, P. y Moglen, G. (1990) Similarity and Length scale for spatially varied overland flow. *Water Resources Research*. Vol. 26. No. 8. pp 1819-1832

Kim, S. J. y Steenhuis, T. S. (2001) GRISTORM: Grid-Based variable source area runoff model. *Transactions of the ASAE*. Vol. 44 (4): 863-875.

Kirkby, M. (1986) A Runoff simulation model based on hillslope topography. *Scale Problems in hydrology*. D. Reidel Publishing Company, Boston, Massachusetts. pp 39-56.

Klemes, V. (1983) Conceptualization and scale in hydrology. *Journal of Hydrology*. 65. 1-23.

Kojima, T. y Takara, K. (2003). A Grid-cell based distributed flood runoff model and its performance. *Weather Radar Information and Distributed Hydrological Modelling*. Proceedings of symposium HS03 held during IUGG2003 at Sapporo. IAHS Publ. No. 282. pp. 234-240.

Kuo, Wen-Ling; Steenhuis, T.; McCulloch, C.; Mohler, C.; Weinstein, D.; DeGloria, S. y Swaney, D. (1999) Effect of grid size on runoff and soil moisture for a variable-source-area hydrology model. *Water Resources Research*. Vol. 35, No. 11. pp 3419-3428.

Lea, N. L. (1992) An aspect driven kinematic routing algorithm. In *Overland Flow: Hydraulics and Erosion Mechanics*, Edited by A. J. Parsons y A. D. Abrahams, Chapman & May, New York.

Leberl, F. (1973) Interpolation in square grid DTM. *ITC. Journal*

Loague, K. y Corwin, D. L. (1999). Regional-scale assessment of non-point source groundwater contamination. In: *Hydrological Applications of GIS*. (Eds. Gurnall, A. M., and Montgomery, D.

- R.) *Advances in hydrological Processes*. John Wiley & Sons. Great Britian: 137-145.
- Mackay, R. y Riley, M. (1991). The problem of scale in the modelling of groundwater flow and transport processes. In *Chemodynamics of Groundwater*, Pro. Workshop November 1991, Mont Sainte-Odile, France. EAWAG, EERO, PIR "Environment" of CNRS, IMF Université Louis Pasteur Strasbourg, pp. 17-51.
- Macor, J. y Pedraza, R. (2001) Efectos de la escala espacial en la simulación de excesos pluviales de áreas urbanas usando el modelo SWMM. I semanario de Drenagem Urbana do Mercosul – V Seminario Nacional de Drenagem Urbana. Vol. I. Pp 105-110. Porto Alegre, Brasil.
- Maidment, D. R. (1993) GIS and hydrologic modeling. In *Environmental Modeling with GIS*. Eds. Goodchild, M. F., Parks, B. O., Steyaert, L. New York: Oxford University Press.
- Mantoglou, A. y Gelhar, L. W. (1987) Capillary tension head variance, mean soil moisture content, and effective specific soil moisture capacity of transient unsaturated flow in stratified soil. *Wat. Resour. Res.*, 23, 47-56.
- Matheron, G. (1967) *Eléments pour une théorie des milieux poreux*. Citado por De Marsily (1986)
- Mazion, E. y Yen, B. C. (1994) Computational discretization effect on rainfall-runoff simulation. *Journal of Water Resources Planning and Management*. Vol. 120, No. 5. pp 715-734.
- McDonnell, R. A. (1996) Including the spatial dimension: Using geographical information systems in hydrology. *Prog. Physical Geography*. 20 (2): 159-177.
- Mendicino, G. y Sole, A. (1997). The information content theory for the estimation of the topographic index distribution used in TOPMODEL. *Hydrological Processes*, Vol. 11. pp 1099-1114.
- Mesa, O y Mifflin, E. (1986) On the relative role of hillslope and network geometry in hydrology response. *Scale Problems in hydrology*. D. Reidel Publishing Company, Boston, Massachusets. pp 1-18.
- Metcalf y Eddy, Inc., Univ. of Florida, and Water Resources Engineers, Inc. (1971). *Storm Water Management Model*, Vol. 1-Final Report. EPA Rep. No. 11024DOC07/71 (NITS PB-203289), EPA, Washington, D.C.
- Mitasova, Helena y Hofierka, Jaroslav (1993) Interpolation by Regularized Spline with Tension: II. Application to Terrain Modeling and Surface Geometry Analysis, *Mathematical Geology*, vol. 25, No. 6, pp. 657-669.
- Moglen, G. E. y Hartman, G. L. (2001). Resolution effects on hydrologic modeling parameters and peak discharge. *Journal of hydrologic engineering*. Vol. 6. No. 6. pp 490-497.
- Molnár, D. y Julien, P. (2000) Grid-Size effects on surface runoff modeling. *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, 5, (1), 8-16.
- Moore, I. D. y Grayson, R. B. (1991) Terrain based prediction of runoff with vector elevation data. *Wat. Resour. Res.*, 27, 1177-1191.
- Moore, I. D.; Grayson, R. B. y Ladson, A. R. (1991) Digital terrain modelling: a review of

- hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*. 5(1): 3-30.
- Moore, I.D., and Burch, G. J. (1986) Sediment transport capacity of sheet and rill flow: application of unit stream power theory. *Wat. Resour. Res*, 22, 1350-1360.
- Mulvany, T. J. (1850) On the use of self-registering rain and flood gauges. *Proc. Inst. Civ. Eng.*, 4(2), 1-8.
- Nash, J. and Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models, I-A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282-290.
- O'Callaghan, J. y Mark (1984) The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*. 28: 328-344.
- Orsolini, H.; Zimmermann, E. D. y Basile, P. A. (2001) *Hidrología. Procesos y Métodos*. UNR Editora.
- Panday, S. y Huyakorn, P. (2004) A Fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*. 27. 361-382.
- Panuska, J. C., Moore, I. D., y Kramer, L. A. (1990) Terrain analysis: integration into the Agricultural Nonpoint Source Pollution (AGNPS) model. *Journal of Soil and Water Conservation*. January-February, 59-64
- Parsons, A. J.; Abrahams, A. D. Y Luk, S. H. (1990) Hydraulics of interrill overland flow on a semi-arid hillslope, southern Arizona. *J. Hidrol.*, 117, 255-273.
- Pedraza, R. (2006) Efecto de Escala sobre la simulación del flujo de agua superficial en áreas urbanas usando modelos basados en la onda cinemática. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad de Córdoba.
- Pedraza, R.; Valentín Gómez, M.; Reyna, S. (2005 a). Un procedimiento de agregación de esquemas de modelación basado en relaciones de similitud hidrológica – Parte I. XX° Congreso Nacional del Agua 2005 y III° Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur. ISBN 987-22143-0-1. CD-ROM Cap. Hidrología. T 52. pp 1-31. Mendoza, Argentina.
- Pedraza, R.; Valentín Gómez, M.; Reyna, S. (2005 b). Un procedimiento de agregación de esquemas de modelación basado en relaciones de similitud hidrológica – Parte II. XX° Congreso Nacional del Agua 2005 y III° Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur. ISBN 987-22143-0-1. CD-ROM Cap. Hidrología. T 53. pp 1-33. Mendoza, Argentina.
- Pedraza, R.; Valentín Gómez, M.; Reyna, S. (2006). Efectos de escala sobre la simulación del flujo de agua superficial en cuencas urbanas usando modelos basados en la onda cinemática. *Ingeniería del Agua*. Vol. 13. No. 2. pp 149-175.
- Peucker, T. K., Fowler, R. J., Little, J. J., y Mark, D. M. (1978) The triangulated irregular network. *Proc. Auto. Carto. III, Am. Congress on Surveying and Mapping*. Fallschurch, Virginia, 516-540.
- PICTO (2004) Proyecto de Investigación Científica Tecnológica Orientado. ANPCyT 23187. Implementación de un modelo de escurrimiento apto para el análisis de crecidas en tiempo real.

Responsable Dr. Gerardo Riccardi.

Quinn, P.; Beven, K.; Chevallier, P. y Planchon, O. (1991) The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5:59-80.

Rentería J. P. (2003). Soporte para digitalización de curvas de nivel en cuencas regionales. Trabajo de adscripción. Director: Dr. Gerardo Riccardi. Cátedra Hidrología e Hidráulica Aplicada, Carrera de Ing. Civil. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. U.N.R.

Rentería J. P. (2006) El mejoramiento del modelado del escurrimiento superficial enfocado a sistemas de alerta hidrológico mediante el uso de modelos digitales de terreno. Aplicación regional en cuenca del Arroyo Saladillo (SF). Beca de iniciación en la investigación científica y tecnológica. (Res. N° 426/04 – CD). Director: Dr. Gerardo Riccardi. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. U.N.R.

Rentería J. P.; Stenta, H.; Riccardi, G. y Scuderi, C. (2006) Análisis de la Respuesta Hidrológica en la Cuenca del A° Saladillo (Santa Fe, Argentina) aplicando dos Modelos Digitales de Terreno. XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Ciudad Guayana. Venezuela. 10 p.

Riccardi, G. (2007) Reporte Técnico sobre inundaciones ocurridas en la semana del 26 al 31 de Marzo de 2007. Departamento de Hidráulica y CURIHAM. Publicación Inédita. Abril de 2007. 12 pag.

Riccardi, G.; E. Zimmermann, y R. Maurig (1995) “Math. Modelling of flood for the delimitation of zones with inundation risk”. International Symposium on Runoff Computations for Water Projects, IAHS, San Petesburgo.

Riccardi, G. (1997 a) “The mathematical modelling for the delimitation of inundation risk zones”. Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty (ed. D. Rosberg et al.) IAHS Publication Nro 240, ISSN 0144-7815, Wallingford, pp.127-136.

Riccardi, G. (1997 b) “El Mapeo de Riesgo de Inundación por medio de la Modelación Matemática Hidrodinámica” Revista Ingeniería del Agua, 4, N° 3, ISSN 1134-2196, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España, 45-56.

Riccardi, G. (2001) Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos. Tesis Doctoral, FCEFyN, UNC, Córdoba. 278 p.

Riccardi, G. (2005) Modelación Matemática de Flujos a Superficie Libre. Curso de Maestría en Recursos Hídricos en Zonas de Llanura. Fac. de Cs. Exactas, Ing. y Agrim. UNR

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.

Rodríguez-Iturbe, I y Gupta, V. K. (Eds) (1983) Scale Problems in hydrology. *J. Hydrol.*, 65. (spec. issue).

Rogers, A. D. (1992) The development of a simple infiltration capacity equation for spatially variable soils. B. E. Thesis, Univ. of West Aust., Nedlands. 64 pp.

- Ruiz García, J. M. (1998) Modelo Distribuido para la evaluación de recursos hídricos. Tesis Doctoral del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX.
- Russo, D. (1992) Upscaling of hydraulic conductivity in partially saturated heterogeneous porous formation. *Wat. Resour. Res.*, 28, 397-409.
- Saulnier, G. M.; Beven, K. y Obled, C. (1997). Digital elevation analysis for distributed hydrological modeling: Reducing scale dependence in effective hydraulic conductivity values. *Water Resources Research*. Vol. 33. No. 9. pp. 2097-2101.
- Shannon, C. E. y W. Weaver. (1949) *The mathematical theory of communication*. Univ of Illinois. Press, Urbana, Illinois.
- Shrestha, R.; Tachikawa, Y.; Takara, K. (2006) Input Data Resolution Analysis for Distributed Hydrological Modeling. *Journal of Hydrology* 319, 36-50.
- Singh, V. P. (1995) Chapter 1: Watershed modeling. *Computer models of watershed hydrology*, V. P. Singh, ed., Water Resources Publications, Littleton, Colo., 1-22.
- Singh, V. P. (1997) The Use of Entropy in Hydrology and Water Resources. *Hydrological Processes*, vol. 11, Issue 6, pp.587-626.
- Singh, V. P. y Fiorentino, M., eds. (1996). *Geographical Information systems in hydrology*, Kluwer Academia, Boston.
- Singh, V. P. y Woolhiser, D. A. (2002) Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*. Vol. 7, No. 4. pp 270-292.
- Sivapalan, M. y Kalma, J.D. (1995) Scale problems in hydrology: Contributions of the Robertson Workshop. In *Scale Issues in Hydrological Modelling*. eds. Kalma, J.D. and Sivapalan, M. Chichester: John Wiley & Sons. pp. 1-8.
- Sivapalan, M. y Viney, N. R. (1994) Large scale catchment modeling to predict the effects of land use and climate. *Water, J. Aust. Wat. Wastewat. Assoc.*, 21, 33-37.
- Sivapalan, M. y Wood, E. F. (1986) Spatial heterogeneity and scale in the infiltration response of catchments. In Gupta, V. K., Rodriguez-Iturbe, I., y Wood, E. F. (Eds), *Scale Problems in Hydrology*. D. Reidel, Dordrecht. pp 81-106.
- Sorooshian, S. y Gupta, V. K. (1995) Model Calibration. In *Computer Models of Watershed Hydrology*, ed. V. P. Singh. Colorado. Water Resources Publications, pp. 23-68.
- Stenta, H. y Riccardi, G. (2004) Análisis del efecto del tamaño de la grilla en el modelado del escurrimiento superficial en cuencas de llanura. XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Asociación Internacional de Investigaciones Hidráulicas. San Pedro. San Pablo. Brasil. CD-ROM ISBN 85-904853-2-3. CA 222. pp 1-10.
- 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.; Rentería, J. P. y 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. ISBN 987-22143-0-1. CD-ROM Cap. Hidrología. T 74. pp 1-13.

Tao, T. y Kouwen, N. (1989) Spatial resolution in hydrologic modeling. Proc., Int. Conf. on the Centennial of Manning's Formula and Kuichling's Racional Formula, B. C. Yen, ed., 166-175.

Tarboton, D. G. (1997) A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevations models. *Water Resources Research*, 33(2): 309-319.

Thompson, S. A. (1999) *Hydrology for Water Management*. A. A. Balkema. Rotterdam, Netherlands.

Tribe, A. (1992) Automated Recognition of Valley Heads from Digital Elevation Models. *Herat Surface Processes & Landforms*, 16(1):33-49.

Valeo, C. y Moin, M. (2000) Grid-resolution effects on a model for integrating urban and rural areas. *Hydrological Processes*. 14. 2505-2525

Vieux, B. y Needham, S. (1993) Nonpoint-Pollution model sensitivity to grid-cell size. *Journal of Water Resources Planning and Management*. Vol. 119, No. 2, pp 141-157.

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.

Vílchez, J. (2000) Evaluación de la exactitud de modelos de elevación digital (MED) de malla regular generados a partir de curvas de nivel. *Rev. Geog. Venez.* Vol. 41 (2). 239-256.

Walter, J. y Willgoose, G. (1999) On the effect of digital elevation model accuracy on hydrology and geomorphology. *Water Resources Research*. Vol. 35. No. 7. pp 2259-2268

Willgoose, G y Riley, S. (1993) Scale dependence of runoff and the hydrology of a proposed mine rehabilitation. In *Institution of Engineers (Ed.), Towards the 21st. Century, Hydrology and Water Resources Symposium*. Newcastle. 1993. The Institution of Engineers, Barton, ACT. pp. 159-164.

Willgoose, G. y Kuczera, G. (1995) Estimation of sub-grid scale kinematic wave parameters for hillslopes. Ch. 14 in *Scale Scales in Hydrologic Modeling* (J. D. Kalma y M. Sivapalan, eds), John Wiley & Sons, Chichester.

Wolock, D. y Price, C. (1994) Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Research*. Vol. 30. No. 11. pp 3041-3052

Wood, E.; Sivapalan M.; Beven, K. and Band, L. (1988) Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrologic*, 102, 29-47.

Wood, E.F. (1983). *Hydrology 1979-1982*. *Rev. of Geophys.*, 21 (3), 697-698.

- Woolhiser D. A. (1977) Unsteady free-surface flow problems. Mathematical models for surface water hydrology. Wiley. New York. 195-213.
- Woolhiser, D.; Smith, R.; y Goodrich, D. (1990). KINEROS—A kinematic runoff and erosion model: Documentation and user manual. Rep. No. ARS-77, USDA, Washington, D.C.
- Woolhiser, D. A.; Smith, R. E. y Giradles, J. V. (1996) Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. Water Resources Research, vol 32 (3), pp 671-678.
- Wu, Y. H., Woolhiser, D. A. y Yevjevich, V. (1982) Effects of spatial variability of hydraulic resistance of runoff hydrographs. J. Hydrol., 59, 231-248
- Wu, Y.; Yevjevich, V. y Woolhiser, D. (1978) Effects of surface roughness and its spatial distribution on runoff hydrographs. Hydrology Paper No. 93, Colorado State University, Ft. Collins, Colorado, 47 p.
- Young, R.; Onstad, C.; Bosch, D.; y Anderson, W. (1989). AGNPS: A nonpoint source pollution model for evaluating agricultural watershed.” J. Soil Water Conservat., 44, 168–173.
- Zaghloul, N (1983). Sensitivity análisis of the SWMM runoff-transport parameters and the effects of catchment discretization. Advances Water Resources, Vol. 6, Dec. Pp. 214-223.
- Zaghloul, N. (1981) SWMM model and level of discretization. ASCE. Vol. 107, No. HY11, pp. 1535-1545.
- Zappa, M. y Gurtz, J. (2002) The spatial resolution of physiographic data as sensitive variable for distributed hydrological simulations in prealpine and alpine catchments. Water Resources and environment research. Proceedings of ICWRER 2002, 22-25 july 2002, Desden, Germany, Band 28, Volume I, pp. 101-105.
- Zhang, W. y Montgomery, D. R. (1994). Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. Water Resources Research, Vol. 30, Nro. 4. pp 1019-1028.

ANEXO I

DESCRIPCIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO APLICADO

En el presente estudio se utilizó el modelo matemático hidrológico-hidráulico cuasi-bidimensional de parámetros distribuidos denominado CTSS8 (Riccardi, 2001). El sistema resulta apto para la modelación de los procesos hidrológicos dominantes involucrados en la transformación lluvia-caudal, la propagación de crecidas en ambientes rurales y urbanos y la simulación hidromorfológica en cursos de agua.

Mediante la utilización de este modelo matemático diversos trabajos se han llevado a cabo, los cuales han probado la calidad del mismo (Rentería et. al., 2006; Stenta et al., 2005; Riccardi et. al., 2002; Cazenave, 2006; Riccardi, 2007). Las modelaciones realizadas cubren un amplio rango de áreas de cuencas rurales, desde pocos kilómetros cuadrados (Cuenca del canal Santa Teresa: 14 Km²) a miles de kilómetros cuadrados (Cuenca del A° Saladillo: 3250 Km²); y regiones representando sistemas hidrológicos de llanura (Cuenca del A° Ludueña: pendiente media 0.11 %) a cuencas de paisaje ondulado, encontrando dentro la misma zonas de elevadas pendientes (39 %) y zonas de pendiente menores (Cuenca del A° Santa Catalina, Azul: Pendiente media 0.33 %). Además, las cuencas modeladas presentan zonas con poca o nula intervención antrópica o zonas con terraplenes ferroviarios o carreteros que condicionan la red natural de drenaje dentro de la cuenca.

El sistema de modelación está basado en los esquemas de celdas originalmente propuestos por Cunge (1975). En sucesivas investigaciones se ha ampliado el campo de aplicación original (Riccardi et al., 1995 y Riccardi, 1997 a y 2001). Actualmente, el sistema permite la simulación de escurrimiento superficial multidireccional en ambientes rurales y urbanos. 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. (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).

1. ECUACIONES GOBERNANTES.

El modelo simula el escurrimiento mediante el intercambio de flujo entre celdas con cualquier dirección contenida en el espacio, pero con leyes de intercambio de tipo unidimensional. Las ecuaciones gobernantes son la de continuidad y las de descarga entre celdas vinculadas, deducidas a partir de la ecuación de cantidad de movimiento.

Las dos hipótesis fundamentales sobre las cuales están basadas las ecuaciones gobernantes son:

- a. El volumen V_i de agua almacenado en la celda i está directamente relacionado con el nivel z_i de la celda: $V_i = V(z_i)$ (Cunge, 1975).
- b. La descarga $Q_{i,k}^{(n)}$ entre dos celdas adyacentes k e i en un tiempo dado $(n) \Delta t$ depende en cada caso de la aproximación asumida en la vinculación:

Aproximación Onda Cinemática: El caudal es una función del nivel de agua en la celda origen $z_k^{(n)}$: $Q_{k,i}^{(n)} = f(z_k^{(n)})$ (Riccardi, 1997 b).

Aproximación Onda Difusiva: el caudal se considera una función de los niveles en las celdas origen y destino (Cunge, 1975): $Q_{k,i}^{(n)} = f(z_k^{(n)}, z_i^{(n)})$

1.1 Ecuación de continuidad.

El planteo de la ecuación de continuidad está basado en la formulación presentada por Cunge (1975). Si consideramos la celda i (Figura I.1) y se supone un intervalo de tiempo Δt , de modo que

un tiempo conocido se puede escribir $t_n = n \Delta t$, el nivel de agua en la celda es $z_i(t_n)$ y la correspondiente área de la superficie de agua (ABCD) es igual a $A_{Si}(t_n)$, que es el área de la superficie de agua en el plano horizontal de la celda.

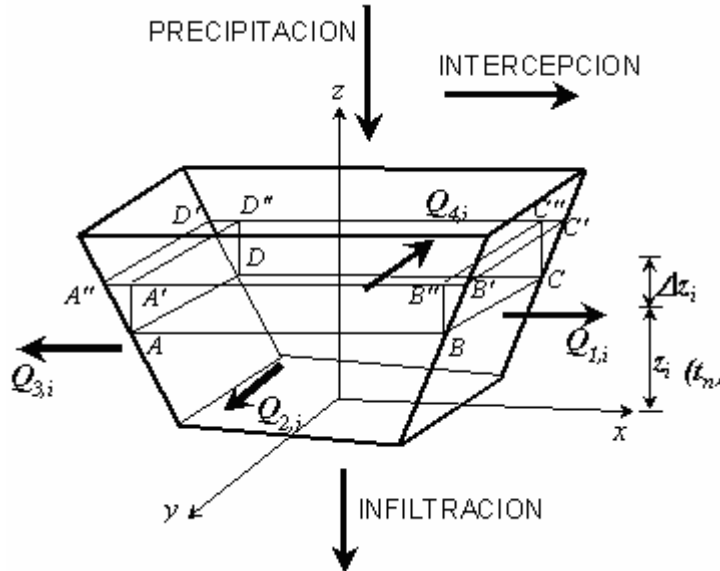


Figura I.1. Continuidad de masa en una celda.

En el tiempo $t_{n+1} = t_n + \Delta t = (n+1) \Delta t$ el nivel de agua es $z_i(t_{n+1})$ y la superficie de agua alcanza a A'B'C'D' igual a $A_{Si}(t_{n+1}) = A_{Si}(t_n) + \Delta A_{Si}$.

El incremento de nivel de agua de una celda durante un intervalo Δt se deberá:

- al intercambio de caudales debido a procesos naturales y artificiales tales como precipitación neta caída sobre la celda, evaporación, infiltración, etc., que se agrupan en el término $P_i^{(n)}(t)$ y
- a las descargas $Q_{k,i}^{(n)}$ provenientes de las celdas adyacentes.

El incremento de volumen de agua almacenada en una celda i durante un cierto intervalo de tiempo Δt puede definirse desde condiciones geométricas ecuación (I.1) y desde condiciones de descarga ecuación (I.2):

$$\Delta V_i = \int_{z_i(t_n)}^{z_i(t_{n+1})} A_{Si}(z_i) dz_i \tag{I.1}$$

$$\Delta V_i = \int_t^{t_{n+1}} P_i(t) dt + \sum_{k=1}^j \int_{t_n}^{t_{n+1}} Q_{k,i}(z_i, z_k) dt \tag{I.2}$$

El subíndice k representa a las distintas celdas vinculadas a celda i y j representa el número total de celdas vinculadas a i . $P_i(t)$ representa la precipitación caída en la celda i en el instante t .

Suponiendo que la superficie $A_{Si}(t_n)$ varía con un incremento varios órdenes de magnitud menor a la superficie, cuando el nivel de agua pasa de z_i a $z_i + \Delta z_i$ (ver Figura I.1) el volumen de agua en el tiempo t_{n+1} puede aproximarse como $V_{ABCDABCD} = A_{Si}(t_n) \Delta z$.

Esta relación reemplaza el incremento integral de volumen calculado desde la consideración geométrica ecuación (I.1) y corresponde a una aproximación de primer orden en la cual:

$$\Delta A_{Si} / A_{Si} \ll 1.$$

Por lo tanto efectuando el promedio de las integrales ecuación (I.2) en el escalón de tiempo Δt y comparando el incremento de volumen que definen las ecuaciones (I.1) y (I.2) se llega a:

$$A_{Si}(z_i) \Delta z_i = P_{i(\tau)} \Delta t + \Delta t \sum_{k=1}^j Q_{k,i}(z_i(\tau), z_k(\tau)) \quad (I.3)$$

donde $n \Delta t \leq \tau \leq (n+1) \Delta t$

Si $\Delta z \rightarrow 0$ y $\Delta t \rightarrow 0$ la ecuación (I.3) puede ser escrita en forma diferencial:

$$A_{Si} \frac{dz_i}{dt} = P_{i(t)} + \sum_{k=1}^j Q_{k,i} \quad (I.4)$$

Existirán tantas ecuaciones (I.4) como celdas i e incógnitas $z_i(t)$ integren el modelo. Para N celdas, el sistema de N ecuaciones diferenciales ordinarias es establecido para N funciones desconocidas z_i de la variable independiente t . La solución de este sistema existe y es única (Cunge, 1975) si el grupo de condiciones iniciales $z_i(t)$ puede ser calculado numéricamente, como también las descargas entre celdas $Q_{k,i}^{(n)}$, ya que su expresión es explícita en función de los niveles z_i y z_k y de las condiciones en el tiempo n . Las condiciones de frontera variarán en el tiempo y deben ser preestablecidas.

1.2 Leyes de descarga entre celdas.

a. Unión cinemática.

Esta unión se utiliza en vinculaciones donde la pendiente de la superficie libre del agua se aproxima a la pendiente topográfica del fondo, pudiéndose asumir que la fuerza gravitatoria se equilibra con la fuerza de fricción. Esto ocurre mayormente en vinculaciones de celdas tributarias, es decir que solo aportan escurrimiento a cursos principales, donde la información del mecanismo hidrodinámico se propaga solamente hacia adelante (Figura I.2). La formulación de la descarga $Q_{k,i}^{(n)}$ se hace a partir de la aproximación de onda cinemática de la ecuación de cantidad de movimiento y se arriba a una expresión de caudal función del tirante en la celda de aporte:

$$\frac{Q^2}{K^2} = S_0 \quad (I.5)$$

$$\frac{Q_{k,i}^2}{K_{k,i}^2} = \frac{\Delta z_{\text{fondo } k}}{l_k} \quad (I.6)$$

$$Q_{k,i}^{(n)} = K_{k,i} \sqrt{\frac{|z_{\text{fondo centro } k} - z_{\text{fondo extremo } k}|}{l_k}} \quad (I.7)$$

donde $K_{k,i}$ es el coeficiente de transporte definido como $K_{k,i} = k_{k,i} A_{k,i} R_{k,i}^{2/3}$ con $k_{k,i}$ coeficiente de rugosidad de Strickler-Manning ($1/\eta$), $A_{k,i}$ área de la sección transversal al flujo, $R_{k,i}$ radio hidráulico de la sección transversal y l_k es la distancia fija entre los centros de las celdas i y k (Figura I.2). La variable cota de agua z (o la altura relativa de pelo de agua $z - z_{\text{fondo}}$) se define en la celda, en tanto que el caudal Q y el coeficiente de transporte K son definidos en la vinculación. El supraíndice (n) indica la variable temporal.

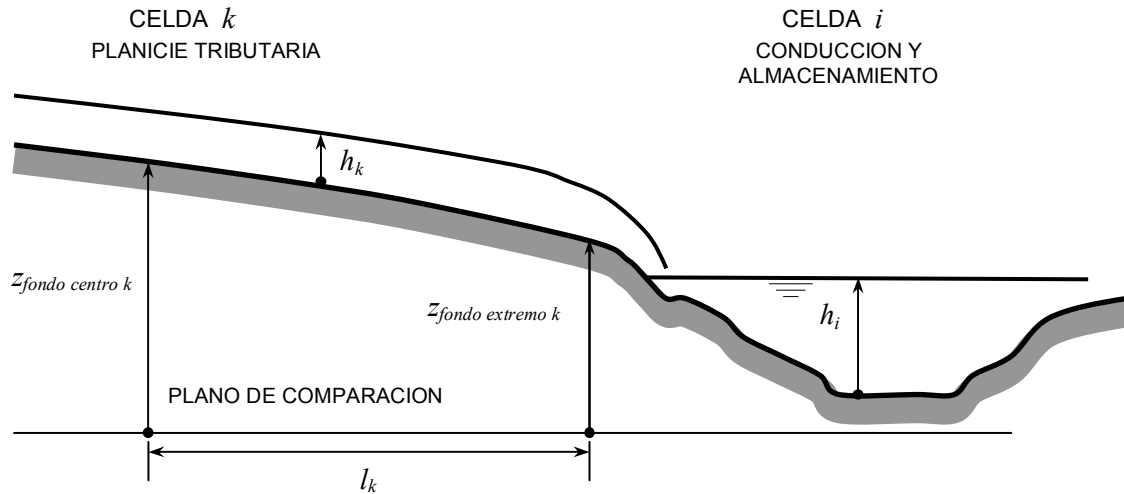


Figura I.2. Unión cinemática.

b. Unión tipo río simple.

Esta unión es apta para escurrimientos con preponderancia de las fuerzas de gravedad, presión hidrostática y fricción. La expresión del caudal $Q_{k,i}^{(n)}$ se deduce por discretización de la ecuación de cantidad de movimiento para flujo con fuerzas inerciales despreciables y considerando la ecuación de resistencia de Manning:

$$\frac{\partial z}{\partial x} + \frac{Q|Q|}{K^2} = 0 \tag{I.8}$$

$$\frac{\Delta z_{k,i}}{\Delta x_{k,i}} + \frac{Q_{k,i}|Q_{k,i}|}{K_{k,i}^2} = 0 \tag{I.9}$$

$$Q_{k,i}^{(n)} = \text{signo}(z_k^{(n)} - z_i^{(n)}) \frac{K_{k,i}}{\sqrt{\Delta x_{k,i}}} \sqrt{|z_k^{(n)} - z_i^{(n)}|} \tag{I.10}$$

donde $z_i^{(n)}$ y $z_k^{(n)}$ son la cotas de agua de las celdas (Figura I.3). La cota z_m para la cual se define K es promedio ponderado de los niveles z_i y z_k , valuado en función de los signos de las derivadas de Q respecto a los niveles.

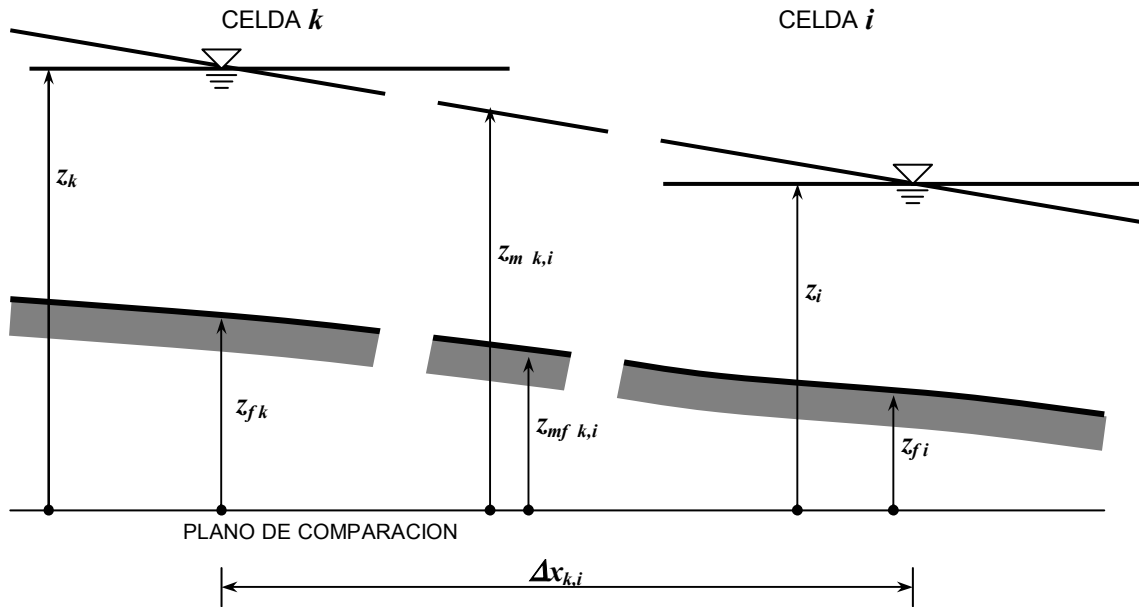


Figura I.3. Unión tipo río simple.

c. Unión tipo vertedero / terraplén.

Este tipo de unión es utilizada para representar vinculaciones entre celdas donde se evidencia un límite físico. Tal es el caso de celdas separadas por terraplenes de rutas, vías, caminos, etc; además puede utilizarse como vinculación entre las celdas del cauce principal de un curso de agua y los valles laterales. La fórmula utilizada es la clásica para vertederos de cresta ancha (Figura I.4) (Cunge, 1975), con b ancho efectivo del vertedero, μ_1 y μ_2 coeficientes de descarga de vertederos y z_w cota de fondo de vertedero:

$$Q_{k,i}^{(n)} = \mu_1 b \sqrt{2g} (z_k^{(n)} - z_w^{(n)})^{3/2} \quad \text{Descarga libre} \quad (I.11.a)$$

$$Q_{k,i}^{(n)} = \mu_2 b \sqrt{2g} (z_k^{(n)} - z_w) \sqrt{(z_k^{(n)} - z_i^{(n)})} \quad \text{Descarga sumergida} \quad (I.11.b)$$

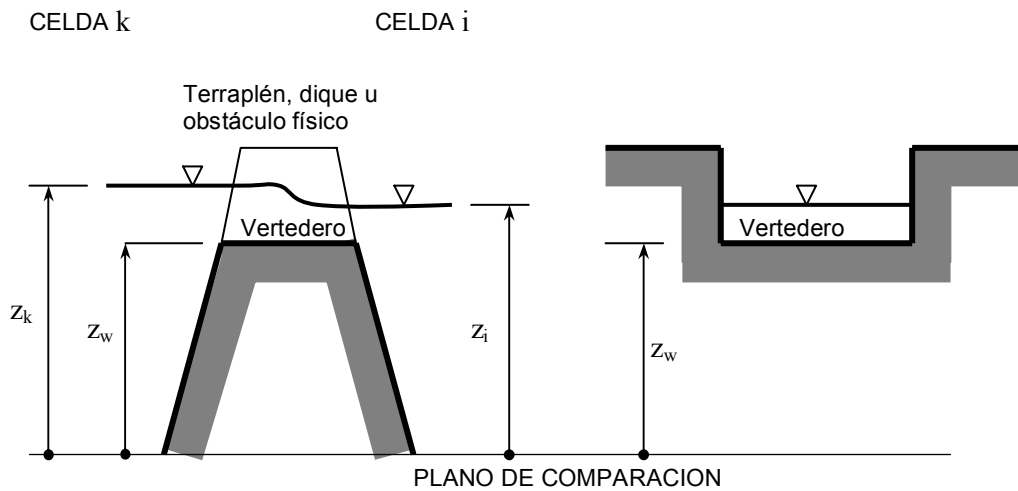


Figura I.4. Unión tipo vertedero.

El modelo permite en cada vinculación de este tipo la incorporación de varios anchos de descarga asociados a cotas y coeficientes de descarga, con lo cual es posible representar secciones compuestas (asimiladas a rectángulos), habitualmente presentes en los ambientes físicos modelados (Figura I.5).

d. Unión tipo puente.

En estos casos se utiliza la expresión de caudal prevista para vertederos (I.11. a y b), teniendo en cuenta múltiples anchos y escalón de fondo nulo (Figura I.5) y coeficiente de gasto de acuerdo a la formulación que presentó Chow (1959), en sus estudios referidos a flujo a través de constricciones. También se utiliza esta modalidad de vinculación para alcantarillas de gran tamaño.

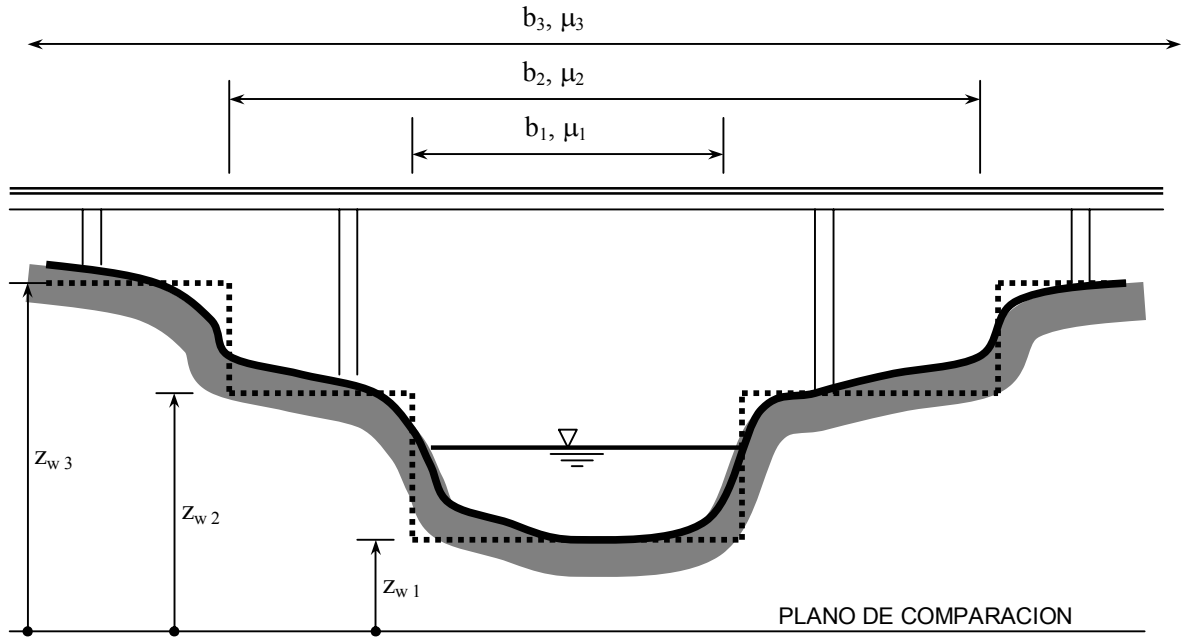


Figura I.5. Unión tipo puente.

2. FORMULACION Y SOLUCION NUMERICA DE LAS ECUACIONES.

2.1 Formulación Numérica.

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 ecuación (I.4). Se supone que el caudal entre dos celdas vinculadas $Q_{k,i}(z_i(\tau), z_k(\tau))$ es de un valor intermedio entre $Q_{k,i}^{(n)}$ y $Q_{k,i}^{(n+1)}$ con τ variando entre $(n) \Delta t \leq \tau \leq (n+1) \Delta t$.

$$Q_{k,i}(z_k(\tau), z_i(\tau)) = \phi Q_{k,i}^{(n+1)} + (1 - \phi) Q_{k,i}^{(n)} \quad (I.12)$$

donde ϕ es un coeficiente de ponderación temporal y asume valores $0 \leq \phi \leq 1$. Introduciendo la función del caudal en la ecuación de continuidad ecuación (I.3):

$$\Delta z_i A_{S_i} = \Delta t \left\{ P_i + \left[\phi \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^{(n+1)} + (1 - \phi) \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^{(n)} \right] \right\} \quad (I.13)$$

Suponiendo que los incrementos de cota Δz_i serán pequeños en cada Δt , la formulación del caudal en el tiempo $(n+1)$ se puede aproximar con series de Taylor, despreciando términos de orden superior:

$$Q_{k,i}^{(n+1)} = Q_{k,i}^{(n)} + \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_i} \Delta z_i + \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_k} \Delta z_k \quad (I.14)$$

Sustituyendo la ecuación (I.14) en la ecuación (I.13) y operando algebraicamente se llega a

$$\Delta z_i \frac{A_{S_i}}{\Delta t} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^{(n)} + \phi \left[\frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_i} \Delta z_i + \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_k} \Delta z_k \right] \quad (I.15)$$

Con el objeto de evitar condicionamientos para la estabilidad numérica se propone un coeficiente de peso $\phi = 1$ con lo que resulta un esquema implícito en la variable incrementos de cotas. Con este valor se asegura un sistema incondicionalmente estable en diferencias finitas (Cunge, 1975). Introduciendo el valor $\phi = 1$ en la ecuación (I.15) se llega a una expresión que representa un sistema de ecuaciones algebraicas lineales:

$$A_{S_i} \frac{\Delta z_i}{\Delta t} = P_i + \sum_{k=1}^j Q_{k,i}^{(n)} + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_i} \Delta z_i + \sum_{k=1}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_j} \Delta z_j \quad (I.16)$$

Las funciones A_S , 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:

$$\frac{\partial Q_{k,i}}{\partial z} = \frac{Q(z + \Delta z) - Q(z)}{\Delta z} \quad (I.17)$$

2.2 Solución Numérica de 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 (I.16) se reagrupan para permitir el planteo de cada fila matricial del sistema, resultando el término de la diagonal principal, de los elementos no diagonales y no nulos y el término independiente de la manera siguiente:

$$\left[\frac{-A_{S_i}}{\Delta t} + \sum_{k=l}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_i} \right] \Delta z_i \quad \text{Término de diagonal principal} \quad (\text{I.18.a})$$

$$\left[\sum_{k=l}^j \frac{\partial Q_{k,i}^{(n)}}{\partial z_j} \right] \Delta z_j \quad \text{Términos no diagonales no nulos} \quad (\text{I.18.b})$$

$$- \left[P_i + \sum_{k=l}^j Q_{k,i}^{(n)} \right] \quad \text{Término independiente} \quad (\text{I.18.c})$$

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

3. CONDICIONES DE BORDE, INICIALES E INTERCAMBIO DE CAUDAL EXTERNO.

3.1 Condiciones de Borde.

Para el escurrimiento líquido, es condición necesaria y suficiente imponer los niveles $z(t)$ en las fronteras geográficas del área a modelar (Cunge, 1975). Generalmente esto no es siempre posible por lo que en el modelo se plantean las tres típicas condiciones de borde:

- a. Cota de pelo de agua en función del tiempo: $z(t)$;
- b. Caudal en función del tiempo: $Q(t)$;
- c. Relación cota - caudal: $Q = f(z)$

La condición $z(t)$ se establece en celdas; la condición $Q(t)$ puede definirse en celdas o

vinculaciones; en este último caso debe recurrirse a celdas ficticias. La relación $Q = f(z)$ se define en una vinculación, por lo que también debe recurrirse a una celda ficticia de frontera.

3.2 Condiciones Iniciales.

El modelo requiere la especificación de las alturas de agua en todas las celdas en el tiempo inicial de simulación. Cuando el sistema hídrico a modelar comprende una gran cantidad de celdas correspondientes a cursos de agua, valles, conductos, etc., de las cuales cierta parte de ellas contienen agua inicialmente, estando el resto sin agua, debe prestarse especial cuidado a la fijación de las condiciones iniciales. En los casos en que las alturas de agua iniciales no son compatibles con un estado físico real del ambiente de modelación existe una alta probabilidad de que se produzcan fuertes oscilaciones numéricas que estropearán inmediatamente la respectiva corrida del modelo.

3.3 Intercambio de Caudal Externo.

El término $P_i(t)$ de la ecuación de continuidad ecuación (I.4) permite la adición o extracción de flujo externo en cada celda. El modelo tiene incorporado dos tipos de intercambios. El primero se utiliza para la descripción de los procesos de precipitación, intercepción e infiltración y el segundo puede utilizarse para representar otros tipos de intercambios, a saber: aportes de desagües pluviocloacales de zonas no abarcadas en la modelación, aportes de cursos tributarios, extracción de agua para riego, condiciones de borde con flujo entrante o saliente, etc. En todos los casos debe suministrarse al modelo en cada celda la correspondiente relación en función del tiempo: $P_i(t) = Q_{\text{intercambio}}(t)$.

4. IMPLEMENTACION COMPUTACIONAL.

El sistema computacional actualmente se denomina CTSS8. Está constituido por un módulo principal que comprende:

- a) Rutinas auxiliares que realizan la preparación y ordenamiento de datos en archivos;
- b) Rutinas de evaluación de precipitación, intercepción e infiltración;
- c) Programa principal que realiza la simulación hidrodinámica;

En primer lugar, las rutinas auxiliares realizan un tratamiento de la información topográfica e

hidráulica de todas las celdas y vinculaciones que componen el modelo. Se generan archivos tabulares de las características topográficas e hidráulicas según sea el incremento de altura fijada. Además se realizan testeos básicos de compatibilidad de información de los elementos componentes.

El primer paso de cálculo para cada evento corresponde a la generación de las entradas a cada celda mediante el balance de precipitación, interceptación e infiltración. Se genera la información necesaria de lluvia neta en cada celda. Para ello se plantea la utilización de las metodologías reconocidas de Green y Ampt o del Servicio de Conservación del Suelo de EEUU (Chow et al., 1994). La distribución espacial de lluvia sobre la cuenca se realiza, cuando la disponibilidad de información lo permite, por medio del método de los polígonos de Thiessen.

El programa almacena en disco mediante archivos tabulados los datos computados de alturas y cota de agua vs. tiempo en cada celda; caudal, velocidad y número de Froude vs. tiempo en cada vinculación; hidrogramas y limnigramas en vinculaciones de frontera y/o preestablecidas.

En cada simulación de cada evento se realizan verificaciones que contemplan controles de cierre en términos de volúmenes (continuidad), ausencia de inestabilidades y otras perturbaciones numéricas.

Para el caso de simulaciones parciales el programa permite almacenar la historia antecedente y poder arrancar desde cualquier tiempo ya computado anteriormente.

Todo el sistema computacional fue desarrollado en lenguaje Fortran 77 Versión Lahey 3.0 y consta de alrededor de 3000 sentencias y puede ser operado en equipos PC-AT-386 en adelante. No se han realizado versiones comerciales del sistema de modelación.

ANEXO II

MODELOS MATEMÁTICOS, MODELOS DE ELEVACION DEL TERRENO Y SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA.

1. MODELOS MATEMÁTICOS.

1.1 Definición e Historia de los Modelos Matemáticos.

Un modelo hidrológico es un ensamble de descripciones matemáticas de componentes del ciclo hidrológico; la estructura y arquitectura de dicho modelo están determinadas por el objetivo para el cual el modelo es construido (Singh y Woolhiser, 2002).

El modelado hidrológico comenzó con el desarrollo de la ingeniería civil en el siglo XIX para el diseño de caminos, canales, servicios a ciudades, sistemas de drenaje, puentes, etc. El origen del modelado puede remontarse al desarrollo del método racional (Mulvany, 1850) y un modelo de “evento” para relacionar caudal pico a intensidad de la lluvia (Imbeau, 1892).

El período entre los años 1960 a 1975 puede ser caracterizado como de “modelado hidrológico”, en el cual numerosos desarrollos han ocurrido en la ciencia hidrológica; debido al reconocimiento de las deficiencias de los viejos métodos de análisis y a la creciente disponibilidad de computadoras digitales. Esto condujo al uso de métodos numéricos en hidrología y en el modelado hidrológico. Los modelos hidrológicos desarrollados en esa época estaban principalmente orientados a predecir cantidades tales como volúmenes y caudales, en la sección de control o en subcuencas. Durante esta época se produjo un rápido desarrollo de descripciones matemáticas de muchos procesos hidrológicos individuales, tales como el escurrimiento superficial, flujo en canales, infiltración, evaporación, intercepción, flujo sub-superficial y almacenamiento en depresiones, que fueron incorporados a modelos hidrológicos. La mayoría de los modelos eran de parámetros concentrados o en el mejor de los casos tenían en cuenta en forma muy grosera la variabilidad espacial de procesos y características de las cuencas (Moore et al., 1991).

La década entre los años 1975 y 1985 puede ser caracterizada como de “modelado del transporte”;

debido a que los problemas relacionados con el medio ambiente ocupaban el centro de la atención, incluyendo todas las formas de polución. Estos modelos no tenían en cuenta adecuadamente los efectos de la topografía en la hidrología de la cuenca, donde las divergencias y convergencias de flujo tienen un impacto importante en los caudales, tirantes y velocidades observados y calculados y generalmente no eran capaces de proveer estimaciones realistas de estas variables en forma distribuida sobre la cuenca (Moore et al., 1991).

Entre los años 1985 y 1990; aumentó el énfasis en la simulación de variables hidrológicas distribuidas, con resoluciones de detalle. El período puede ser caracterizado como de “modelado espacial”. Los datos de elevación digital y el sensoriamiento remoto de las características de la cuenca (por ejemplo, cobertura de vegetación) fueron vistos como datos de entrada esenciales para la nueva generación de modelos hidrológicos y de calidad de agua (Moore et al., 1991). El desarrollo de nuevos modelos o el mejoramiento de modelos existentes continúa hoy en día.

El conocimiento y descripción del proceso de generación y traslado del escurrimiento superficial en una determinada región es de suma importancia. El mismo está directamente vinculado, por ejemplo, a la generación de inundaciones, pudiendo afectar por lo tanto vidas humanas; además el conocimiento de este proceso es sumamente útil a la hora de plantear un manejo integral a nivel de cuenca.

Un estudio mucho más detallado y completo sobre la temática del modelado matemático; su evolución histórica, avances y desarrollos, estado actual y desafíos se encuentra desarrollado por Singh y Woolhiser (2002).

1.2 Desarrollo y Componentes de los Modelos Matemáticos.

El desarrollo de los modelos comúnmente sigue la siguiente línea: a) Colección y análisis de datos, b) Desarrollo de un modelo conceptual que describe una característica de interés en la cuenca, c) Desarrollo del modelo matemático a partir del modelo conceptual, d) Calibración del modelo; por medio del ajuste de parámetros; para lograr reproducir una porción de los datos históricos y e) Validación del modelo; utilizando los restantes datos de registros históricos (Blöschl y Sivapalan, 1995). Si la validación no resulta satisfactoria, uno o más pasos deben ser revisados.

Un modelo está compuesto por los siguientes elementos (Bertoni et al., 1995)

a) Componentes: son los subsistemas seleccionados que representan los procesos físicos más importantes del sistema total.

b) Variables: Son valores que describen cuantitativamente los fenómenos, variando en el espacio y tiempo. Las variables pueden clasificarse en tres tipos: de entrada, de salida y de estado.

c) Parámetros: son valores que caracterizan el sistema.

La mayoría de los modelos tienen dos tipos de parámetros (Sorooshian y Gupta, 1995)

c.1) Parámetros Físicos: Son propiedades de la cuenca que pueden ser medidas (ej. superficies, longitudes, pendientes). Los parámetros físicos se obtienen a partir de mediciones de campo, mapas, fotos aéreas o imágenes satelitales; son fijados en esos valores medidos y no son ajustados.

c.2) Parámetros de Procesos: Son propiedades de la cuenca que no pueden ser medidas directamente (ej. coeficientes de rugosidad para flujo superficial y para flujo en cauces).

1.3 Clasificación y Características de los Modelos Matemáticos.

Una clasificación posible de los modelos hidrológicos según lo presentado por Singh (1995) puede ser la de modelos basados en: a) Descripción de procesos; b) Escala temporal, c) Escala espacial, d) Técnicas de solución, e) Uso del suelo y f) Uso del modelo. ASCE (1996) clasificó los modelos de análisis de crecidas como: a) modelos lluvia-caudal basados en evento, b) modelos lluvia-caudal continuos, c) modelos de propagación de flujo permanente, d) modelos de propagación de flujo impermanente, e) modelos de regulación de reservorios y f) modelos de análisis de frecuencia de crecidas.

Otra clasificación posible de los modelos matemáticos puede ser en clasificarlos como modelos distribuidos o concentrados; en los modelos distribuidos las variaciones espaciales de las características y procesos son considerados explícitamente; en cambio en los modelos concentrados estas variaciones espaciales son promediadas (agregadas) o no se contemplan explícitamente.

Si bien las ecuaciones matemáticas incluidas en los modelos son continuas en el tiempo y en el espacio, las soluciones analíticas solo pueden ser obtenidas para casos muy sencillos y simples. En

la mayoría de los casos se recurre a los métodos numéricos (diferencias finitas, elementos finitos, elementos de frontera). La más completa formulación incluye ecuaciones diferenciales parciales en las tres dimensiones y en el tiempo. Si la derivada espacial no se incluye en la formulación, se tiene un modelo concentrado, por el contrario, la incorporación de la variable espacial genera los denominados modelos distribuidos; en este caso la solución es función del espacio y del tiempo. Para que un modelo sea verdaderamente distribuido, todos los aspectos del mismo deben ser distribuidos, incluyendo parámetros, condiciones iniciales y de borde e ingresos y egresos. Las limitaciones prácticas de los datos y las descripciones discretas de la geometría de la cuenca y parámetros para conformar la grilla de solución numérica no permite una completa caracterización distribuida del modelo (Singh y Woolhiser, 2002).

En el caso de los modelos de parámetros distribuidos, para cuantificar la variabilidad de procesos hidrológicos dentro de una celda existen diferentes aproximaciones: a) Una primera aproximación asume que los parámetros y el proceso son uniformes dentro de cada elemento y por lo tanto las descripciones a escala local se aplican al elemento entero; b) Una segunda aproximación utiliza funciones de distribución en cambio de valores únicos dentro del elemento c) La tercer aproximación parametriza la variabilidad a nivel del elemento sin resolver explícitamente las ecuaciones locales y agrega en dicha parametrización el efecto conjunto del proceso en estudio (Blöschl y Sivapalan, 1995).

Muchos trabajos no acotan adecuadamente el tipo de consideración que realizan para contemplar la variabilidad a nivel de celda. La consideración es de suma importancia para el modelo hidrológico y en modelos que utilizan tamaños de grilla mayores a las longitudes de variación de los rasgos del terreno.

Muchos argumentos han sido establecidos para remarcar las ventajas de los modelos de parámetros distribuidos; algunos destacan la posibilidad de lograr estimaciones de variables hidrológicas dentro del dominio de la cuenca con un alto grado de detalle. Algunas limitaciones o desventajas de los modelos de parámetros distribuidos están relacionadas con la alta heterogeneidad dentro del sistema lo cual hace dificultosa la adecuada definición de las variaciones entre celdas y la variabilidad dentro de cada unidad de discretización o celda y el gran número de parámetros del modelo, lo cual se traduce en dificultades a la hora de la calibración y evaluación del modelo (Blöschl y Sivapalan, 1995).

Los modelos de parámetros distribuidos necesitan una mayor cantidad de datos de entrada y mayor capacidad de manejo, almacenamiento y análisis de información y tiempo de cálculo en

comparación con los modelos de parámetros concentrados. Lo mencionado está directamente relacionado con el nivel de detalle seleccionado; en teoría a medida que este nivel aumenta se obtienen mejores representaciones del proceso que se modela pero se potencian las desventajas.

Un nivel de detalle adecuado es aquel que captura la esencia de los procesos físicos y que resulte sencillo y económico de operar computacionalmente. En este sentido, la definición del tamaño de la grilla, y por ende el número de celdas que conformarán el modelo, están en relación directa con la cantidad de información que se debe ingresar, manipular y almacenar.

1.4 Calibración, Validación y Datos Necesarios en Modelos Matemáticos.

La calibración de un modelo es el proceso de ajuste de los parámetros, de modo que las variables de flujo calculadas por el modelo se aproximen de la mejor manera posible a los valores observados de las variables (Riccardi, 2005).

Se debe tener en cuenta que los parámetros hidrológicos e hidráulicos calibrados se encuentren dentro de un rango razonable, de lo contrario, es probable que los parámetros estén enmascarando los efectos de fenómenos no representados o mal representados por el modelo (Bertoni et al., 1995)

Respecto a los modelos distribuidos, el conocimiento exhaustivo de los patrones espaciales y de las condiciones de contorno necesarias difícilmente estén disponibles en la práctica. Por ello, la calibración de los parámetros incorpora un grado de incertidumbre propio dado por la estimación a priori y por la relación con los datos disponibles o con otros parámetros (Beven, 1991 a).

En cuanto a la evaluación y calibración de los modelos distribuidos, según lo indicado por Bathurst y Cooley (1996), una característica complicada (que debe ser tomada en cuenta) de los modelos de múltiples parámetros es la posibilidad de que aparentemente simulaciones equivalentemente satisfactorias se pueden lograr con diferentes combinaciones de valores de parámetros físicos realistas; ya que el cambio en un parámetro puede ser compensado por la modificación de otro. Una forma o alternativa válida para abordar este inconveniente es la utilización de controles a nivel de subcuenca dentro del sistema completo (Sivapalan y Viney, 1994).

Los controles a nivel de subcuenca para evaluar la performance del modelo resultan generalmente dificultosos de llevar adelante en aquellos sistemas donde hay pocas mediciones existentes en

diversos lugares geográficos dentro de la cuenca.

Otra alternativa planteada por Bloschl et al. (1994) es la utilización de patrones espaciales de las variables de estado dentro de la cuenca; como una forma de cuantificar la exactitud del modelo matemático dentro de la cuenca.

Moore y Grayson (1991) demostraron que la exactitud en simulaciones de escurrimiento a la salida de la cuenca no necesariamente implica exactitud de la respuesta distribuida de la cuenca.

La potencialidad de un modelo matemático para reproducir y predecir eventos reales de flujo, y la potencial calidad de su calibración, dependerá de la cantidad y calidad de los datos topográficos, topológicos e hidráulicos disponibles en la zona de estudio. Por lo tanto la cuestión de la calibración del modelo y los datos necesarios no puede ser separada (Riccardi, 2005).

En forma general, los datos necesarios para el modelado hidrológico de una cuenca son hidrometeorológicos, geomorfológicos, agrícolas, pedológicos, geológicos e hidrológicos (Singh y Woolhiser, 2002).

La necesidad de contar en mayor medida con un tipo de datos por sobre los otros dependerá fundamentalmente del tipo y finalidad del modelo matemático. De igual modo, para un determinado tipo de dato, la necesidad en cuanto a establecer un umbral mínimo de datos necesarios dependerá del propósito de la modelación (Riccardi, 2005).

2. LOS MODELOS DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL TERRENO.

Con la representación discreta del terreno natural se introduce una abstracción en la representación del paisaje y se ingresa al concepto de los modelos de elevación digital del terreno.

Dada la variabilidad espacial de las características físicas de una cuenca; como por ejemplo el tipo y uso del suelo y la topografía; los modelos distribuidos requieren una gran cantidad de datos. Antes de los años '80, la principal fuente de información topográfica eran los mapas de curvas de nivel. Posteriormente, el mapeo digital ha permitido representar con mayor precisión la característica tridimensional de la topografía por medio de los modelos de elevación digital del terreno.

Un modelo de elevación digital del terreno se puede definir como un arreglo de valores (X, Y, Z) que representan la distribución espacial de las elevaciones sobre algún nivel de referencia dado. Existen tres métodos principales de estructurar una red de datos de elevación. Ellos son por medio de un método basado en malla cuadrada (Formato Raster); un método basado en una red de triángulos irregulares (TIN, en inglés Triangular Irregular Network) y un método basado en formato vectorial o líneas de contorno (Figura II.1) (Moore et al., 1991).

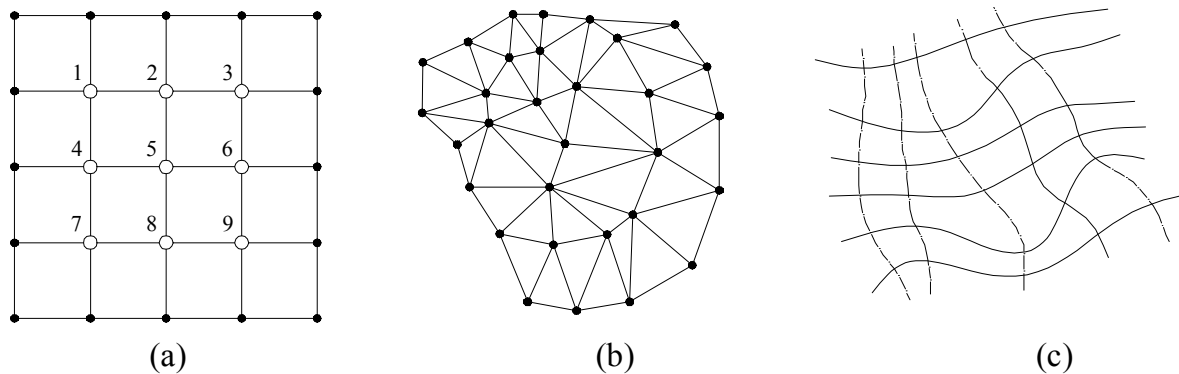


Figura II.1. Métodos de estructurar datos de elevación. a) Matriz cuadrada (Raster), b) Red de Triángulos Irregulares (TIN) y c) Líneas de contorno. Extraído de Moore et al. (1991).

La estructura de datos más ampliamente utilizada es la malla cuadrada, debido a que resultan sencillas de implementar y eficientes computacionalmente (Collins y Moon, 1981). Sin embargo, tienen algunas desventajas:

- a) No pueden adaptarse fácilmente a cambios abruptos del relieve,
- b) El tamaño de la grilla afecta los resultados obtenidos (Panuska et al., 1990),
- c) Los caminos de flujo determinados para análisis hidrológicos tienden a zigzaguear y en algunos casos resultan irreales (Moore et al., 1991).

Las estructuras de grilla cuadrada deben ajustarse a las zonas de mayor pendiente del relieve y la redundancia de información puede llegar a ser significativa en zonas de relieve más suave (Peucker et al., 1978). En cambio, las redes de triángulos irregulares (TIN) resultan más eficientes y flexibles en tales circunstancias. Atributos topográficos, tales como pendientes, aspectos, curvatura, área específica, pueden derivarse de los tres tipos de estructuras de modelos de elevación digital del terreno. Generalmente, el método más eficiente para la estimación de los atributos topográficos es el

método basado en malla cuadrada.

Otra de las ventajas de los modelos de malla regular es que pueden ser fácilmente vinculados con los datos derivados del sensoriamiento remoto, tal como tipos y cobertura de vegetación, para ser utilizados para estimar los parámetros del modelo en cada celda debido a la inherente compatibilidad de estas dos estructuras (Moore et al., 1991).

Sivapalan y Kalma (1995) indican que “El mayor avance en el modelado hidrológico en la década 1985-1995 ha sido probablemente la disponibilidad y utilización de datos topográficos digitalizados”.

La información que contiene el modelo de elevación digital del terreno puede dividirse en dos formas diferentes (Rentería, 2006):

- Datos Explícitos: se refiere a las alturas y la posición de estas en relación a la ubicación dentro de la matriz o al sistema de referencia. Son los datos propios contenidos del modelo digital del terreno.
- Datos implícitos: se refiere a las relaciones espaciales entre las celdas y a características que pueden derivarse a partir de los datos explícitos.

Ambos tipos de datos permiten obtener información de diferente carácter. Del primer tipo se derivan los descriptores de carácter global, por ejemplo, los estadísticos básicos del modelo de elevación digital del terreno, que dan información sintética sobre el mismo y resumen características generales. El segundo tipo de información se utiliza sobre todo para construir modelos derivados que dan cuenta de nuevas variables topográficas (pendiente, rugosidad, aspecto, etc.). La información estructural implícita en el modelo de elevación digital del terreno se utiliza en operaciones de ámbito local, es decir, se usan los datos de un entorno limitado a cada punto (Felicísimo, 1994).

Un modelo de elevación digital del terreno de grilla cuadrada puede generarse a partir de una muestra de puntos en forma de malla, de perfiles paralelos o de curvas de nivel (Leberl, 1973). En la mayoría de los casos el método más común es el uso de planos de curvas de nivel ya que es el medio de más fácil acceso y además el muestreo de puntos en esta forma tiene la ventaja de que los datos se incrementan en áreas donde el terreno es más accidentado y disminuye en aquellas áreas donde el relieve es más plano (Jáuregui, 1984).

Para convertir curvas de nivel a malla regular, una de las alternativas es considerar las curvas de nivel como un conjunto de puntos aislados (distribuidos irregularmente). Para este caso los métodos más utilizados para interpolar el valor de la cota en los nodos de la malla regular son: Ponderación en función de la inversa de la distancia, Superficies de tendencia, Kriging y funciones básicas radiales.

Vilchez (2000) en su trabajo sobre evaluación de la exactitud del modelo de elevación digital del terreno de malla regular; generado a partir de curvas de nivel; concluye que Kriging resultó el mejor método de interpolación de datos que él utilizó. Kriging es un método de interpolación que estima la cota de los nodos de la malla mediante una media ponderada en función de la distancia entre cada nodo de la muestra y el nodo de la malla; basada en una aproximación con base estadística.

Debido a la posibilidad de contar con información digital; con los sistemas de información geográfica y rutinas o algoritmos de cálculo; resulta sencillo manejar y obtener una gran cantidad de atributos topográficos y características de la cuenca útiles para caracterizar el sistema hídrico. Tales atributos y características son la delimitación de la cuenca, determinación de la red de drenaje y distribuciones espaciales y de frecuencias de pendientes, curvatura y aspecto; entre otras.

Tradicionalmente la extracción de características fisiográficas tales como red de canales, determinación de divisorias de agua, longitudes y pendientes de canales, propiedades de los suelos y de la cuenca en general es obtenida desde la interpretación de mapas y mediciones de campo. Pero en las últimas dos décadas es posible extraer mucha de esta información desde representaciones digitales de la topografía (Garbrecht y Martz, 1999).

Esta extracción automatizada de los atributos topográficos es más rápida y menos subjetiva, entre otras ventajas (Tribe, 1992). Adicionalmente estos datos digitales también tienen la ventaja de que pueden ser fácilmente importados y analizados por medio de sistemas de información geográfica. Estas ventajas tecnológicas proporcionadas por los sistemas de información geográfica y la disponibilidad de los modelo de elevación digital del terreno han abierto un abanico para potenciales aplicaciones en numerosas investigaciones de índole hidrológica, hidráulica y ambiental, entre otras (Moore et al., 1991).

Las fuentes de datos de los modelos digitales del terreno pueden ser muy variadas y se encuentran actualmente en continuo desarrollo; debido a las oportunidades que ofrece el sensoriamiento remoto. Los datos de elevación pueden ser obtenidos por medio de mapas de curvas de nivel, stereomodelos

fotogramétricos basados en fotografías aéreas e imágenes de satélites (Garbrecht y Martz, 1999). Asimismo, nuevas tecnologías están siendo explotadas actualmente para la generación de modelos digitales del terreno de alta calidad, como ser Altimetría Laser e Interferometría Radar.

3. SISTEMAS DE INFORMACION GEOGRÁFICA.

Los sistemas de información geográfica son herramientas computacionales para almacenar, recuperar, procesar y visualizar datos espaciales (García, 2002).

Loague y Corwin (1999) indican que un sistema de información geográfica es una tecnología de integración de información que puede incluir aspectos de cartografía, teledetección, demografía, economía y atributos del paisaje.

Una definición alternativa de los sistemas de información geográfica es la enunciada por ESRI (1994). Un sistema de información geográfica es una colección organizada de hardware, software, datos geográficos y diseño personal que permite capturar, almacenar, manipular, analizar y visualizar eficientemente todas las formas de los datos referenciados geográficamente.

Según lo planteado por Thompson (1999); las aplicaciones de los sistemas de información geográfica en hidrología y recursos hídricos pueden clasificarse en dos categorías: Gestión y Analítica.

Los usos relacionados a la Gestión se refieren al almacenamiento de datos, recuperación y visualización. Por ejemplo, determinados atributos pueden ser almacenados dentro del sistema de información geográfica, tales como localización de pozos, red hidrográfica, embalses, etc. Los gestores y planificadores del recurso pueden utilizar esta información para la toma de decisiones relativas a la planificación hídrica y territorial.

Las aplicaciones Analíticas del sistema de información geográfica se refieren a modelación. El verdadero potencial del sistema de información geográfica radica en su capacidad analítica, que permite entre otras posibilidades, la generación de nuevas capas de información.

Según otra clasificación, propuesta por Maidment (1993), los diferentes usos de los sistemas de información geográfica en hidrología se pueden englobar en cuatro categorías:

a) Valoración e inventario hidrológico: Un sistema de información geográfica puede ser utilizado para derivar automáticamente información que de otra manera debe ser obtenida cuidadosamente desde mapas en papel. Un sistema de información geográfica puede ser utilizado como una forma de integrar, visualizar y derivar datos espaciales y no espaciales (McDonnell, 1996).

b) Determinación de parámetros hidrológicos: Un área muy activa en la investigación es el uso de los sistemas de información geográfica para estimar parámetros del modelo. Este rol de los sistemas de información geográfica puede ser muy beneficioso para los modelos de parámetros distribuidos, ya que requieren una gran cantidad de datos. Un sistema de información geográfica puede ser utilizado para determinar valores de los parámetros tales como aspecto, curvatura, pendientes y áreas de aporte en todo el dominio, lo que resultaría dificultoso de estimar a partir de mapas en papel.

c) Sistemas de información geográfica débilmente acoplados y modelos hidrológicos: Los modelos acoplados débilmente tienen dos partes distintivas, un componente del sistema de información geográfica y un componente hidrológico. Generalmente estos dos componentes no comparten la misma base de datos y la información debe ser exportada entre los mismos.

d) Sistemas de información geográfica integrados y modelos hidrológicos: En los modelos integrados, ambos componentes (el sistema de información geográfica y el hidrológico) comparten la misma base de datos y por lo tanto no hay exportación de información entre ambos.

Los sistemas de información geográfica, los sistemas de manejo de bases de datos y las herramientas de diseño gráfico y visual son algunas de las técnicas disponibles para el procesamiento de gran cantidad de información (Singh y Fiorentino, 1996).

La integración de estas técnicas con el modelado hidrológico de una cuenca permite llevar a cabo un gran número de funciones; tales como el diseño, calibración, modificación, evaluación y comparación de modelos hidrológicos (Singh y Woolhiser, 2002).

Los sistemas de información geográfica tienen un amplio margen para ser aplicados en hidrología, como ser el almacenamiento de datos hidrológicos, creación de mapas temáticos, análisis de información y finalmente la modelación de procesos. Lo anterior queda definido por las siguientes razones (Ruiz García, 1998):

- a) En hidrología es necesario manejar, almacenar, validar y analizar un importante volumen de información geográfica.
- b) Por medio de los sistemas de información geográfica existen una serie de trabajos preparatorios que pueden automatizarse, como ser, trazado de cuencas, mapas de pendientes, etc.
- c) La adquisición de información hidrológica hace interesante y apropiado el trabajo con los sistemas de información geográfica, sobre todo con la disponibilidad cada vez mayor de la información que se puede obtener con imágenes satelitales o que se encuentra en soporte digital.
- d) La visualización de datos y resultados de las modelaciones, de gran diversidad y variabilidad espacial requiere potentes herramientas de análisis y gestión.

4. CONCLUSIONES

En general el modelo adoptado para un determinado estudio es aquel que mejor se ajuste a las características de la cuenca (hidrológica, hidráulica, topográfica, climática, etc.); así como también a la disponibilidad de datos y finalmente y no menos importante en función de los objetivos buscados en la modelación. De esta forma los modelos resultan adecuados para resolver las necesidades particulares de cada región, utilizando diferentes simplificaciones y/o abstracciones que mejor reproduzcan los procesos observados de interés.

En la actualidad es muy común la vinculación de los sistemas de información geográfica con los modelos matemáticos, en sus diferentes formas de integración y para las más variadas aplicaciones.

Es práctica común la utilización de los sistemas de información geográficos como herramienta para el manejo y almacenamiento de la información distribuida.

Se encuentran continuamente en desarrollo las tecnologías vinculadas al sensoriamiento remoto para proveer información del terreno de alta calidad y gran resolución espacial así como también los desarrollos continuos en las capacidades de las computadoras para el procesamiento y almacenamiento de información.

ANEXO III

EJEMPLOS DE LOS EFECTOS DE AGREGACIÓN

En el presente Anexo se detallan algunas particularidades de los efectos de agregación espacial en la cuenca del A° Ludueña.

También se exponen algunos datos comparativos en términos de tamaños de archivos (de entrada de datos al modelo y de resultados), y de tiempos de cálculo para los diferentes tamaños de grilla analizados para las tres cuencas reales analizadas.

1. EJEMPLO DE LOS EFECTOS DE LA AGREGACIÓN EN LAS RESPUESTAS HIDROLÓGICAS EN LA CUENCA DEL ARROYO LUDUEÑA

A modo de ejemplo se muestra el efecto que tiene la agregación espacial y el escalamiento de parámetros en los esquemas agregados y sobre las respuestas hidrológicas en un sector específico de la cuenca en estudio.

En la Figura III.1.a se muestra en detalle un sector de la cuenca, ubicado aproximadamente en el cruce del Canal Ibarlucea y la Ruta N° 34 para la discretización de tamaño de grilla 125 m; allí mismo se indica en líneas de trazo de color blanco las celdas que corresponden a la agregación de tamaño de grilla de 1000 m y los sentidos generales de escurrimiento, y en la Figura III.1.b se muestra la discretización de este mismo sector para el tamaño de grilla de 1000 m. Los colores de las celdas en ambas gráficas son indicativos de los valores de cotas del terreno asociada a cada celda.

En la Figura III.1.b se indica con letra “C” la celda central tipo río (sobre la que se realizará el análisis). La misma se encuentra vinculada con:

- a) La celda tipo río ubicada al Norte (celda “N”) con una vinculación tipo río simple;
- b) La celda tipo valle ubicada al Oeste (celda “O”) con una vinculación tipo vertedero, ya que por allí atraviesa el terraplén de la Ruta N° 34. La altura del terraplén sobre el terreno natural para

TG1000 se encuentra a + 1m.

c) La celda tipo río ubicada al Este (celda “E”) con una vinculación tipo río simple.

d) La celda tipo río ubicada al Sur (celda “S”) con una vinculación tipo vertedero, ya que por allí atraviesa el terraplén de la Ruta N° 34. Esta celda río (“S”) pertenece al ramal del canal Salvat que descarga en el canal Ibarlucea. Entre ambas Celdas (“C”-“S”) se producirá traspaso de caudal si la cota en algunas de las dos celdas es superior a la cota de coronamiento del terraplén. La altura del terraplén sobre el terreno natural para TG1000 se encuentra a + 1m.

Como se indicó anteriormente, la agregación del esquema trae aparejado una pérdida en la representación topográfica al reducir el valor de 64 cotas en celdas para TG125 a un único valor para TG1000 conjuntamente con la pérdida de las vinculaciones internas de las 64 celdas y las vinculaciones del perímetro con las celdas vecinas. Se observa además el mayor nivel de detalle en la reproducción de la traza de los cursos (TG125) y como para TG1000 se reproduce la traza en forma más grosera y no es posible representar las sinuosidades del curso.

Es importante notar como se modifican las vinculaciones entre celdas al producirse la agregación del sistema. Por ejemplo para TG1000, la vinculación entre celdas “N” y “C” es una única vinculación tipo río; en cambio para TG125, existen 8 vinculaciones sobre el mismo ancho; 6 vinculaciones entre celdas tipo valle, una vinculación entre una celda río y una celda valle y una última vinculación entre dos celdas río; lo que indica el mayor nivel de detalle presente en la discretización de TG125. El mismo análisis puede ser realizado en todas las vinculaciones de las diferentes discretizaciones.

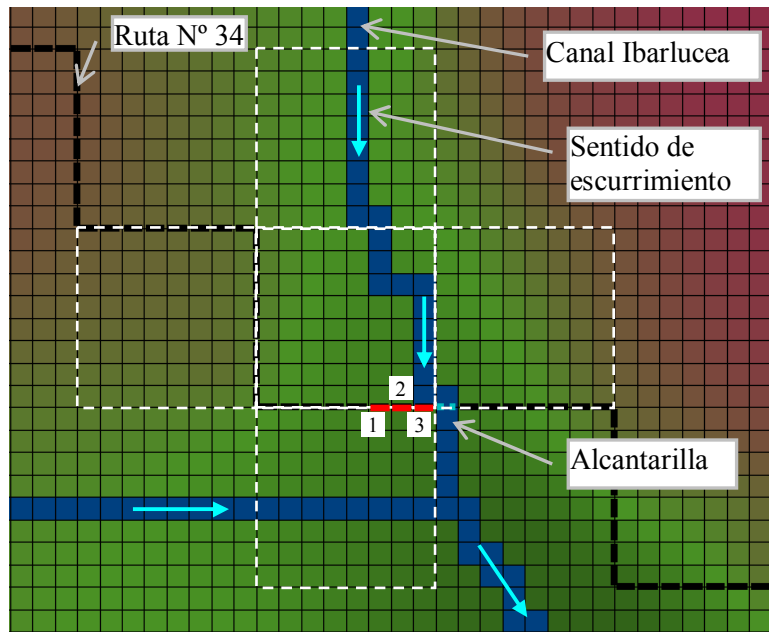


Figura III.1.a. Detalle de un sector de cuenca para TG125.

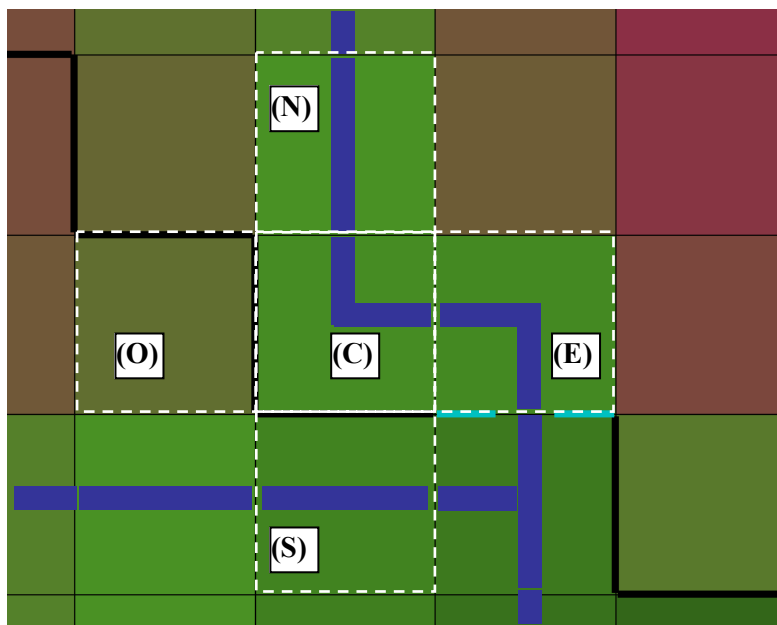


Figura III.1.b. Detalle de un sector de cuenca para TG1000. El sector es el mismo que el presentado en la Figura III.1.a.

A modo de mostrar los efectos de la agregación y del escalamiento de parámetros sobre las variables de flujo, se tomarán los resultados correspondientes al evento denominado como E2 (Evento del 03/04/94 – Punto 8.2.7.4). Este evento es de importancia, generando desbordes en diferentes sectores de la cuenca.

Se pretende ejemplificar como se modifican las alturas de agua en celda y como se alteran o

redistribuyen los caudales entre vinculaciones para el esquema agregado (TG1000) con ambas alternativas de escalamiento de los parámetros y tomando como base la celda “C” (Figura III.1.b).

En la Figura III.2 se muestra el hidrograma que ingresa a la celda “C” desde la celda “N” para TG125 (obtenido como la suma de los caudales pasantes por las 8 vinculaciones correspondientes) y para TG1000 resultantes de ambas alternativas de escalamiento de parámetros. Se observa que los hidrogramas correspondientes a TG1000 son similares entre sí.

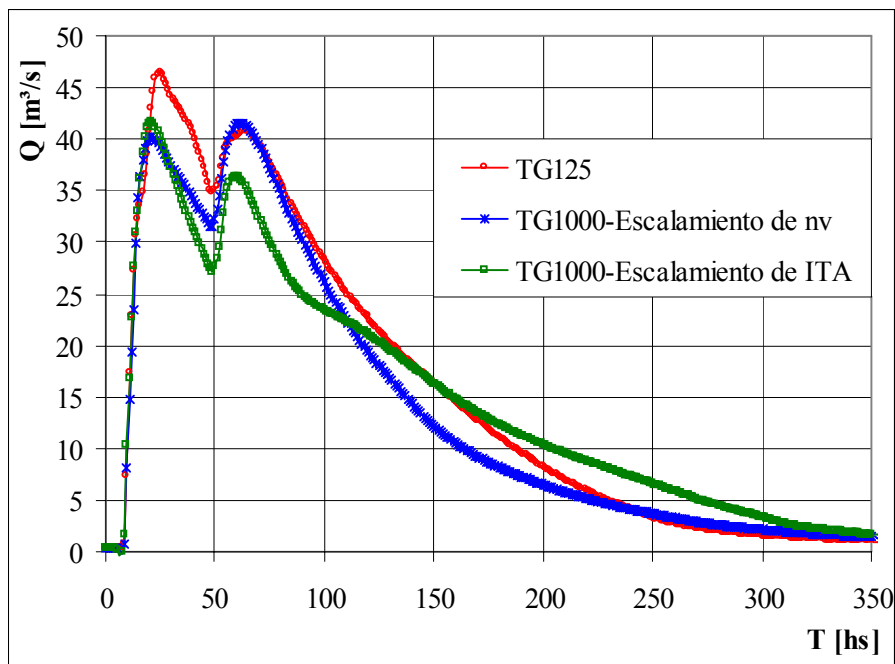


Figura III.2. Hidrogramas para TG125 y TG1000 entre celdas “N” y “C”.

En los tres casos analizados (TG125 y TG1000 con las dos alternativas de escalamiento de parámetros) no existe traspaso de caudal por sobre el vertedero que define la vinculación entre la celda “O” y “C”.

En la Figura III.3 se muestran los hidrogramas entre la vinculación “C” y “E” para TG125 y para los dos casos de TG1000. Allí puede observarse como los hidrogramas correspondientes a TG1000 difieren del hidrograma integrado en las 8 vinculaciones correspondientes a TG125.

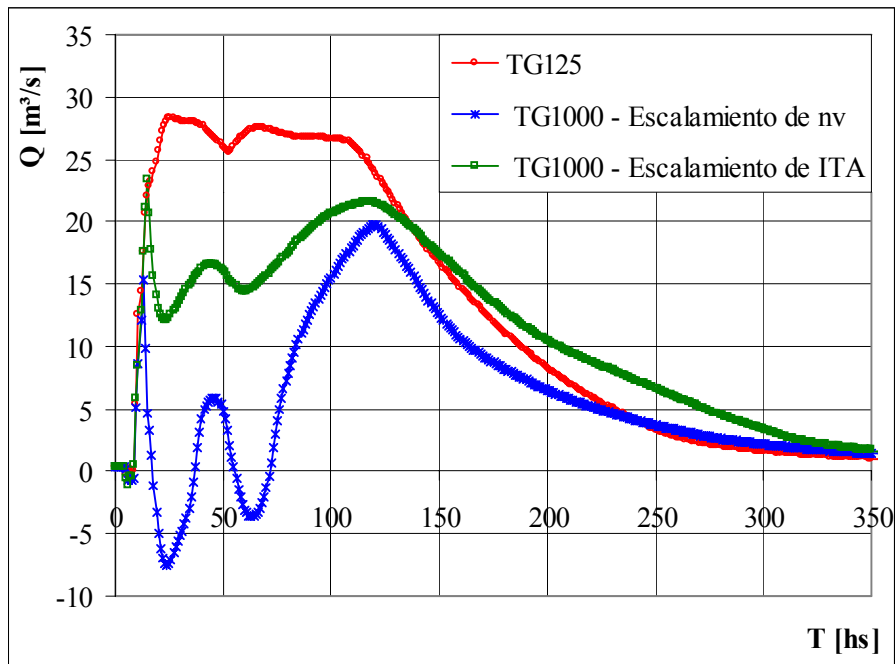


Figura III.3. Hidrogramas para TG125 y TG1000 entre celdas “C” y “E”.

Se rescata que el hidrograma de TG1000 obtenido al escalar la pendiente transversal en celda tiene un mejor ajuste (respecto al obtenido para TG125) que el hidrograma de TG1000 resultante de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. Más aún, para este último caso, durante algún intervalo temporal los caudales son negativos; esto indica que el sentido de escurrimiento se invierte, y por lo tanto se produce el traspaso de caudal desde la celda “E” a la celda “C”.

Finalmente, en la Figura III.4 se muestran los hidrogramas para TG125 y TG1000 (ambos casos de escalamiento de parámetros) entre la vinculación “C” y “S”. Se observa que en los tres casos el agua supera la cota de coronamiento del terraplén y descarga desde la celda “C” hacia la celda “S”. El hidrograma asociado a TG1000 obtenido del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda es superior a los dos hidrogramas restantes.

Analizando las Figuras III.2, III.3 y III.4 es posible concluir que los caudales negativos entre la celda “C” y “E” para TG1000 mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda se deben a que en la celda “C” se debe cumplir continuidad y como lo que ingresa desde la celda “N” (Figura III.2) es inferior a lo que sale de la celda “C” hacia la celda “S” (Figura III.4) se invierte el sentido de escurrimiento y se produce el aporte de la celda “E” hacia la celda “C” (Figura III.3). Esta situación se presenta por el importante caudal saliente desde la celda “C” hacia la celda “S” por sobre el terraplén; que es aproximadamente 2.5 veces mayor que los caudales correspondientes a TG125.

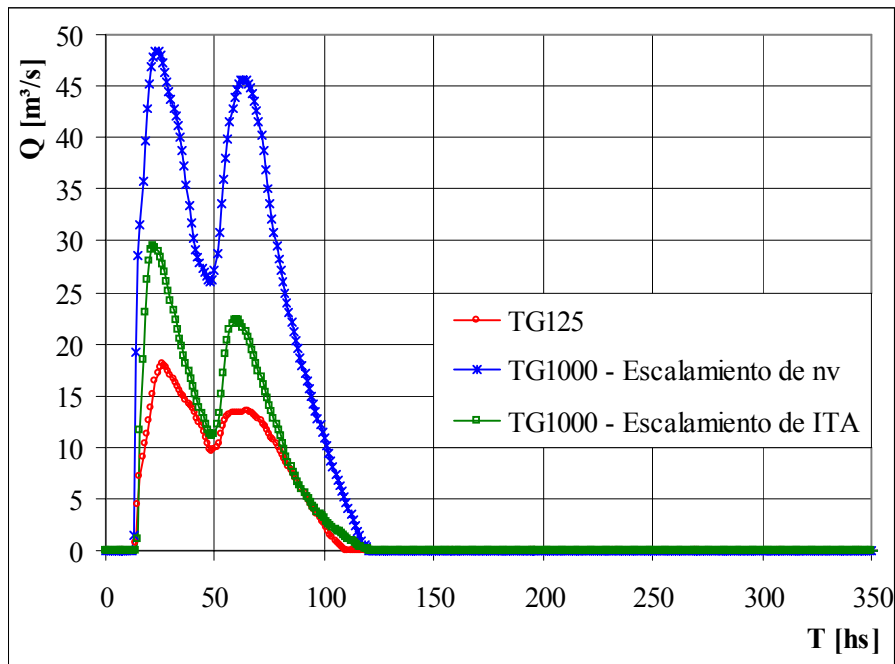


Figura III.4. Hidrogramas para TG125 y TG1000 entre celdas “C” y “S”.

A su vez, los caudales salientes desde la celda “C” hacia la celda “S” se deben a los valores de alturas de agua por sobre la cota de coronamiento del terraplén. En el caso de TG1000 se observan (Figura III.5) las variaciones de altura de agua en el tiempo para el escalamiento de ambos parámetros. En la misma Figura III.5 se indica la altura de desborde del curso en la celda “C” y la altura del coronamiento del terraplén. Se puede concluir que el mayor caudal saliente entre la celda “C” y la celda “S” para TG1000 mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda se debe a que en dicha celda “C” las alturas de agua son mayores que en el caso del escalamiento de la pendiente transversal de almacenamiento, concretamente para este ejemplo, la altura máxima por sobre el terraplén para TG1000 escalando n_v es de 0.44 m y para TG1000 escalando ITC es de 0.19 m. Esta diferencia de alturas de agua genera diferencias en los caudales pasantes entre vinculaciones y dichos caudales se modifican o redistribuyen cumpliendo la ecuación de continuidad. En ciertos casos, como el aquí presentado, se produce una notable diferencia entre los caudales obtenidos (en valor y sentido) para un mismo TG pero escalando uno u otro parámetro.

En este ejemplo se observan alturas de importancia (con desborde del curso y sobrepaso por sobre el terraplén) debido a que el evento utilizado en el ejemplo (Evento E2) es un evento lluvioso importante y además se suma el efecto de embalse hacia aguas arriba que produce la alcantarilla al actuar como reguladora del escurrimiento.

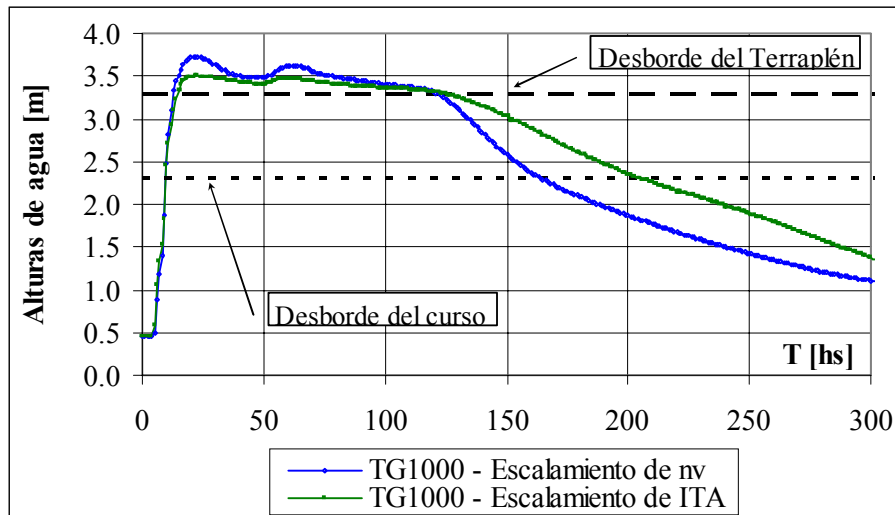


Figura III.5. Variación temporal de alturas de agua en la celda “C” para TG1000; altura de desborde del curso y altura de desborde del terraplén.

Una vez más se remarca el hecho de que escalando el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda se obtienen alturas de agua mayores a las obtenidas escalando la pendiente transversal de almacenamiento.

Además es interesante mencionar que en el caso de TG1000 existe una única cota (en cada paso temporal) para la celda “C” y otra cota para la celda “S”; ambas definen el traspaso de caudal entre dichas celdas; en cambio, en el caso de TG125 existen 8 vinculaciones tipo terraplén pero solamente se produce traspaso de caudal en tres de ellas (indicadas con línea roja en la Figura III.1.a con los números 1, 2 y 3); debido a que TG125 tiene un mayor nivel de detalle que TG1000, y puede representar explícitamente las variaciones del relieve cercano a los cursos de agua. De lo anterior surge que el ancho de descarga se modifica entre TG125 y TG1000; ya que para TG1000 dicho ancho es el de la celda y para TG125 existen 8 vinculaciones de 125 m de ancho cada una que pueden permitir el pasaje de caudal entre ellas por sobre el terraplén. En las restantes 5 vinculaciones de TG125 la altura de agua es inferior a un metro y no se produce transferencia de flujo por sobre el terraplén. En las tres vinculaciones donde se produce traspaso de agua (indicada como 1, 2 y 3 en Figura III.1.a), los valores máximos de altura de agua por sobre el terraplén son de + 0.19 m, + 0.28 m y + 0.33m, respectivamente; en la Figura III.6 se muestran las variaciones temporales de las alturas de agua sobre el terreno natural y la altura de desborde del terraplén.

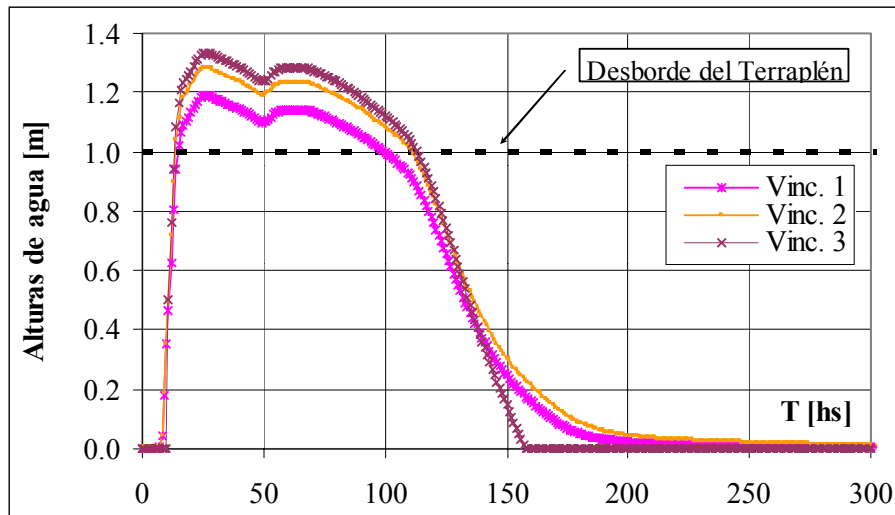


Figura III.6. Variación temporal de alturas de agua en tres vinculaciones de TG125 y altura de desborde del terraplén.

Se evidencia claramente que si bien mediante el escalamiento de los parámetros es posible obtener adecuados grados de similitud entre un esquema de detalle y un esquema agregado (cuantificados por ejemplo por los coeficientes R^2X); ciertos mecanismos como los aquí presentados (que pueden ser relevantes o no de acuerdo al objetivo de la modelación) irreversiblemente se pierden al efectuarse el agregamiento espacial del esquema. Es claro que el modelo no puede “ver” mecanismos propagatorios a escala de subgrilla; siempre que las características del flujo se definan a partir de una única altura representativa en la celda.

2. COMPARACIÓN DE ESPACIO EN DISCO NECESARIO Y TIEMPOS DE CÁLCULO.

A continuación se exponen algunos datos comparativos en términos de tamaños de archivos (de entrada de datos al modelo y de resultados), y de tiempos de cálculo para los diferentes tamaños de grilla analizados en las tres cuencas reales.

La entrada de datos al modelo se realiza por medio de archivos de extensión DAT (en formato ASCII); y la salida o los resultados de cada corrida se imprimen en archivo de extensión RES (en formato ASCII).

Los datos de entrada al modelo deben contener información relacionada a las celdas componentes del mismo y a las vinculaciones entre dichas celdas.

Así, por ejemplo, por cada celda del modelo es necesario definir: la ubicación geográfica y cota (Coordenada espacial X, Y, Z); el tamaño; el tipo de celda (Tipo Valle o Río), y en función del tipo de celda, las características particulares (por ejemplo, si es tipo río es necesario definir el ancho de la base de fondo, la profundidad, el talud, los coeficientes de rugosidad para flujo superficial y encauzado y la pendiente transversal de almacenamiento); las celdas que tienen conectividad; la condición de estado inicial; condiciones de borde y el ingreso de agua (hietograma de lluvia neta o hidrograma de aportes).

Por cada vinculación entre celdas es necesario definir el tipo (por ejemplo vinculación entre dos celdas tipo valle, dos celdas tipo río, vertedero, alcantarilla, etc.) y dependiendo del tipo de vinculación las características específicas de la misma. Por ejemplo, en una vinculación tipo alcantarilla es necesario definir las cotas de entrada y salida de la misma, las dimensiones (ancho y altura) y el coeficiente de descarga.

Además es necesario definir información general como ser: nombre de la corrida, intervalo de cálculo temporal e intervalo de impresión de resultados en archivos.

Los archivos de resultados o salida del modelo por cada corrida contienen información de caudales y velocidades en todas las vinculaciones entre celdas, y de alturas de aguas y cotas de agua en todas las celdas para cada paso temporal de impresión en archivo.

2.1 Cuenca del A° Ludueña

A continuación se presentan (Tabla III.1), en forma resumida, los valores de los tamaños de archivos de entrada del modelo, tamaño de los archivos de salida, el tiempo de cálculo de la corrida y la relación entre el tiempo simulado del evento y el tiempo requerido de cálculo para los diferentes tamaños de grilla. Los datos corresponden al evento E1 (17/03/94); para una duración total del mismo de 250 hs (tiempo simulado del evento). Para todos los tamaños de grilla el valor de la velocidad de cálculo (tamaño de grilla / intervalo temporal de resolución) se encuentra entre 6 m/s y 7 m/s. Los archivos de salida tienen un intervalo temporal de impresión en archivo de 1 hora. Los resultados para todos los eventos simulados son similares.

Las diferentes corridas se realizaron en una PC de las siguientes características: Microprocesador Intel Core 2 de 1.86 GHz, 2 GB de memoria RAM y disco rígido de 200 Gb.

Tabla III.1. Tamaños de archivos y tiempos de cálculo para los diferentes tamaños de grilla.

Tamaño de Grilla [m]	Tamaño archivos de entrada [MB]	Tamaño archivos de salida [MB]	Tiempo de cálculo [min]	Tiempo simulado / Tiempo de cálculo [hs/min]
125	31.40	1560	130	1.9
250	5.80	402	28	8.9
500	1.46	100	8	31.3
1000	0.38	25.2	1.8	138.9

Se observa en la Tabla III.1 como a medida que se incrementa el nivel de detalle se requiere más espacio en disco tanto para los archivos de entrada como de salida y se incrementa el tiempo de cálculo de la corrida.

En el caso presentado se observa que para TG125 se requiere, por cada corrida, aproximadamente de 1591 MB de espacio en disco y más de dos horas de tiempo de cálculo (130 minutos). En cambio para TG1000 se requieren 25.6 MB de espacio y aproximadamente 2 minutos.

Trasladando lo indicado en el párrafo anterior a todas las corridas realizadas en esta cuenca se puede llegar a estimar que para las corridas asociadas a TG125 (15 en total) se requieren 23871 MB y un total de 32.5 horas; para TG250 (30 corridas) se ocupan 12234 MB de espacio y 14 hs de tiempo; para TG500 (30 corridas) se requieren 3044 MB de espacio y 4 hs de tiempo de calculo y finalmente para TG1000 (30 corridas) son necesarios 767 MB de espacio y aproximadamente 1 hora de tiempo. Para el global de todas las corridas para todas las discretizaciones se ocuparon aproximadamente 40 GB de espacio en disco y 52 horas de tiempo de cálculo.

Tanto en términos de espacio en disco como en tiempo requerido para la obtención de los resultados se observa que a medida que se reduce a la mitad el tamaño de grilla (se incrementa el nivel de detalle) se cuadruplica el espacio en disco y el tiempo de cálculo requerido. Si bien esta relación no es estrictamente lineal, la misma puede ser indicativa para estimar variaciones de espacio y tiempo de cálculo para diferentes niveles de detalle.

No solo, a medida que se reduce el tamaño de la grilla, se requiere mayor espacio en disco para los datos de entrada y resultados y mayor tiempo de cálculo; sino que además cualquier operación que se desee realizar se traduce en un mayor esfuerzo computacional (mayor tiempo y/o espacio); por

ejemplo, para detectar anomalías; extraer resultados puntuales o modificar datos de entrada. Estas tareas resultan diferentes para los diferentes tamaños de grilla.

Resulta de interés resaltar las relaciones que se obtienen entre el tiempo simulado del evento respecto al tiempo de cálculo; así por ejemplo, para el nivel de detalle más elevado (TG125) es posible simular aproximadamente 1.9 hs del evento por cada minuto de cálculo. En el caso de utilizar dicha discretización para pronóstico de alertas de crecidas; si se asume un tiempo al pico de 44 hs (correspondiente al evento del 17/03/94) se requieren 22.9 minutos de simulación, lo que indica un importante grado de antelación en la obtención de las variables hidrológicas de interés. A medida que el nivel de detalle se reduce; los tiempos de cálculo también disminuyen notablemente; por ejemplo para la discretización de TG1000 se requieren 20 segundos para simular 44 hs de evento.

2.2 Cuenca del A° Santa Catalina

A modo de representar las modificaciones que se producen en la cantidad de información de entrada (Tamaño de archivos de entrada); en el tamaño de los archivos de salida y en el tiempo de cálculo; en la Tabla III.2 se resumen estos valores para el evento E1 (Agosto 2002) y para los diferentes tamaños de grilla, conjuntamente con la relación entre el tiempo simulado del evento y el tiempo de cálculo necesario. Los resultados indicados son similares para todos los eventos simulados.

La corrida en todos los casos se realizó con una duración total para el evento de 90 hs (tiempo simulado del evento); y el valor de la velocidad de cálculo (Tamaño de grilla / intervalo temporal de resolución) varió entre 8 y 9 m/s. Los archivos de salida tienen un intervalo temporal de impresión en disco de 1 hora.

Las diferentes corridas se realizaron en una PC de las siguientes características: Microprocesador Intel Core 2 de 1.86 GHz, 2 GB de memoria RAM y disco rígido de 200 Gb.

Como se observa en la Tabla III.2; y como es de esperar, a medida que se incrementa el nivel de detalle se requiere mayor espacio en disco ya sea para almacenar los datos de entrada al modelo y para almacenar los archivos de salidas o resultados; asimismo se produce un incremento del tiempo del cálculo requerido para la obtención de resultados.

En este caso, por ejemplo, para TG400 se requieren aproximadamente por cada corrida 12 MB de espacio en disco y tres minutos; en cambio, para TG50 se requieren aproximadamente 760 MB de espacio en disco y 100 minutos por corrida.

Tabla III.2. Tamaños de archivos y tiempos de cálculo para los diferentes tamaños de grilla.

Tamaño de Grilla [m]	Tamaño archivos de entrada [MB]	Tamaño archivos de salida [MB]	Tiempo de cálculo [minutos]	Tiempo simulado / Tiempo de cálculo [hs/min]
50	27.7	731.0	100	0.9
100	6.93	183.0	27.2	3.3
200	1.74	45.9	5.5	16.4
400	0.45	11.5	1.5	60.0

Extrapolando los valores anteriores para las corridas realizadas en esta cuenca se tiene que para las 26 corridas realizadas para TG400 (13 eventos por 2 alternativas derivadas del escalamiento de los parámetros) se requieren 312 MB de espacio en disco y 78 minutos (aproximadamente 1 hora y cuarto). En cambio, para las 13 corridas de la discretización de mayor nivel de detalle (TG50) se requieren 9863 MB (9.8 GB) de espacio en disco y un tiempo total para realizar dichas corridas de 43 horas.

Para el total de las corridas realizadas para todos los tamaños de grilla y todos los eventos (91 corridas) se requirieron 16.4 GB de espacio en disco y 71.1 hs de tiempo de cálculo.

La relación entre espacio en disco requerido entre TG50 y TG100 (Espacio para TG50 / Espacio para TG100) es de 4 veces; entre TG50 y TG200 es de 15.9 veces y entre TG50 y TG400 es de 63.5 veces. Es decir, a medida que se reduce a la mitad el tamaño de grilla se cuadruplica el espacio requerido en disco. Una tendencia similar se observa en términos de tiempo de cálculo necesario.

En este caso, para el evento de Agosto de 2002 que presenta un tiempo al pico de 15 hs se requieren 17 minutos de cálculo para obtener el resultado en las primeras 15 hs con el mayor nivel de detalle y 15 segundos con la discretización de menor nivel de detalle. A diferencia de la cuenca del A° Ludueña, la antelación con la que es posible obtener el resultado en tiempos cercanos a los que se producen los caudales máximos es menor debido a la respuesta más rápida de la cuenca. Aún así, se obtienen resultados con suficiente antelación; si por ejemplo la discretización de mayor nivel de

detalle es utilizada para el pronóstico de alertas de inundaciones.

2.3 Cuenca del A° Saladillo

Las modificaciones en términos del tamaño de los archivos de entrada; del tamaño de los archivos de salida, del tiempo de cálculo y de las relaciones entre el tiempo simulado del evento y tiempo de cálculo para los diferentes niveles de detalle de resolución espacial se presentan en la Tabla III.3.

Los resultados corresponden al evento E1 (Abril 1986), para una duración del evento de 350 hs. Los valores de velocidad de cálculo (Tamaño de grilla / intervalo de resolución temporal) variaron entre 5 m/s a 6 m/s. Los archivos de salida tienen un intervalo temporal de impresión en disco de 2 hs.

Las diferentes corridas se realizaron en una PC de las siguientes características: Microprocesador Intel Core 2 de 1.86 GHz, 2 GB de memoria RAM y disco rígido de 200 Gb.

Tabla III.3. Tamaños de archivos y tiempos de cálculo para los diferentes tamaños de grilla.

Tamaño de Grilla [m]	Tamaño archivos de entrada [MB]	Tamaño archivos de salida [MB]	Tiempo de cálculo [minutos]	Tiempo simulado / Tiempo de cálculo [hs/min]
250	27.6	1300	180	1.9
500	6.83	335	42	8.3
1000	1.72	84	10	35.0
2000	0.45	21.1	2.7	129.6

En el caso de esta cuenca, al igual que para la cuenca del A° Ludueña y del A° Santa Catalina, se observa que la relación de incremento de espacio en disco y tiempo de cálculo se cuadruplica cuando se reduce a la mitad el tamaño de grilla.

Para el total de 84 corridas realizadas para esta cuenca para todos los eventos y tamaños de grilla se ocuparon un total de 26.7 Gb de espacio en disco y 58 horas de tiempo de cálculo.

En este caso, por ejemplo, se requieren aproximadamente 26 minutos de tiempo de cálculo para obtener resultados en los tiempos cercanos al caudal pico en el evento de Abril de 1986 (tiempo al pico = 50 hs) para la discretización de mayor nivel de detalle y 23 segundos para la discretización

de menor nivel de detalle. En este tipo de cuencas, donde se obtienen tiempos de respuestas de días, es posible implementar discretizaciones con alto nivel de detalle para obtener información con suficiente antelación, a la hora de ser utilizada, por ejemplo, para la toma de decisiones en un sistema de alerta de inundación a tiempo real.