



Tesis de grado en Ingeniería Civil  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

---

# **Modelación Integrada de Grandes Cuencas de Llanura con Énfasis en la Evaluación de Inundaciones**

---



**Nicolás Diego Badano**

Marzo 2010

Foto de tapa: Río Salado a la altura del puente  
del camino Chacabuco - Irala.  
Diciembre de 2006  
© Fernando Re

Tesis de grado en Ingeniería Civil

FACULTAD DE INGENIERÍA  
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Modelación Hidrológica Integrada de  
Grandes Cuencas de Llanura con  
Énfasis en la Evaluación de Inundaciones

**Tesista:** Sr. Nicolás Diego BADANO

**Director:** Dr. Ángel MENÉNDEZ (FIUBA - INA)

**Co-director:** Ing. Mag. Rafael SEOANE (FIUBA - INA)

**Tribunal Examinador:**

Ing. Juan Haroldo HOPWOOD (FIUBA)

Ing. Marcelo URIBURU QUIRNO (FIUBA – INA)

Ing. Fernando ZARATE (UNLP)

**Fecha de Presentación:** Marzo de 2010



# Resumen

---

La cuenca del Río Salado del Sur, ubicada mayormente en la provincia de Buenos Aires, Argentina, abarca un área aproximada 17 millones de Ha. y posee muy bajas pendiente regionales. Como muchas otras cuencas de llanura, la misma se ve sometida a eventos de inundación frecuentes y prolongados, que afectan severamente su enorme potencial económico, fruto de una muy desarrollada actividad agrícola-ganadera.

Las cuencas de llanura como esta presentan particularidades en su comportamiento hidrológico que hacen impracticable la aplicación de muchos métodos de la hidrología clásica, obligando a desarrollar nuevos abordajes a fin de evaluar su funcionamiento. En el presente trabajo se presenta una metodología basada en el desarrollo de modelos matemáticos distribuidos, que permiten resolver integralmente todos los procesos del ciclo hidrológico en este tipo de cuencas.

En el capítulo 1 de este trabajo se realiza una introducción sobre la zona de estudio y se presenta una pequeña reseña sobre su problemática hídrica.

En el capítulo 2 se describen las particularidades geomorfológicas e hidrológicas de las cuencas de llanura en general, y las propias de la cuenca del Salado en particular.

En el capítulo 3 se describe la formulación del modelo hidrológico general utilizado en este trabajo. En el capítulo 4, en tanto, se discuten los criterios necesarios para aplicar este modelo hidrológico al caso particular de cuencas de llanura.

En el capítulo 5 se describe la implementación del modelo hidrológico a la región noroeste de la cuenca del Río Salado.

En el capítulo 6 se muestra la calibración y validación del modelo.

En el capítulo 7 se presenta una metodología original desarrollada para la determinación de áreas inundadas en la cuenca, a partir de los resultados de la modelación.

En el capítulo 8 se presentan algunos resultados generales del modelo, mientras que en el capítulo 9 se analiza la sensibilidad de los mismos al valor de distintos los parámetros utilizados. También se presenta en este último la sensibilidad a la escala de resolución y a la partición del dominio en submodelos.

Finalmente, en el capítulo 10 se recogen las principales conclusiones del presente trabajo.



## Abstract

---

The Southern Salado Basin, mainly situated in the Buenos Aires province, covers an area of approximately 170.000 km<sup>2</sup> and possesses very small regional slopes. Like many other flatland basins, it suffers from frequent and prolonged flooding events, which severely limit its enormous economical potential, due to highly developed agricultural and land stock breeding activities.

Flatland basins like this one present several particularities in their hydrologic behavior, which prevent the application of many methods of classical hydrology, forcing to develop new ways of analysis their behavior. In the present work a methodology based on the implementation of distributed mathematical models is presented, which allow to solve simultaneously all the hydrological processes relevant in this type of basins.

In chapter 1, a brief introduction to the zone of study and its water related problems is presented.

In chapter 2, the general geomorphical and hydrological characteristics of flatland basins, and those particular to the Salado basin, are described.

In chapter 3, the formulation of the hydrological model used for this work is described. Later, in chapter 4, the particular criteria needed to apply this general model to the case of flatland basins are discussed.

In chapter 5 the implementation of the hydrological model to noreastern region of the Salado Basin is described.

In chapter 6 the calibration and validation of the model is shown.

In chapter 7 an original methology, developed for the asesment of the flooded area through the basin from the results of the mathematical model, is presented.

In chapter 8 some general results from the model are presented, while in chapter 9 the sensitivity of those results to the value and distribution of the different model parameters is analyzed. In this chapter, the sensitivity analysis to the resolution scale and the partition into submodels are also presented.

Finally, in chapter 10 the main conclusions of the present work are summarized.



# Agradecimientos

---

Por momentos he llegado a pensar que, dada la cantidad de tiempo que me ha llevado terminar este trabajo, existe no poca gente a la que, más que agradecer, debiera pedir disculpas. Más allá de eso (y sabiendo que los ofendidos me perdonan por amor o cariño), sí que hay mucho que agradecer... así que manos a la obra:

Antes que nada quiero agradecer a Dios, quien creo firmemente que hizo esto posible (junto con todo lo demás). En verdad creo que sin su multiforme ayuda este trabajo no existiría (sic).

De entre los pobres mortales, quiero agradecer a primer lugar a mi director de tesis, Ángel Menéndez, por su siempre dispuesta y pronta colaboración. Su rápida escala de respuesta nunca dejó de sorprenderme. Creo que su marca en este trabajo se encuentra incluso más allá de lo que concretamente discutimos o me corrigió, permeando toda la forma de encarar esto de la modelación matemática, actividad en el cual supo iniciarme.

Estoy también contento de agradecer a mi co-director, Rafael Seoane, quien tuvo que entrar por la ventana a un barco no enteramente equipado según sus habituales preferencias y a medio camino hacia el puerto de destino. A pesar de eso, nunca dudo en prestar su colaboración mejor dispuesta, aún a costa de resignar muchas cositas que le hubieran gustado que hiciéramos, pero que hubieran desviado esta expedición hacia un puerto distinto, un poco más lejano, aunque probablemente mucho mejor.

Agradezco también al jurado que ha evaluado este trabajo, por haber aportado observaciones y correcciones que en todos los casos han contribuido a mejorarlo.

Quiero también agradecer a mis compañeros de trabajo, con los que nos iniciamos juntos en este desafío de modelar cuencas de llanura. Algunas de las ideas de este trabajo tienen sin duda en ellos su origen. A lo largo del desarrollo de este trabajo me brindaron además no poco aliento, y creyeron en los dos o tres capítulos que tenía entre manos aún antes de que yo mismo lo hiciera.

También en el plano personal recibí inmensa colaboración, que no puedo dejar de agradecer. En primer lugar, a mi futura esposa Fernanda (principal damnificada de este trabajo), quien supo, cual Penélope, esperar y esperar el retorno triunfal del amado (en este caso del escabroso mundo de la zona vadosa), mientras tejía las distintas figuras y esquemas que adornan este trabajo (probablemente lo único que la mayoría de la gente se detenga a contemplar). También a mis padres, Nicolás y Marisa, que me apoyaron siempre en este esfuerzo (y en todos los demás), con incondicional amor y paciencia. Y cómo no agradecer a mis hermanos y amigos, quienes durante el desarrollo de este trabajo supieron darme su aliento y su oración, cual ferviente hinchada de un equipo chico que lucha por ser campeón. También quiero agradecer a mis abuelas, en especial a Nina, quien durante este trabajo hizo innumerables camas, frió incontables milanesas y, sobre todo, cebó multitud de mates, accediendo ocasionalmente incluso a callar (rozando el límite de lo épico), a fin de permitirme concentrarme mejor.

De toda esta gente es “mi” trabajo. A todos ustedes mi eterna gratitud. Todos ustedes merecen el título de “Modeladores hidrológicos honoríficos de cuencas de llanura”.



# Índice

---

<b>Capítulo 1: Introducción .....</b>	<b>1</b>
<b>Capítulo 2: La cuenca del Salado y su problemática hídrica .....</b>	<b>3</b>
<b>Capítulo 3: Geomorfología e hidrología de las cuencas de llanura .....</b>	<b>11</b>
3.1 Definición de llanura, su origen y su clasificación .....	11
3.2 Comportamiento Hidrológico de las llanuras de agradación .....	14
3.3 Geomorfología de la Pampa Húmeda en la Cuenca del Salado.....	17
3.3.1 Características geomorfológicas generales .....	17
3.3.2 Hidrogeología.....	20
3.3.3 Regiones según relieve superficial.....	22
<b>Capítulo 4: Formulación del modelo hidrológico .....</b>	<b>25</b>
4.1 Descripción general.....	25
4.2 Evapotranspiración.....	27
4.3 Infiltración .....	29
4.3.1 La ecuación de Richards .....	29
4.3.2 Modelos de Curvas de Retención.....	32
4.3.3 Modelos de Curvas de Permeabilidad No Saturada .....	33
4.4 Escurrimiento Subterráneo .....	34
4.5 Escurrimiento Superficial .....	35
4.6 Flujo unidimensional en cauces .....	36
4.6.1 Acoplamiento del modelo unidimensional con el hidrológico.....	38
<b>Capítulo 5: Aplicación del modelo hidrológico a cuencas de llanura.....</b>	<b>41</b>
5.1 Representación Explícita de las Irregularidades Topográficas.....	43
5.2 Representación Agregada de las Irregularidades Topográficas.....	44
5.2.1 Determinación del Campo de Abstracción Inicial .....	45
5.2.2 Determinación del Campo de Elevación Topográfica .....	51
5.2.3 Representación del efecto de las Obras viales y ferroviarias .....	53
5.2.4 Representación del escurrimiento en cauces .....	54
<b>Capítulo 6: Implementación del modelo en la cuenca del Río Salado .....</b>	<b>57</b>
6.1 Dominio .....	58
6.2 Discretización espacial .....	59
6.3 Escurrimiento Superficial .....	61

6.4	Precipitaciones .....	65
6.5	Evapotranspiración .....	70
6.5.1	Evapotranspiración potencial.....	70
6.5.2	Evapotranspiración real.....	72
6.6	Infiltración .....	77
6.7	Escurrimiento Subterráneo .....	81
6.8	Flujo en cauces.....	86
<b>Capítulo 7: Calibración y validación del modelo hidrológico .....</b>		<b>93</b>
<b>Capítulo 8: Metodología de desagregado de información para la confección de mapas de inundación.....</b>		<b>107</b>
8.1	Antecedentes .....	107
8.2	Metodología propuesta .....	108
<b>Capítulo 9: Resultados del modelo.....</b>		<b>119</b>
9.1	Caudales .....	119
9.2	Niveles Freáticos .....	123
9.3	Relaciones entre Niveles Freáticos, área inundada y caudal.....	125
<b>Capítulo 10: Análisis de sensibilidad .....</b>		<b>131</b>
10.1	Sensibilidad a los valores de los parámetros.....	132
10.1.1	Evapotranspiración potencial.....	132
10.1.2	Uso del Suelo.....	134
10.1.3	Parámetros Hidrogeológicos .....	138
10.1.4	Parámetros de la Zona No Saturada.....	140
10.2	Sensibilidad a la escala de resolución.....	143
10.3	Sensibilidad a la partición en submodelos .....	145
<b>Capítulo 11: Conclusiones .....</b>		<b>149</b>
<b>Referencias.....</b>		<b>153</b>

*Ad Maiorem Dei Gloriam*



## Capítulo 1: Introducción

---

El agua no solamente es fundamental para la vida, sino que también constituye un requisito indispensable para el desarrollo de cualquier actividad humana. A fin de poder tanto mejorar la utilización del recurso como ofrecer protección frente a sus posibles excesos o déficits naturales, es fundamental contar con un buen conocimiento y comprensión del comportamiento del agua en una determinada cuenca. Esta necesidad es aún mayor cuando esta se trata de una cuenca de llanura, dado que su funcionamiento hidrológico es relativamente más complejo que el de aquellas con pendientes moderadas.

A fin de comprender a fondo la dinámica de una cuenca de llanura, no basta el desarrollo de relaciones supuestamente invariantes entre precipitaciones y escorrentía. Tampoco es suficiente la mera observación de los fenómenos hidrológicos, a menudo difícil o imposible de realizar excepto en condiciones controladas. El avance de la informática digital permite actualmente emprender la simulación numérica de los procesos físicos que experimenta el agua en el suelo. Si bien existen aún limitaciones, sobre todo en el campo de la parametrización de los modelos, esta técnica permite cuantificar con razonable precisión la importancia de cada proceso y contemplar la interacción entre los mismos, permitiendo alcanzar una mejor comprensión de la hidrología de la cuenca en cuestión.

En el presente trabajo se describe una metodología de modelación hidrológica distribuida, integrada y continua adaptada para la simulación de cuencas de llanura. La misma contempla la resolución simultánea de los procesos de precipitación y evapotranspiración, el escurrimiento superficial, mantiforme y concentrado, el escurrimiento vertical en la zona vadosa y el escurrimiento tridimensional subterráneo. Se propone también una metodología especialmente desarrollada para la determinación de áreas inundadas.

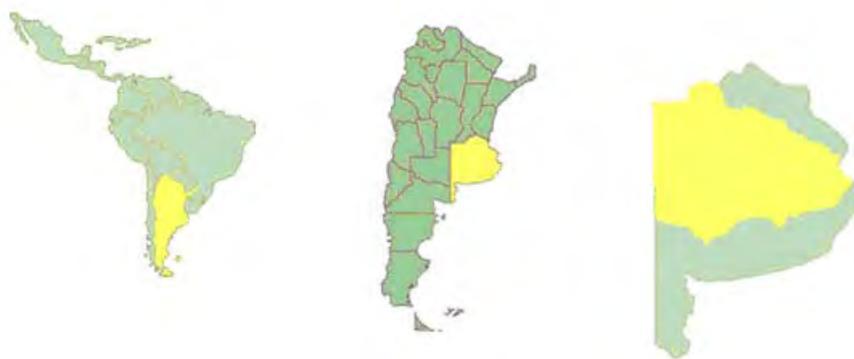
Esta técnica de modelación distribuida se implementa para la región Noroeste de la Cuenca del Río Salado del Sur, ubicada mayormente en la provincia de Buenos Aires. La misma posee, no solo características típicas de cuenca de llanura, sino también importancia económica y una histórica problemática causada por inundaciones frecuentes.

El objetivo fundamental de este trabajo es el desarrollo de una herramienta que permita avanzar en la comprensión de la dinámica de la cuenca, especialmente en la relación existente entre la dinámica del agua subterránea, superficial y la aparición de inundaciones. Concretamente, el desarrollo de una herramienta de modelación de este tipo es importante para la gestión hídrica de la cuenca, ya que la misma permite evaluar el efecto de distintas estrategias de manejo, el de posibles obras hidráulicas y estimar la respuesta hidrológica a variaciones en las condiciones, tanto naturales – por ejemplo el cambio climático – como antrópicas – como en el caso de cambios en el uso de los suelos.

## Capítulo 2: La cuenca del Salado y su problemática hídrica

---

La cuenca del Río Salado del Sur está ubicada mayormente en la provincia de Buenos Aires, Argentina. La misma posee una gran extensión, abarcando un área aproximada 170.000 km<sup>2</sup>. La ubicación de la cuenca se presenta en la **Figura 2-1**. La topografía de la zona es muy plana, con muy bajas pendientes regionales. La cuenca presenta un comportamiento clásico de cuenca de llanura.



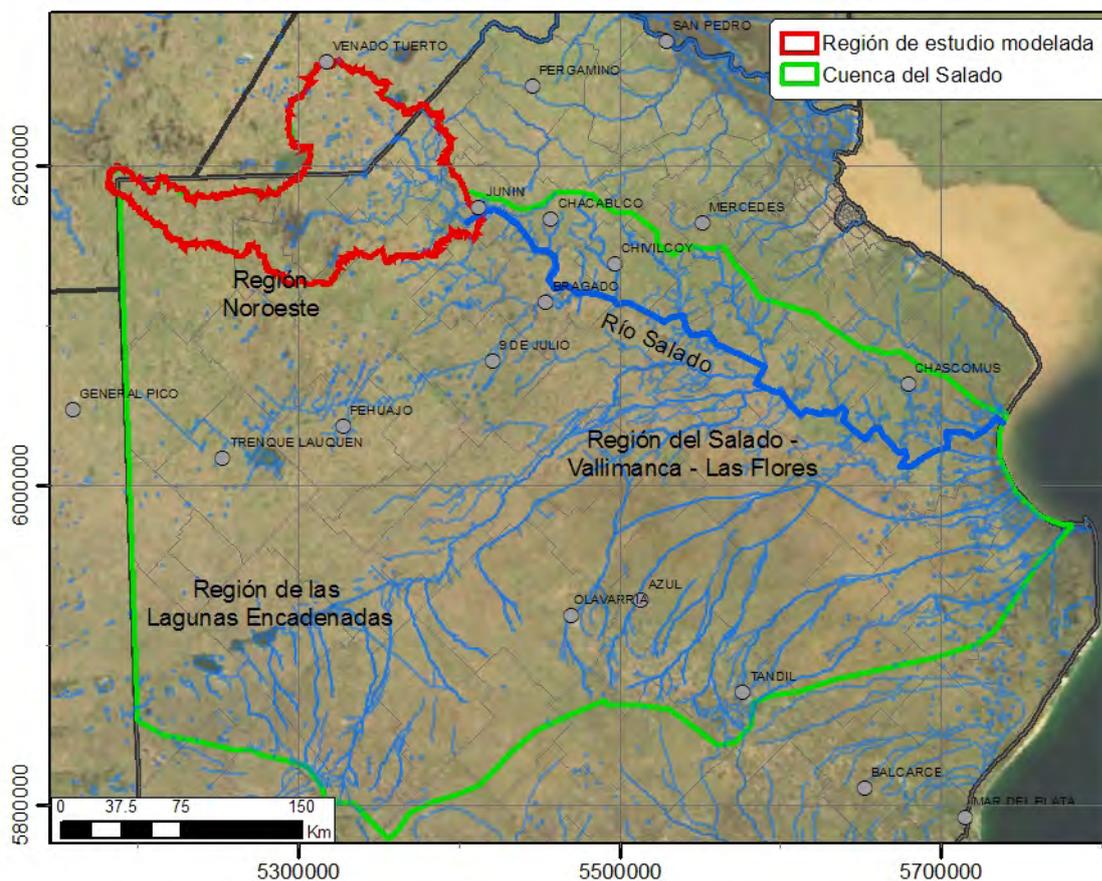
**Figura 2-1:** Ubicación de la Cuenca del Salado

Siendo tan extensa, la cuenca del Salado no es homogénea. De hecho, puede considerarse dividida en tres distintas regiones hídricas: la región Salado – Vallimanca – Las Flores (99.000 km<sup>2</sup>), la región Noroeste (66.000 km<sup>2</sup>) y la región de las Lagunas Encadenadas (11.000 km<sup>2</sup>). De estas, solo la primera drena directamente hacia el río Salado. Hasta recientemente la región Encadenada del Oeste no escurría hacia el Río Salado, sino que

constituía un sistema endorreico cerrado, cuya punto de concentración era el Lago Epecuén. Actualmente dicho sistema se encuentra conectado a la cuenca del Salado por un conjunto de canales y estaciones de bombeo (Halcrow & Partners, 1999).

La región Noroeste no posee un sistema natural de drenaje superficial bien desarrollado. No obstante, se han excavado en ella varios canales de drenaje, entre los que se destaca el Jauretche-Mercante-República de Italia, construido para conectar el complejo Lagunar Hinojo-Las Tunas al río Salado (Halcrow & Partners, 1999). Dada la escasez de una buena red de drenaje, y que la zona presenta las más bajas pendientes de la cuenca, la región Noroeste presenta las más marcadas características de cuenca de llanura.

La subcuenca de estudio en el presente trabajo corresponde a la parte norte de esta región Noroeste, aguas arriba de la ciudad de Junín, donde se encuentran las nacientes del río Salado. Esta zona fue denominada en los últimos años como subregión A1. En la **Figura 2-2** se presenta un esquema de la cuenca, con sus regiones y cursos de agua, y de la subcuenca en cuestión.



**Figura 2-2:** Cuenca del Salado

La cuenca del río Salado se caracteriza por sufrir, en forma periódica y frecuente, inundaciones más o menos prolongadas, alternadas con algunos períodos de sequía. Esta alternancia de condiciones extremas fue observada en la cuenca desde la colonización, y fue cobrando gradualmente ribetes catastróficos a medida que la región se fue transformando un polo de intensa actividad agrícola y ganadera. Desde entonces, el rendimiento

económico de esta importante región agropecuaria ha estado limitado por las condiciones hídricas (Halcrow & Partners, 1999).

En las crónicas de la Conquista, Actas de Cabildo y relatos de viajeros se destaca en general la sequía del clima pampeano. Al sur del Salado se lo denomina a menudo como “El Desierto”, no solo por la falta de población sino también por la falta de agua superficial en los extensos períodos de sequía, que provocaba gran mortandad de hacienda (Sallies, 1999). Las inundaciones probablemente no eran consideradas como desastres, dado el escaso desarrollo agrícola.

Moncaut y Posadas reconstruyeron la cronología de las inundaciones desde mediados del siglo XIX. Estos encontraron registros de inundaciones en la cuenca en los años 1854, 1857, 1874, 1877 y 1883 (Herzer, 2003), intercalados con varios periodos cortos de sequía.

Ya Florentino Ameghino, antropólogo y paleontólogo, escribía acerca de esta sucesión en 1884, en su famoso libro *Las Secas y las Inundaciones en la Provincia de Buenos Aires*. En esta publicación, el autor realiza por primera vez un intento de enfoque comprensivo de la problemática hídrica de la cuenca, que posee estas dos caras alternadas. Al hacerlo, se opone a la opinión generalizada de época (que aún se conserva en cierto grado), de que las inundaciones son un problema aislado que puede ser resuelto mediante la construcción a gran escala de canales de desagüe. Ameghino, en cambio, propone la construcción de reservorios, para almacenar los excedentes producidos en tiempos de inundaciones, para luego aprovecharlos durante las sequías (Ameghino, 1884). El almacenamiento en superficie de agua de bebida para el ganado era considerado vital, ya que en esta época recién empezaban a introducirse en la cuenca los molinos de viento, como forma de dar de beber al ganado a partir de agua subterránea (Sallies, 1999).

No obstante, el proceso de construcción de canales continuó y se intensificó a comienzos del siglo XX. En un principio, el programa de construcción se concentró en el área ubicada al sur del Río Salado y al este del Arroyo Las Flores, con el objetivo principal de evitar que el aporte de los arroyos provenientes de las Sierras de Tandil llegase a la Zona Deprimida del Salado. En los años siguientes, se construyeron otros canales en diversas regiones de la cuenca, en general, para acelerar la evacuación hacia el mar (Halcrow & Partners, 1999).

A pesar de los esfuerzos realizados para favorecer el drenaje de los excedentes, las inundaciones siguieron produciéndose en los años 1886, 1910, 1913, 1914, y 1919. Todas estas corresponden a un ciclo húmedo que abarcó el final del siglo XIX y el principio del XX

Durante las tres décadas siguiente, entre 1930 y 1957, se registró al contrario un período de sequía muy prolongado. Este provocó que se secaran diversos reservorios y se redujera la actividad agrícola en la zona semi-árida del oeste (Herzer, 2003).

Concluido el período de sequía, en las últimas tres décadas del siglo XX se inició nuevamente un período más húmedo y un aumento en la frecuencia de los eventos de inundación y anegamiento afectando en forma generalizada a toda la región del Salado, con las consecuentes importantes pérdidas de producción en el sector agropecuario (Halcrow & Partners, 1999). Los mayores picos de inundación durante ese período se produjeron en los años 1980, 1991–93, y 2000–01 (Herzer, 2003), aunque hubo eventos menores en 1977, 1978, 1985, 1986, 1992 y 1998, en general confinados a cierta porción de la cuenca (Sallies, 1999).

Durante este último lapso de inundaciones puede observarse fehacientemente la íntima relación existente entre la alternancia de épocas de inundaciones y sequías y los períodos

relativamente más húmedos y más secos observados en el régimen pluviométrico de la cuenca. Estos registros, de poco más de cien años, no muestran sin embargo ciclos climáticos regulares (Sallies, 1999). Desde 1970, las precipitaciones totales anuales se incrementaron en la franja oeste de la Provincia de Buenos Aires de 600-700 milímetros a alrededor de 1000-1100 milímetros (Herzer, 2003). Durante el presente estudio se verá como ese aumento de precipitaciones produjo un gradual ascenso de la napa freática, que puso el sistema al borde del colapso hacia finales de siglo.

Como respuesta a las inundaciones de los '80 y '90, se encararon en la cuenca diversas intervenciones inmediatas, sobre todo en la Región Noroeste y en la Región de las Lagunas Encadenadas del Oeste. En la primera región, se construyó un sistema de canales entre la Laguna El Hinojo/Las Tunas y el Río Salado a fin de drenar gran parte del área. En la segunda región, se implementó un programa de obras para proveer mayor control sobre los niveles de las lagunas y, mediante una estación de bombeo y canales aliviadores, drenar la cuenca hacia la del Arroyo Vallimanca invirtiendo el sentido natural del escurrimiento. Asimismo, se desarrollaron sistemas de drenaje secundarios en el Noroeste y en los valles del A° Vallimanca y el A° Las Flores (Halcrow & Partners, 1999).

En los últimos años de la década del '90 se encargó a Halcrow & Partners la realización del *Plan Maestro Integral de la Cuenca del Salado* (PMI), concluido en 1999. El objetivo era realizar por primera vez una planificación integrada a escala de cuenca de posibles medidas para paliar los problemas hídricos de la misma. Este estudio fue el primero en basarse en herramientas de modelación matemática para el diagnóstico de la situación hídrica y la evaluación de posibles alternativas de solución. En el estudio se plantearon distintas medidas estructurales, consistentes básicamente en la excavación de nuevos canales de drenaje y la ampliación de los existentes, la generación de reservorios en lagunas existentes (hasta cierto punto en línea con las ideas de Ameghino) y la construcción de diversas obras de control.

No obstante, pocas de estas obras propuestas fueron estudiadas posteriormente en etapa de factibilidad, y llevadas a la práctica. Sí se encaró el dragado del río Salado, comenzando desde su desembocadura, que aún no ha sido concluido, a fin de aumentar su capacidad de conducción. También se emprendió la canalización de la cañada de Las Horquetas en la subregión A1 y la construcción de obras de control y restitución en la laguna de Mar Chiquita, cerca de la localidad de Junín y en la Laguna La Salada, en el partido de General Pinto.

En el año 2005, el Ministerio de Asuntos Agrarios de la Provincia de Buenos Aires y la Dirección Provincial de Saneamiento y Obras Hidráulicas encargó a la Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Avellaneda, el *Plan de Desarrollo Integral del Río Salado: Estudio de Impacto Ambiental, Social y Territorial* (en adelante PDIRS). El mismo tuvo como objetivo realizar un diagnóstico sobre las causas y los efectos de las inundaciones en la cuenca, el análisis y actualización de las conclusiones del PMI, la evaluación de las obras en construcción y de las nuevas obras planificadas y el desarrollo de nuevas alternativas de drenaje. En este estudio se utilizó por primera vez un modelo hidrológico distribuido para el diagnóstico y la toma de decisiones. El presente trabajo se basa en la metodología desarrollada para este último estudio, en el que participó este tesista.



**Figura 2-3:** Inundación de los bajos en las proximidades de Villa Sauce (1985)



**Figura 2-4:** Corte de la ruta 226 para aliviar los desbordes del Arroyo Vallimanca (1985)

Las inundaciones en la cuenca del Salado no solo afectan la zona rural. Al contrario, la inundación de zonas urbanas ha sido, y continúa siendo, un problema recurrente. Las causas son variadas: el desborde de alguna laguna cercana, las crecientes y consecuentes desbordes en los ríos, o la escorrentía superficial proveniente de cuenca arriba. En todos

los casos, la duración de las inundaciones en los cursos receptores de los sistemas pluviales tiende a ser larga y, por lo tanto, suele requerirse del bombeo para el drenaje pluvial interno de las áreas urbanas. En la mayoría de las ciudades afectadas se han implementado obras de protección contra posibles desbordes. Sin embargo, ciudades importantes como Azul, Tandil y Olavarría, aún no disponen de adecuada protección. En los esquemas que se han implementado, la operación y el mantenimiento de las unidades de bombeo han sido inadecuados, hasta el punto de que muchas están fuera de servicio (Halcrow & Partners, 1999).

Un caso particular de inundación urbana en la cuenca es el de la ciudad de Villa Epecuén. Esta se encontraba ubicada a la orilla de la laguna homónima, la más baja de las Lagunas Encadenadas, que constituye naturalmente el punto de concentración de una subcuenca endorreica. Los niveles de la laguna ascendieron en 1985, cubriendo por completo la ciudad, que debió ser evacuada permanentemente. La crecida de 1985 de las Lagunas Encadenadas fue potenciada por la construcción del canal Ameghino<sup>1</sup>, concluida en 1975, que se realizó con el objeto de paliar el efecto que la sequía estaba produciendo sobre los niveles de las mismas (UTN-FRA, 2007; Badano et al., 2008). En el canal no se habían construido las obras de control previstas en el proyecto original de IATASA (Laspiur, 2005).



**Figura 2-5:** Inundación de la ciudad de Villa Epecuén (1985)

---

<sup>1</sup> Irónicamente, el canal fue bautizado con el nombre de Florentino Ameghino, quien como hemos visto, fue uno de los primeros técnicos en poner reparos a la canalización indiscriminada de la cuenca.



**Figura 2-6:** Inundación de la ciudad de Olavarría (1985)



## Capítulo 3: Geomorfología e hidrología de las cuencas de llanura

---

### 3.1 Definición de llanura, su origen y su clasificación

La utilización del término “llanura”, si bien muy habitual en muchas disciplinas de la ciencia e incluso en el lenguaje coloquial, no suele acompañarse de una definición rigurosa. En el contexto de las ciencias naturales, suele utilizarse para designar aquellas extensiones de terreno con pequeños desniveles topográficos (Mescherikov, 1968). En el ámbito geográfico, en cambio, suelen designarse llanuras a aquellas zonas con poca elevación respecto del nivel del mar, independientemente de sus relieves propios.

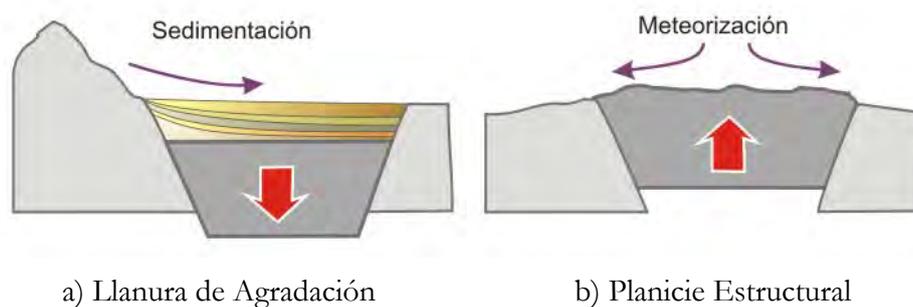
A los fines de este trabajo, y desde el punto de vista geomorfológico, es útil la definición de llanura aportada por Iriondo (1986): “una llanura es un área de la superficie de la Tierra con relieve general pequeño o nulo, donde los elementos topográficos locales son más significativos para la dinámica del ambiente que la pendiente regional”.

Las llanuras son superficies donde los procesos morfogenéticos tienden a crear geoformas locales, como por ejemplo dunas de arena, albardones, dolinas, bajos, etc. Al existir pendientes generales de terreno suficientemente pequeñas, estas formas locales también ejercen una influencia primaria sobre los procesos hidrológicos y de formación del paisaje dentro de la llanura, a pesar de su reducido tamaño.

Una primera distinción puede hacerse en función del mecanismo tectónico que da origen a una llanura (Thornbury, 1954; Iriondo, 1986). Las llanuras se originan a partir de movimientos tectónicos epirogénicos, que son aquellos desplazamientos verticales que afectan una extensión considerable de la corteza terrestre, pero no causan sin embargo deformaciones apreciables. De acuerdo al sentido de dichos desplazamientos, las llanuras pueden clasificarse en llanuras de agradación y planicies estructurales, según tengan tendencia al hundimiento o a la elevación respectivamente. Estos mecanismos se ilustran en la **Figura 3-1**. En las primeras, un descenso tectónico de la zona respecto el entorno permite la sedimentación generalizada de material de zonas aledañas. Por esa causa son

llamadas también llanuras sedimentarias (Halcrow & Partners, 1999). Tienden naturalmente a estar constituidas por material suelto, lo que produce una permeabilidad elevada. Dado que la sedimentación se produce principalmente por procesos relacionados con el viento y las corrientes de agua producidas por las precipitaciones, las características resultantes en la llanura están determinadas mayormente por factores climáticos (Iriondo, 1986).

En cuanto a las llamadas planicies estructurales, el proceso morfogénico principal es la meteorización de la plataforma de roca elevada por causas tectónicas. En este caso, además de las características climáticas, son determinantes las características de la roca preexistente (Iriondo, 1986).



**Figura 3-1:** Llanuras de agradación y planicies estructurales (adaptada de Iriondo, 1987)

Debido a la baja energía morfogenética, que deriva del escaso relieve generado por los movimientos epirogénicos, las llanuras se caracterizan por (Auge y Hernández, 1983):

- Monotonía geológica superficial.
- Escasa deformación tectónica, situación que se acentúa en las entidades más modernas, y se traduce en una posición estratigráfica dominante de tipo subhorizontal.
- Predominancia de sedimentos finos y medianos sobre gruesos. Los limos y las arcillas predominan sobre las arenas y estas sobre las gravas y rodados.
- Continuidad y extensión areal considerable de las entidades geológicas.

En cuanto a las llanuras de agradación, puede distinguirse un segundo nivel de clasificación, dependiendo de los mecanismos específicos de sedimentación que dan origen a cada porción de las mismas. En este contexto, siguiendo la clasificación de Iriondo (1986), las llanuras de agradación pueden ser eólicas, glaciales, lacustres, aluviales o litorales:

- Las llanuras eólicas se constituyen a partir de sedimentos medianos y finos acarreados por el viento en climas áridos y semiáridos. Su dinámica depende del régimen de vientos y de la humedad relativa del ambiente. Existen dos divisiones marcadas dentro de las llanuras eólicas: las llanuras de arena y las llanuras de loess.
  - Las llanuras de arena se producen por la acumulación de sedimentos transportados por arrastre y saltación. Ocurren en climas áridos o donde existen condiciones locales de aridez. Se caracterizan por la existencia de dunas de distintos tipos.
  - Las llanuras de loess están originadas por acumulación de polvo transportado en suspensión por el viento y depositado en forma de manto en regiones de

clima semiárido. Esta forma de sedimentación no genera geoformas propias sino que reproduce las irregularidades topográficas subyacentes. Están constituidas en una alta proporción por limos gruesos, con poca cantidad de materiales de otras granulometrías.

- Las llanuras glaciales son formadas por sedimentos transportados y depositados por el hielo. Están formadas por depósitos heterogéneos, que constituyen formas variadas, con un relieve pronunciado. Pueden dividirse en llanuras de till y de acarreo glacial.
- Las llanuras lacustres se forman a partir de sedimentos depositados en cuerpos de agua, incluyendo lagos, lagunas, pantanos y salinas. Se constituyen de sedimentos finos y muy finos, generalmente estratificados en capas delgadas. Son llanuras extremadamente planas, sin relieves locales. Pueden clasificarse en llanuras lacustres clásticas, salinas y llanuras palustres.
- Las llanuras aluviales se forman a partir de sedimentos transportados y depositados por corrientes fluviales. Son frecuentes en climas húmedos y semiáridos, donde la precipitación es suficientemente elevada para producir escorrentías de cierta magnitud. Los procesos actuantes tienden a producir un relieve local poco pronunciado, incluyendo cauces, albardones y derrames. Pueden distinguirse dos tipos principales: las fajas aluviales y los abanicos aluviales.
  - Las fajas aluviales son superficies largas y estrechas, dentro de las cuales divaga una corriente fluvial, labrando sus formas sobre sus propios sedimentos. Es necesario para su formación la presencia de bloques tectónicos basculados, que mantengan el río en una estrecha franja e impidiéndole cambiar de dirección.
  - Los abanicos aluviales se forman a partir de una corriente de agua que pasa de estar confinada a divagar libremente, produciendo un abanico de sedimentos, como cauces abandonados, lóbulos de derrame, áreas de bañados, etc, producto de los sucesivos cambios de dirección del curso. Los sedimentos en los abanicos son más heterogéneos que en el caso de las fajas.
- Las llanuras litorales aparecen en la zona de contacto entre el océano y los continentes. Están constituidas en su mayor parte por sedimentos medianos. Sus geoformas típicas son las playas, los canales de marea y los deltas, entre otros. Pueden clasificarse en llanuras de oleaje, llanuras de marea y deltas.

En la **Figura 3-2** se presenta la clasificación precedente de manera esquemática.

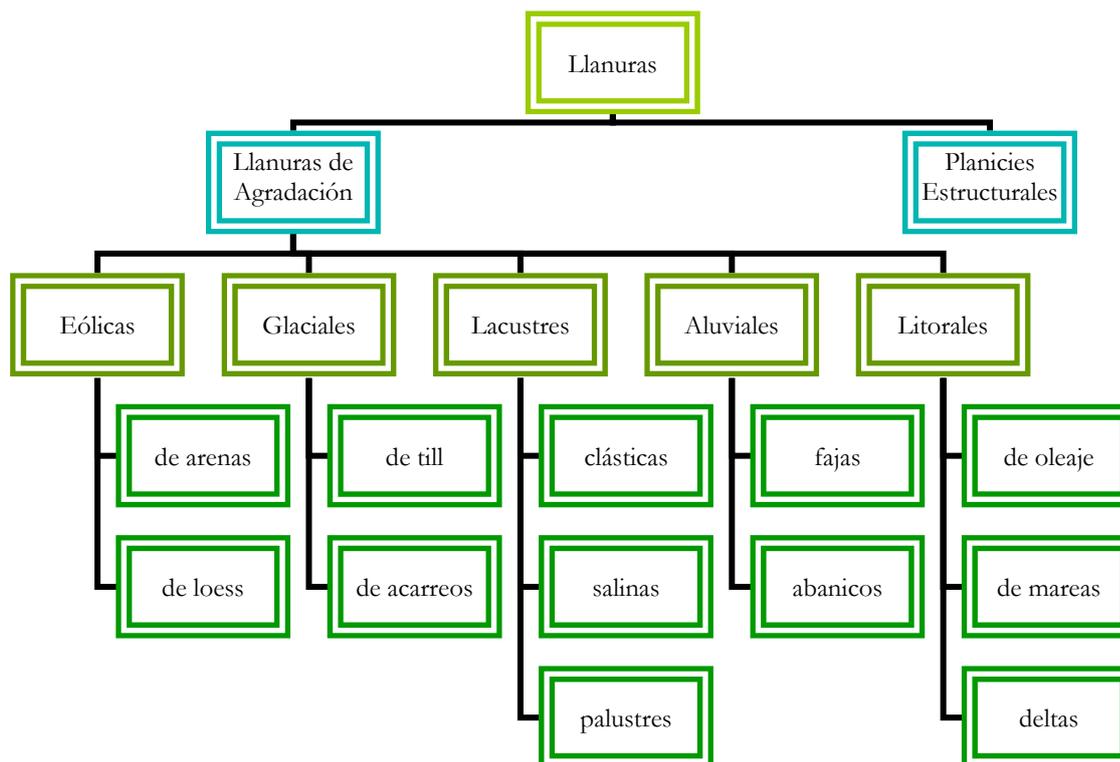


Figura 3-2: Clasificación de llanuras (adaptada de Iriondo, 1987)

### 3.2 Comportamiento Hidrológico de las llanuras de agradación

Como consecuencia de sus características geomorfológicas, las cuencas de llanura presentan una serie de particularidades hidrológicas que les dan rasgos distintivos, y a la vez complican su evaluación a través de los métodos de la hidrología clásica. A continuación se discuten brevemente algunas de estas.

En primer lugar, la escasa pendiente de las cuencas de llanura solo permite que se desarrollen gradientes hidráulicos subterráneos, subsuperficiales y superficiales extremadamente bajos. Como resultado, el flujo horizontal del agua en el suelo es muy lento. El agua que se infiltra en el terreno tiende a ser incapaz de escurrir horizontalmente, acumulándose hasta alcanzar un equilibrio entre la infiltración a través de la zona vadosa y la evapotranspiración. El balance de agua en el suelo es por lo tanto principalmente vertical. (Fuschini Mejía, 1994).

Las propiedades del suelo no saturado son determinantes en la conformación de dicho equilibrio. Estas no solo controlan la capacidad de infiltración durante un evento de precipitación, sino también la tasa con que el agua evapotranspirada desde las capas superiores del suelo puede ser repuesta por succión desde la napa freática, lo que determina la magnitud de la evapotranspiración real que puede producirse en condiciones de humedad del suelo relativamente baja (Nirjhar Shah, 2007). En efecto, al reducirse por evapotranspiración la humedad en las capas superiores del suelo los meniscos se retraen, disminuyendo la presión del agua presente en la matriz de suelo, lo que genera un gradiente de energía que produce un flujo de agua ascendente. En cuencas de llanura, este efecto es el principal responsable del descenso freático, dada la mencionada lentitud del flujo

horizontal en la zona saturada. La correcta evaluación del escurrimiento en la zona no saturada es por lo tanto clave para la resolución de la dinámica del sistema.

Dado que el balance es vertical, la evapotranspiración es un mecanismo fundamental en la evolución del nivel freático. Por su influencia sobre la misma, cobra mucha importancia la existencia y características de la cobertura vegetal, capaz de extraer a través de sus raíces agua del suelo desde una profundidad en general mayor a la que es capaz de alcanzar la evaporación directa. De esta manera, la evapotranspiración puede producirse a tasa cercana a la potencial aún en condiciones en que no existe humedad suficiente en la capa más inmediatamente superior del suelo. La existencia de vegetación aumenta así la extracción de agua desde la zona no saturada. De esta forma, en cuencas extremadamente planas, los agroecosistemas pueden influir significativamente en la evolución de los niveles freáticos (Nirjhar Shah, 2007; Leduc et al., 2001; Zhang y Schilling, 2006).

Dado que el mecanismo de descarga de la napa es principalmente por evapotranspiración, en general las cuencas de llanura se caracterizan por la presencia de la superficie freática a poca profundidad. Esto produce un abundante intercambio de agua y sales entre el agua subterránea y la superficie (Jobbagy y Santoni, 2006).

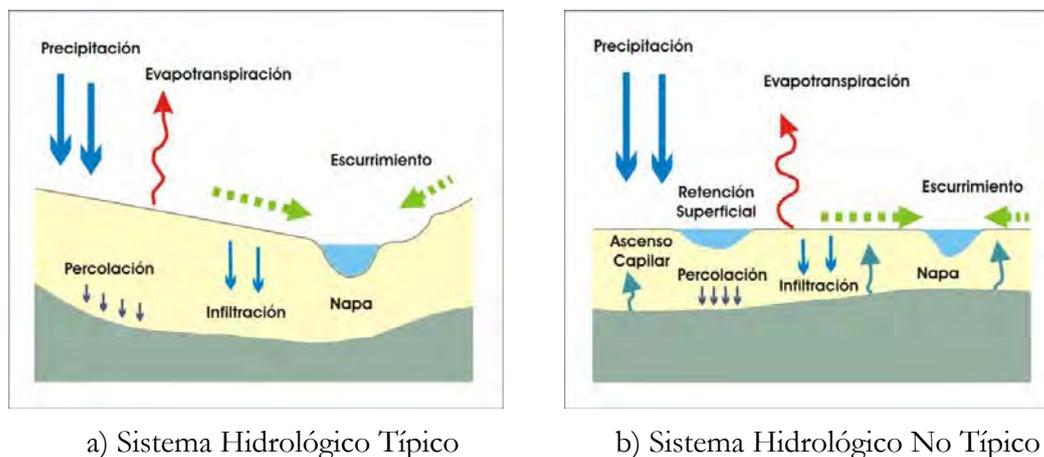
En condiciones normales, la escorrentía en cuencas de llanura es muy pequeña respecto de la evaporación y la infiltración (Iriando, 1986; Durán, 2002). La afluencia de agua superficial a los cauces es relativamente baja, ya que ésta debe sortear las geoformas locales, que a menudo condicionan más el escurrimiento que las pendientes regionales. Por otro lado, las escasas pendientes topográficas no permiten que se desarrollen gradientes hidráulicos subterráneos suficientemente elevados como para producir un elevado aporte subterráneo al caudal en los cauces. Por estas razones el flujo en los cauces es esporádico, y estos no suelen contar con un caudal de base permanente.

Asociado a este fenómeno de balance vertical, en las cuencas de llanura se da, en general, una marcada dependencia de la respuesta de la escorrentía al estado de humedad de la cuenca (Sallies, 1999), en especial a la condición imperante del agua subterránea. Si bien los procesos dominantes son, en general, la evaporación y la infiltración, cuando el nivel freático alcanza niveles cercanos a los del terreno, la capacidad de infiltrar se reduce enormemente, por lo que pueden aparecer grandes excedentes superficiales en ocasión de precipitaciones incluso moderadas. Como resultado es difícil establecer relaciones simples entre la precipitación y el escurrimiento para cuencas de llanura (Sallies, 1999).

Una vez que se producen excedentes superficiales, incluso la misma dirección del escurrimiento es incierta. En cuencas de muy baja pendiente, las cuencas y subcuencas son difíciles de determinar a partir de relevamientos topográficos, y sus límites no son nítidos (Sallies, 1999). En épocas de inundaciones, especialmente cuando llegan a acumularse grandes volúmenes de agua en ciertas zonas, la misma puede desbordar por sobre las divisorias de aguas poco definidas, produciéndose alternadamente trasvases en una dirección o en otra entre subcuencas próximas (Giraut, 2006). De hecho, el concepto mismo de cuenca, tradicionalmente definida en hidrología como la extensión de tierra cuyos excedentes hídricos drenan siempre por un determinado punto (Chow, 1994), es solo parcialmente aplicable en terrenos de esta naturaleza; dependiendo de la condición imperante, los excedentes que se producen en determinada zona pueden tener destinos distintos.

Por todo esto, los sistemas con estas características se denominan en ocasiones “Sistemas Hidrológicos No Típicos” (Fertonani y Prendes, 1983; Giraut, 2006; Sallies, 1999) o bien “Regiones Hídricas Superficiales”. Ferreiro (1983) define: “Una región hídrica es un

territorio geográfico caracterizado por un tipo de escurrimiento hídrico superficial homogéneo a través del cual es impracticable la delimitación de cuencas o subcuencas hídricas superficiales a la escala de trabajo encarado”. El término *cuenca*, no obstante, se sigue utilizando en la práctica, sobre todo para referirse a las regiones hídricas extensas delimitadas por divisorias más marcadas.



**Figura 3-3:** Comparación de sistemas hidrológicos Típicos y No Típicos (adaptada de Sallies, 1999)

La escasa pendiente regional del terreno también producen bajas velocidades de escurrimiento superficial. A su vez, esas bajas velocidades implican un escaso poder erosivo de la corriente de agua (Sallies, 1999), por que los cauces se forman de manera muy lenta. Esta afirmación es especialmente cierta en los casos en que el sedimento en superficie es relativamente grueso, como en el caso de las arenas. El período necesario para que pueda generarse una red de drenaje con componentes lineales organizados y jerarquizados depende entonces del tipo de sustrato.

En cuencas de llanura, en general las redes hidrográficas están mal desarrolladas y son poco eficientes (Iriando, 1986). Ante la inexistencia de una red de drenaje densa, el flujo superficial de agua en cuencas mal desarrolladas es principalmente mantiforme, conformando una estructura de disipación (Fertonani y Prendes, 1983).

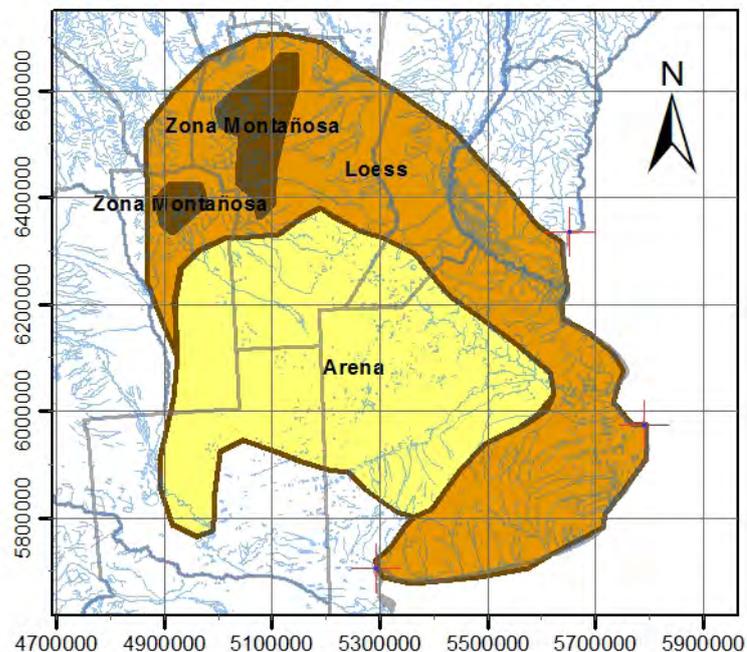
Como se mencionó anteriormente, una complicación adicional en el estudio de cuencas de muy bajas pendientes regionales surge de la propia definición de llanura. Por definición, en las llanuras resultan más relevantes a los fines hidrológicos las características topográficas locales que las pendientes regionales (Iriando, 1986). Esto origina la necesidad de contemplar las alteraciones que estas geoformas locales producen sobre el balance hídrico, independientemente de la escala de resolución a la que se pretenda encarar el análisis hidrológico. En efecto, formas de pequeña escala pueden producir efectos hidrológicos de gran escala.

En la sección siguiente se verán cuales son las geoformas locales de importancia presentes en la zona de estudio.

### 3.3 Geomorfología de la Pampa Húmeda en la Cuenca del Salado

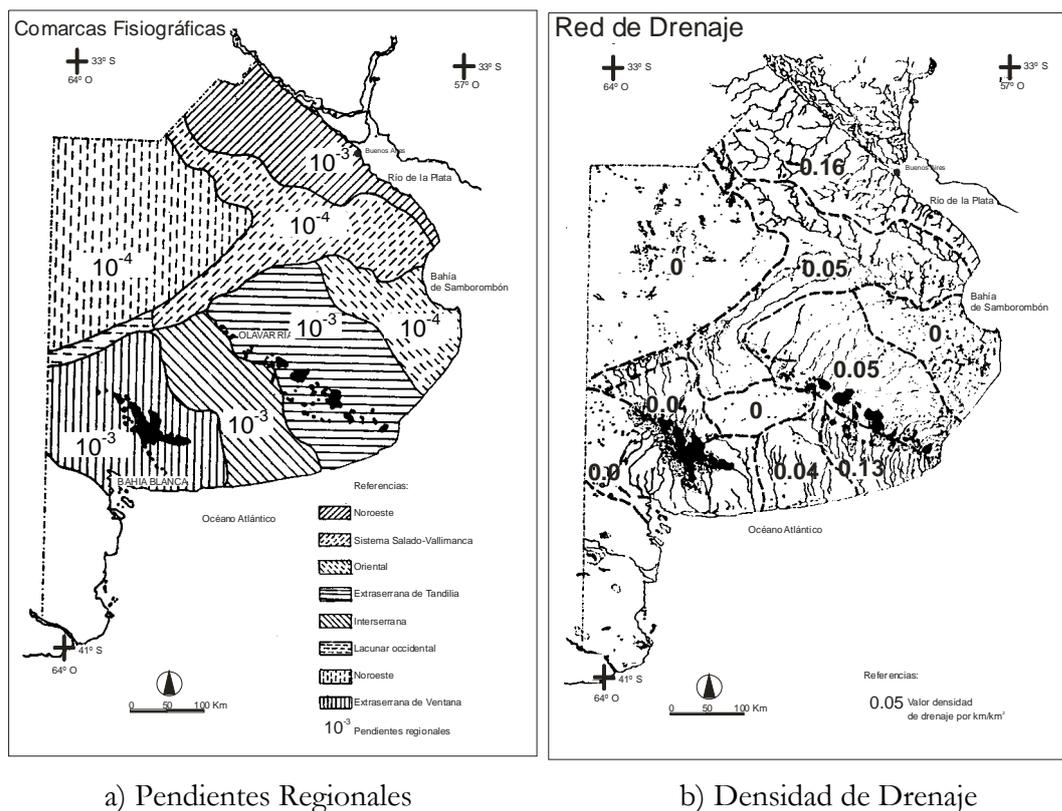
#### 3.3.1 Características geomorfológicas generales

La cuenca del río Salado se enmarca dentro de una gran llanura en que se ven claramente todas las particularidades mencionadas anteriormente. La gran llanura Chaco-pampeana, a la cual pertenece la mayor parte de la Provincia de Buenos Aires, está directamente vinculada a la evolución de regiones de hundimiento de la sección superior de la corteza terrestre (Halcrow & Partners, 1999). Es, por lo tanto, una gran llanura de agradación, construida principalmente por sedimentos de origen eólico. La zona sur de la llanura Chaco-pampeana se denomina llanura Pampeana. Esta zona está formada superficialmente por un mar de arena, rodeado por un cinturón ancho de loess (Iriondo y Paira, 2007), como se muestra en la **Figura 3-4**.



**Figura 3-4:** Llanura Pampeana y su composición (adaptada de Iriondo y Paira, 2007)

La llanura Pampeana, debido a su origen sedimentario, se caracteriza por poseer un relieve sumamente suave, con pendientes regionales de entre 1:5.000 y 1:10.000. Exceptuando la zona en que la llanura se ve cortada al sur por las sierras de Tandilia y Ventania, la mayor parte de la misma, en la Provincia de Buenos Aires, se encuentra a menos 100 m sobre el nivel del mar (Halcrow & Partners, 1999). En la **Figura 3-5a** se presenta una zonificación de las pendientes regionales típicas en la Provincia de Buenos Aires (Sala et al., 1983).



**Figura 3-5:** Pendientes regionales y densidad de drenaje en la provincia de Buenos Aires (Sala et al., 1983)

En particular, dentro de la llanura pampeana se encuadra la cuenca del río Salado, una porción de la cual se estudia en este trabajo. La misma presenta todas las características antes mencionadas: escasa pendiente, balance principalmente vertical, profundidad freática escasa, etc

En cuanto a la influencia de las geformas locales, el principal efecto en la cuenca del Salado es el producido por las cubetas de deflación, comúnmente denominadas “bajos”, que existen numerosamente en la mayor parte de la misma. Estas son relativamente recientes, desde el punto de vista geológico, datando del pleistoceno medio (entre 780.000 y 130.000 años atrás), período durante el cual, en condiciones áridas, fueron formadas por la acción deflacionaria eólica (Fidalgo, 1983) Posteriormente a su formación, se ha producido en la región un aumento considerable de la humedad, fruto de mayores precipitaciones. Las cubetas se han conservado con relativamente pocas alteraciones debido principalmente a dos fenómenos:

- Fruto de las exiguas pendientes, el poder erosivo del escurrimiento es muy bajo. El agua difícilmente puede erosionar los bordes de las hoyas, incluso cuando se llenan totalmente y rebosan.
- Igualmente, debido a las bajas velocidades de flujo, unidas a la abundante cobertura vegetal existente (fruto del mencionado cambio climático ocurrido en la cuenca), el agua transporta en su escurrimiento escasos sedimentos, lo que previene su colmatación de los bajos.

Por otro lado, el sistema de drenaje de la cuenca del Salado no se ha ajustado aún al régimen actual de clima y esorrentía. La mayoría de los ríos y arroyos no han desarrollado las propiedades geométricas de un sistema estable, ni en términos de sección transversal ni de perfiles longitudinales, por lo que, como ocurre en muchas cuencas de llanura, la densidad de cursos es muy baja ( $\text{Km}/\text{Km}^2$ ). Esto es especialmente cierto en la zona de la cuenca ubicada en la Pampa Arenosa (ver más abajo), donde se sitúa la mencionada región Noroeste, dado el mayor tamaño de los sedimentos en superficie. La densidad de cursos de drenaje en la provincia de Buenos Aires puede observarse en la **Figura 3-5b**. El mal desarrollo de la red de cauces en la cuenca es uno de los factores que contribuyen a la ocurrencia de inundaciones generalizadas y prolongadas (Halcrow & Partners, 1999).

Como en la cuenca del Salado existen pocos cauces definidos y muchas depresiones sin drenaje, la mayor parte de los excedentes fluye primero hacia la cubeta más cercana, independientemente de las pendientes regionales existentes. Como consecuencia, las cubetas almacenan gran parte de los excedentes, impidiendo su escurrimiento cuenca abajo. Por lo tanto, la existencia de cubetas tiene a escala de cuenca un importante efecto de almacenamiento, ya que estas retienen gran parte de los excedentes.

El escurrimiento de los excedentes cuenca abajo se hace posible generalizadamente cuando las cubetas comienzan a colmarse de agua, al menos en alguna zona. En esas condiciones, generalmente producidas por períodos de alta pluviosidad que conducen un ascenso freático, los arroyos y cañadas pueden tener caudales importantes, permaneciendo virtualmente secos el resto del tiempo.

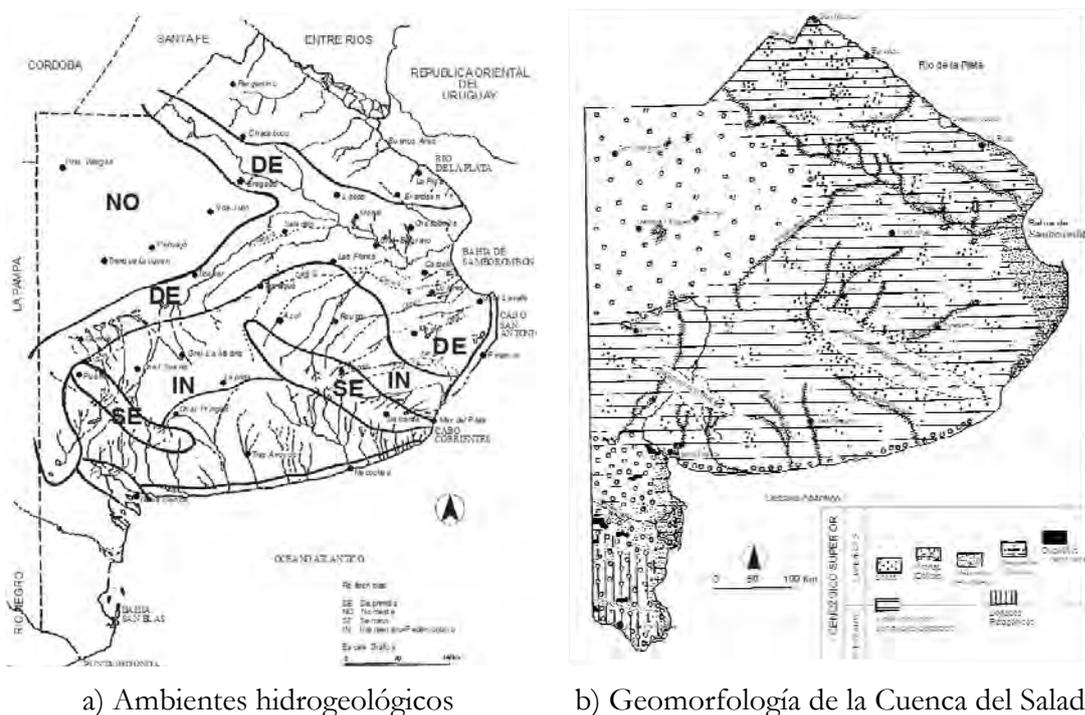
Luego de grandes eventos de precipitación, el agua tiende a permanecer almacenada en las cubetas hasta infiltrar o evaporarse. En particular, si el nivel freático imperante es alto (lo que suele suceder en los casos en que se produjeron excedentes importantes, ya que ese es el mecanismo que los produce), las cubetas solo pueden vaciarse por evapotranspiración, lo que puede requerir un tiempo considerable. Además, tiende a producirse en ese caso la salinización de los suelos en las cubetas, ya que el agua que allí se almacena hasta evaporarse arrastra sales desde las zonas vecinas. Ambos efectos son muy perjudiciales para la explotación económica de los terrenos.

Además de las hoyas de deflación, los procesos eólicos con vientos sostenidos del NO, O, y SO han producido dunas, sobre todo en la zona noroeste de la cuenca del Salado (Halcrow & Partners, 1999). Estas dunas representan un obstáculo adicional para el escurrimiento de los excedentes superficiales, formando, al igual que las cubetas, áreas de almacenamiento. Este es otro ejemplo de cómo las geoformas locales influyen en la hidrología general de la cuenca del Salado.

Otras geoformas locales, en este caso antrópicas, que pueden tener efectos hidrológicos importantes en la cuenca del Salado son las obras civiles, especialmente las viales y ferroviarias. Estas representan verdaderas barreras para el escurrimiento superficial en cuencas de llanura. Este fenómeno se agudiza debido a que, a menudo, se proyectan puentes y alcantarillas insuficientes a lo largo del trazado de dichas obras (Sallies, 1999). La inexistencia de cauces definidos, lo esporádico del flujo y su escasa violencia, explican la falsa percepción de que dichas obras de arte son prescindibles.

### 3.3.2 Hidrogeología

Antes de encarar la descripción de las particularidades geomorfológicas superficiales de las distintas regiones de la cuenca del Salado, es conveniente realizar una breve reseña de las capas geológicas subyacentes, y su comportamiento desde el punto de vista hidrogeológico. A este fin es útil la división regional presentada en el Plan Maestro Integral de la Cuenca del Salado (Halcrow & Partners, 1999), que se muestra en la **Figura 3-6**. Esta divide la cuenca en cuatro ambientes hidrogeológicos: Noroeste, Deprimido, Serrano e Interserrano. Tanto los dos primeros como los dos últimos presentan numerosas características comunes entre sí, por lo que a continuación se tratarán juntos.



**Figura 3-6:** Ambientes hidrogeológicos (Halcrow & Partners, 1999) y geomorfología de la Cuenca del Salado en la Provincia de Buenos Aires (Auge y Francesco, 1997)

#### 3.3.2.1 Zona Deprimida y Noroeste

Estas dos zonas revisten el máximo interés, ya que abarcan la mayor parte de la cuenca del Salado. Por otro lado, la región de estudio del presente trabajo se encuentra íntegramente comprendida dentro de las mismas. A continuación se describen las características de los distintos estratos que las componen, ordenados desde la profundidad hacia la superficie (Halcrow & Partners, 1999):

- **Basamento hidrogeológico:** Está formado por roca carente prácticamente de porosidad y permeabilidad. En la zona de la cuenca su techo se encuentra a profundidades de entre 200 y 6000 m, aflorando en las sierras de Tandil.
- **Formaciones del Cretáceo y el Terciario inferior:** Son las formaciones Río Salado, General Belgrano (Cretásico) y Las Chilchas (Terciario). Las dos primeras están integradas principalmente por areniscas. Su techo se encuentra a aproximadamente 2000 m de la superficie en el centro de la cuenca, y su espesor disminuye hasta

desaparecer hacia los bordes NE y SO de la misma. Su comportamiento es probablemente acuífero. En cuanto a la formación Las Chilchas, su espesor puede superar los 1000 m. Está compuesta por limolitas de origen marino. Su comportamiento es probablemente acuicludo.

- **Formación Olivos:** También denominada El Rojo, está formada por areniscas y arcillas rojas. En algunas zonas reemplaza las formaciones antes descriptas y se apoya directamente sobre el basamento cristalino, especialmente en la zona de la ciudad de Buenos Aires, La Plata y el delta del Paraná, aunque en la mayor parte su extensión se ubica entre la formación Las Chilchas y la Paraná, abarcando una gran parte de la llanura Chaco-pampeana. Cronológicamente pertenece al período Mioceno inferior. Es de origen fluvial y lacustre. Hidráulicamente se comporta como un acuífero en la parte inferior y un acuicludo en la superior. Su espesor varía entre 80 y 400 m.
- **Formación Paraná:** Se denomina en ocasiones Paraniense o Mioceno Verde. Corresponde a la época Miocena. Abarca casi toda la Provincia de Buenos Aires, con excepción de las sierras de Tandil y de la Ventana y la región interserrana, y gran parte de la llanura Chaco-pampeana. Su espesor varía entre 10 y 900 m. Está formada por una sucesión de arcillas verdosas sobre una capa de arenas. La parte arenosa inferior se comporta como un acuífero de elevada salinidad (superior en general a 10 g/l) (Hernández et al., 1975), mientras que la sección arcillosa superior se comporta como acuicluda. Desde un punto de vista práctico, esta capa arcillosa actúa como base impermeable, dificultando notoriamente el flujo vertical desde o hacia los estratos superiores. Debido a esto, y a la elevada salinidad que caracteriza la formación, a menudo se considera su techo como el sustrato del sistema hidrogeológico activo (Halcrow & Partners, 1999).
- **Araucano y Arenas Puelches.** Son dos unidades geológicas sincrónicas, pero de características y comportamiento diferentes. El Araucano se encuentra al oeste de una línea divisoria más o menos definida que pasa entre Junín y Lincoln, Bragado y 9 de Julio, 25 de Mayo y Huetel, Saladillo y Micheo, mientras que el Puelche se ubica al este.
  - El Araucano está integrado por areniscas arcillosas y limos. Es de origen lagunar, del período Plioceno. Se comporta hidrogeológicamente como un acuífero de baja productividad, con rendimientos de entre 0,05 y 0,1 m<sup>3</sup>/h.m. El agua contenida en él presenta una elevada salinidad (mayor a 5 g/l). Posee un espesor de entre 0 y 140 metros.
  - El Puelche está formado, en cambio, por arenas francas. Generalmente se considera de los períodos Plioceno y Pleistoceno, de origen fluvial. Se comporta hidrogeológicamente como un acuífero semiconfinado. Es el más explotado para provisión de agua potable de la Argentina. Su espesor oscila entre 0 y 80 metros.
- **Pampeano.** Constituye el típico loess pampeano, formado por limos arenosos finos, con cierto contenido calcáreo. Cubre uniformemente tanto las arenas Puelches como el Araucano, con espesores de entre 10 y 165 metros. Actúa como acuífero semiconfinado de media productividad.
- **Postpampeano.** Incluye una serie de unidades geológicas de diferentes extensiones y características.

- En la zona Noroeste, la unidad de mayor importancia y extensión es la Formación Junín o Médano Invasor, constituida por arenas finas y limos arenosos de origen eólico. Dado que cubre la mayor parte de esa región, esta se denomina a menudo Pampa Arenosa. La formación Junín tiene un espesor que disminuye de oeste a este de la zona Noroeste desde 20 a 5 metros. Está dispuesta en forma de médanos longitudinales en el norte y parabólicos en el sur de la misma.
- Fuera de la zona Noroeste, las principales unidades del Postpampeano son las formaciones La Plata, Luján y Querandí. El Postpampeano desaparece paulatinamente hacia el Este, donde la capa edáfica está ubicada directamente sobre el Pampeano. La Formación Luján ocupa los cauces menores de los valles (Río Salado, Arroyo Vallimanca, Arroyo Saladillo) y el fondo de las lagunas de mayor tamaño. Está constituido por limos arcillosos. Es de reducido espesor (menor a 5 metros). La formación Querandí se encuentra en zonas deprimidas normalmente cerca del mar, donde tuvo su origen., y especialmente en las cercanías de la Bahía de Samborombón.

### 3.3.2.2 Zona Serrana e Interserrana

En el ambiente Serrano e Interserrano, el basamento hidrogeológico se aproxima a la superficie del terreno, llegando a aflorar en las sierras, especialmente en las de la Ventana. En estas zonas están ausentes las formaciones del Cretáceo y el Terciario Inferior, la Fm. Olivos y la Fm. Paraná. Esto indica que, probablemente, las zona Serrana e Interserrana se mantuvieron sobre elevadas durante la sedimentación del Terciario Medio y Superior (Halcrow & Partners, 1999).

En aquellos lugares donde no se producen afloramientos del basamento, sobre todo en la región interserrana, se asienta sobre la roca una capa de sedimentos Pampeanos similar al existente en la zona Deprimida y Noroeste.

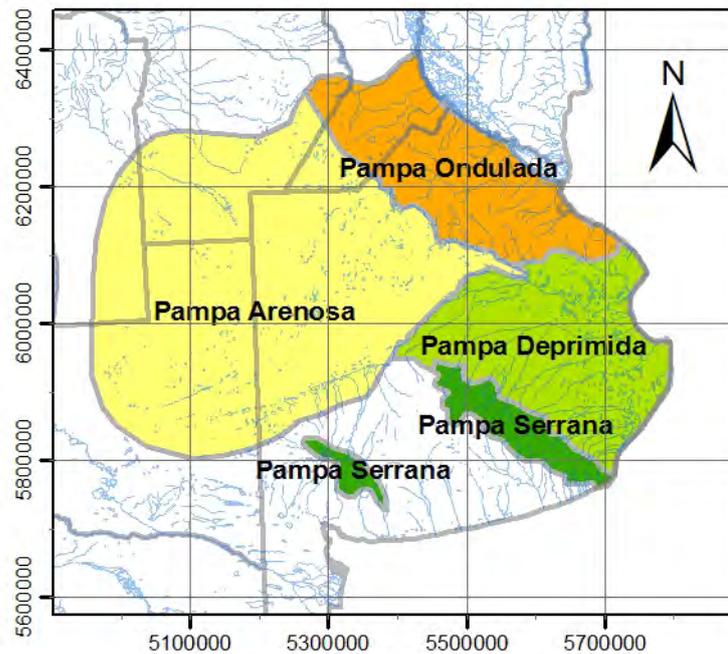
Sobre los sedimentos Pampeanos existen algunos depósitos Postpampeanos.

### 3.3.3 Regiones según relieve superficial

La pampa ha sido subdividida a lo largo de los años siguiendo una variedad de criterios geomorfológicos. La clasificación más difundida es aquella basada en la naturaleza y relieve de los depósitos superficiales, estrechamente relacionados con su historia geológica. Sobre esta base, el área puede ser dividida en (Halcrow & Partners, 1999):

- Pampa ondulada: es una llanura ondulada formado por depósitos del período Pampeano.
- Pampa deprimida: es una llanura deprimida formada por depósitos del período Pampeano pero cruzada por valles parcialmente rellenos por material lacustre y aluvial del período Postpampeano (Formación Luján).
- Pampa arenosa: es una llanura arenosa formada por depósitos eólicos del período Postpampeano (Formación Junín).

Esta clasificación se presenta en la **Figura 3-7**.



**Figura 3-7:** División de la zona pampeana en función de la naturaleza y relieve de los depósitos superficiales (adaptada de Niborski, 2000)

### 3.3.3.1 Pampa Arenosa

Se denomina pampa Arenosa a la región en que la formación Junín ha cubierto el pampeano con una capa de arenas finas y limos arenosos. Esta zona reviste el mayor interés para el presente trabajo, ya que por un lado es la zona que presenta las más marcadas características de una cuenca de llanura, y por otro en ella se encuentra una buena parte de la subcuenca del Río Salado adoptada como caso de estudio.

Como se observa al comparar la **Figura 3-7** y **Figura 3-5**, la Pampa Arenosa coincide con la zona de menores pendientes regionales y menor desarrollo de la red hidrográfica en toda la cuenca. Esto último se debe al mayor tamaño de los sedimentos superficiales que la componen, que corresponden, como se mencionó anteriormente, a arenas finas y limos arenosos. La Pampa Arenosa corresponde al mencionado ambiente hidrogeológico noroeste (**Figura 3-6**).

La morfología de la zona está signada por la existencia de dunas, que dificultan el escurrimiento superficial. Pueden distinguirse dos zonas diferenciadas (Zamolinski et al., 1994):

- Subregión norte o de médanos longitudinales: Está cubierta por médanos en forma de círculos concéntricos, orientados de SO a N. Los médanos alcanzan los 100 km de largo, con un espesor de entre 2 y 5 km y una altura menor a 6 m. La subregión cubre un área de 38.000 km<sup>2</sup>.
- Subregión sur o de médanos parabólicos: Los médanos presentan formas parabólicas o de media luna. Abarca una superficie de aproximadamente 17.000 km<sup>2</sup>.

### 3.3.3.2 Pampa Deprimida

La Pampa Deprimida es una llanura sumamente plana que comprende una buena parte de la cuenca del Río Salado y una amplia zona, topográficamente más alta, limitada por los pedemontes de los sistemas de Tandilia y Ventania (INTA-SAGyP 1990). Es la zona en que se produjo un mayor descenso del basamento cristalino.

Al igual que la Pampa Arenosa, presenta pendientes muy reducidas, lo que trae aparejado problemas de escurrimiento de las aguas superficiales. Se caracteriza también por presentar altitudes muy bajas sobre el nivel del mar. El viento ha sido el principal modelador de la región, formando numerosas cubetas u hoyas de deflación que constituyen en la actualidad cuencas cerradas ocupadas por lagunas o pantanos permanentes o temporales (Tricart 1973).

### 3.3.3.3 Pampa Ondulada

La Pampa Ondulada presenta una pendiente regional sensiblemente mayor a las de la Pampa Deprimida, estando constituida por sedimentos loessicos. En general, su relieve es levemente ondulado y está drenado por arroyos y cursos de agua bien definidos. Estas características se deben a una ligera elevación del basamento cristalino y la erosión de los ríos, especialmente el Paraná.

Los suelos son en su mayoría profundos y bien drenados, con una textura franco-limosa. En las cañadas que recortan las lomadas y en algunas cubetas aparecen suelos lavados, algo hidromórficos y sódicos en los horizontes superficiales. (INTA-SAGyP. 1990)

## Capítulo 4: Formulación del modelo hidrológico

---

### 4.1 Descripción general

En el presente trabajo se utilizó el software comercial MIKE SHE para el desarrollo del modelo hidrológico distribuido de la subcuenca estudiada. Este software fue aplicado inicialmente a la cuenca del Salado en el contexto del *Plan de Desarrollo Integral del Río Salado: Estudio de Impacto Ambiental, Social y Territorial* (PDIRS) por un equipo de la Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Avellaneda (2007), el cual fue integrado por este tesista. La metodología y los resultados obtenidos de dicho estudio fueron publicados en diversos congresos (Badano et al., 2008; Re et al., 2008). La licencia del software utilizado en este trabajo pertenece a la mencionada Universidad Tecnológica Nacional, que la ha cedido para su presente utilización.

MIKE SHE (Refsgaard and Storm, 1995) es un modelo hidrológico determinístico, totalmente distribuido y de base física. El mismo se deriva del modelo *Système Hydrologique Européen* o SHE (Abbot et al., 1986a y 1986b), cuyo desarrollo se inició en el año 1976 como una colaboración entre el Instituto Británico de Hidrología, el Instituto Danés de Hidráulica (DHI) y la consultora francesa SOGREAH, con financiamiento de la Comisión Europea de Comunidades.

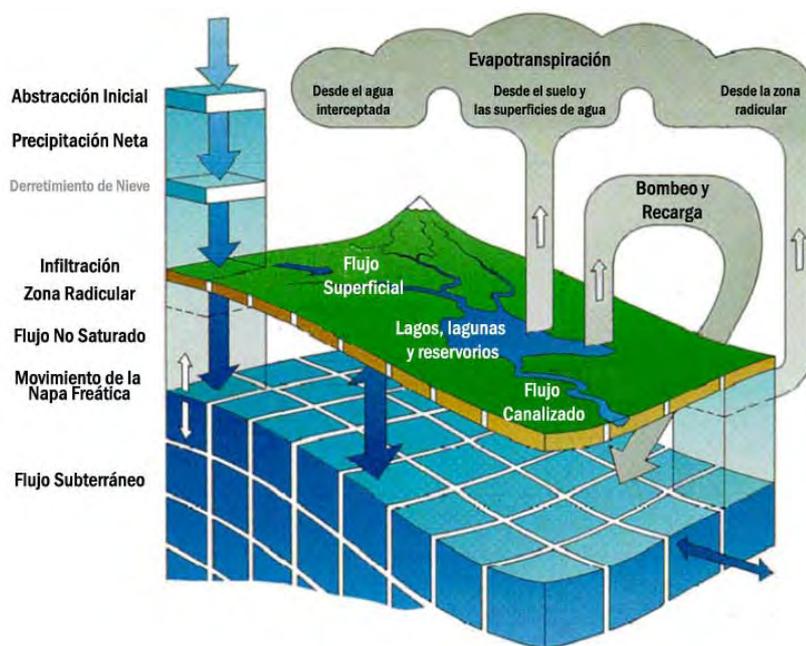
El desarrollo del SHE se encaró con el objeto de contar con una herramienta para poder abordar diversos problemas hidrológicos prácticos de importancia creciente en aquel momento, relacionados con el transporte de contaminantes, la cuantificación de la disponibilidad de recursos hídricos y la evaluación del impacto ambiental de diversas intervenciones a nivel de cuenca.

Los modelos de precipitación-escurrimiento más difundidos en el momento del desarrollo del SHE eran concentrados y mayormente empíricos, requiriendo largas series históricas de precipitaciones y caudales para una correcta calibración, información pocas veces disponible. Por otro lado, la parametrización no física de lo mismos hacía difícil evaluar el

impacto producido por eventuales modificaciones del sistema, impidiendo resolver con certeza algunos de los problemas mencionados (Abbot et al., 1986a).

El *Système Hydrologique Européen*, en cambio, se desarrolló de modo de ser distribuido y de base física. Esto último significa que los procesos de movimiento del agua se modelan ya sea mediante la resolución numérica de las ecuaciones diferenciales de conservación de la masa, el momento y de la energía o bien mediante ecuaciones empíricas. Los parámetros utilizados en la formulación pueden medirse, haciendo teóricamente innecesario un proceso de calibración (Abbot et al., 1986b). SHE es capaz de simular toda la fase terrestre del ciclo hidrológico, o cualquier fracción de la misma. El modelo fue construido con una arquitectura modular, de modo que distintos módulos resuelven los distintos componentes del ciclo hidrológico. El intercambio de datos entre módulos, así como la coordinación de la ejecución simultánea de los mismos, que pueden tener incluso pasos de tiempo independientes, es coordinado por un proceso central denominado FRAME (Abbot et al., 1986a).

En MIKE SHE, la evaporación directa desde el suelo y desde la interceptación en el follaje y la transpiración de las plantas se modela por el método propuesto por Kristensen y Jensen. El flujo superficial se resuelve mediante la resolución de las ecuaciones bidimensionales de onda difusiva (aproximación de las ecuaciones bidimensionales de Saint Venant), acoplada a un modelo unidimensional de flujo en cauces (“MIKE 11”). El flujo en la zona no saturada se considera exclusivamente vertical (Abbot et al., 1986b), y se resuelve mediante la discretización en diferencias finitas de la ecuación de Richards. El flujo en la zona saturada se describe mediante la ecuación tridimensional de Boussinesq. (Liu et al., 2007). Los procesos simulados se ilustran en la **Figura 4-1**.



**Figura 4-1:** Representación Esquemática del Modelo MIKE SHE (Refsgaard and Storm, 1995)

La representación de las características y parámetros de la cuenca a modelar se genera discretizando la cuenca en el plano en una grilla regular de celdas de cálculo cuadradas.

Cada una de esas celdas corresponde a una columna de suelo, que también se discretiza en la vertical en cierto número de capas para resolver el flujo subsuperficial. El intercambio de agua entre dos celdas contiguas puede suceder a través de flujo horizontal, ya sea superficial o subterráneo en la zona saturada.

Como se dijo anteriormente, MIKE 11 es un sistema de modelación para sistemas de cauces de agua basado en la resolución de las ecuaciones dinámicas unidimensionales de Saint Venant (Havno, 1996), en su aproximación de onda dinámica (que significa que no se desprecia ninguno de sus términos). El sistema de ríos simulado en MIKE 11 puede acoplarse al modelo hidrológico MIKE SHE, de manera que se puede tener en cuenta el intercambio bidireccional de agua superficial o subterránea entre la cuenca y los distintos cursos.

Cabe destacarse que MIKE SHE fue concebido como un modelo distribuido de base física, lo que significa que, como tal, pretende resolver numéricamente las ecuaciones diferenciales que expresan la física de los procesos. No obstante, muchos autores argumentan que, debido a las grandes escalas usadas para la discretización de las ecuaciones y a la heterogeneidad de los parámetros a escala subgrilla no considerada, este tipo de modelos resultan en realidad un conjunto de modelos conceptuales concentrados a escala de celda (Beven, 1989). Esto implicaría que los parámetros físicos que se utilizan en cada celda no necesariamente corresponden a valores puntuales medibles en el terreno, sino que más bien representan un valor “efectivo” para el proceso a dicha escala de celda. Al resolver las ecuaciones físicas utilizando estos parámetros efectivos se obtendrían entonces resultados representativos del comportamiento real del sistema.

Si bien se admite que esta afirmación es cierta hasta determinado punto, muchos autores consideran que, aún con estas limitaciones, la parametrización realizada en los modelos físicos se aproxima más a la realidad que aquella de los modelos puramente conceptuales, lo que trae diversas ventajas, incluyendo la capacidad de extrapolar el comportamiento del sistema más allá del rango de datos utilizados para su calibración y validación (Refsgaard, 1997). Además, si bien los parámetros pueden no corresponder estrictamente con los valores puntuales, ciertamente ambos no son independientes, sino que en general deberían ser relativamente cercanos, especialmente cuando la escala de resolución se vuelve gradualmente más fina. La medición de los parámetros hidrológicos debe, en lo posible, hacerse de modo tal que los mismos resulten representativos a escala de grilla (Abbot, 1986a).

## 4.2 Evapotranspiración

En MIKE SHE el módulo de evapotranspiración se basa en las ecuaciones obtenidas por Kristensen and Jensen (1975). Las mismas son de carácter empírico y explícito, desarrolladas a partir de mediciones en campo.

Según este modelo, la evapotranspiración real, y la extracción de la misma desde los distintos estratos del suelo, dependen de la evapotranspiración potencial ( $E_p$ ), la densidad de cobertura vegetal (parametrizada a través del índice de área foliar), y una profundidad máxima de las raíces de la vegetación ( $RD$ ). El índice de área foliar ( $LAI$  por las siglas de *Leaf Area Index*) se define como la relación entre la superficie total de hojas en una determinada parcela y el área de la misma.

Además de estas tres variables, el modelo requiere la estimación de cuatro parámetros específicos:  $C_{int}$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  y  $AROOT$ , además de la humedad residual, los puntos de

marchitez (Veihmeyer y Hendrickson, 1928) y capacidad de campo (Veihmeyer y Hendrickson, 1931) del suelo (denominados  $\theta_R$ ,  $\theta_W$  y  $\theta_{FC}$  respectivamente).

MIKE SHE utiliza el índice de área foliar en primer lugar para estimar la capacidad de la vegetación de interceptar una fracción de las precipitaciones, reteniéndola en el follaje e impidiendo que alcance el suelo. La capacidad de intercepción (en mm) se estima según la expresión siguiente:

$$I_{\max} = C_{\text{int}} \cdot LAI \quad (4.2.1)$$

Típicamente el coeficiente de intercepción  $C_{\text{int}}$  ronda un valor de 0.05 mm (DHI, 2005). El agua almacenada en el follaje solo disminuye por evaporación, que se produce a tasa potencial. La cantidad evaporada durante un determinado paso de tiempo queda definida según la siguiente expresión:

$$E_{\text{can}} = \min(I_{\max}, E_p \cdot \Delta t) \quad (4.2.2)$$

Además de la intercepción en el follaje, la vegetación capta agua a través de sus raíces que transpira luego a la atmósfera. La cantidad total de agua transpirada depende de la evapotranspiración potencial y la disponibilidad de humedad. Dicha disponibilidad puede ser distinta a lo largo del perfil de suelo, por lo que el modelo la evalúa dividiendo el intervalo de raíces en capas.

El valor de la transpiración total resulta de la sumatoria del volumen de agua extraído de cada capa de suelo (numeradas de 1 a n), según la expresión:

$$E_{\text{at}} = E_p \cdot f_1(LAI) \cdot \sum_{i=1}^n f_2(\theta_i) \cdot RDF_i \quad (4.2.3)$$

En el modelo de Kristensen y Jensen, la expresión anterior  $f_1(LAI)$  limita la transpiración vegetal para bajos índices de área foliar, siendo:

$$f_1(LAI) = \begin{cases} C_2 + C_1 \cdot LAI & \text{si } C_2 + C_1 \cdot LAI < 1 \\ 1 & \text{si } C_2 + C_1 \cdot LAI \geq 1 \end{cases} \quad (4.2.4)$$

En tanto, cuando la humedad en cada capa de suelo es menor a la capacidad de campo, la extracción vegetal se ve limitada según la ecuación (4.2.5), en la que  $C_3$  es un parámetro empírico. La cantidad de agua transpirada, a igualdad de humedad de suelo, crece al aumentar dicho coeficiente.

$$f_2(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{si } \theta_{FC} \leq \theta \\ 1 - \left( \frac{\theta_{FC} - \theta}{\theta_{FC} - \theta_W} \right)^{C_3/E_p} & \text{si } \theta_W \leq \theta \leq \theta_{FC} \\ 0 & \text{si } \theta \leq \theta_W \end{cases} \quad (4.2.5)$$

En cuanto a la densidad radicular en un determinado estrato del terreno, el modelo asume una distribución típica de raíces, cuya extracción de agua con la profundidad decrece exponencialmente:

$$R(z) = R_o \cdot e^{-AROOT \cdot z} \quad (4.2.6)$$

donde  $R_o$  es una hipotética tasa de extracción en las cercanías de la superficie del terreno y  $z$  es la profundidad.  $AROOT$ , en tanto, es un parámetro que tiene en cuenta qué tan uniforme es la densidad de raíces entre la superficie y la profundidad máxima que alcanzan. Dada esta función de densidad, la función de distribución radicular se define para cada capa de cálculo según la expresión (4.2.7), siendo  $z1$  y  $z2$  los límites de la capa en cuestión.

$$RDF_i = \int_{z1}^{z2} R(z)dz / \int_0^{RD} R(z)dz \quad (4.2.7)$$

De esta manera, queda definida la cantidad de agua que se absorbe y transpira desde cada capa del perfil del suelo. Cabe destacarse que, de existir humedad abundante en el suelo (al menos igual a la capacidad de campo), la cantidad total de agua transpirada es independiente de la profundidad radicular máxima  $RD$ .

Por último, el modelo permite determinar la evaporación directa de agua desde el terreno ( $E_s$ ). Esta se produce desde la capa superior de la zona no saturada del suelo, si existe humedad disponible y la transpiración no ha agotado la evapotranspiración potencial. Consiste en una cantidad básica  $E_p \cdot f_3(\theta)$  más una cantidad adicional que se incrementa a contenidos crecientes de humedad en el suelo, a partir del punto en que dicha humedad supera el promedio entre el punto de marchitez y el de capacidad de campo. La expresión adoptada por Kristensen y Jensen es la siguiente:

$$E_s = E_p \cdot f_3(\theta) + [E_p - E_{at} - E_p \cdot f_3(\theta)] \cdot f_4(\theta) \cdot (1 - f_1(LAI)) \quad (4.2.8)$$

En la cual,

$$f_3(\theta) = \begin{cases} C_2 & \text{si } \theta_w \leq \theta \\ C_2 \frac{\theta}{\theta_w} & \text{si } \theta_r \leq \theta \leq \theta_w \\ 0 & \text{si } \theta \leq \theta_r \end{cases} \quad (4.2.9)$$

$$f_4(\theta) = \begin{cases} \frac{\theta - \frac{\theta_w + \theta_{FC}}{2}}{\theta_{FC} - \frac{\theta_w + \theta_{FC}}{2}} & \text{si } \theta \geq \frac{\theta_w + \theta_F}{2} \\ 0 & \text{si } \theta < \frac{\theta_w + \theta_F}{2} \end{cases} \quad (4.2.10)$$

## 4.3 Infiltración

### 4.3.1 La ecuación de Richards

El presente modelo matemático determina la infiltración explícitamente, al calcular el flujo en la zona no saturada, resolviendo la ecuación de Richards (1931). A continuación se presenta el origen de su formulación.

El escurrimiento en la zona no saturada ocurre a partir de la existencia una diferencia de carga hidráulica entre dos puntos de la matriz de suelo. En un suelo no saturado, la carga hidráulica  $h$  tiene solo un componente gravitacional  $z$  y un componente de presión  $\psi$ , ya que la altura cinética resulta del todo despreciable dada las bajas velocidades imperantes. Por lo tanto:

$$h = z + \psi \quad (4.3.1)$$

En un punto dado del suelo, la carga gravitacional es la elevación por sobre un plano de referencia. En cuanto al término de presión, suele tratarse como una presión relativa a la atmosférica, de modo que esta última corresponde a un valor nulo. En un suelo no saturado, la presión de agua es en general menor a la atmosférica, por lo que el término de presión resulta negativo. Esto se debe tanto a las fuerzas de capilaridad como a las fuerzas adsorptivas de corto alcance, que unen las moléculas de agua a las partículas de suelo, produciendo la retención de la misma en el suelo. Estas dos fuerzas son difíciles de diferenciar en la práctica, por lo que se tratan agregadas dentro de un mismo término.

Para un flujo unidimensional vertical, el gradiente de carga que motoriza el escurrimiento resulta:

$$i = \frac{\partial h}{\partial z} \quad (4.3.2)$$

El flujo puede estimarse a partir de la generalización de la ecuación de Darcy para flujos no saturados. Para esto se define una conductividad hidráulica no saturada  $K(\theta)$  dependiente de la humedad del suelo  $\theta$ , que es la relación entre el volumen de agua en el suelo y el volumen total del mismo. Por lo tanto, la velocidad de escurrimiento, que coincide con el caudal específico, resulta:

$$q = -K(\theta) \cdot \frac{\partial h}{\partial z} = -K(\theta) \cdot \left( 1 + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (4.3.3)$$

Bajo la hipótesis de que tanto la matriz de suelo como el agua se comportan como incompresibles para el rango de presiones prácticas, resulta sencillo escribir la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S(z) \quad (4.3.4)$$

En la ecuación anterior,  $S(z)$  representa un término sumidero, que puede utilizarse para tener en cuenta la extracción de agua producida por las raíces de las plantas. Reemplazando las ecuaciones (4.3.1) y (4.3.3) en la (4.3.4) resulta:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - S(z) \quad (4.3.5)$$

Además de la expresión de la conductividad hidráulica en función de la humedad, es necesario encontrar una relación adicional entre la humedad del suelo  $\theta$  y la altura de presión  $\psi$  a fin de poder resolver la ecuación. Esta relación se denomina curva de retención de humedad del suelo y generalmente se formula como humedad en función de la altura presión:  $\theta(\psi)$ . La ecuación (4.3.5) es a menudo reescrita de modo de tener la altura de presión como variable independiente. Si se calcula la derivada parcial respecto del tiempo de la humedad resulta:

$$\frac{\partial \theta(\psi)}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (4.3.6)$$

Si se define como capacidad del suelo  $C$  la pendiente de la curva de retención:

$$C = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \quad (4.3.7)$$

resulta finalmente la ecuación de Richards en término de alturas de presión:

$$C(\psi) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - S(z) \quad (4.3.8)$$

El software resuelve la ecuación (4.3.8) numéricamente, con un esquema totalmente implícito. Las diferencias finitas de presiones se escriben para el tiempo  $n+1$ . Los valores  $C(\psi)$  y  $K(\theta)$  corresponden al promedio entre el valor correspondiente al paso  $n$  y una media móvil de los valores resultantes de cada iteración para el cálculo del instante  $n+1$ . Ha sido demostrado que esta técnica contribuye a eliminar los problemas de estabilidad y convergencia que surgen de la no-linealidad de las ecuaciones en cuestión (DHI, 2005).

Para la condición de borde superior, existen dos casos posibles, entre los cuales el modelo selecciona automáticamente; cuando no existe agua almacenada en superficie, la condición de borde corresponde a un flujo constante igual a la tasa de precipitación. En cuanto se acumula agua en superficie, el modelo considera el primer nodo como saturado y la condición de borde pasa a ser de carga, igual al tirante de agua almacenado.

La condición de borde inferior corresponde a una presión constante, igual a la altura de la napa freática.

La interacción entre la zona saturada y no saturada presenta ciertas dificultades, ya que ambos sistemas están acoplados, pero se resuelven por separado. Esta técnica, no obstante, permite la utilización de distintos pasos de tiempo para ambos componentes, cuyas escalas de tiempo difieren notablemente, permitiendo mejorar la velocidad de cálculo. Para mantener la compatibilidad entre los cálculos de ambos procesos, el modelo realiza iterativamente un balance de masa de la zona no saturada. El procedimiento para cada columna de cálculo puede sintetizarse de la siguiente manera:

1. A partir de los niveles freáticos resultantes del último paso de cálculo de la zona saturada, se fija la condición de borde inferior de la zona no saturada.
2. Para cada paso de tiempo de la zona no saturada, se actualiza el perfil de humedad, resolviendo la ecuación de Richards.
3. Se realiza un balance de masa del perfil de humedad en la zona no saturada. Si existe un error mayor a cierta tolerancia respecto del balance de agua inicial, se modifica la condición de borde inferior, simulando el ascenso o descenso freático, y se recalcula el perfil hasta obtener la convergencia.
4. Tanto el flujo saliente o entrante resultante en cada paso de tiempo en la zona no saturada como las correcciones realizadas al nivel freático se acumulan, y se transforman luego en un término fuente/sumidero para el cálculo del siguiente paso de la zona saturada.

### 4.3.2 Modelos de Curvas de Retención

Existen diversos modelos de curvas de retención. Uno de los más difundidos es el formulado por van Genuchten (1980). Según este modelo, la saturación efectiva ( $S_e$ ) puede considerarse unívocamente relacionada con la altura de presión. Este fue el utilizado en el presente trabajo. La saturación efectiva se define como:

$$S_e(\theta) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4.3.9)$$

Y según el modelo de van Genuchten, está relacionada con la altura de presión según la ecuación (4.3.10).

$$S_e(\theta) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left[1 + (-\alpha \psi)^n\right]^{1-1/n}} \quad (4.3.10)$$

donde  $\theta$  es la humedad del suelo,  $\theta_r$  y  $\theta_s$  la humedad residual y de saturación respectivamente, mientras que  $\alpha$  y  $n$  son los parámetros de la curva. El parámetro  $\alpha$  es siempre mayor a cero y está relacionado con la inversa de la presión de aire en el suelo. El parámetro  $n$ , que es siempre mayor a 1, es una medida de la distribución del tamaño de poros.

Cabe destacarse que en mediciones de campo se observa cierto grado de histéresis en la curva de retención, de acuerdo a si se trata de un ciclo de mojado o de secado del suelo. El modelo de van Genuchten, así como la mayoría de los modelos más difundidos, ignora este fenómeno considerando una relación unívoca, entre la saturación efectiva del suelo y la altura de presión.

Existen algunas correlaciones publicadas entre los valores de los parámetros de van Genuchten y la textura del suelo. En la **Tabla 4-1** se presentan los valores publicados por Schaap y Leij (2000) para distintas texturas. Estos fueron obtenidos a partir del ajuste de la ecuación de van Genuchten a distintos suelos cuyas curvas de retención se encontraban medidas en la base UNSODA (Leij et al., 1996). Existen otras correlaciones publicadas anteriormente, recopiladas por van Genuchten et al. (1991). Estas se deben a Rawls et al. (1982) y a Carsel y Parrish (1988). Si bien son similares a las de Schaap y Leij, no presentan desvío estándar del ajuste, sino que consisten simplemente de valores típicos.

Suelo	N	$\theta_r$		$\theta_s$		$\log_{10}(\alpha)$		$\log_{10}(n)$		$\log_{10}(K_s)$		$\log_{10}(K_0)$		L	
		cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	cm <sup>-1</sup>	cm <sup>-1</sup>	-	-	cm.día <sup>-1</sup>	cm.día <sup>-1</sup>	cm.día <sup>-1</sup>	cm.día <sup>-1</sup>	-	-			
		Media	Desvío	Media	Desvío	Media	Desvío	Media	Desvío	Media	Desvío	Media	Desvío	Media	Desvío
<b>Todos</b>	235	0.055	(0.073)	0.442	(0.101)	-1.66	(0.52)	0.214	(0.209)	1.92	(0.81)	1.03	(1.04)	-3.09	(8.75)
<b>Arenas</b>	100	0.052	(0.043)	0.396	(0.056)	-1.58	(0.37)	0.349	(0.228)	2.24	(0.79)	1.29	(1.06)	-1.28	(3.17)
<b>Franco</b>	41	0.056	(0.091)	0.512	(0.132)	-1.39	(0.50)	0.076	(0.047)	2.03	(0.64)	1.42	(0.98)	-6.97	(9.57)
<b>Limos</b>	58	0.031	(0.058)	0.428	(0.078)	-1.92	(0.52)	0.139	(0.141)	1.7	(0.61)	0.82	(0.80)	-1.22	(10.17)
<b>Arcillas</b>	36	0.098	(0.109)	0.512	(0.108)	-1.75	(0.64)	0.114	(0.112)	1.31	(0.80)	0.26	(0.94)	-5.96	(12.40)

**Tabla 4-1:** Valores promedio de los parámetros de los modelo de van Genuchten y van Genuchten-Mualem para suelos de distintas texturas (Schaap y Leij, 2000)

### 4.3.3 Modelos de Curvas de Permeabilidad No Saturada

Existen diversos modelos desarrollados para representar la permeabilidad o conductividad no saturada de una matriz de suelo. De entre ellos, uno de los más sencillos es debido a Averjanov (1950). Según este autor, la conductividad para condiciones insaturadas pueden representarse mediante la ecuación (4.3.11).

$$K_{ns}(\theta) = K_s \cdot S_e^n \quad (4.3.11)$$

donde  $K_s$  es la conductividad saturada,  $S_e$  la saturación efectiva y  $n$  un parámetro que define la forma de la curva. Cuanto más grande el valor de este parámetro más rápidamente disminuye la conductividad al alejarse de las condiciones de humedad, resultando el suelo menos permeable. El propio Averjanov recomendó el uso de un valor constante de 3,5 (1950). También se ha sugerido que el valor puede depender de la textura del suelo, pudiendo rondar entre 2 y 5 para suelo arenosos y entre 10 y 20 para suelos arcillosos, siendo habitualmente necesario determinarlo por calibración (DHI, 2005). De cualquier manera no se ha encontrado en la bibliografía buenas correlaciones entre el valor del parámetro  $n$  y las propiedades físicas habitualmente estudiadas del suelo.

Otro modelo aplicable a la representación de la permeabilidad no saturada es el de Mualem-van Genuchten (Mualem, 1976), designado en ocasiones MVG. Este permite relacionar la permeabilidad no saturada con las características de la curva de retención. Su expresión se presenta en la ecuación (4.3.12).

$$K(S_e) = K_0 S_e^L \left\{ 1 - \left[ 1 - S_e^{n/(n-1)} \right]^{1-1/n} \right\}^2 \quad (4.3.12)$$

Además del parámetro  $n$  de la curva de retención van Genuchten, la ecuación requiere un valor de conductividad para condición cercana a la saturación  $K_0$  y un parámetro  $L$ , relacionado con la tortuosidad y la conectividad de los poros del suelo. En cuanto el valor de  $K_0$ , suele utilizarse la conductividad saturada. No obstante, diversos autores han propuesto utilizar valores alrededor de un orden de magnitud menores a la misma, ya que  $K_s$  está influenciada por el flujo en macroporos, que no ocurre en condiciones de no saturación (Schaap y Leij, 2000). En cuanto al valor de  $L$ , Mualem (1976) propuso un valor de 0,5, que se utiliza frecuentemente en la bibliografía. No obstante, se ha encontrado que se obtienen mejores resultados si es posible determinar el parámetro por ajuste de las curvas teóricas a datos medidos de conductividad (Kosugi, 1999). En la **Tabla 4-1** se presentan valores promedio obtenidos para distintas texturas de suelo mediante esta técnica (Schaap y Leij, 2000).

Desafortunadamente, la determinación experimental tanto de la curva de retención de un suelo como de su permeabilidad no saturada presenta relativa dificultad. Como consecuencia, existen escasas mediciones de las mismas, especialmente en el ámbito local.

A la luz de esta situación, se consideran de gran importancia las estimaciones del tipo de las presentadas en la **Tabla 4-1**. Si bien estas presentan desvíos estándar elevados, se considera que pueden servir como base para estimar curvas de retención y permeabilidad no saturada a partir de datos de texturas de suelos, permitiendo una primera estimación del comportamiento de la zona no saturada a partir de datos usualmente disponibles.

## 4.4 Ecurrimiento Subterráneo

La dinámica del escurrimiento subterráneo se simula en el modelo a través de la resolución numérica en diferencias finitas de la ecuación tridimensional de Boussinesq. La interacción con los demás módulos del ciclo hidrológico se simula como términos fuente o sumidero, según corresponda.

La ecuación de Boussinesq surge de plantear la ecuación de continuidad de masa para un cubo diferencial inmerso en un medio poroso, reemplazando luego las velocidades a lo largo de los tres ejes por su representación a través de las ecuaciones de Darcy. La ecuación resultante se presenta en (4.3.13). En dicha ecuación  $K_{xx}$ ,  $K_{yy}$  y  $K_{zz}$  representan las permeabilidades hidráulicas a lo largo de los tres ejes cartesianos (considerados coincidentes con los ejes principales del tensor de conductividad),  $h$  es la carga hidráulica y  $Q$  es el término fuente y/o sumidero.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4.3.13)$$

En cuanto al término  $S \cdot \partial h / \partial t$ , este representa la variación específica (por unidad de volumen) de almacenamiento en el cubo diferencial ante una variación de carga hidráulica. El mecanismo principal de almacenamiento, y por tanto el valor de la capacidad de almacenamiento  $S$  ('Storativity' en la bibliografía en inglés), dependerá de si se presentan o no condiciones de confinamiento. En el caso de condiciones confinadas, el almacenamiento se produce por la deformación de la matriz de suelo y la compresibilidad del agua. En este caso,

$$S_{confinado} = \Delta z \cdot SC \quad (4.4.1)$$

Siendo  $SC$  el coeficiente de almacenamiento ('storage coefficient' o 'specific storativity'), con unidades  $[L^{-1}]$ . A título ilustrativo, el valor del coeficiente de almacenamiento para arenas es del orden de  $10^{-5} m^{-1}$ , del cual aproximadamente 40% corresponde a la compresibilidad del agua y 60% a la deformación del medio poroso (Bear y Verrujit, 1987).

Por otro lado, cuando el acuífero se encuentra libre, la variación del almacenamiento se produce principalmente por ascenso o descenso de la napa freática, resultando despreciables los efectos de la deformación de la matriz de suelo y la compresibilidad del agua. El valor de  $S$  resulta en este caso igual al rendimiento específico  $SY$  ('specific yield'). Para un acuífero arenoso un valor típico es del orden de 0.25 (Bear y Verrujit, 1987).

$$S_{libre} = SY \quad (4.4.2)$$

Cabe destacarse que la ecuación de Boussinesq resulta no lineal para este caso no confinado, ya que al variar el nivel freático, varían también las secciones transversales a través de las cuales se realiza el escurrimiento horizontal entre celdas de cálculo, variando el flujo entre ellas a igualdad de gradiente hidráulico.

En el modelo numérico, la ecuación (4.3.13) se resuelve a través de un método de gradiente conjugado preconditionado o  $PCG$  (Hill, 1990). Este es similar al utilizado en el modelo MODFLOW. El algoritmo consta de dos bucles de iteración. En el bucle interior se resuelve la ecuación diferencial linealizada, manteniendo los términos dependientes del nivel de agua constantes. Una vez alcanzado un determinado nivel de convergencia, el bucle externo actualiza los términos no lineales y se repite el ciclo interno.

## 4.5 Esguerrimiento Superficial

El esguerrimiento de los excedentes hídricos sobre el terreno se resuelve en el modelo a través de la resolución de las ecuaciones de Saint Venant bajo la hipótesis de onda difusiva.

El sistema de ecuaciones de Saint Venant para flujo hidrodinámico bidimensional integrado en la profundidad consta de una ecuación de continuidad y un par de ecuaciones de conservación de la cantidad de movimiento, planteadas a lo largo de los ejes cartesianos. En la ecuación de continuidad presentada en (4.4.3),  $uh$  representa el caudal específico (por unidad de longitud) paralelo al eje  $x$ , siendo  $h$  el tirante de agua y  $u$  la velocidad media. El término fuente  $i$  surge del balance entre la precipitación y la infiltración en el paso de tiempo, esta última calculada por el módulo de flujo en la zona vadosa.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uh) + \frac{\partial}{\partial y}(uh) = i \quad (4.4.3)$$

Las ecuaciones de conservación de la cantidad de movimiento se presentan en (4.4.4) y (4.4.5). En este caso  $S_f$  representa la pendiente de fricción para cada eje y  $S_o$  la pendiente del terreno.

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{1}{gh} \frac{\partial}{\partial y} huv \quad (4.4.4)$$

$$S_{fy} = S_{oy} - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} - \frac{1}{gh} \frac{\partial}{\partial x} huv \quad (4.4.5)$$

La resolución numérica de las ecuaciones de Saint Venant completas resulta compleja. A fin de facilitar su resolución, en condiciones de pendientes hidráulicas bajas suelen despreciarse las variaciones de cantidad de movimiento debido a la aceleración local y convectiva y a la entrada de flujo perpendicular a la dirección considerada. Esta aproximación es conocida como onda difusiva. De esta manera se eliminan los tres términos últimos términos de las ecuaciones de cantidad de movimiento. La ecuación de conservación de cantidad de movimiento resultante para la dirección  $x$  es la siguiente:

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{\partial h}{\partial x} = - \frac{\partial z_g}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} \quad (4.4.6)$$

Si definimos como  $z$  el nivel de agua este resulta igual a la cota del terreno  $z_g$  más el tirante de agua  $h$ .

$$z = z_g + h \quad (4.4.7)$$

Entonces

$$S_{fx} = - \frac{\partial z}{\partial x} \quad (4.4.8)$$

La velocidad media a lo largo de un eje está relacionada con la pendiente de fricción a través de la ecuación de Chezy-Manning (4.4.9).

$$u = \frac{1}{n} h^{2/3} S_{fx}^{1/2} \quad (4.4.9)$$

Despejando de (4.4.9) la pendiente de fricción resulta (4.4.10).

$$S_{fx} = \frac{u^2 n^2}{h^{4/3}} \quad (4.4.10)$$

Finalmente, igualando (4.4.8) y (4.4.10), las ecuaciones de cantidad de movimiento se reducen a las siguientes:

$$uh = \frac{1}{n} \left( -\frac{\partial z}{\partial x} \right)^{1/2} h^{5/3} \quad (4.4.11)$$

$$vh = \frac{1}{n} \left( -\frac{\partial z}{\partial y} \right)^{1/2} h^{5/3} \quad (4.4.12)$$

Bajo estas hipótesis el flujo superficial puede resolverse calculando el caudal entre cada par de celdas de una grilla regular para cada paso de tiempo a través de las ecuaciones (4.4.11) o (4.4.12), evaluadas en diferencias finitas y multiplicadas por  $\Delta x$ , el tamaño del lado de la celda. El caudal saliente de una celda se considera nulo en el caso en que el tirante en la celda supera no un valor umbral designado como Almacenamiento Específico en Depresiones (*DS* por las siglas en inglés de *Depression Storage*). Por el contrario, el escurrimiento saliente es activado cuando se supera dicho valor umbral.

A partir de los caudales en las fronteras calculados, la evolución del tirante en cada celda se obtiene a partir de la versión discretizada de la ecuación de continuidad (4.4.3). A fin de evitar que el tirante de agua se reduzca por debajo del almacenamiento específico en depresiones, volumen que no puede evacuarse por flujo superficial, se limita el flujo saliente en esos casos. La sumatoria de caudales salientes se limita según la ecuación (4.4.13).

$$\sum |Q_{salientes}| \leq \frac{\sum |Q_{entrantes}| + i \cdot \Delta x^2 + (h - DS) \cdot \Delta x^2}{\Delta t} \quad (4.4.13)$$

Para asegurar que todos los caudales entrantes a cada celda en un paso de tiempo sean conocidos antes de calcular los caudales salientes, las celdas se calculan en orden de mayor a menor cota topográfica. Esta técnica, no obstante, no resulta del todo eficiente cuando las pendientes del terreno son suficientemente bajas como para que puedan producirse flujos de agua en contra de las pendientes del terreno. En ese caso el flujo saliente de agua de una celda para un paso determinado puede ser reducido en exceso, retrasando el traslado de excedentes en contra de la pendiente topográfica. Este efecto, no obstante, no se considera pueda impactar significativamente en los resultados globales del modelo, ya que no modifica el volumen total del flujo, sino solamente la cantidad de pasos de tiempo que tarda en producirse.

## 4.6 Flujo unidimensional en cauces

A fin de simular el escurrimiento concentrado en cauces, que recogen y transportan los excedentes hídricos, el modelo hidrológico puede acoplarse con un modelo hidrodinámico unidimensional, que corre simultáneamente. El modelo unidimensional acoplado es MIKE 11, del DHI.

Este modelo se basa en la resolución en diferencias finitas de las ecuaciones de Saint Venant, en este caso planteadas unidimensionalmente a lo largo del eje de los cursos (DHI, 2004). Las ecuaciones de conservación de masa y de conservación de la cantidad de

movimiento, integradas en la sección transversal de la corriente, se presentan respectivamente en (4.4.14) y (4.4.15).

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (4.4.14)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left( \alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{gQ|Q|}{C^2 AR} = 0 \quad (4.4.15)$$

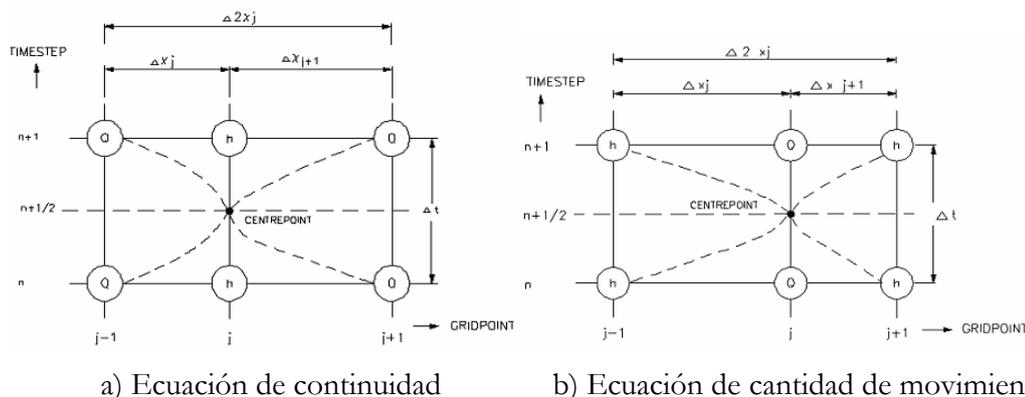
donde  $Q$  es el caudal,  $A$  el área la sección transversal,  $q$  el caudal entrante por unidad de longitud,  $h$  el nivel de la superficie del agua,  $C$  el coeficiente de resistencia de Chezy,  $R$  el radio hidráulico y  $\alpha$  el coeficiente de distribución de la cantidad de movimiento, que generalmente se considera unitario.

El coeficiente de resistencia de Chezy puede calcularse a partir de la ecuación de Manning (4.4.16), resultando la resistencia hidráulica función del coeficiente de rugosidad de Manning  $n$  y el radio hidráulico de la sección.

$$C = \frac{1}{n} . R^{1/6} \quad (4.4.16)$$

Las ecuaciones de Saint Venant son discretizadas en diferencias finitas, utilizando una grilla alternada de nodos de cálculo de caudal y nivel. Los nodos de cálculo de nivel son colocados en las progresivas en que se introducen secciones transversales o se intercalan entre estas de modo de no superar una separación máxima establecida. Los nodos de cálculo de caudal se disponen entre cada par de nodos de nivel, a igual de distancia de ambos nodos vecinos.

Utilizando esta grilla de cálculo es relativamente sencillo escribir las ecuaciones discretizadas con un esquema de Abbot de 6 puntos, centrado en cada nodo de cálculo (Abbott y Ionescu, 1967). Este esquema resulta en una muy buena estabilidad, permitiendo la resolución con números de Courant de entre 10 y 20, para flujo subcrítico (DHI, 2004). Los esquemas utilizados para ambas ecuaciones se ilustran en la **Figura 4-2**.



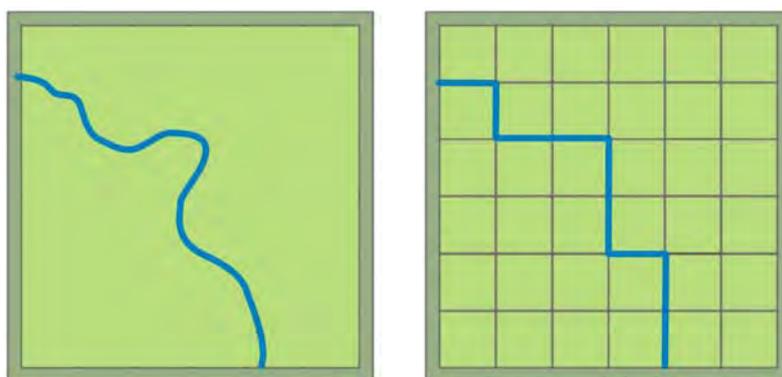
**Figura 4-2:** Esquemas numéricos para la discretización de la ecuaciones de Saint Venant

El modelo integra las ecuaciones discretizadas correspondientes a cada curso en una única matriz tridiagonal por bloques, que resuelve utilizando un método de doble barrido. Las

ecuaciones de ambos nodos extremos de cada curso tienen en cuenta las condiciones de borde particulares. En el caso de redes de cauces interconectados, la condición de borde en los tramos que convergen a un nodo es justamente el nivel de agua en el mismo. Los niveles en dichos nodos se calculan en primer lugar, planteando las ecuaciones de continuidad en cada uno y resolviéndolas conjuntamente en una única matriz por eliminación gaussiana.

#### 4.6.1 Acoplamiento del modelo unidimensional con el hidrológico

Si bien el detalle del escurrimiento en los cauces es resuelto por el modelo hidrodinámico unidimensional, el modelo hidrológico implementa una representación esquemática de los cursos que permite resolver el acoplamiento de ambos módulos. En el modelo hidrológico, los cursos son representados como una sucesión de segmentos lineales ubicados a lo largo de los contornos de las celdas, siguiendo aproximadamente el trazado del curso original. Esto se ilustra en la **Figura 4-3**.



**Figura 4-3:** Esquemización de la traza de los cursos de agua

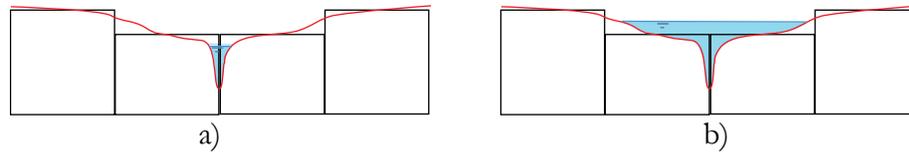
El nivel de agua en cada segmento de los cursos se estima en cada paso de tiempo por interpolación lineal entre los nodos de cálculo de nivel del modelo unidimensional. Una vez calculado el nivel, en cada uno de estos segmentos, se determina el intercambio con el modelo hidrológico, que puede darse por dos vías distintas:

- Flujo subterráneo: Existe en general un intercambio entre el agua en los cursos y el agua subterránea, que se produce por permeabilidad a través del contorno de la sección transversal del curso. Este flujo puede ser entrante o saliente del curso, de acuerdo al nivel relativo del mismo respecto del nivel freático.
- Flujo superficial: Los excedentes hídricos pueden fluir hacia los cursos de agua, siempre que estos presenten un nivel menor a del agua superficial en el terreno.

Los caudales de intercambio con el modelo hidrológico resultantes se introducen como entradas o salidas en el modelo hidrodinámico.

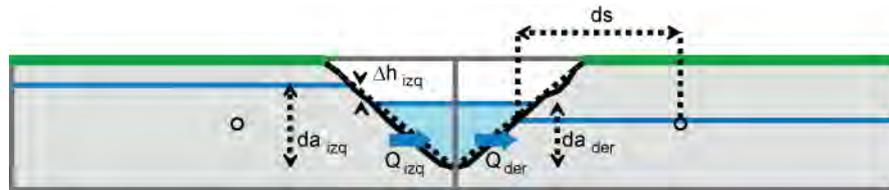
La representación de los cursos de agua como simples segmentos ubicados entre las celdas del modelo hidrológico es válida cuando estos son angostos respecto del tamaño de las celdas de cálculo. Existen, no obstante, diversos casos en que la hipótesis no es válida, como puede ocurrir durante grandes crecidas, en que los cursos desbordan su cauce, o con la existencia de lagunas o embalses, que abarcan zonas extensas. Estos casos requieren una representación más detallada de la interacción entre el agua proveniente de los cursos de agua y los procesos de infiltración, evaporación, precipitación, etc.

A fin de resolver estas situaciones, el modelo utiliza un modelo simple de inundación, lo que permite determinar que celdas del modelo hidrológico se consideran anegadas por el agua procedente de los cursos. Estas celdas se tratan especialmente, haciendo posible la simulación de la interacción del agua del curso con los distintos procesos hidrológicos.



**Figura 4-4:** Cursos de agua angostos (a) y anchos (b) respecto de las celdas del modelo hidrológico

En el caso de la interacción con cursos angostos, MIKE SHE adopta la esquematización de la **Figura 4-5** para calcular el intercambio en cada segmento del curso con el agua subterránea, que se calcula individualmente con las celdas de ambos lados.



**Figura 4-5:** Esquemas del intercambio entre agua subterránea y cursos angostos

La ecuación que regula el intercambio de agua subterránea con cada celda se presenta en (4.4.17), escrita para la celda de margen izquierda. El flujo es igual al desnivel hidráulico  $\Delta h$  multiplicado por la conductancia.

$$Q_{izq} = \Delta h_{izq} \cdot C_{izq} \quad (4.4.17)$$

La expresión de la conductancia se presenta en (4.4.18). Dicha ecuación está calculada considerando la permeabilidad del sedimento del curso  $K_{sed}$  y la del suelo  $K$  como un par de resistencias en serie, cada cual actuando a lo largo de su distancia correspondiente: el espesor del sedimento  $e_{sed}$  y la distancia entre el baricentro de la celda contigua y el de la margen correspondiente a la sección simplificada  $ds$  (ver la **Figura 4-5**), respectivamente. La sección sobre la que actúa el escurrimiento a través del sedimento es el perímetro mojado de la sección  $w$ . En tanto, el escurrimiento horizontal a través del suelo se produce sobre una altura  $da$ , cuyo valor depende del sentido del escurrimiento: igual al tirante del curso para flujo saliente del mismo e igual a la distancia entre el nivel freático y el lecho del curso para flujo entrante (DHI, 2005).

$$C_{izq} = \frac{1}{\frac{ds}{K_{izq} \cdot da_{izq} \cdot dx} + \frac{e_{sed}}{K_{sed} \cdot w_{izq} \cdot dx}} \quad (4.4.18)$$

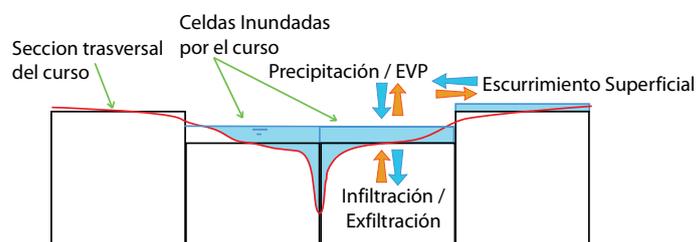
El flujo superficial entrante a cada segmento del cauce desde cada celda del curso se calcula utilizando la expresión de Chezy-Manning, si existe agua en superficie disponible para

escurrir. Esta se presenta en la ecuación (4.4.19), en la que  $z_{celda}$  es la cota de agua en la celda,  $z_{curso}$  es el nivel de agua en el segmento del curso,  $h_{celda}$  es el tirante de agua en la celda y  $dx$  es el tamaño de lado de la celda.

$$Q_{izq} = dx \cdot \frac{1}{n} \left( \frac{z_{celda} - z_{curso}}{dx/2} \right)^{1/2} \cdot h_{celda}^{5/3} \quad (4.4.19)$$

En cuanto al algoritmo utilizado para cursos anchos, a fin de determinar si una celda indicada como pasible de anegamiento se considera inundada por el agua del curso, el modelo calcula en cada paso de tiempo el nivel de agua en el segmento más próximo correspondiente al curso de agua. Si este nivel supera la cota topográfica representativa de esa celda (usualmente la cota media), la celda se marca como inundada. En ese caso, el modelo opera realizando las siguientes hipótesis (DHI, 2005; Thompson et al., 2004):

- El nivel de agua almacenado en superficie se fija igual al nivel del curso en el río. A los fines de los cálculos subsiguientes, el agua en superficie proveniente de los cursos es tratada como si correspondiera a agua superficial normal (es decir, debida a la acumulación de excedentes hídricos).
- Utilizando ese nivel de agua se calculan los flujos superficiales entrantes y salientes de la celda. También se calculan las entradas debidas a la precipitación, y los flujos de infiltración y evapotranspiración. Los distintitos intercambios de agua de una celda inundada se ilustran en la **Figura 4-6**.



**Figura 4-6:** Esquemas del intercambio de agua en celdas inundadas

- Los flujos anteriormente mencionados se transforman en caudales salientes o entrantes al modelo unidimensional.

Como consecuencia de este procedimiento, es en el modelo unidimensional donde se tienen en cuenta las variaciones de nivel de agua en las celdas y el curso, como resultado de todos los procesos hidrológicos. En otras palabras, el modelo considera toda el agua almacenada en superficie en celdas anegadas como perteneciente al curso de agua, formando un volumen de almacenamiento compartido entre las celdas del modelo hidrológico y las secciones del modelo unidimensional. Por lo tanto, la sección transversal utilizada para la simulación unidimensional debe contener al menos una representación aproximada del área anegable, de modo de obtener representación adecuada de los niveles de agua. En la sección 5.2.4 se ampliará este tema.

Este modelo de acoplamiento entre MIKE SHE/MIKE 11 se utilizó, entre otros casos, para la modelación de dos humedales europeos: el lago Karla en Grecia y los Elmley Marshes en el Reino Unido (al-Khudhair et al., 2001; Thompson et al., 2004).

## Capítulo 5: Aplicación del modelo hidrológico a cuencas de llanura

---

Cómo se explicó en el capítulo anterior, el modelo matemático hidrológico “Sistema Hidrológico Europeo” o SHE fue desarrollado con el objeto de posibilitar la modelación integrada de una variedad de cuencas (Abbot et al., 1986a y 1986b ). Tanto el modelo original, como su sucesor comercial MIKE SHE - MIKE 11, fueron pensados desde la generalidad, de manera de poder abordar con una única herramienta el estudio de distintos problemas hidrológicos, incluso a diversas escalas. Esta es una de las razones por la que se optó por un modelo de arquitectura modular.

No obstante, a pesar de dicha generalidad, durante la experiencia argentina en la aplicación de estos modelos a la cuenca del Río Salado, en la Provincia de Buenos Aires, se llegó a la conclusión de que las particularidades de las cuencas muy extensas y de muy baja pendiente hacen necesario el desarrollo de algunas metodologías especiales para su modelación en SHE, a fin de obtener resultados satisfactorios (UTN-FRA, 2007; Badano et al., 2008; Re et al., 2008). En el presente capítulo se describen las metodologías originales propuestas en este trabajo para el abordaje de cuencas no desarrolladas de muy baja pendiente y gran extensión con el SHE.

En este trabajo se puso particular énfasis en la representación de los procesos hidrológicos que conducen a la acumulación de agua de lluvia sobre la superficie de la cuenca, dando lugar a inundaciones. Sin duda, uno de los procesos que debe ser modelado con mayor detalle a tal efecto es el escurrimiento y acumulación de los excedentes hídricos generados en la cuenca. Este fenómeno es especialmente difícil de abordar en cuencas de escasa pendiente, especialmente cuando no cuentan con una red de drenaje desarrollada, debido a una serie de factores. A continuación se resumen aquellos más relevantes de los tratados en la sección 3.2:

- En terrenos muy planos incluso la misma dirección del escurrimiento es incierta. Las cuencas y subcuencas son difíciles de determinar a partir de relevamientos

topográficos y sus límites son poco marcados. En épocas de inundaciones, especialmente cuando llegan a acumularse grandes volúmenes de agua en ciertas zonas, la misma puede desbordar por sobre las divisorias de aguas poco definidas, produciéndose efectivamente un trasvase entre subcuencas próximas.

- La escasa pendiente del terreno produce bajas velocidades de escurrimiento. A su vez, esas bajas velocidades implican un escaso poder erosivo de la corriente de agua, por lo que difícilmente se formen cauces definidos. El flujo de agua es principalmente mantiforme, concentrándose el flujo en cañadas de gran ancho.
- Si en la cuenca existen depresiones, debido al escaso poder erosivo del escurrimiento superficial, estas tienden a conservarse. En cuencas de origen eólico, como la Pampa Húmeda, dichas depresiones son muy numerosas.
- Dado que existen pocos cauces definidos y muchas depresiones sin drenaje, la mayor parte de los excedentes fluye primero hacia la depresión más cercana y solo se produce escurrimiento superficial cuenca abajo cuando los bajos comienzan a colmarse de agua. Por lo tanto, es frecuente que los arroyos o cañadas de la cuenca solo presenten caudales cuando se producen períodos con alta pluviosidad y permanezcan prácticamente secos el resto del tiempo.
- Debido a la naturaleza del terreno, a menudo las obras civiles, especialmente la viales y ferroviarias, representan verdaderas barreras para el escurrimiento superficial. Este fenómeno se agudiza debido a que a menudo se proyectan puentes y alcantarillas insuficientes en el trazado de dichas obras.

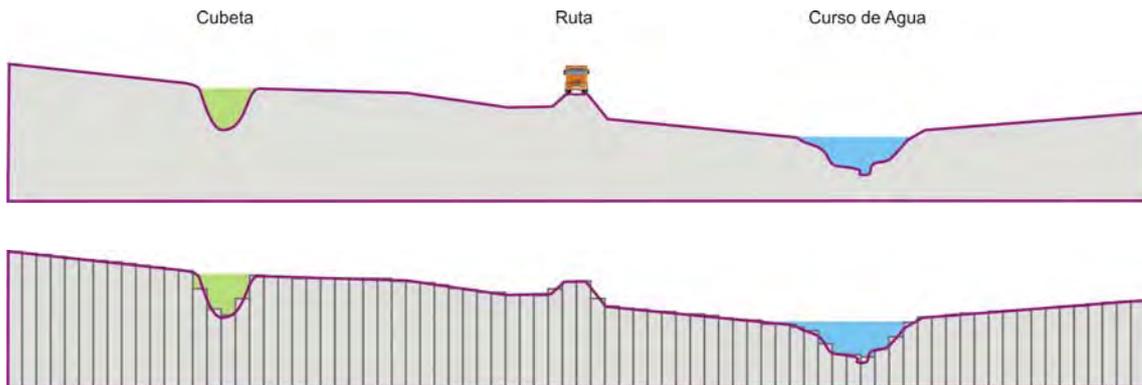
Como se explicó anteriormente en la sección 4.5, el modelo matemático hidrológico utilizado permite simular el escurrimiento superficial resolviendo las ecuaciones de onda difusiva por diferencias finitas. La ecuación de onda difusiva se obtiene al desprestigiar en la ecuación de Saint Venant los términos de inercia. En el presente caso de estudio, ya que las velocidades de escurrimiento son muy bajas, esta premisa es válida. En la formulación se adopta como hipótesis que el escurrimiento entre las distintas celdas se realiza en manto, lo que también resulta apropiado para este caso. Resolviendo dichas ecuaciones diferenciales, puede calcularse para cada instante el nivel de agua en cada celda del dominio de cálculo, así como los caudales de flujo entre cada par de celdas adyacentes.

El desafío principal que presenta la modelación de cuencas de llanura con esta metodología está relacionado con la sensibilidad que muestran los modelos a la representación de la topografía. En efecto, las pequeñas pendientes del terreno, la existencia de numerosos bajos sin drenaje, la ausencia de cursos definidos y la presencia de numerosas obstrucciones antrópicas del flujo superficial requiere analizar con precisión las implicancias de una determinada representación en la modelación, para asegurar que los volúmenes de almacenamiento y las direcciones de escurrimiento indicadas por el modelo representen lo más fielmente posible las que se producen en la realidad.

A continuación se presentan dos metodologías alternativas desarrolladas a fin de tener en cuenta en el modelo matemático hidrológico los fenómenos antes descriptos: la representación explícita y la representación agregada de las irregularidades topográficas.

## 5.1 Representación Explícita de las Irregularidades Topográficas

Una manera de representar el escurrimiento y acumulación de los excedentes en cuencas de baja pendiente con depresiones consiste simplemente en discretizar el dominio en celdas de tamaño sustancialmente menor al de las cubetas. De esta manera, la acumulación de agua dentro y fuera de estas puede ser calculada directamente al resolver la ecuación diferencial de la onda difusiva. Esto se esquematiza en la **Figura 5-1**.



**Figura 5-1:** Representación Explícita de las Irregularidades Topográficas

En rigor, todos los problemas relacionados al escurrimiento superficial asociados a las particularidades de las cuencas de llanura pueden ser resueltos con este enfoque siempre y cuando se elija una discretización suficientemente pequeña. De hecho, si se discretizara el dominio en celdas de unos pocos metros, incluso el escurrimiento en ríos y canales podría ser resuelto directamente con esta formulación, sin necesidad de acoplar un modelo unidimensional. Esto es válido en cuencas de escasa pendiente, ya que los términos de inercia de la ecuación de Saint-Venant pueden ser despreciados sin mayor error incluso para el escurrimiento en conducciones concentradas.

También el problema de las obras viales y ferroviarias podría ser abordado fácilmente con este criterio. En definitiva, estas no son más que elevaciones topográficas longitudinales de unos pocos metros de altura y espesor.

No obstante, a pesar de su simplicidad, este enfoque directo resulta inapropiado por el momento para cuencas extensas. Incluso si solo se pretendiera representar explícitamente el efecto de los bajos y usar un modelo unidimensional acoplado para los ríos y canales, la escala de discretización necesaria sería del orden de algunas decenas de metros. A partir de los ensayos realizados en el PDIRS (UTN-FRA, 2007) y en el presente trabajo, puede inferirse que, utilizando la tecnología de computación actualmente disponible (computadoras de escritorio de última generación), puede resolverse un modelo integrado discretizado en aproximadamente 50.000 celdas de cálculo para un período de simulación de 40 años, con tiempos de corrida del orden de 2 o 3 días. Si se utilizara el enfoque directo utilizando celdas de 90 metros de lado (que de todos modos probablemente sean demasiado grandes para representar correctamente el flujo en cursos de agua), asumiendo idénticos períodos de simulación y tiempos de corrida, podrían modelarse dominios de hasta 405 km<sup>2</sup>.

No obstante, dada la gran extensión de las cuencas de llanura, este procedimiento resulta inviable. Por ejemplo, la cuenca del río Salado tiene 170.000 km<sup>2</sup>, por lo que el dominio debería dividirse en 420 submodelos distintos para conservar tiempos de corrida.

Cabe destacarse que la versión utilizada del software de modelación no cuenta aún con capacidad de paralelización del cálculo. La introducción de esa capacidad permitiría incrementar sustancialmente la cantidad de celdas pasibles de ser resueltas con tiempos de simulación prácticos. Este sin duda es un requerimiento fuerte para futuros software, dada la tendencia actual hacia arquitecturas multi-núcleo en las computadoras de escritorio.

## 5.2 Representación Agregada de las Irregularidades Topográficas

En el presente trabajo se desarrolló una metodología alternativa que permite modelar áreas más extensas de manera eficiente computacionalmente, con un grado de detalle compatible con la cuantificación y delimitación de las áreas inundadas que se pretende realizar.

La alternativa desarrollada consiste básicamente en considerar el almacenamiento de los bajos de manera agregada dentro de cada celda de cálculo. Esto puede ser realizado aprovechando la posibilidad que da el modelo matemático de definir, para cada celda de la discretización, una altura de agua correspondiente al Almacenamiento Específico en Depresiones. Como se explicó en la sección 4.5, este es un valor umbral que, mientras no se vea superado por la altura de agua superficial acumulada en la celda, no produce la activación del flujo superficial saliente de la misma. Dicho de otro modo, el modelo matemático no produce escorrentía mientras no se supere el valor definido como almacenamiento en depresiones en la celda en cuestión. Dicho almacenamiento en depresiones no es, en rigor, una altura sino un volumen por unidad de área de terreno, es decir, un volumen específico, que se almacena en superficie antes de comenzar el escurrimiento.

Esta opción está incluida en el modelo de manera principal para tener en cuenta la retención en las irregularidades menores del terreno (pasto, charcos, etc.), que poseen una escala no resuelta explícitamente. No obstante, debido a la escala de trabajo utilizada para este estudio, en que cada celda de cálculo tiene varios millones de metros cuadrados, las cubetas enteras pueden considerarse como de escala no resuelta en el modelo, al igual que lo serían dichas pequeñas irregularidades en modelos de menor escala. Por lo tanto, en este estudio a escala de cuenca, el almacenamiento en depresiones puede utilizarse para representar aproximadamente el efecto de retención de las cubetas de deflación. A este efecto, dicho parámetro se definió en correspondencia con la capacidad de almacenamiento de los bajos presentes en cada celda de cálculo.

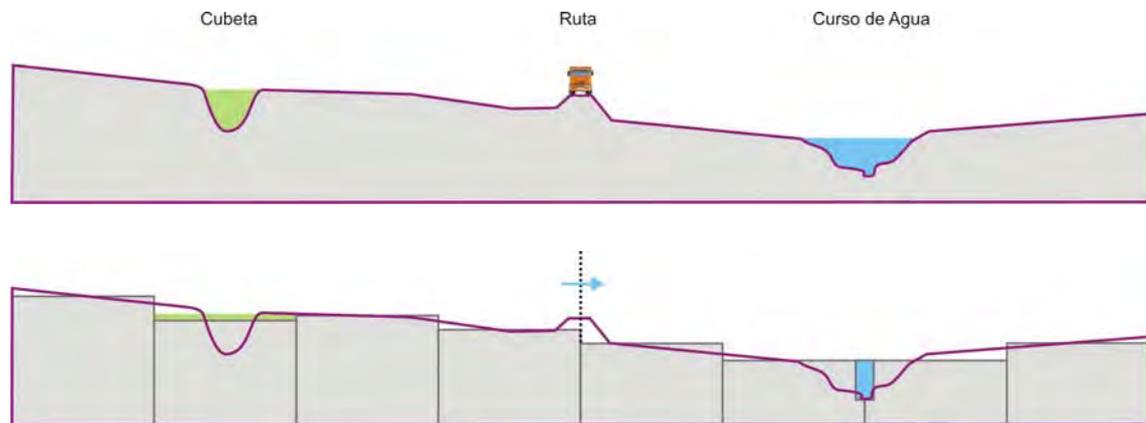
Según la esquematización del modelo matemático utilizado, los excedentes que se producen en cada celda no escurren superficialmente mientras no se supere el volumen de almacenamiento designado, permaneciendo ese volumen de agua disponible para la evapotranspiración y la infiltración.

Usando este enfoque, son básicamente dos los parámetros para cada celda de cálculo que es necesario introducir al modelo para la simulación del escurrimiento superficial: una cota topográfica representativa y una determinada abstracción inicial.

En cuanto a los ríos y arroyos, su escurrimiento puede simularse en este caso mediante un modelo unidimensional acoplado, según se describe en la sección 5.2.4. El problema de representar la obstrucción resultante de la existencia de obras viales y ferroviarias es un

tanto más complejo. La representación más directa en este contexto es considerarlas como contornos unidimensionales impermeables, aunque debe permitirse cierta capacidad de traspaso a través de las mismas. Los posibles abordajes se describen en la sección 5.2.3.

El enfoque propuesto para la modelación agregada de las irregularidades topográficas se ilustra en la **Figura 5-2**.



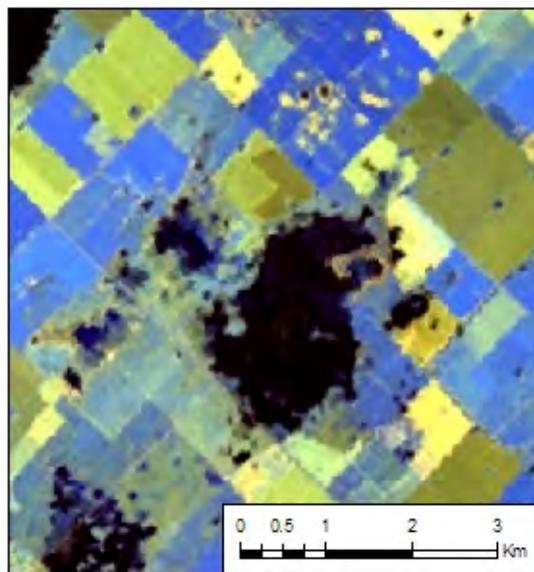
**Figura 5-2:** Representación Agregada de las Irregularidades Topográficas

### 5.2.1 Determinación del Campo de Abstracción Inicial

Para determinar la abstracción inicial se utilizó un Modelo Digital del Terreno (MDT) de detalle disponible para la cuenca de estudio. Este MDT tiene una resolución de 90 m (longitud de arco de 3 segundos) y fue desarrollado en ocasión del PDIRS a partir de datos de SRTM (Farr et al., 2007). Estos fueron obtenidos por el traspasador espacial Endeavour, utilizando un radar de apertura sintética, durante la misión realizada en febrero de 2000. Dichos datos fueron ajustados a curvas de nivel digitalizadas de las cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar (IGM) a escala 1:50.000 mediante un polinomio cúbico, cuyos parámetros fueron determinados por mínimos cuadrados (UTN-FRA, 2007). Este montaje fue necesario dado que los datos de SRTM presentan errores absolutos en los valores regionales de altura calculados, variable para distintas regiones, y que podrían alcanzar hasta  $\pm 7$  metros en la zona de la Provincia de Buenos Aires (Rodríguez et al., 2005).

Dada la resolución del MDT obtenido por el SRTM, y su cobertura uniforme a nivel global, el mismo se considera especialmente apto para su utilización en la modelación hidrológica a escala de cuenca, especialmente cuando se ajusta a valores medidos en el terreno para evitar los errores absolutos de que adolece (Moore, 2003).

Este modelo digital del terreno tiene una resolución suficiente para poder cuantificar las dimensiones de las cubetas presentes en la cuenca del Salado. A título ilustrativo, se presenta en la **Figura 5-3** una imagen satelital Landsat 7 tomada durante un período de inundaciones de algunos bajos cercanos a la localidad de Ingeniero Balbín. Se observa que el tamaño de los bajos más pequeños es del orden de 100 metros de diámetro, siendo los demás de tamaño muy superior.



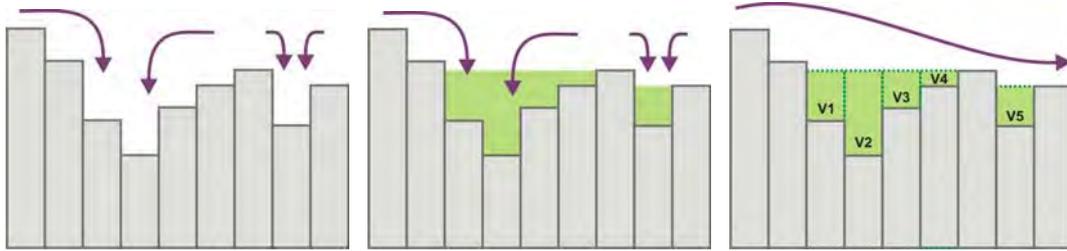
**Figura 5-3:** Dimensiones típicas de los bajos en la subregión A1

Utilizando esta información es posible estimar la extensión y capacidad de almacenamiento de cada depresión, para luego asignarla a la celda correspondiente del modelo hidrológico.

Para determinar la extensión y volumen de almacenamiento de cada bajo de la cuenca se utilizó un algoritmo de colmatación ampliamente utilizado, que está disponible en diversos paquetes de software. La base de dicho algoritmo se describe a continuación. En la **Figura 5-4** se presenta una representación gráfica del mismo.

- En función de las cotas de cada celda y de sus vecinas se calcula la dirección de flujo que se produciría en cada una (en dirección opuesta al gradiente de la superficie del terreno).
- Durante el cálculo de las direcciones de flujo, si se encuentra una celda con cota más bajas que la de sus ocho celdas vecinas, esta celda se marca como depresión. Usualmente estas celdas son llamadas *sinks* o sumideros (Mark, 1988).
- Utilizando las direcciones de flujo calculadas se determina el grupo de celdas que drena hacia cada celda sumidero. Estos representan en efecto las cuencas endorreicas de cada sumidero.
- Para cada una de estas zonas de drenaje endorreico se determina la cota mínima de terreno a lo largo de su frontera.
- Cada celda perteneciente a estas zonas se rellena hasta esa cota mínima antes determinada.
- El proceso se repite desde el principio de manera iterativa hasta que no se encuentren más celdas sumidero (Tarboton et al., 1991). El modelo digital de terreno así relleno será llamado en adelante Modelo Digital del Terreno Colmatado.
- Finalmente, en cada celda se sustrae a la cota del MDT Colmatado la correspondiente al MDT original. La diferencia es la altura de agua que debe

alcanzarse en cada celda para que esta pueda drenar hacia aguas abajo, que corresponde un volumen de almacenamiento en esa celda.



**Figura 5-4:** Colmatación de los Bajos

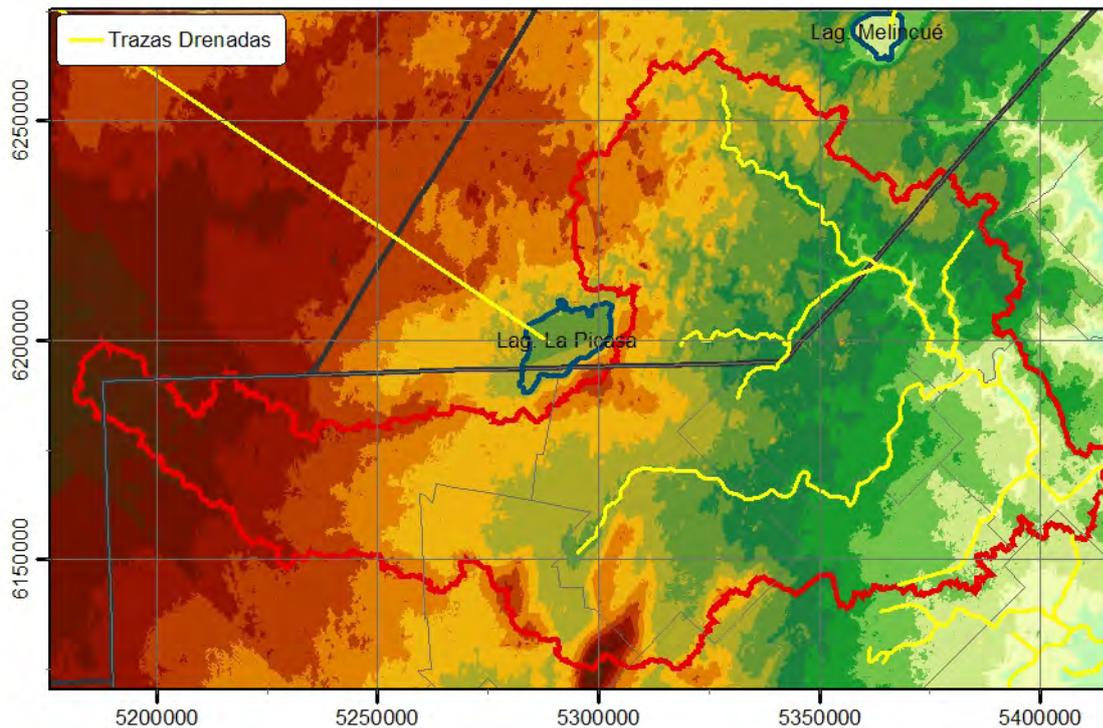
Como resultado del algoritmo, además de la profundidad y extensión de cada cubeta de la cuenca, se obtiene también la dirección del escurrimiento superficial que se produciría en cada celda de encontrarse todas las depresiones llenas de agua. A partir de esa dirección de escurrimiento es sencillo determinar la cuenca hidrográfica que drena por algún punto arbitrario para esa situación de total anegamiento. En el caso del presente trabajo se utilizó esta metodología para determinar el dominio de la zona a modelar. Al coincidir el dominio de cálculo con una subcuenca hidrográfica superficial, resulta apropiado adoptar como condición de borde para el flujo superficial un caudal nulo, evitando el problema de tener que determinar la magnitud y distribución temporal y espacial de posibles excedentes entrantes al dominio del modelo.

Antes de utilizar este algoritmo, se tuvieron en cuenta algunas precauciones adicionales debido a las siguientes particularidades de la cuenca y la metodología de modelación:

- Existen una serie de canales artificiales y arroyos naturales que drenan ciertas depresiones existentes a lo largo de sus trazados. Dado que en general los cauces son demasiado angostos para estar representados en el MDT de detalle, las depresiones alrededor de los mismos son reportadas erróneamente como puntos de acumulación por el algoritmo explicado. El drenaje que producen los cursos de agua debe representarse explícitamente. Los volúmenes que podrían acumularse en las depresiones y en especial en las lagunas surcadas por esos cursos son representados explícitamente mediante el modelo hidrodinámico unidimensional acoplado.
- Dado que se utiliza el algoritmo para determinar el dominio de la modelación, resulta interesante excluir aquellas zonas cuya representación no resulta de interés a los efectos de los objetivos encarados. Para el presente caso de aplicación, lindante a la parte alta de la cuenca del río Salado existen dos grandes cuencas endorreicas correspondientes a sendas lagunas: la laguna de La Picasa y la laguna de Melincué, ambas en la provincia de Santa Fe. Si se aplica directamente la metodología antes descripta ambas lagunas serían colmatadas por el algoritmo hasta que sus aguas drenaran hacia la cuenca del Salado y por tanto sus cuencas quedarían incorporadas a la del Salado. Ambas lagunas presentan en realidad una capacidad de almacenamiento muy grande, por lo que no es factible que lleguen a colmatarse hasta drenar hacia el Salado<sup>2</sup>. Su modelación por tanto no resulta necesaria.

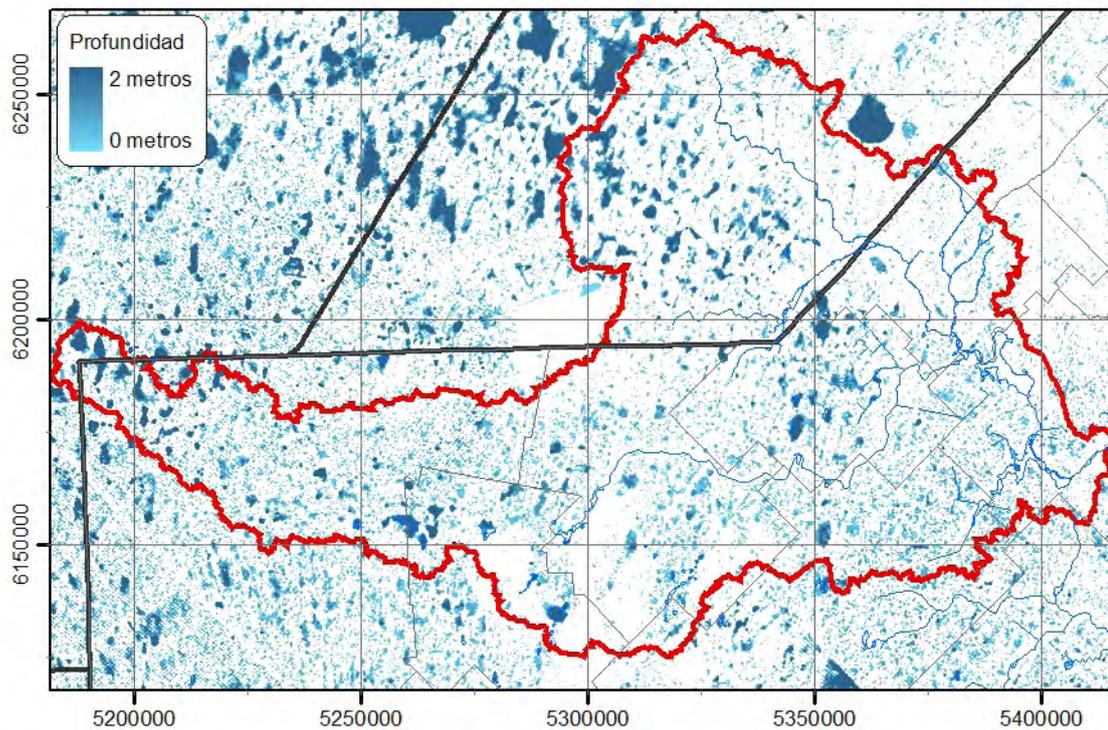
<sup>2</sup> De hecho ambas lagunas sufrieron considerables aumentos de nivel durante las últimas décadas del siglo XX debido al incremento de las precipitaciones en la zona.

Para abordar estos requerimientos se agregaron ranuras en el MDT de detalle al solo efecto de la determinación de los bajos. Estas ranuras se colocaron a lo largo de las conducciones que se modelaron con el modelo unidimensional, a lo largo de los canales existentes y también drenando las lagunas de La Picasa y Melincué para evitar que se colmataran. Las ranuras se construyeron fijando cotas bajas en las celdas a lo largo de las trazas correspondientes, de manera de evitar la detección de sumideros en esos lugares. En la **Figura 5-5** se presenta el MDT original junto con las trazas drenadas mediante esta técnica.

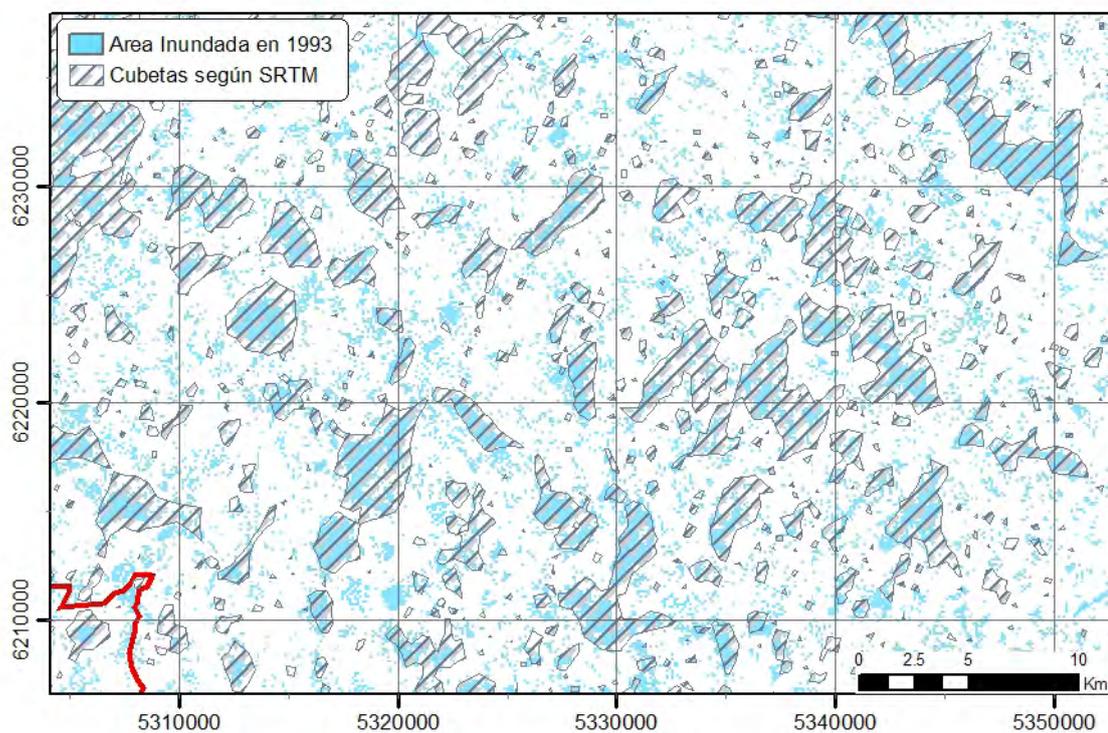


**Figura 5-5:** Trazas drenadas

Con estas precauciones se utilizó el algoritmo antes descrito. Los bajos resultantes se muestran en la **Figura 5-6**.



**Figura 5-6:** Bajos determinados a partir del MDT



**Figura 5-7:** Comparación de los Bajos determinados con Imagen de Inundación de 1993

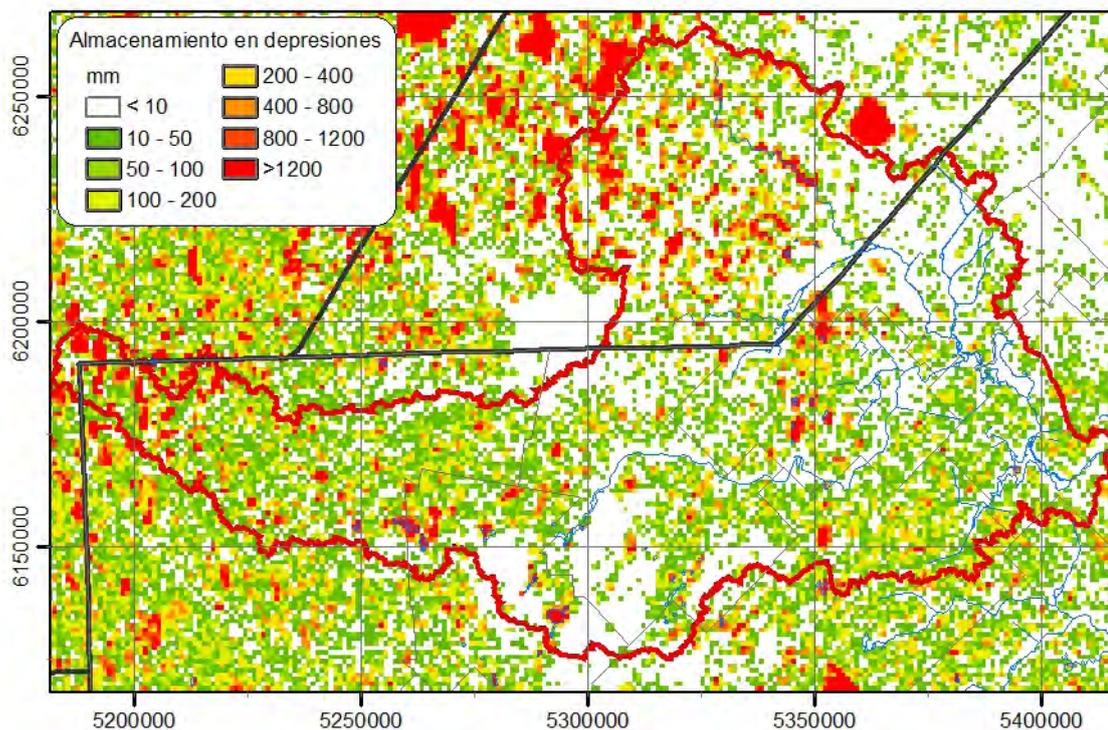
Una verificación acabada de esta metodología para determinar los bajos es ciertamente difícil de realizar. No obstante, una manera indirecta de verificar los resultados de esta

metodología es comparar los bajos así determinados con imágenes satelitales tomadas durante alguna inundación. Esta verificación no es cuantitativa, sino que solo se basa en verificar la extensión y ubicación de los bajos obtenidos mediante el análisis descrito en comparación con las imágenes. Dado que la mayor parte del agua en superficie durante las inundaciones se encuentra anegando bajos, es de esperar que las manchas de inundación en la imagen caigan dentro del área de bajos. En la **Figura 5-7** se realiza la comparación de los bajos determinados con la metodología descripta contra una imagen satelital tomada durante la inundación del año 1993. Se observa que la mayor parte de las zonas marcadas como cubetas a partir del análisis MDT se encuentran inundadas en la imagen satelital. Esto demuestra que el MDT es capaz de predecir aproximadamente donde existen zonas de concentración donde se acumula el agua.

Cabe destacarse que pueden también verse en la figura numerosas manchas de inundación de pequeño tamaño fuera de las zonas identificadas como pertenecientes a las cubetas. Esto puede indicar que existen pequeños bajos no capturados en el MDT. No obstante, podría significar igualmente que durante la captura de la imagen existían zonas del terreno fuera de los bajos que estaban igualmente cubiertas de agua.

A partir de la diferencia entre el MDT Colmatado y el MDT original puede calcularse por integración numérica el volumen de bajos no drenados que corresponde a cada celda del modelo hidrológico. Ese es el volumen de abstracción correspondiente al almacenamiento en bajos. No obstante, en el presente trabajo se agregó al valor obtenido una cantidad adicional debida a la abstracción inicial producida por las micro-irregularidades del terreno (charcos, pasto, etc.). El valor adoptado fue de 8 mm en toda la cuenca (UTN-FRA, 2007). En realidad, adicionar este valor solo se justifica para aquellas celdas del modelo hidrológico en que no se detectan bajos mediante el MDT, por lo que la abstracción inicial resulta simplemente debida a las micro-irregularidades. En el caso de las demás celdas, el valor debido al almacenamiento en bajos es aproximadamente 1 o 2 órdenes superior a este último.

La abstracción inicial obtenida, agregada en celdas de 1km de lado, se indica en la **Figura 5-8**.



**Figura 5-8:** Abstracción Inicial Agregada en las Celdas del Modelo Hidrológico

### 5.2.2 Determinación del Campo de Elevación Topográfica

El siguiente campo de parámetros de suma importancia para la representación del escurrimiento superficial es la elevación topográfica.

La cota de una determinada celda del modelo hidrológico afecta no solo el escurrimiento superficial alrededor de la misma (su valor aparece en la ecuación de onda difusiva que resuelve dicho proceso) sino también la evolución de niveles freáticos en su vecindad. Esto es especialmente cierto en aquellos casos en los cuales el nivel freático se aproxima al nivel del terreno. En esta situación, la presencia de las raíces de los vegetales, el ascenso capilar y la evaporación de agua desde las capas superiores del suelo, producen una modificación de la modulación de dichos niveles freáticos en función de la profundidad relativa del mismo.

No obstante, en cuencas de llanura las pendientes del terreno son tan pequeñas que el flujo subterráneo tiende a ser extremadamente lento, especialmente si los suelos son finos. Como consecuencia, el balance subterráneo tiende a ser mayormente vertical, recargándose la napa freática con las precipitaciones y descargándose debido a la evapotranspiración. En este escenario la elevación absoluta de cierta porción del terreno pierde importancia desde el punto de vista del agua subterránea, por lo menos cuando la diferencia consiste solo en algunas decenas de centímetros. El nivel freático se establecerá luego de un cierto tiempo a una determinada profundidad medida desde el terreno independientemente de la cota topográfica del terreno en los alrededores.

Aprovechando estos fenómenos, puede darse prioridad a la elección de las cotas topográficas de las celdas del modelo hidrológico para mejorar la representación del escurrimiento superficial, ya que pequeñas variaciones en las mismas afectan poco el agua subterránea.

En cuanto al escurrimiento superficial, algunas condiciones deseables de la representación de la topografía son las siguientes:

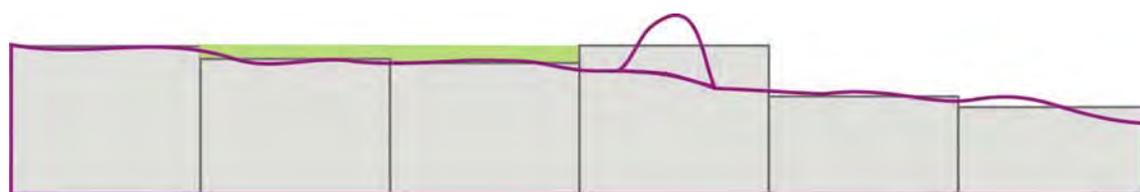
- Representar lo mejor posible las direcciones de flujo en cada celda.
- Representar lo mejor posible las velocidades de flujo (que resultan en determinados tiempos de traslado).
- Evitar almacenamiento de agua debido a la existencia de celdas más bajas que sus vecinas (el almacenamiento debido a depresiones ya es tenido en cuenta mediante el almacenamiento específico en depresiones).
- Garantizar un correcto acoplamiento con el modelo unidimensional de los cursos.

En principio, una alternativa natural resulta calcular la media del MDT en cada celda del modelo hidrológico y utilizarla como representativa de la elevación del terreno. Este enfoque fue utilizado en el PDIRS (UTN-FRA, 2007).

No obstante, si bien este enfoque es sencillo, tiende en ocasiones a introducir en el modelo volúmenes de almacenamiento adicionales que no se producen en la realidad. Esto puede producirse por la existencia de zonas elevadas dentro de una celda (por ejemplo, una loma); esa parte alta produce un aumento en el nivel medio de la topografía, elevando la cota de la celda y pudiendo producir una acumulación adicional de agua en las celdas de aguas arriba. Este caso se ilustra en la **Figura 5-9**.



a) Existencia de una elevación que no modifica la dirección regional de escurrimiento



b) Excedentes retenidos incorrectamente por efecto del aumento en la cota de la celda

**Figura 5-9:** Aumento del Almacenamiento Superficial debido al uso de la Media del MDT

En este trabajo se desarrolló un criterio para definir una cota de “descarga” ( $Cd_{i,j}$ ) para cada celda del modelo, que resulte lo más representativa posible desde el punto de vista del escurrimiento superficial. Esta se definió a partir de la cota de colmatación promedio para los bajos comprendidos dentro de la celda. La cota de descarga es aquella que debe alcanzar el agua acumulada en las cubetas para poder comenzar a fluir hacia aguas abajo. Por lo tanto, por encima de ese nivel la celda se comporta como si no tuviera cubetas, ya que estas están completamente llenas de agua. En realidad pueden existir varias pequeñas cubetas dentro de una celda de cálculo, cada una de las cuales puede tener su propia cota de

colmatación. Por eso se definió la cota de descarga de la celda del modelo como el promedio de dichas cotas, ponderado en función del área de cada cubeta.

Dado que el nivel de agua en la celda de cálculo debe alcanzar aproximadamente la cota de descarga definida cuando el volumen específico almacenado en la celda alcanza el valor del almacenamiento específico en depresiones, se redefinió la cota de terreno de manera de cumplir esa condición, maximizando así la compatibilidad de los niveles de agua superficial, dando prioridad a la resolución del drenaje superficial. La cota de agua en una celda  $H_{i,j}$  resulta de sumar a la cota representativa de terreno  $T_{i,j}$  el volumen específico almacenado  $h_{i,j}$ :

$$H_{i,j} = T_{i,j} + h_{i,j} \quad (5.2.1)$$

Cuando la celda se colmata, agotando el almacenamiento en depresiones tenemos que:

$$h_{i,j} = DS_{i,j} \quad (5.2.2)$$

Donde  $DS_{i,j}$  indica el almacenamiento específico en depresiones de la celda  $i, j$ . Si en ese caso se desea que el nivel de agua alcance la cota de descarga, se tiene que:

$$H_{i,j} = Cd_{i,j} \quad (5.2.3)$$

Resulta entonces que la cota de terreno representativa queda definida por la diferencia entre la cota de descarga y la abstracción inicial:

$$T_{i,j} = Cd_{i,j} - DS_{i,j} \quad (5.2.4)$$

La ventaja de seleccionar las cotas de celda con esta metodología consiste en que, cuando las cubetas están llenas, la cota de agua en cada celda resulta igual que la de las cubetas en el MDT colmatado. Esto garantiza que cada celda a lo largo de la dirección del escurrimiento tiene en ese caso una cota igual o menor que la de aguas arriba. De esta manera se evita sobreestimar el volumen de almacenamiento superficial, como se explicó anteriormente. El almacenamiento en depresiones es tenido en cuenta íntegramente mediante la altura de almacenamiento en depresiones.

### 5.2.3 Representación del efecto de las Obras viales y ferroviarias

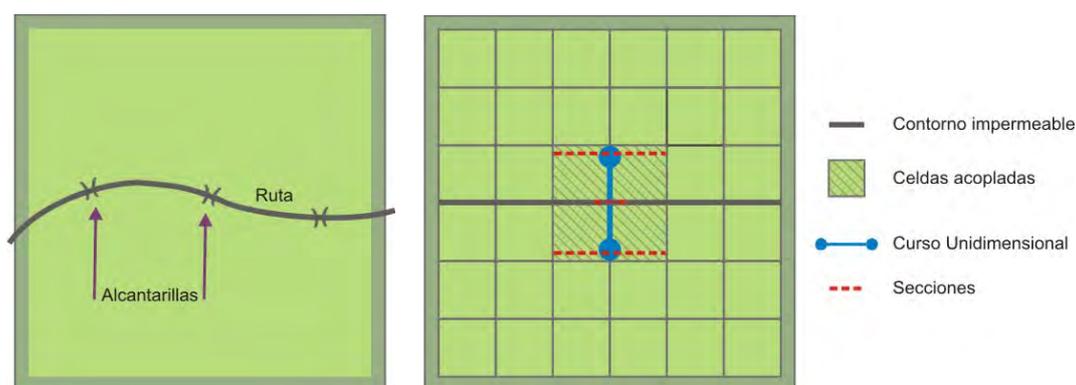
El efecto hidrológico producido por los terraplenes pertenecientes a obras viales o ferroviarias consiste básicamente en constituir barreras al escurrimiento. Estas obligan a los excedentes a moverse paralelamente a ellos, hasta los puentes o alcantarillas existentes en su trazado. A su vez, dichas alcantarillas presentan a menudo una limitada capacidad de conducción, por lo que típicamente laminan los picos de excedencia.

Al representar las irregularidades topográficas de manera agregada, las celdas representativas de la topografía resultan de tamaño mucho mayor que el típico ancho de estos terraplenes, por lo que estos no pueden ser representados explícitamente. Para poder representar en esta malla su efecto agregado una alternativa posible consiste en considerar los terraplenes como contornos unidimensionales impermeables, que restrinjan el escurrimiento entre celdas contiguas. La formulación del presente modelo permite dividir el dominio en zonas que con intercambian escurrimiento superficial entre sí. Utilizando esta función puede de esa manera representarse la obstrucción producida.

No obstante, a fin de permitir que los excedentes atraviesen la obstrucción, se debe representar el efecto conductor de las alcantarillas. A este fin, una alternativa posible consiste en introducir a lo largo de las fronteras impermeables tramos conectores modelados como cursos unidimensionales, conectados a las celdas del modelo hidrológico aguas arriba y aguas abajo de la obstrucción. Este fue el enfoque utilizado en este trabajo.

Para representar la limitada capacidad de escurrimiento a través de las alcantarillas se debe introducir a estas conducciones una sección compatible con las dimensiones típicas de estas obras de arte.

En la **Figura 5-10** se presenta un croquis de cómo fueron esquematizadas las obstrucciones viales o ferroviarias.



**Figura 5-10:** Esquematización de las Obstrucciones Viales y Ferroviarias

Este procedimiento requiere, en principio, la ubicación de cada obra de arte independientemente, lo que es difícil de realizar en la práctica, dado el número elevado de obras de arte existentes en cuencas extensas y la dificultad inherente de identificar sus posiciones a partir de imágenes satelitales. En este trabajo, en lugar de modelar cada alcantarilla individualmente, se optó por representar tan solo algunas a lo largo de las obstrucciones simuladas, con una capacidad un tanto mayor a la que probablemente tienen en la realidad, a fin de representar agregadamente el efecto de varias alcantarillas. La posición de las alcantarillas modeladas se determinó utilizando los datos del MDT de detalle, de los que se obtuvo los puntos en los cuales se concentra naturalmente el escurrimiento. De esta forma pueden colocarse las alcantarillas en los puntos en que las obstrucciones cortan las mayores concentraciones de flujo.

Las celdas del modelo hidrológico están acopladas a los tramos unidimensionales como se describe en la sección 4.6.1.

#### 5.2.4 Representación del escurrimiento en cauces

Como se explicó en la sección 4.6.1, el acople entre el modelo hidrológico y el modelo hidrodinámico unidimensional se realiza a través de un volumen de almacenamiento compartido. Este corresponde en el modelo hidrológico al agua acumulada en superficie en las celdas anegadas, mientras que en el modelo unidimensional está contemplado en la sección transversal. Para que el mecanismo de acoplamiento resulte lo más eficiente posible es el volumen compartido en ambos modelos sea lo más compatible posible.

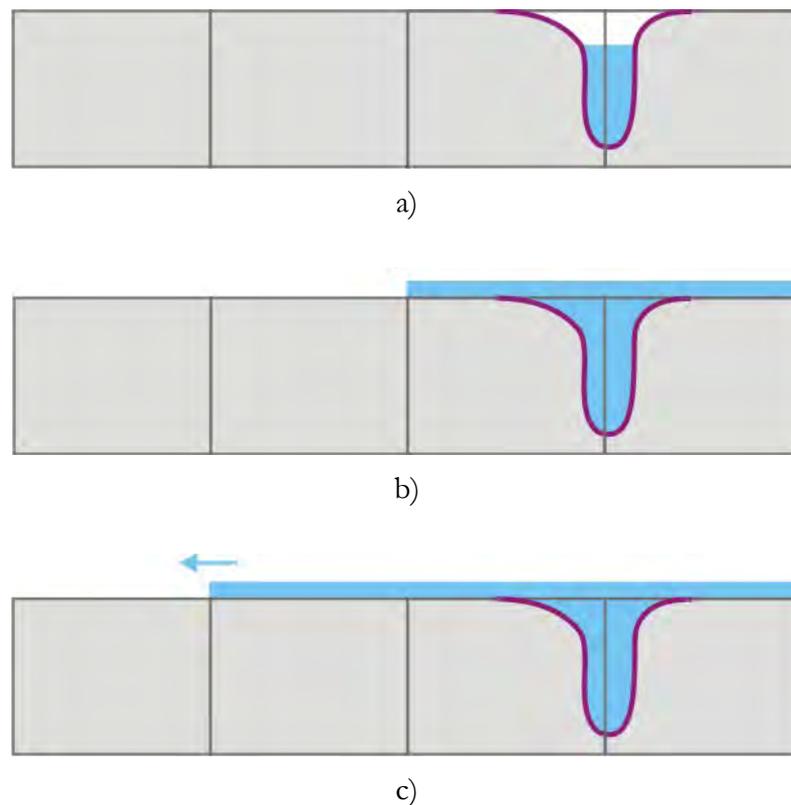
Normalmente el volumen compartido de intercambio suele definirse coincidente con la planicie de inundación de los cursos. Estas se incorporan en la sección transversal de los

cursos y las celdas correspondientes del modelo hidrológico se marcan como inundables. Cuando el nivel de agua en el curso supera la cota de terreno en una de estas celdas, esta se considera inundada y el nivel de agua superficial se fija igual al del curso. Todo el intercambio de agua superficial entre esta celda y sus vecinas es incorporado por el modelo como entrada o salida de agua directamente en el curso.

En las cuencas con muy baja pendiente, los cursos de agua al desbordarse pueden inundar grandes extensiones de terreno, y a menudo carecen de una planicie de inundación bien definida. Por lo tanto, resulta razonable limitar la zona de almacenaje compartido.

En este trabajo se optó por limitar la zona compartida al ancho de las celdas del modelo hidrológico aledañas a los cursos. Cuando estas resultan anegadas, el agua de los cursos es capaz de escurrir hacia las demás celdas vecinas a través de escurrimiento superficial y anegarlas si sus niveles son suficientemente bajos.

En la **Figura 5-11** se presenta un esquema del comportamiento de este sistema de acoplamiento frente a un pico de crecida. Mientras el nivel de agua en el curso no supera el nivel de terreno de las celdas linderas del modelo hidrológico, esta se encuentra representada solo en el modelo unidimensional (**Figura 5-11 a**). Una vez que el agua supera el nivel de terreno, la celda linder a al curso se anega, y el nivel en ella se fija igual al del curso (**Figura 5-11 b**). Las demás celdas bajas del modelo hidrológico pueden luego cubrirse de agua saliente de las celdas acopladas por escurrimiento superficial (**Figura 5-11 c**).



**Figura 5-11:** Comportamiento del acoplamiento ante una crecida

En el caso particular del caso de estudio utilizado, existen también varias grandes lagunas en el curso de los ríos: La Salado, Mar Chiquita y la Laguna de Gómez. Estas fueron representadas en el modelo unidimensional, y todas las celdas del modelo hidrológico que estas abarcan en condiciones normales fueron acopladas a los niveles en dicho modelo.

## Capítulo 6: Implementación del modelo en la cuenca del Río Salado

---

Como se mencionó anteriormente, en el presente trabajo se seleccionó como caso de aplicación y evaluación de la metodología de modelación propuesta la región noroeste de la cuenca del Río Salado del Sur. En particular, se estudió la subcuenca cuyo emisario resulta el río Salado a la altura de la ciudad de Junín. Esta región se denomina A1 a partir de los estudios del Plan Maestro Integral de la Cuenca del Río Salado (Halcrow & Partners, 1999).

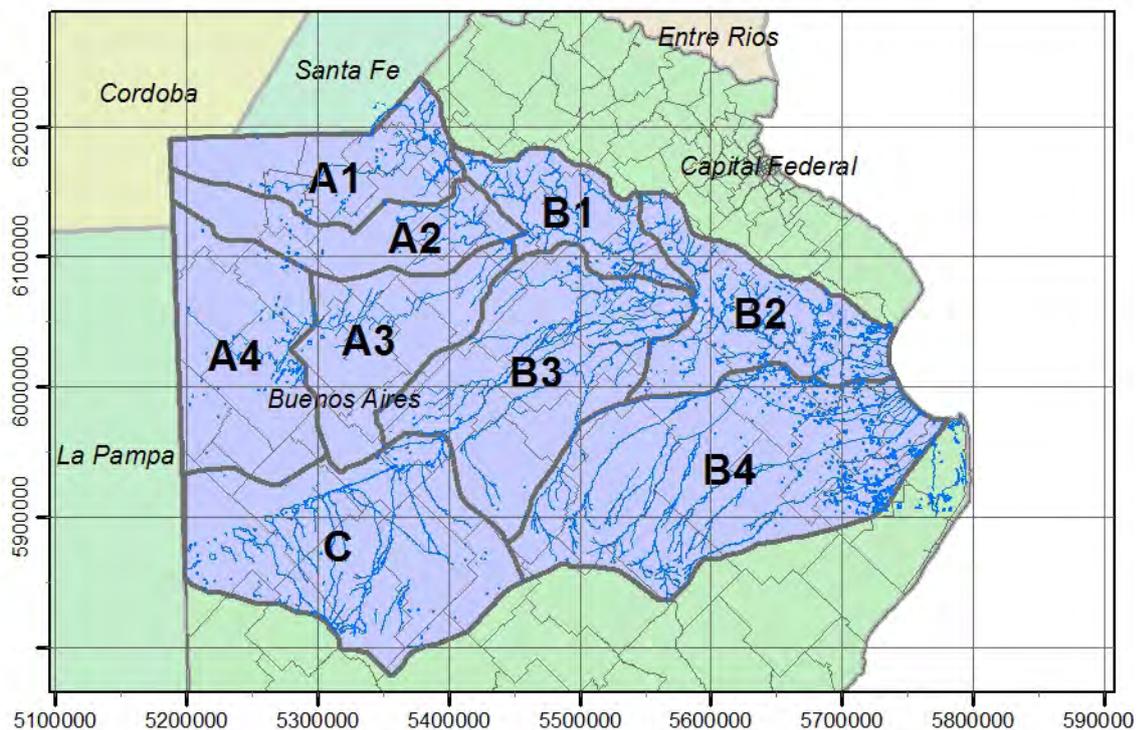
Esta subcuenca del río Salado se eligió por una conjunción de factores. Los principales de entre estos se presentan a continuación:

- Presencia de características típicas de cuenca de llanura: como se explicó en la sección 3.3, la región noroeste representa un caso paradigmático de cuenca de extrema llanura, mostrando muy bajas pendientes, pocos cauces desarrollados, cubetas de deflación, etc.
- Existencia de datos medidos de los forzantes: se cuenta con abundantes datos de precipitación durante un período prolongado y dos estaciones meteorológicas con datos suficientes para calcular la evapotranspiración potencial.
- Existencia de datos históricos registrados para la calibración y validación del modelo: se cuenta con una serie más o menos prolongada de aforos líquidos en el emisario, algunos aforos puntuales en puntos interiores y varias series freáticas de considerable longitud.
- Relevancia respecto de la problemática de inundaciones. Existieron en la subcuenca diversos eventos de inundaciones de magnitud, destacándose las ocurridas en 1993 y 2001.
- Existencia de obras de canalización en marcha: no solamente existen canales artificiales en funcionamiento dentro de la subcuenca, si no que se encuentran en marcha nuevas obras de conducción, destinadas a aliviar las consecuencias de

eventos de crecida. El desempeño de estas obras puede ser evaluado mediante un modelo hidrológico-hidráulico como el presente.

## 6.1 Dominio

Como se mencionó anteriormente, la subregión A1 abarca la extensión de la cuenca del río Salado aguas arriba de la ciudad de Junín. Dado que esta región fue definida a partir del Plan Maestro Integral de la cuenca (Halcrow & Partners, 1999), que circunscribía su análisis a la provincia de Buenos Aires, la fracción de la cuenca del Salado que no pertenece a la provincia fue dejada de lado. En la **Figura 6-1** se presenta la ubicación y extensión geográfica de las distintas subregiones de la cuenca del Salado, según el PMI.



**Figura 6-1:** Subregiones de la cuenca del Salado

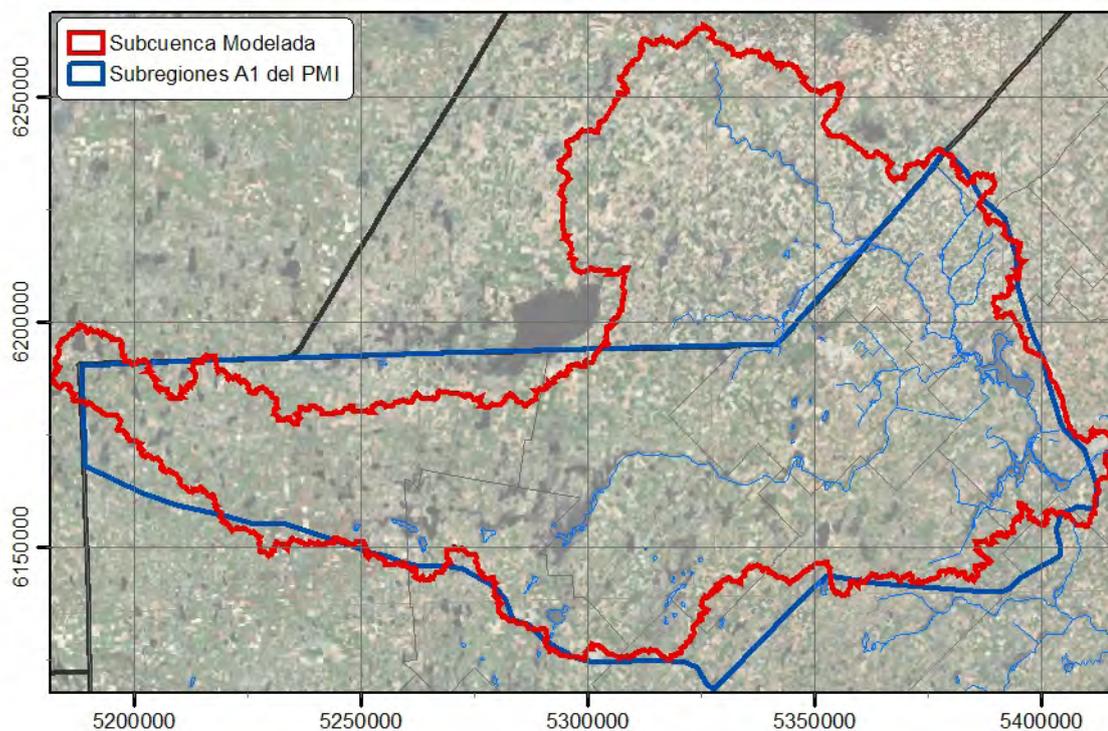
A fin de tener en cuenta todos los excedentes superficiales que dan lugar al caudal en el emisario de la cuenca, se optó en este trabajo por extender el dominio de cálculo hasta abarcar la subcuenca entera. Esta definición permite además establecer con mayor certidumbre y simplicidad la condición de borde de flujo superficial, que al ser definido a lo largo de una divisoria de aguas, resulta de flujo nulo.

La extensión de la subcuenca hidráulica se determinó a partir del modelo digital del terreno. A tal efecto se realizó el siguiente procedimiento:

1. Se aplicó en primer lugar al modelo digital del terreno el algoritmo descrito en la sección 5.2.1. Este permitió eliminar todas las celdas bajas o sumidero, rellenando todas las depresiones del MDT.
2. Una vez obtenido el MDT 'colmatado', para cada celda puede determinarse la dirección de escurrimiento, que se asume ocurre mayoritariamente en dirección a su celda vecina de menor cota.

3. Con las direcciones de escurrimiento en cada celda, se trazó el mapa de la subcuenca, partiendo de una celda ‘emisario’, es decir, la que resulta ser la salida de la subcuenca que quiere determinarse. El algoritmo utilizado comienza por dicha celda, y determina cuáles de sus celdas vecinas escurren hacia ella (a partir de sus direcciones de escurrimiento). Estas celdas ciertamente pertenecen a la subcuenca que desea determinarse.
4. Se repitió el paso 3 recursivamente para cada celda incorporada a la subcuenca, extendiendo la misma a todas las celdas que drenan indirectamente a través de la celda emisario.

En la **Figura 6-2** se presenta la subcuenca determinada, utilizada como dominio de cálculo, comparada con la subregión A1. Cabe destacarse que se excluyeron específicamente de la subcuenca, como se explicó en la sección 5.2.1, las cuencas propias de la laguna La Picasa y Melincué de la provincia de Santa Fe.



**Figura 6-2:** Subcuenca del Salado a la altura de Junín, comparada con la subregión A1

La subcuenca así determinada posee un área aproximada de 14.515 km<sup>2</sup>, con una extensión oeste-este de 230 km y norte-sur de 140 km.

## 6.2 Discretización espacial

El objetivo del presente trabajo es la implementación de un modelo capaz de resolver los procesos físicos determinantes del agua en una cuenca de llanura y no solo su efecto agregado. Estos procesos son no uniformes, y la distribución espacial tanto de las condiciones del terreno como de los forzantes producen comportamientos espaciales no triviales. A fin de poder representarlos es necesaria la utilización de modelos distribuidos con una adecuada discretización espacial.

Al intentar desarrollar un modelo hidrológico distribuido de base física como el encarado en el presente trabajo, surge el interrogante sobre el tamaño de celda a utilizar para la discretización espacial del problema. En principio, celdas de menor tamaño conducen a tiempos de simulación sustancialmente más largos, ya que, cuando se reduce el tamaño de lado de la celda a la mitad, se multiplica por cuatro el número de celdas a simular, cuadruplicando los cálculos necesarios. Por otro lado, celdas de mayor tamaño producen resultados cada vez menos precisos, al introducir una mayor esquematización sobre los procesos. Más aún, existe probablemente una escala de resolución mínima, más allá de la cual el modelo distribuido simplemente es incapaz de representar la física de los procesos hidrológicos, resultando un modelo pseudo-concentrado. Este interrogante se explora en más detalle en la sección 10.2.

En particular, dado que en este trabajo se hizo incapié en la resolución del traslado y acumulación de excedentes en superficie, fue necesaria una buena representación de la topografía de la cuenca, que resulta determinante en esa dinámica. Dada la gran extensión de la subcuenca a modelar, se utilizó en la implementación una discretización del dominio en celdas cuadradas de 1.000 m de lado, resultando un dominio consistente de 14.000 celdas de cálculo. La representación del terreno con esa resolución se considera apropiada, ya que las direcciones de escurrimiento obtenidas con esa grilla son similares a las obtenidas para el MDT de detalle con la metodología descrita en la sección 5.2.

Cabe destacarse que para la mayor parte de los parámetros del modelo no existe disponibilidad de información suficiente para poder desarrollar campos espaciales que reflejen la heterogeneidad de los mismos a esta escala de grilla. Se presentan en este capítulo las distintas estrategias utilizadas para estimar el mejor valor posible para cada parámetro en cada celda de cálculo a partir de los datos disponibles. Las mismas consisten en general en la zonificación de la cuenca y la asignación de datos uniformes a las diversas zonas. Estas estimaciones pueden ser progresivamente mejoradas a medida que nuevos datos se hagan disponibles. El desarrollo progresivo de las técnicas de determinación de diversos parámetros a partir de imágenes satelitales resulta especialmente prometedor con este objetivo.

Existen numerosos antecedentes a tener en cuenta al evaluar la aptitud de la discretización adoptada. En el PDIRS (UTN-FRA, 2007), se desarrollaron modelos similares a los de este trabajo con celdas tanto de 5 x 5 km como de 2,5 x 2,5 km, con resultados satisfactorios. En dicho trabajo incluso se desarrolló un modelo con celdas de 1 x 1 km de una zona reducida de la misma subregión A1 de la cuenca del Salado. El desempeño de dichos modelos fue comparado, encontrándose cierta sensibilidad en la respuesta del sistema en término de caudal pico durante eventos de crecida, siendo en los demás resultados, en término de niveles freáticos y caudales medios, mucho más robustos.

Otro antecedente de interés respecto de la modelación de cuencas extensas resulta el publicado por Refsgaard et al. (1992). Consiste en la modelación de seis subcuencas del Río Narmada en la India, con un área total de 15.000 km<sup>2</sup>. Se desarrollaron en ese caso modelos utilizando SHE con celdas de 1 x 1 km, 2 x 2 km y 4 x 4 km de acuerdo a la subcuenca.

El propio Refsgaard (1996) publicó luego un estudio en el que compara el desempeño de modelos de diferentes escalas (500 m, 1000 m, 2000 m y 4000 m) para la representación de la hidrología de la cuenca del Karup, en Dinamarca (440 km<sup>2</sup>). La conclusión obtenida indica que 1.000 m de lado resulta un tamaño máximo de celda a fin de obtener resultados precisos en términos de niveles freáticos y caudales. Tamaños mayores producen cierto deterioro de los resultados.

Otro antecedente sobre modelación de cuencas muy extensas con SHE es el publicado por Stisen et al. (2008). En dicho trabajo se modeló la extensa cuenca del río Senegal, de 350.000 km<sup>2</sup>, con una discretización en celdas de 6 x 6 km, resultando en aproximadamente 9700 celdas de cálculo.

Una grilla de 1km de lado fue utilizada también por Henriksen et al. (2003) para la implementación utilizando SHE de un modelo regional que cubre la totalidad de Dinamarca (43.000 km<sup>2</sup>).

Todos estos antecedentes indican que la elección de 1 km como tamaño de grilla resulta razonable, tanto en términos de cantidad de celdas totales a resolver como en nivel de precisión esperable en los resultados.

No obstante, más allá de los estudios mencionados anteriormente, todos con tamaños de celda del orden de 1.000 metros o superior, las escalas de resolución de modelos distribuidos publicados desarrollados con SHE son muy variadas.

Vázquez et al. (2002 y 2006) concluye luego de la comparación de modelos implementados a distintas escalas, que un equilibrio óptimo entre desempeño y precisión en los resultados para la modelación de la cuenca del Gete (586 km<sup>2</sup>), en Bélgica, se encuentra al utilizar celdas de 600 m de lado.

Thompson et al. (2004) publicó la implementación de un modelo SHE para los Pantanos de Elmley, en el Reino Unido, para un dominio de 8.7 km<sup>2</sup> discretizado en 9271 celdas de 30 x 30m. Liu et al. (2007), por su parte, muestra la implementación para la subcuenca Yingsu de un modelo con celdas de 50 x 50m.

### 6.3 Escurrimiento Superficial

Como se describió con anterioridad, el submodelo encargado de calcular el escurrimiento superficial no encauzado requiere un modelo digital de elevación representativo del terreno, un campo de almacenamiento específico en depresiones y un coeficiente de rugosidad de Manning.

La construcción del campo representativo de la topografía para la utilización en el modelo hidrológico se realizó según el procedimiento detallado en la sección 5.2. Como se mencionó en dicha sección, los datos de origen para dicha construcción consistieron en la información de radar del SRTM, de 90 m de paso espacial, filtrados y ajustados a curvas de nivel del IGM para corregir los sesgos de baja frecuencia de la señal de radar.

La cota seleccionada como representativa de una celda de cálculo consistió en la cota media de desborde de las cubetas de deflación presentes en la celda, menos el volumen específico de retención en las mismas. Esta técnica permite garantizar que no existan celdas más bajas que sus vecinas, que generen volúmenes de almacenamiento mayores a los existentes realmente.

La cota de terreno adoptada para cada celda de cálculo se presenta en la **Figura 6-3**.

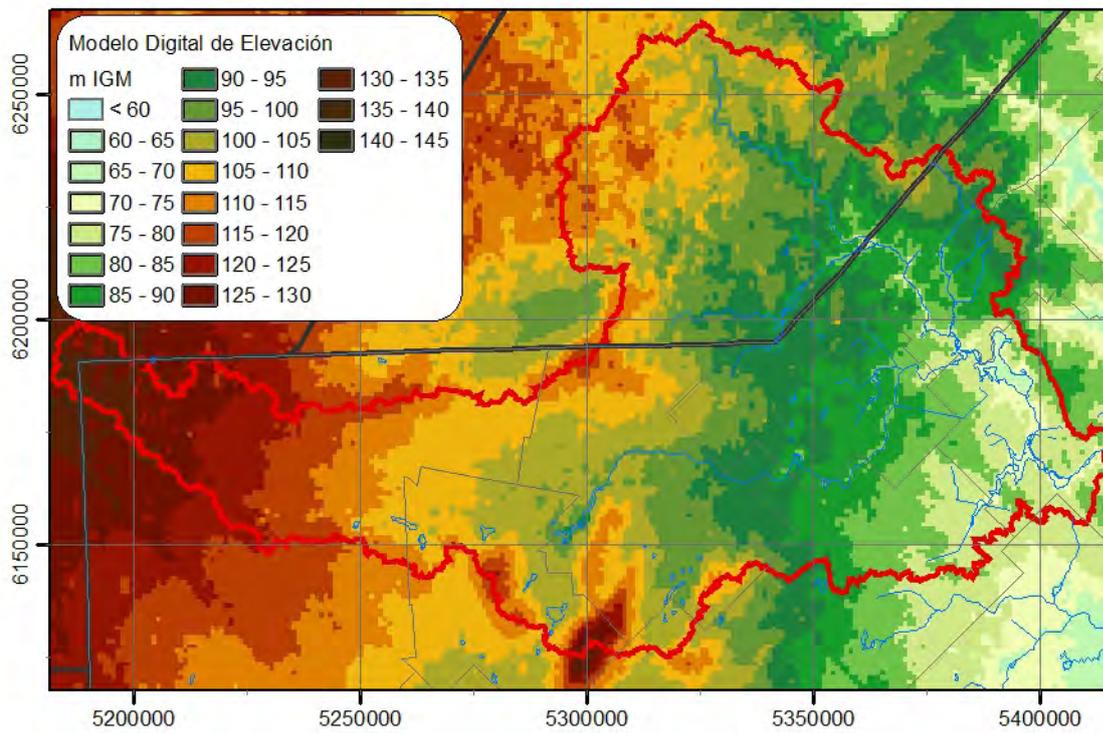


Figura 6-3: Cota de terreno representativa para cada celda de cálculo

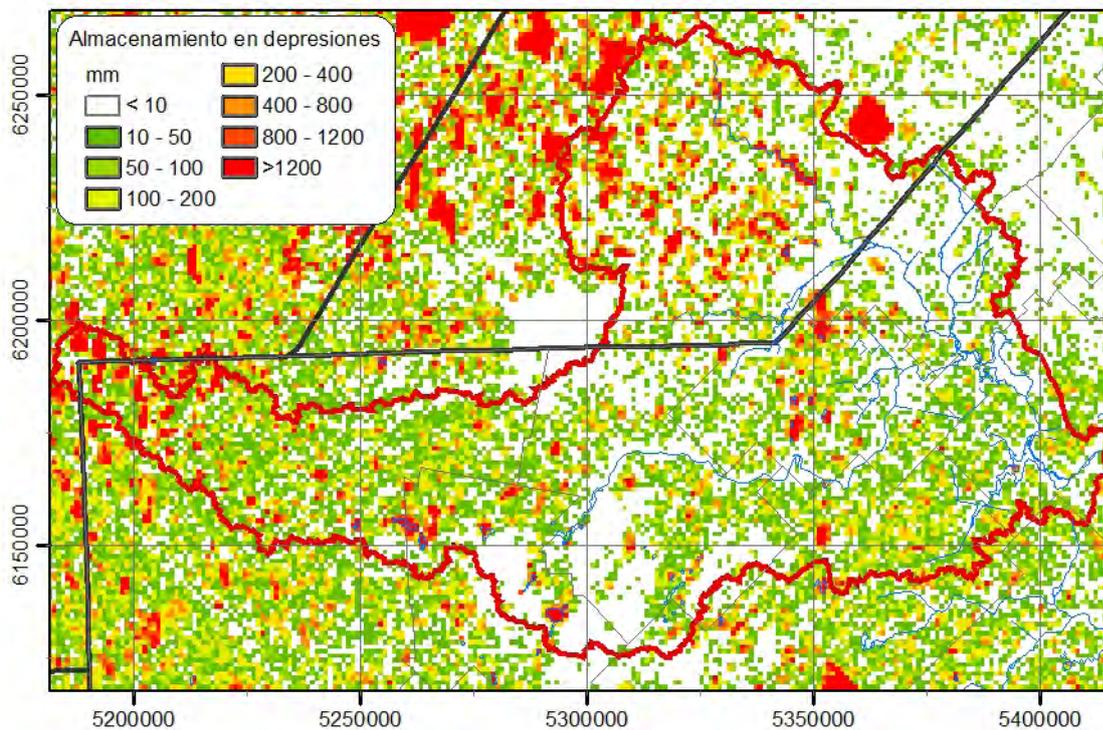
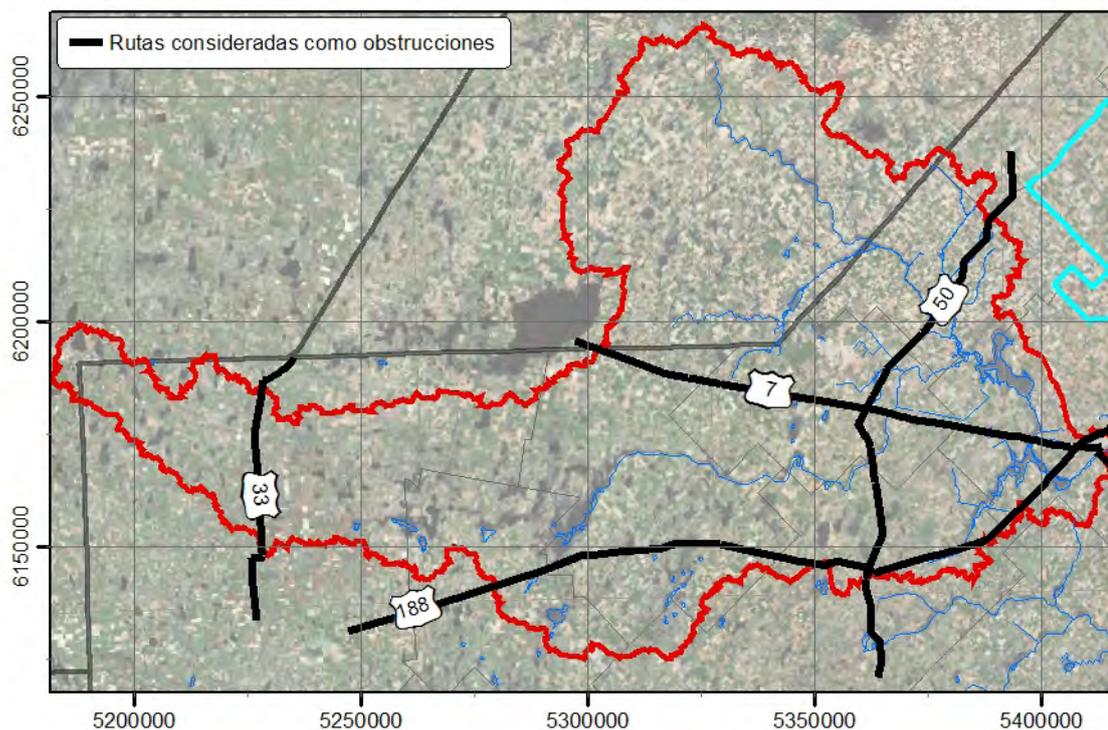


Figura 6-4: Volumen específico de almacenamiento en depresiones para cada celda de cálculo

Como se mencionó en capítulos anteriores, la cuenca del Salado presenta numerosas cubetas, de origen eólico. Estas constituyen zonas de almacenamiento no resueltas a la escala del modelo, ya que sus dimensiones son menores al paso de discretización horizontal. En consecuencia, su efecto integrado debe ser representado como un volumen específico de almacenamiento en depresiones, al igual que se hace con los charcos en modelos de menor escala. Este volumen fue también determinado en cada celda del dominio de cálculo mediante el algoritmo descrito previamente en la sección 5.2, en función de los volúmenes de las cubetas de deflación, estimados partir de los datos SRTM. El campo de volúmenes de almacenamiento se presenta en la **Figura 6-4**.

Como se mencionó anteriormente, en cuencas de llanura las redes de comunicación vial y ferroviaria constituyen obstrucciones significativas al escurrimiento de las aguas. Este efecto de obstrucción es aminorado por medio de obras de arte: puentes para permitir el pasaje del escurrimiento concentrado, y alcantarillas para permitir el paso de la escorrentía distribuida.

En este trabajo solo se simuló el efecto de obstrucción de las vías de comunicación de mayor porte, que a su vez dividen porciones significativas del dominio. En particular, se representaron las Rutas Nacionales N° 7, 33 y 188 y la Ruta Provincial N° 50. En la **Figura 6-5** se presentan las trazas de estas rutas consideradas como obstrucciones.



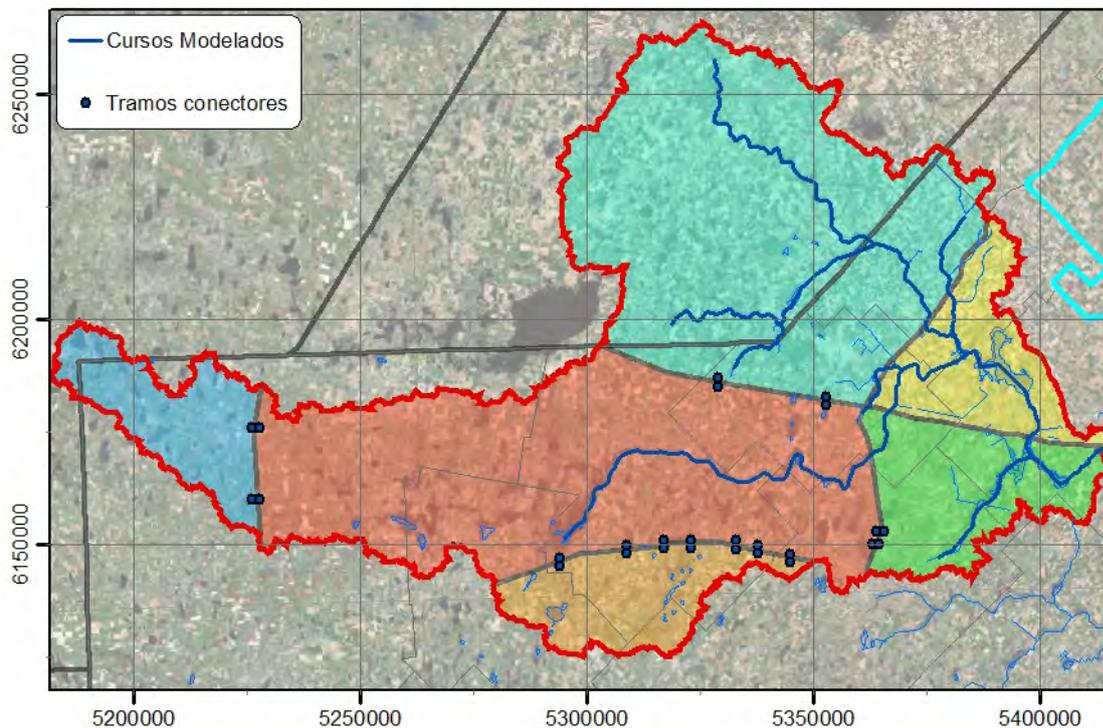
**Figura 6-5:** Vías de comunicación consideradas como obstructoras del flujo

En este trabajo se representaron las rutas y ferrocarriles como contornos unidimensionales impenetrables. Estos contornos dividen el dominio del modelo en zonas separadas desde el punto de vista del flujo superficial. Como se explicó anteriormente, la conexión de dichas zonas se realizó a través de pequeños cursos conectores unidimensionales, que representan agregadamente el efecto conductor de las distintas alcantarillas y puentes ubicados en cada

zona. Las obstrucciones también son atravesadas por los cursos de agua simulados explícitamente.

Los tramos conectores fueron ubicados a partir del análisis de las direcciones de escurrimiento en el modelo digital del terreno colmatado, fijándolos en los puntos sobre las trazas de las obstrucciones en que se concentran las subcuencas de mayor envergadura. Las zonas de flujo separado son también conectadas entre si por los cursos de agua modelados explícitamente de manera unidimensional y conectados al modelo hidrológico. Los mismos se detallan en la sección 6.8.

En la **Figura 6-6** se presentan las zonas de flujo separado junto con los tramos conectores dispuestos.



**Figura 6-6:** Tramos unidimensionales conectores de las zonas aisladas

El coeficiente de rugosidad de Manning depende principalmente del uso del suelo. En la **Tabla 6-1** se presentan valores típicos del coeficiente de Manning para traslado de excedentes sobre distintas superficies según su uso, compilados por Donigian y Davis (1978) y Donigian et al (1983).

Uso del Suelo	Coefficiente de Manning ( $m^{-1/3}.s$ )
Superficie suave compactada	0.05
Rutas pavimentadas y estacionamientos	0.10
Superficie de Suelo removido	0.15 - 0.25
Césped medio / Pastura	0.20 - 0.30
Césped Alto, suelo cubierto por bosque	0.30 - 0.45
Suelo agriculturizado: labranza convencional	0.15 - 0.25
Suelo agriculturizado: barbecho escaso	0.15 - 0.20
Suelo agriculturizado: barbecho abundante, suelo cultivado	0.20 - 0.30
Suelo agriculturizado: rastrojo	0.25 - 0.35
Suelo agriculturizado: pradera, césped muy alto	0.30 - 0.40

**Tabla 6-1:** Valores típicos del coeficiente de Manning para distintos usos de suelo (Donigian y Davis, 1978; Donigian et al, 1983)

Para la cuenca modelada se adoptó un valor constante del coeficiente de Manning, ya que el uso del suelo se reparte principalmente entre pasturas y cultivos extensivos, en distintos estados de acuerdo al momento de la temporada, y estos usos de suelo poseen valores de rugosidad aproximadamente similares, el rango 0.15-0.30. El valor utilizado, de  $0.2 m^{-1/3}.s$ , demostró un buen ajuste de los caudales simulados por el modelo a los valores históricos registrados.

## 6.4 Precipitaciones

Las precipitaciones constituyen el forzante principal del proceso hidrológico para un sistema hídrico, ya que representan la principal entrada de agua al mismo. Resulta importante, por lo tanto, cuantificar la magnitud y la distribución de las precipitaciones a fin de obtener una respuesta realista del modelo. De hecho, la dificultad e incertidumbre en su evaluación se considera a menudo como la una de las principales fuentes de error en las predicciones de un modelo hidrológico (Abbot, 1986a; Michaud et al., 1994; Winchell et al., 1998).

Idealmente, un modelo hidrológico distribuido debería producir una respuesta más realista al forzarse con datos distribuidos de precipitación, en forma de campos instantáneos. Existen actualmente diversas experiencias realizadas en este sentido, generalmente basadas en la estimación de las precipitaciones a partir de la utilización de imágenes satelitales, ya sea con sensores de infrarrojo termal, microondas o radar (Stisen, 2008). Las estimaciones generalmente son ajustadas utilizando mediciones pluviográficas realizadas en estaciones terrestres.

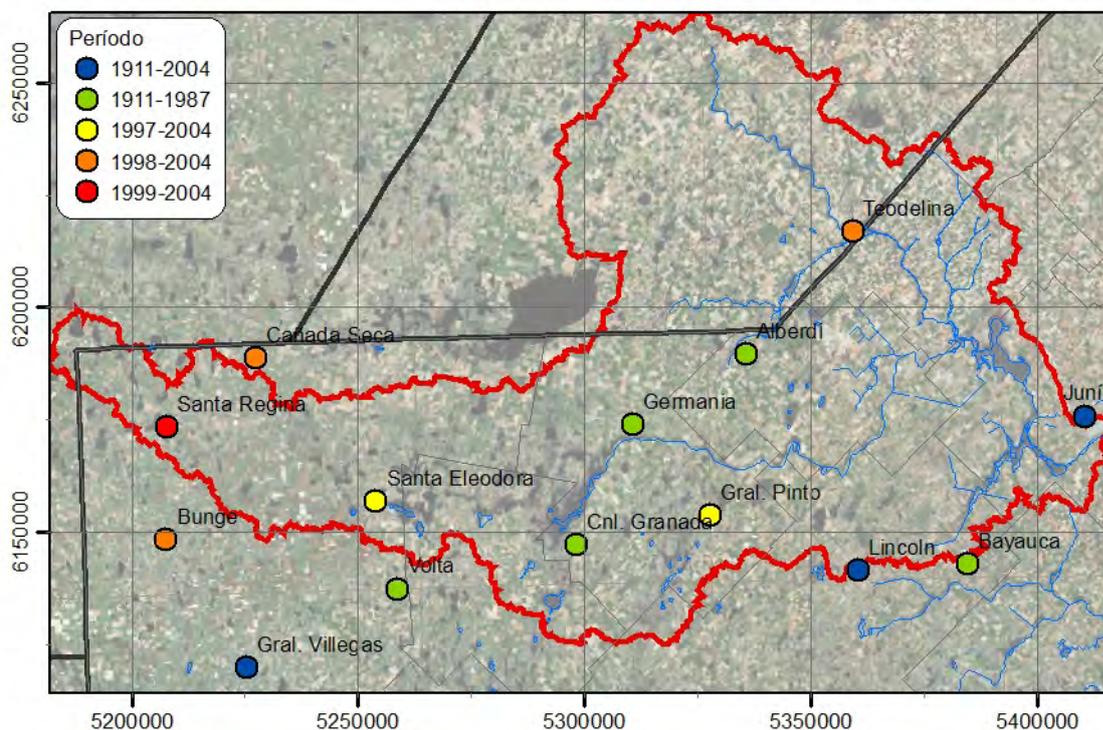
Si bien el uso de datos distribuidos estimados remotamente presenta muchas ventajas, estos están generalmente disponibles, en el mejor de los casos, recién a partir de mediados o finales de la década del '90. En general, la falta de datos distribuidos suficientes para el forzado y la calibración de modelos distribuidos sigue siendo el mayor obstáculo su

desarrollo (Grayson et al., 2002). Por otro lado, una variedad de estudios publicados indican que la distribución espacial de las precipitaciones no siempre resulta determinante en la respuesta de un modelo hidrológico (Ajami et al., 2004).

En el presente trabajo se utilizaron campos de precipitación estimados utilizando registros de pluviométricos. A partir de los datos recopilados por el PMI (Halcrow & Partners, 1999) y el PDIRS (UTN-FRA, 2007) de la cuenca del Salado, se dispuso de series en 14 pluviómetros ubicados en las inmediaciones del área de estudio.

Cabe destacarse que la ventana cubierta por las distintas series es variable. La posición de las estaciones, junto con sus respectivos períodos de registro se presentan en la **Figura 6-7**. Se observa que solo 3 estaciones, Junín, Lincoln y Gral. Villegas, cubren el período entero de simulación. Para las demás estaciones, las series debieron completarse para cubrir dicho período entero.

El criterio utilizado para extender las series consistió en calcular el coeficiente de correlación entre las series a completar y el período coincidente de las tres estaciones que cubren el período entero. Luego se completó el período faltante en cada serie con los datos de la estación con mayor coeficiente de correlación, escalados en función de los respectivos volúmenes totales de precipitación en el período común. En la **Tabla 6-2** se presenta la lista de las estaciones, las estaciones utilizadas para completarlas en cada caso, el coeficiente de correlación y la constante de proporcionalidad.



**Figura 6-7:** Estaciones pluviométricas recopiladas

Estación	Período Existente	Período a Completar	Estación Utilizada para completar	Coefficiente de Correlación	Coefficiente de Proporcionalidad
Junín	1911-2004	-	-	-	-
Lincoln	1911-2004	-	-	-	-
Gral. Villegas	1911-2004	-	-	-	-
Alberdi	1917-1987	1988-2004	Lincoln	0.65	1.07
Bayauca	1911-1987	1988-2004	Lincoln	0.79	0.94
Cnl. Granada	1911-1987	1988-2004	Lincoln	0.64	1.03
Germania	1911-1987	1988-2004	Lincoln	0.51	0.99
Volta	1911-1987	1988-2004	Gral. Villegas	0.76	1.10
Santa Regina	1999-2004	1911-1998	Gral. Villegas	0.62	0.95
Santa Eleodora	1997-2004	1911-1996	Gral. Villegas	0.66	0.91
Teodelina	1998-2004	1911-1997	Lincoln	0.35	1.05
Cañada Seca	1998-2004	1911-1997	Gral. Villegas	0.55	0.90
Gral. Pinto	1997-2004	1911-1996	Gral. Villegas	0.47	0.76
Bunge	1998-2004	1911-1997	Junín	0.31	1.31

**Tabla 6-2:** Completamiento de las series de precipitación

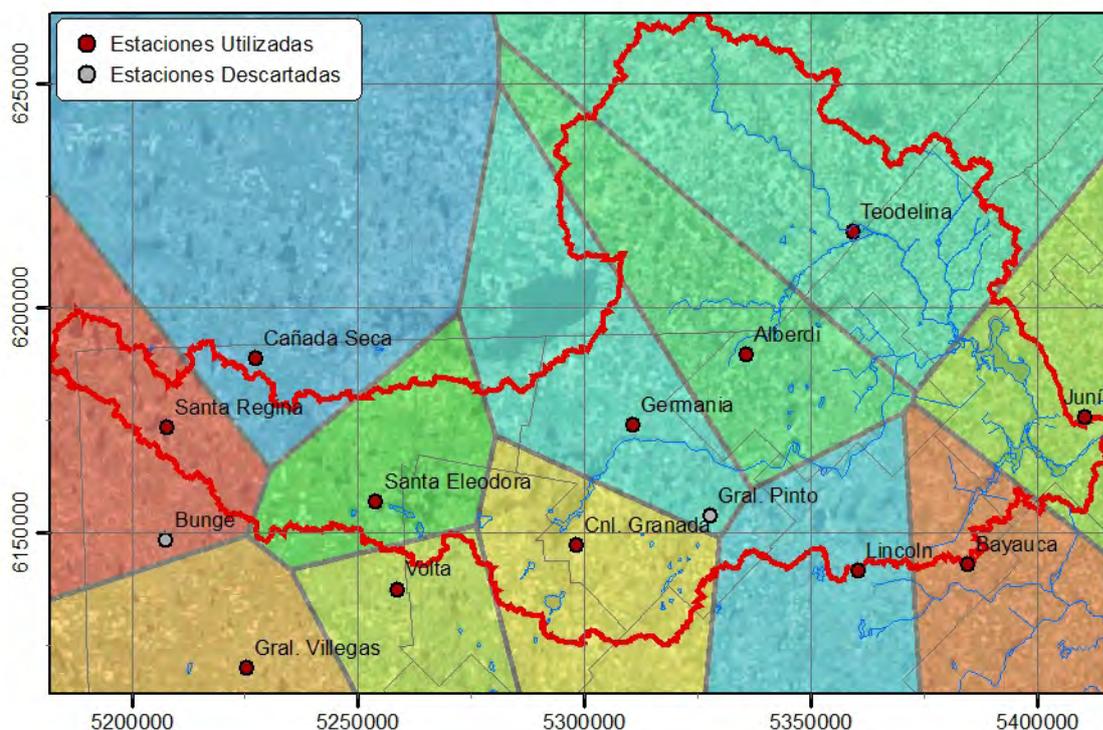
Las estaciones utilizadas para completar resultaron en general las más cercanas a la estación con faltantes. Si bien existen algunos valores bajos de los coeficientes de correlación, especialmente para las estaciones Germania y Teodelina, los coeficientes de proporcionalidad resultaron razonablemente cercanos a la unidad, oscilando entre 0.9 y 1.10. Esto indica que los volúmenes de precipitación anual son similares entre las estaciones de origen y las de destino, resultando por lo tanto válido la utilización de esos datos para el completamiento.

Existen dos estaciones, Bunge y Gral. Pinto, que presentaron un comportamiento excepcional. Estas no solo resultaron en bajos coeficientes de correlación sino que los volúmenes medios registrados difieren sustancialmente de los de las demás estaciones (entre 20 y 30% de diferencia). Estas variaciones se consideraron significativas, por lo que estas estaciones fueron excluidas del modelo.

Cabe destacarse que las estaciones disponibles en la región registran solamente precipitaciones totales diarias. Utilizar estas series directamente en el modelo implica suponer que las precipitaciones ocurren de manera constante a lo largo de cada día de la simulación. En realidad, la precipitación no es uniforme a lo largo del día, sino que existen momentos de mayor, menor e incluso nula intensidad. En cuencas pequeñas, en las que el tiempo de concentración es menor a 24 horas, la utilización de intensidades medias diarias puede producir una subestimación de los caudales de respuesta. En el caso de cuencas muy extensas, como la abordada en este trabajo, se considera que este efecto no es capaz de producir un error significativo, por lo que se utilizaron directamente las series pluviométricas diarias.

Las series de precipitación utilizadas, una vez completadas, se asignaron por proximidad a cada celda del modelo hidrológico, construyendo los polígonos de Thiessen para cada

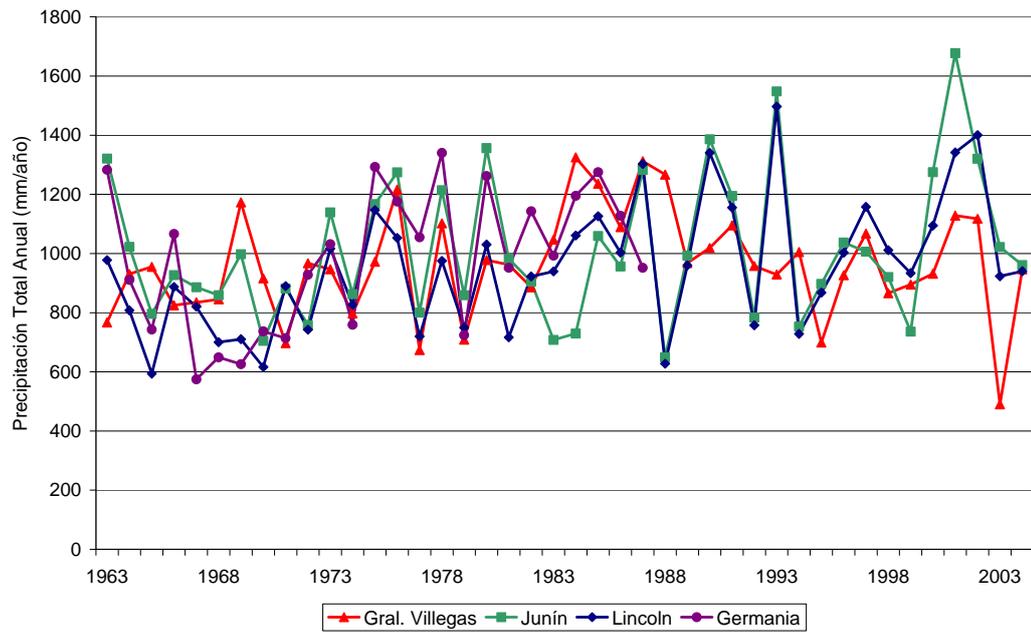
estación. Este enfoque ha sido ampliamente utilizado en modelos de estas características (Thompson et al., 2004; Stisen, 2008). Los polígonos resultantes se presentan en la **Figura 6-8**. Se observa que los diversos polígonos cubren áreas del dominio similares entre sí, con excepción de los correspondiente a Alberdi y Teodelina, que, dada la ausencia de más estaciones en el sur de Santa Fe, abarcan una zona relativamente extensa.



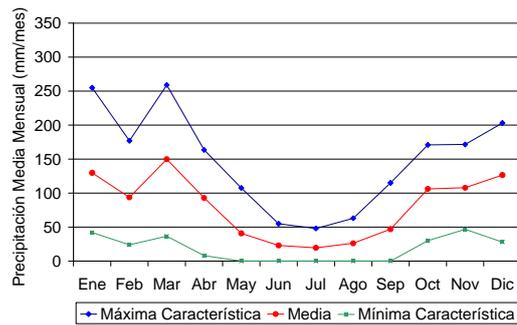
**Figura 6-8:** Polígonos de Thiessen de las estaciones pluviométricas

En la **Figura 6-9a** se presentan las series de precipitación anual para 4 estaciones representativas de la cuenca. Se observa un período de precipitaciones relativamente bajas durante 1964-1972, seguido de un período en que se alternan años de alta y baja pluviosidad, entre 1973 y 1992. En el período 1993-2004 se observan varios años con precipitaciones medias, exceptuando 1993 y 2001, en los que se produjeron las mayores precipitaciones desde 1919, que dieron como resultado dos pulsos importantes de inundación.

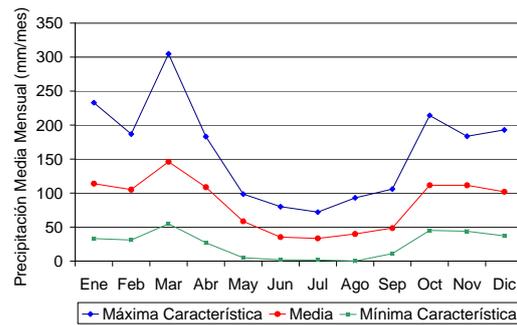
En la **Figura 6-9b** se presenta la estadística mensual de precipitaciones para el período 1963-2004, para las cuatro estaciones mencionadas. Las máximas y mínimas características corresponden a los valores que se superan el 10% y 90% de los años respectivamente. Se observa que existe una notable estacionalidad de las precipitaciones, produciéndose los mayores valores en enero y marzo, y los menores durante el invierno. Como se ve, los valores medios y extremos, así como la estacionalidad, son similares para las cuatro estaciones graficadas.



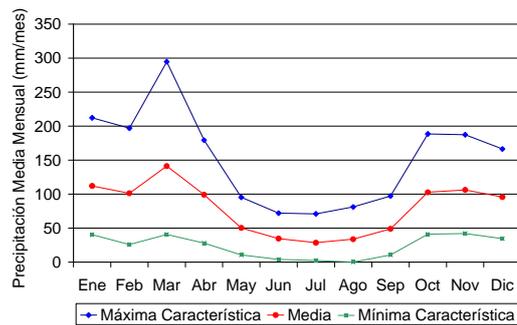
a) Series de Precipitación



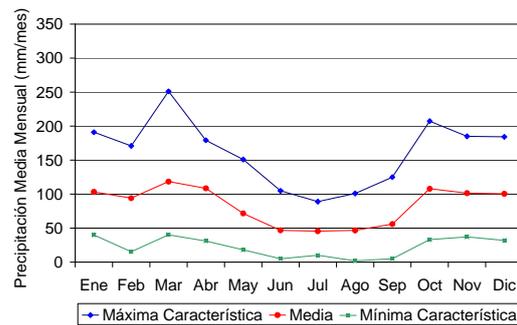
b) Estadística para estación Gral. Villegas



c) Estadística para estación Junín



d) Estadística para estación Lincoln



e) Estadística para estación Germania

**Figura 6-9:** Precipitación en las estaciones de Gral. Villegas, Junín, Lincoln y Germania

## 6.5 Evapotranspiración

### 6.5.1 Evapotranspiración potencial

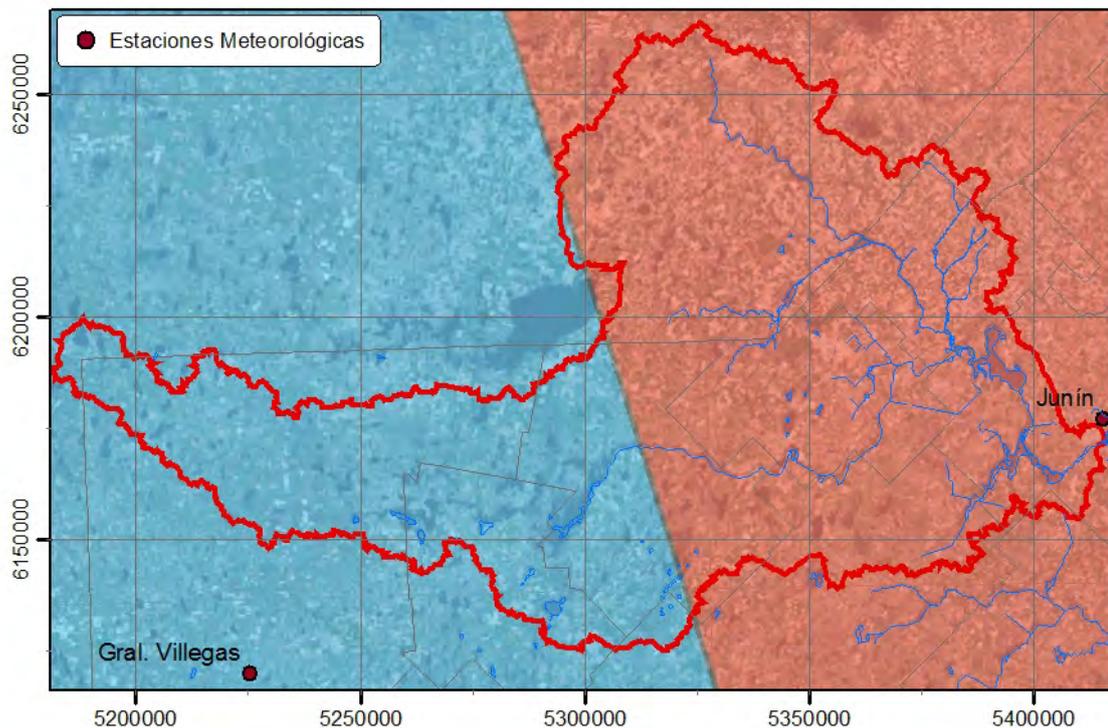
Según se describió en el capítulo 3, la evaporación de agua desde el suelo y la transpiración vegetal es resuelta en el modelo a partir de una tasa de evapotranspiración potencial, que es función de factores meteorológicos, limitada por las condiciones particulares de uso del suelo y humedad disponible.

La evapotranspiración potencial puede ser considerada, junto con la precipitación, como el principal forzante del proceso hidrológico para el sistema hídrico, ya que representa la extracción potencial de agua al sistema. Se disponen de series temporales de evapotranspiración potencial diaria en varias estaciones climáticas de la cuenca del Salado, presentes en menor cantidad que las estaciones pluviométricas. Estas series fueron obtenidas en el PDIRS (UTN-FRA, 2007) a partir de datos de temperatura, heliofanía, radiación, velocidad del viento y humedad relativa mediante método de Penman-Monteith (Penman, 1948; FAO, 1998). Este método ha sido utilizado ampliamente para el desarrollo de modelos hidrológicos (Thompson et al., 2004).

Las series corresponden a datos medios mensuales para el período de trabajo, 1963-2004. Los registros de las variables meteorológicas presentan ciertos baches de información en el período, aunque relativamente breves. Estos fueron completados durante el desarrollo del PMI de la Cuenca (Halcrow & Partners, 1999).

A fin de asignar las series de evapotranspiración potencial correspondientes a cada celda del modelo, se utilizó la distribución por polígonos de Thiessen. Este método consiste en adoptar para cada celda la serie registrada más próxima geográficamente. Si bien este criterio es relativamente simple, resulta muy aplicable en casos de cuencas de llanura como las estudiadas en este trabajo, dado que la evaporación varía solo gradualmente a lo largo de la llanura, no estando ligada a condiciones orográficas ni otras perturbaciones locales.

Utilizando este criterio, solo dos estaciones de registro de la evapotranspiración potencial tienen participación en el dominio de cálculo: las correspondientes a Junín y General Villegas. La posición de ambas estaciones de registro, junto con sus polígonos de Thiessen correspondientes se presentan en la **Figura 6-10**.

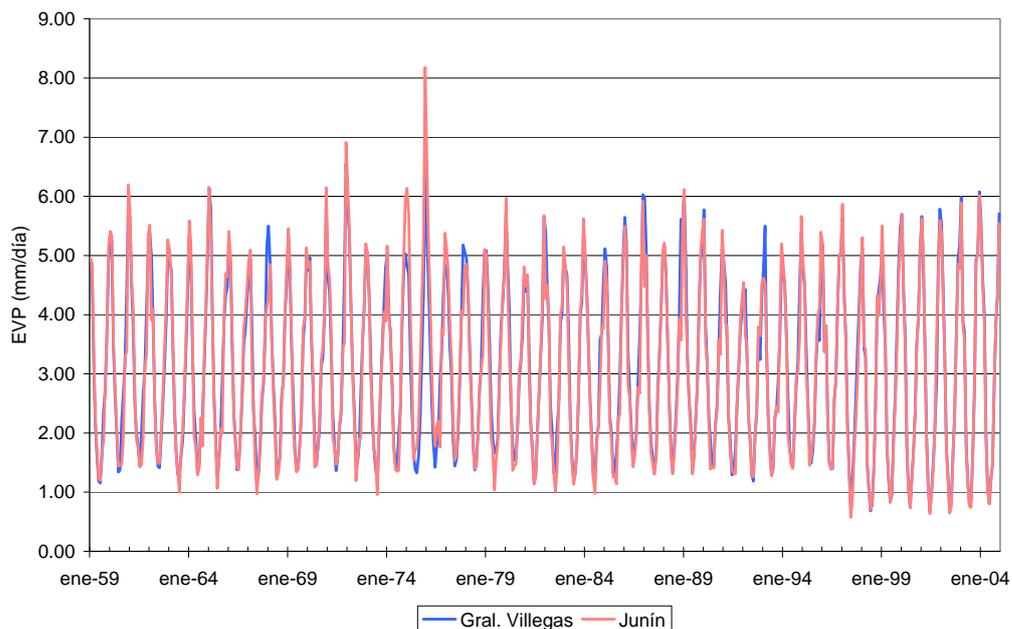


**Figura 6-10:** Estaciones de evapotranspiración potencial y polígonos de Thiessen

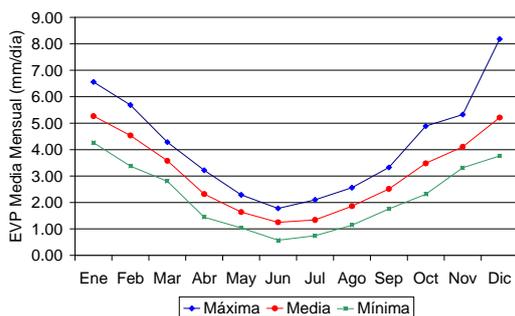
Las series de evapotranspiración potencial se presentan en la **Figura 6-11**. Ambas series poseen un valor medio de 3.1 mm/día, correspondiente a 1130 mm/año. No obstante, se observa que poseen una importante variabilidad estacional, con valores mínimos en invierno de entre 0.6 y 1.5 mm/día y valores máximos en verano típicamente entre 5 y 6 mm/día, si bien existen algunos registros particulares que alcanzan los 8 mm/día.

Se realizó un análisis de regresión lineal a la serie de valores totales anuales de evapotranspiración potencial a fin de identificar si existe una tendencia observada de los valores a lo largo del período de simulación. Se encontró una tendencia al descenso, si bien de magnitud insignificante, de manera que las series utilizadas pueden ser consideradas estacionarias.

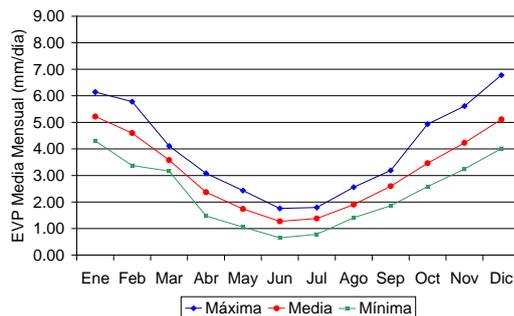
Si bien la técnica de utilizar estaciones de medición en tierra para estimar la EVP y luego asignar los resultados por proximidad es particularmente apta en llanuras, existen actualmente técnicas alternativas que permiten obtener estimaciones distribuidas de este parámetro. Las variaciones espaciales se deben principalmente a la cobertura nubosa, que puede ser estimada con facilidad mediante imágenes satelitales. Una aplicación de esta técnica se describe en Stisen et al. (2008).



a) Series de evapotranspiración



b) Estadística para estación Villegas



c) Estadística para estación Junín

**Figura 6-11:** Evapotranspiración potencial en las estaciones de Junín y Gral. Villegas

### 6.5.2 Evapotranspiración real

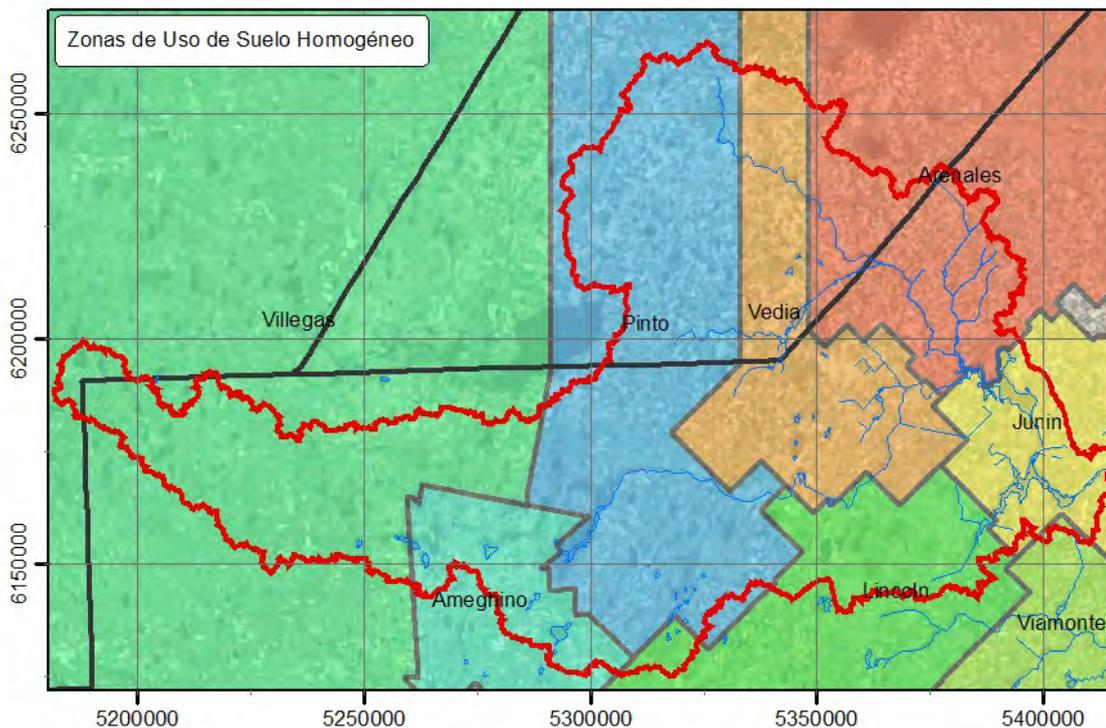
La evapotranspiración real está condicionada por el uso del suelo y la disponibilidad de humedad en el mismo, siendo siempre menor o a lo sumo igual a la evapotranspiración potencial. La zona de estudio puede considerarse completamente rural, repartiéndose el uso del suelo casi por completo entre pastizales naturales, pasturas dedicadas a la ganadería y cultivos extensivos, principalmente de cereales y oleaginosas. Cada uno de estos usos posee determinadas características de follaje y de las raíces de la vegetación. Según se explicó en la sección 4.2, estas características propias se parametrizan en el modelo de Kristensen y Jensen a través de un índice de área foliar ( $LAI$ ), y una profundidad máxima de las raíces de la vegetación ( $RD$ ).

Dado que la zona de estudio posee un elevado grado de antropización, el  $LAI$  y el  $RD$  evolucionan con una modulación estacional, siguiendo el ciclo de las actividades económicas que se realiza en el terreno. Dado que no se cuenta con datos acerca de la distribución de los distintos predios dedicados a cada actividad, y menos aún con la distribución de los mismos a lo largo del período histórico de simulación, se adoptaron

valores uniformes, variables en el tiempo, de dichos parámetros agregados a nivel de cada uno de los partidos de la región.

En línea con este objetivo, se dispuso de series temporales anuales de áreas sembradas de distintos cultivos, agregadas para cada partido de la provincia de Buenos Aires. Suponiendo un uso de suelo uniforme a lo largo de la extensión de cada partido, puede a partir de estos datos reconstruirse la evolución histórica de los parámetros requeridos. En función de los ciclos anuales de cada cultivo, ponderando su producción para cada año, pudieron reconstruirse las series mensuales de LAI y RD zonificadas por partido para todo el período 1963-2004. Este enfoque fue utilizado también en el PDIRS (UTN-FRA, 2007).

En el caso de la porción del dominio ubicada en la provincia de Santa Fe, no se contó con datos sobre superficies cultivadas discriminadas por departamentos, sino tan solo valores totales para la provincia. En lugar de adoptar valores uniformes para la provincia entera, utilizándose estos totales, se optó por asignar a cada celda la serie correspondiente al partido de la provincia de Buenos Aires más cercano a la misma. Se supone de esta manera que el uso del suelo en el sur de la provincia de Santa Fe es similar al de los partidos de General Pinto, Vedia y General Arenales. En la **Figura 6-12** se presenta los partidos de Buenos Aires que abarca el dominio del modelo, así como las regiones del sur de Santa Fe asignadas como similares a cada uno.



**Figura 6-12:** Zonas de uso homogéneo de suelo

Se supuso el uso del suelo en la subregión modelada dividido en cinco tipos predominantes: el cultivo de maíz, soja, trigo, girasol y las pasturas, ya sea dedicadas a la ganadería o naturales. Dado que se cuenta con datos sobre cantidad de hectáreas dedicadas a los cultivos mencionados en cada campaña, se asumió el resto del área de cada partido cubierta de pasturas. Esto es equivalente a asumir que otras actividades posiblemente

existentes en la cuenca son o bien despreciables desde el punto de vista areal o son asimilables a pasturas naturales. Se considera que la hipótesis es aceptable para el presente caso de estudio.

Los cultivos de granos siguen en cada campaña un cronograma más o menos constante de siembra, floración, desarrollo y finalmente cosecha. Las fechas características de cada una de estas etapas para cada cultivo se presentan en la **Tabla 6-3** (Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentos de la República Argentina, 2002<sup>3</sup>; Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación de México, 2004).

Cabe destacarse que actualmente existe la práctica del cultivo de una parte de la producción de soja durante la segunda mitad del año, permitiendo dos cosechas por temporada. Dado que no se cuenta con información acerca de cómo se ha repartido históricamente la producción de soja entre soja de 1° y soja de 2°, se supuso que la cantidad de hectáreas sembradas de soja se concentran en la primera mitad de la campaña. En otras palabras, se supuso que toda la soja producida se cultiva entre noviembre y mayo.

El desarrollo foliar y radicular de las pasturas se consideró de aproximadamente constante a lo largo del año, sin presentar una estacionalidad marcada.

Cultivo	Siembra	Floración	Desarrollo	Cosecha
Maíz	Oct-Dic	Dic-Ene	Ene-Feb	Mar-Jun
Soja	Nov-Dic	Feb	Mar	Abr-May
Trigo	Jun-Ago		Oct-Nov	Nov-Ene
Girasol	Sep-Oct	Nov-Dic	Ene-Mar	Abr-Jun

**Tabla 6-3:** Ciclo vegetativo de los diversos cultivos

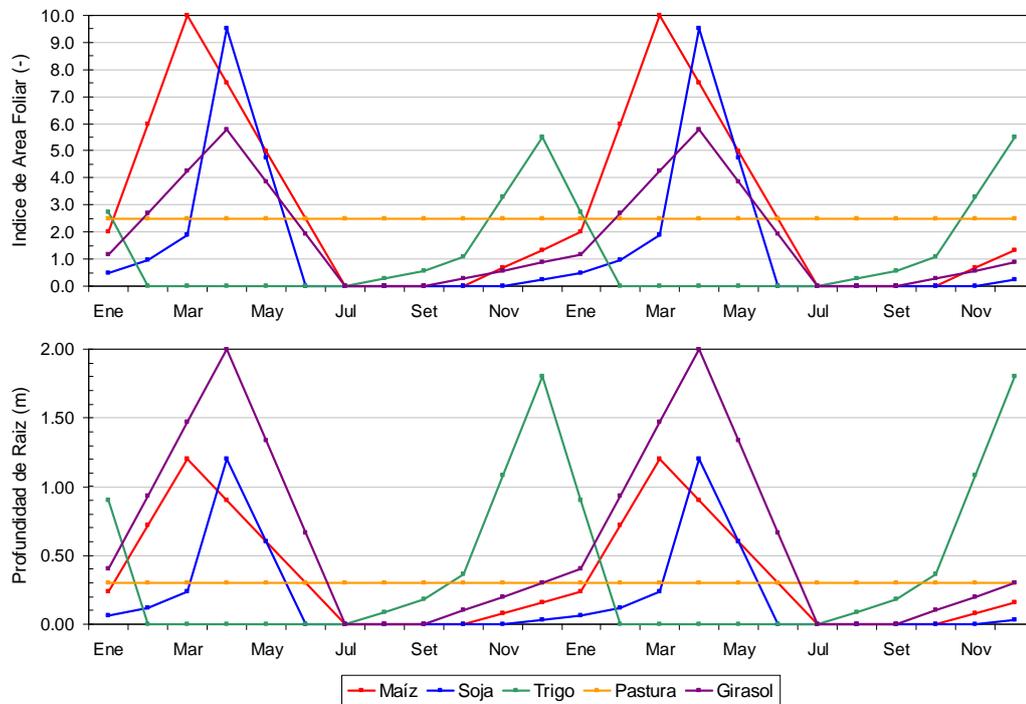
Se estimó también a partir de la literatura el valor del índice de área foliar y de la profundidad radicular correspondientes al máximo desarrollo durante el año para cada uno de los tipos de vegetación. Los valores utilizados se presentan en la **Tabla 6-4** (UTN-FRA, 2007). A partir de estos datos, junto con el cronograma de desarrollo anual de cada cultivo, se pudo estimar la evolución a lo largo del año de ambos parámetros buscados. Se supuso una proporcionalidad constante para cada cultivo entre el desarrollo foliar y la profundidad radicular. Las series resultantes se presentan en la **Figura 6-13**.

---

<sup>3</sup> <http://www.sagpya.mecon.gov.ar/new/0-0/agricultura/otros/estimaciones/cultivos/index.php>

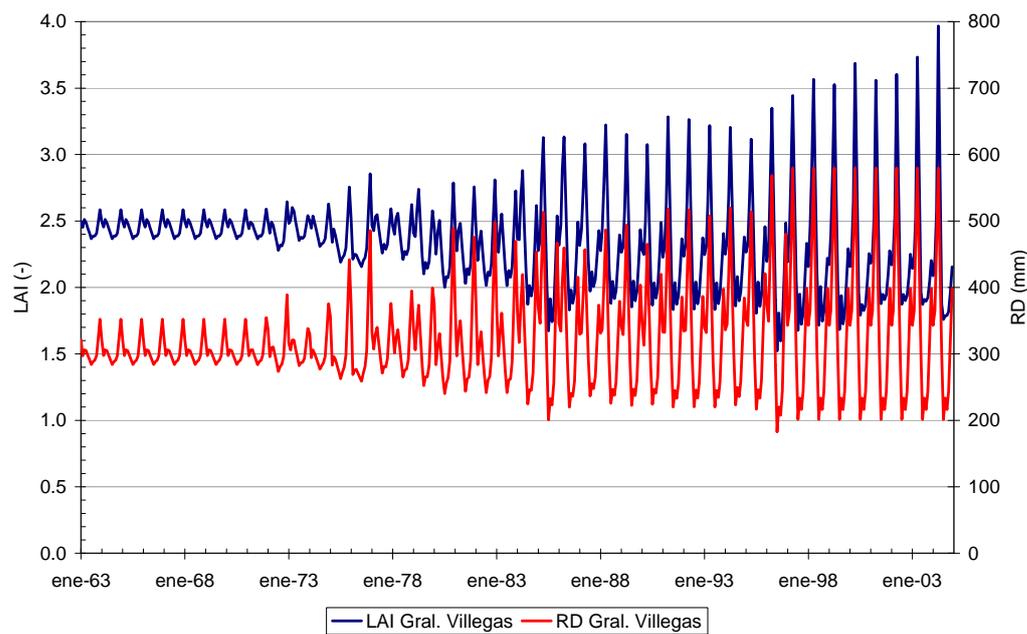
Cultivo	Índice de Área Foliar Máximo (-)	Profundidad de Raíz Máxima (m)
Maíz	10.0	1.2
Soja	9.5	1.2
Trigo	5.5	1.8
Girasol	5.8	2.0
Pasturas	2.5	0.3

**Tabla 6-4:** Valores máximos del Índice de Área Foliar y la Profundidad Radicular para distintos tipos de vegetación

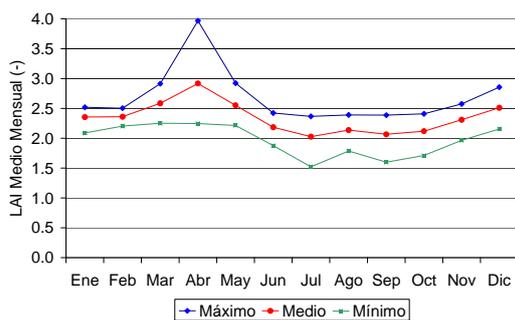


**Figura 6-13:** Modulación anual del Índice de Área Foliar y la Profundidad de Raíz para cada tipo de cultivo

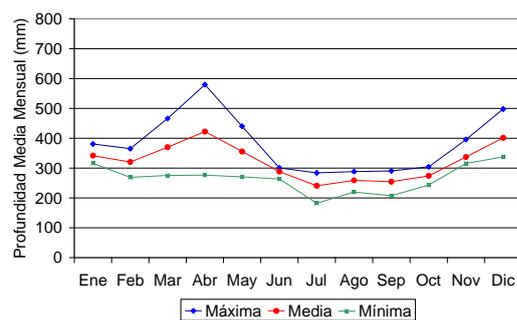
Realizando un promedio ponderado de las curvas de LAI y RD de cada cultivo en función del porcentaje de superficie ocupada por el mismo en cada campaña, se obtuvo la serie promedio del índice de área foliar y la profundidad radicular para cada partido. En la **Figura 6-14** se muestra, a título ilustrativo, las series resultantes de LAI y RD para el partido de Gral. Villegas. La mayor modulación estacional que se observa durante los últimos años se debe al incremento de área destinada a la agricultura, que posee una importante variación estacional, en desmedro de la ganadería. También se presentan los valores mensuales medios, máximos y mínimos para cada mes del año. Se observa que para ambos parámetros los valores máximos ocurren durante el mes de abril, producto del alto grado de desarrollo del maíz, la soja y el girasol.



a) Series de LAI y RD



b) Estadística Mensual del LAI



c) Estadística Mensual del RD

**Figura 6-14:** Índice de Área Foliar y Profundidad Radicular para el partido de General Villegas

Además de los valores del índice de área foliar y de la profundidad radicular, existen cinco parámetros en el modelo de Kristensen y Jensen, según se explicó en la sección 4.2:  $C_{int}$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  y  $AROOT$ . Si bien estos parámetros pueden variar un tanto en función de las características de la vegetación y del suelo, generalmente se adoptan de acuerdo a las recomendaciones existentes en la bibliografía (Thompson et al., 2004; Stisen et al., 2008; Liu et al., 2007) o bien son determinados por calibración (Vázquez et al., 2004; Xevi et al., 1996).

En el presente caso de estudio se utilizaron para los parámetros los valores por defecto recomendados por Kristensen y Jensen, excepto en el caso de  $C_3$ , para el que se utilizó un valor un tanto mayor, siguiendo lo recomendado por el DHI (DHI, 2005). Los valores adoptados, junto con los rangos utilizados en la bibliografía, se presentan a continuación:

Parámetro	Descripción	Unidad	Rango posible	Valor adoptado
$C_{int}$	Coefficiente de proporcionalidad entre el LAI y retención en el follaje	mm	0.005 – 0.07	0.05
$C_1$	Parámetro que determina la influencia del LAI sobre la transpiración vegetal	-	0.28 – 0.31	0.3
$C_2$	Parámetro que determina la influencia del LAI sobre la transpiración vegetal	-	0.07 – 0.5	0.2
$C_3$	Parámetro que determina que tanto limita el grado de humedad del suelo la extracción radicular	mm/día	5 – 20	20
<i>AROOT</i>	Parámetro que determina la rapidez con que disminuye la tasa de extracción radicular a los largo de su profundidad	-	0.09 – 2.0	0.25

**Tabla 6-5:** Parámetros del modelo de Kristensen y Jensen

En la sección 10.1 se presentan análisis de sensibilidad tanto para los valores y la modulación del índice de área foliar y de la profundidad radicular. También se presenta la sensibilidad para variaciones moderadas de los parámetros del modelo mencionados.

## 6.6 Infiltración

Las características del suelo condicionan la infiltración de agua hacia el subsuelo, separando la fracción que percola de la que permanece en superficie y origina el escurrimiento superficial. Por otro lado, estas también afectan fundamentalmente la evapotranspiración real en condiciones de baja humedad. A raíz de esto, su importancia es fundamental en el modelo hidrológico.

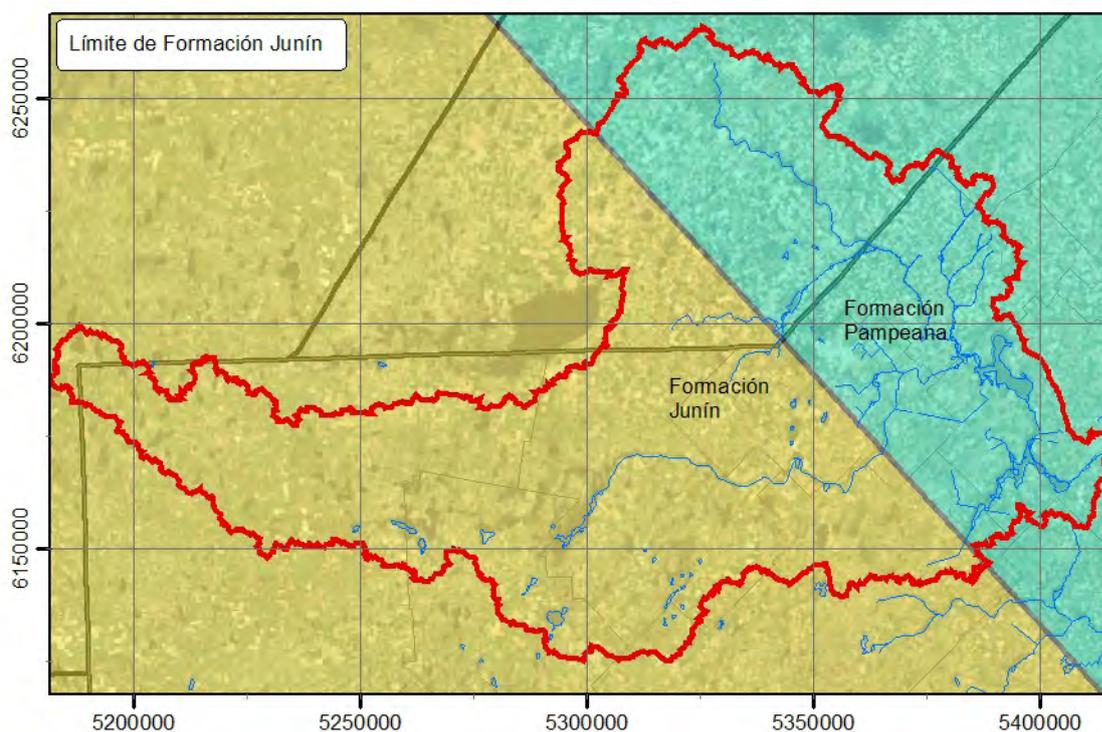
Como se explicó en el capítulo 3, en el presente modelo matemático hidrológico, el escurrimiento vertical en la zona vadosa es calculado a través de la resolución numérica de la ecuación de Richards, despreciando el escurrimiento horizontal en la misma. Es importante notar que el dicho escurrimiento no es solamente descendente, por la acción de la gravedad, sino que resulta a menudo ascendente, a medida que la evapotranspiración remueve humedad desde las capas superiores del suelo, produciendo un aumento de la succión debida a fuerzas capilares. Este ascenso determina la velocidad con que es capaz de descender la napa freática bajo la acción de la evapotranspiración, resultando fundamental para reproducir la historia temporal del nivel freático.

Para resolver el escurrimiento en la zona no saturada es necesario caracterizar el suelo. Bajo las hipótesis del modelo hidrológico, los parámetros necesarios para dicha caracterización resultan la humedad de saturación  $\theta_s$  y la humedad residual del suelo  $\theta_r$ , junto con su curva de retención y de conductividad.

Estos parámetros pueden ser medidos experimentalmente, al menos aproximadamente, en muestras de suelos. No obstante, los ensayos para determinar las curvas de retención y conductividad no están suficientemente difundidos en la actualidad, de manera que no se conocen datos locales de estos parámetros característicos. Esta carencia hace necesario aprovechar, en la medida de lo posible, las escasas correlaciones existentes entre los parámetros requeridos y otros parámetros característicos del suelo más frecuentemente medidos.

Se adoptó en el presente trabajo el modelo de van Genuchten (1980) para la curva de retención y el modelo de van Genuchten-Mualem (Mualem, 1976) para la curva de conductividad. Se optó por estos modelos dada la correlación entre los parámetros de los mismos y la textura del suelo, presentada por Schaap y Leij (2000), según se describe en las secciones 4.3.2 y 4.3.3. Estas correlaciones permiten obtener una primera aproximación al valor de los parámetros requeridos, siendo posible afinar sus valores por calibración, en caso de contar con información suficiente.

En la subregión de la cuenca del Salado utilizada como caso de estudio se presentan predominantemente dos suelos de características sustancialmente distintas, de acuerdo a la formación sobre la que se asientan. Según se describe en la sección 3.3.2, existe en la zona de estudio una capa de sedimentos Pampeanos, principalmente compuesta de limos. No obstante, en la región noroeste la formación Pampeana se encuentra cubierta de una formación pos-pampeana denominada habitualmente Formación Junín o Médano Invasor, formada por arenas finas y limos arenosos. Esta formación otorga a la región el nombre de Pampa Arenosa. La formación Junín se corta al oeste de la ciudad homónima, a lo largo de una divisoria que corre en el sentido NO – SE. Al este de dicha divisoria la formación Pampeana se encuentra descubierta, dando origen a suelos limosos. La línea divisoria aproximada entre ambas regiones se presenta en la **Figura 6-15** (Halcrow & Partners, 1999).



**Figura 6-15:** Límite de la Formación Junín

A partir de estos datos geomorfológicos se dividió la región de modelación en dos zonas de suelos diferenciados. Para los parámetros se utilizaron inicialmente los valores medios propuestos por Schaap y Leij para limos a fin de caracterizar los suelos en la formación Pampeana, en tanto que para la Formación Junín se usaron valores promedio entre los medios sugeridos para limos y los medios propuestos para arenas, dado que los sedimentos

corresponden a arenas finas y limos arenosos. Como se explica en el capítulo 6, los valores fueron posteriormente ajustados por calibración, a partir de la evolución de los niveles freáticos en ambas zonas. En la **Tabla 6-6** se presentan los valores adoptados, junto con los valores y rangos propuestos por Schaap y Leij.

Suelo	Parámetro	Descripción	Unidad	Valor Medio (Schaap y Leij)	Valor Medio $\pm$ Desvío Estándar (Schaap y Leij)	Valor Adoptado
Formación Pampeana	$\theta_s$	Humedad de saturación	-	0.428	0.350 – 0.506	0.428
	$\theta_r$	Humedad residual	-	0.031	0.000 – 0.089	0.031
	$\alpha$	Parámetro de la curva de retención	-	0.0120	0.0036 – 0.0398	0.027
	$n$	Parámetro de la curva de retención	-	1.377	0.995 – 1.905	1.377
	$K_0$	Conductividad saturada	cm/día	50	12 – 200	250
	$L$	Exponente de Mualem	-	-1.22	-11.9 – 9.8	-1.22
Formación Junín	$\theta_s$	Humedad de saturación	-	Limos: 0.428 Arenas: 0.396	Limos: 0.350 – 0.506 Arenas: 0.340 – 0.452	0.340
	$\theta_r$	Humedad residual	-	Limos: 0.031 Arenas: 0.052	Limos: 0.000 – 0.089 Arenas: 0.009 – 0.095	0.052
	$\alpha$	Parámetro de la curva de retención	-	Limos: 0.0120 Arenas: 0.0263	Limos: 0.0036 – 0.0398 Arenas: 0.0112 – 0.0617	0.0499
	$n$	Parámetro de la curva de retención	-	Limos: 1.377 Arenas: 2.234	Limos: 0.995 – 1.905 Arenas: 1.321 – 3.776	1.754
	$K_0$	Conductividad saturada	cm/día	Limos: 50 Arenas: 174	Limos: 12 – 200 Arenas: 28 – 1070	174
	$L$	Exponente de Mualem	-	Limos: -1.22 Arenas: -1.28	Limos: -11.9 – 9.8 Arenas: -4.45 – 1.89	-1.28

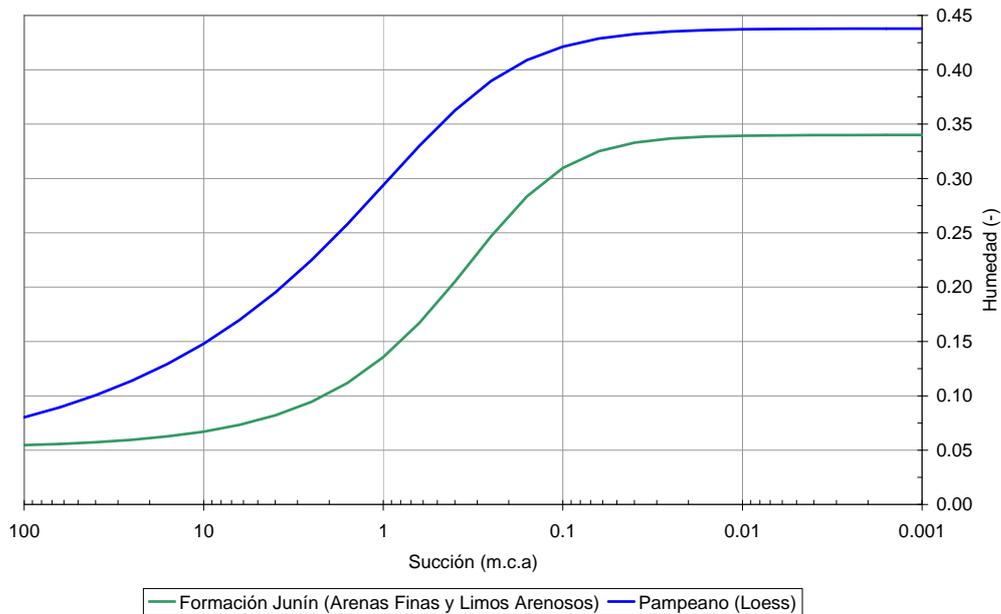
**Tabla 6-6:** Parámetros para los submodelos de van Genuchten y van Genuchten-Mualem

Para los parámetros presentados en la tabla, virtualmente todos los valores adoptados se encuentran cerca o bien son coincidentes con el valor medio propuesto por Schaap y Leij. Todos los valores adoptados se encuentran dentro del radio correspondientes a un desvío estándar del ajuste, con excepción de la conductividad saturada del suelo en la zona del Pampeano.

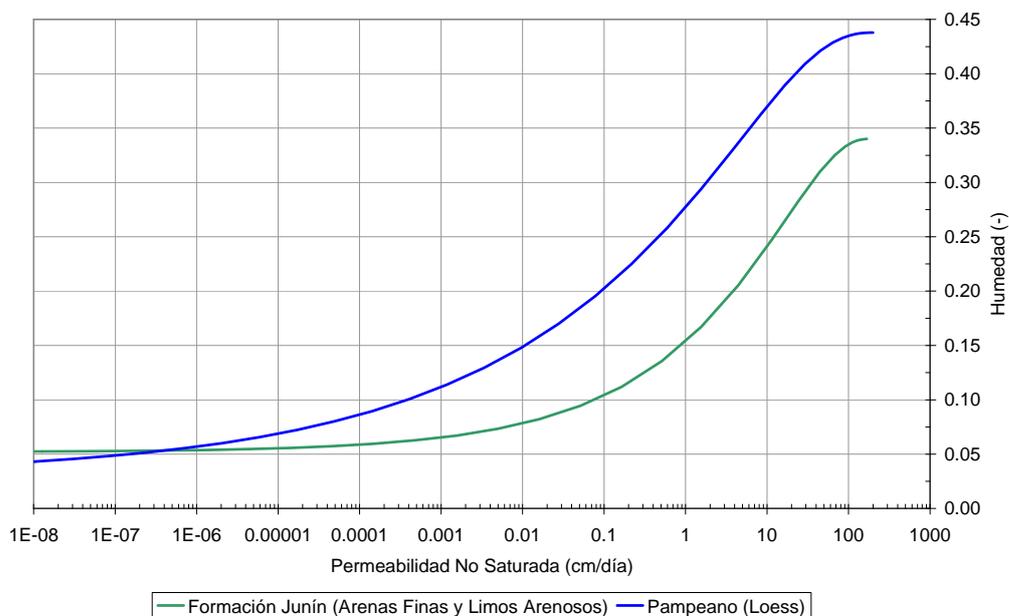
En la **Figura 6-16** se presentan las curvas de retención y permeabilidad no saturada resultantes de los valores adoptados para los dos tipos de suelos.

En cuanto a la discretización en capas de la zona no saturada para la resolución numérica, debe establecerse un compromiso entre el tiempo computacional necesario para realizar el cálculo y la precisión requerida, ya que el error de truncamiento no resulta en general

despreciable. Además, las no linealidades existentes en la ecuación producen elevados gradientes en la presión y la humedad del suelo durante eventos de moderada infiltración, lo que requiere de una discretización espacial acorde, incurriendo en un elevado tiempo de cálculo. En ese sentido, la resolución de la ecuación de Richards representa el principal componente en el tiempo de cálculo del presente modelo (aproximadamente el 60% del tiempo).



a) Curva de Retención



b) Permeabilidad no saturada

Figura 6-16: Curvas características del suelo

Según las recomendaciones del DHI (2005), la parte superior del suelo debe ser discretizada con mayor detalle, con pasos del orden de 3-5 cm, ya que es en esa zona donde se producen los mayores gradientes. El tamaño de celda puede aumentarse gradualmente hacia la parte inferior de la columna de suelo, dado que los gradientes disminuyen considerablemente. La utilización de una discretización más gruesa tiende a producir una sobreestimación de la capacidad de infiltración del suelo durante eventos de precipitación intensa. Stisen et al. (2008), al igual que Refsgaard (1997) propone una discretización algo mayor, en capas de entre 5 y 45-50 cm.

Para este trabajo se adoptó una discretización en capas de 5 cm para los primeros 40 centímetros del suelo. Luego se discretizaron los siguientes 1.6 metros en capas de 20 cm. El perfil se completó con capas de 1 m de espesor hasta una profundidad de 20 metros, que no es alcanzada por la napa freática en ningún momento de la simulación.

Se realizaron algunos ensayos tendientes a demostrar la sensibilidad de los resultados a la discretización adoptada, encontrándose prácticamente nula. La discretización adoptada se considera apropiada.

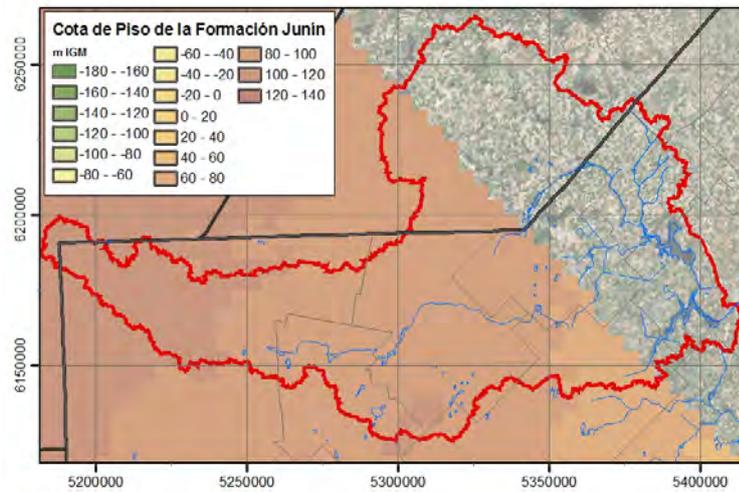
## 6.7 Esgurrimiento Subterráneo

Para la modelación del componente subterráneo del presente modelo hidrológico se siguieron los lineamientos propuestos por Halcrow & Partners (1999) en ocasión del Plan Maestro Integral de la cuenca.

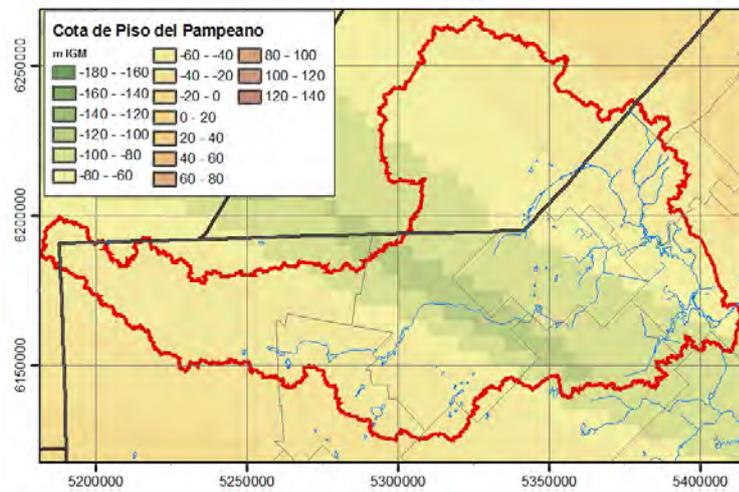
Se representaron en el modelo las principales formaciones hidrogeológicas que muestran un comportamiento activo. Como se explicó en la sección 3.3.2, la formación Paraná puede considerarse sin mayor error como base impermeable. Por sobre dicha base, se representaron las formaciones sincrónicas Araucana y Puelche, compuesta la primera por areniscas arcillosas y limos y la segunda por arenas francas. Estas se encuentran divididas por una frontera que corre de NO a SE, pasando aproximadamente 10 kilómetros al oeste de la ciudad de Junín. Encima de dichas formaciones se encuentra el Pampeano, formado por limos arenosos. El sedimento Pampeano se encuentra cubierto en algunas zonas por diversas formaciones Post-Pampeanas. Como se mencionó anteriormente, en la zona Noroeste, se encuentra la formación Junín, que cubre el Pampeano con una capa de arenas finas y limos arenosos. En el resto del dominio de modelación el Pampeano se encuentra descubierto.

Dado que el módulo subterráneo del modelo hidrológico requiere la discretización del suelo en capas, se dividió el mismo en tres capas hidrogeológicas representativas de las formaciones antes mencionadas. La capa inferior resulta de la sucesión horizontal de las formaciones Araucana y Puelche. La segunda capa corresponde a la Formación Pampeana. La capa superior está asociada a la formación Junín y a la parte superior de la formación Pampeana en la zona en que esta se encuentra descubierta.

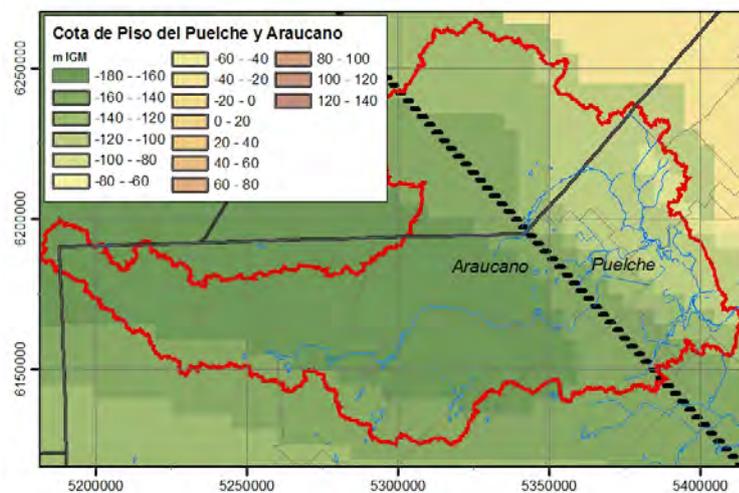
Para caracterizar los espesores de las distintas capas se utilizó el Modelo Digital de Elevación de las fronteras entre las distintas formaciones desarrollado para el PMI de la cuenca (Halcrow & Partners, 1999). Este posee un paso espacial de 5 kilómetros, lo que se considera detalle suficiente a los fines del presente modelo. En la **Figura 6-17** se presentan en el plano las cotas de techo y piso de las distintas formaciones. En la **Figura 6-18** se muestra un corte longitudinal de Oeste a Este a lo largo del dominio de modelación, en el cual pueden verse los espesores de las distintas formaciones, así como la cota inferior de la primera capa de cálculo, en la zona en que no existe ningunas formación pos-pampeana.



a) Piso del Araucano y Puelche

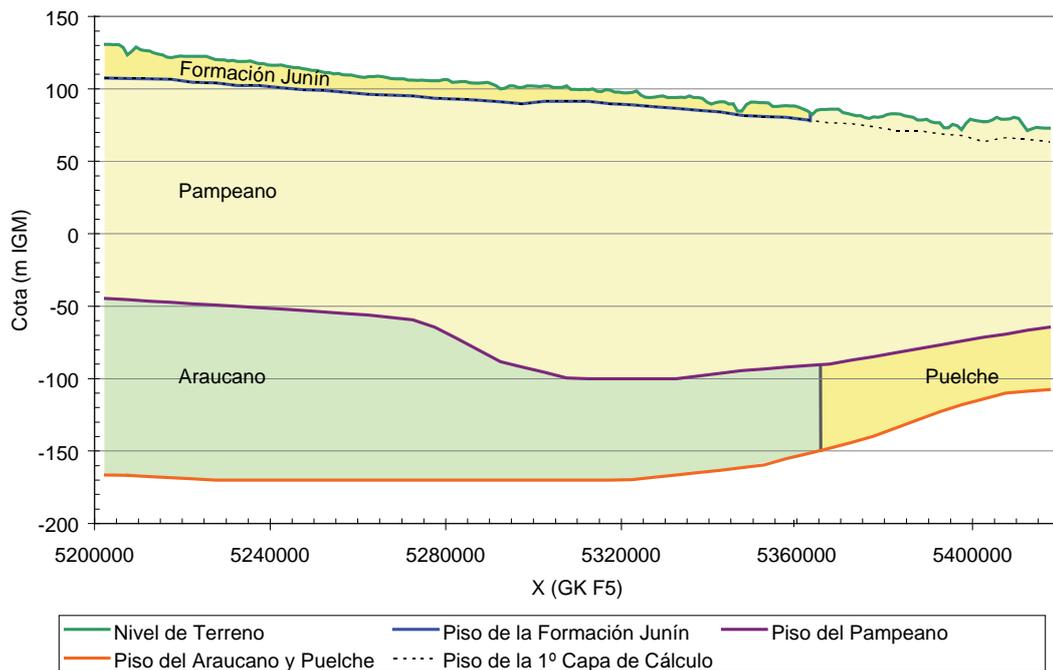


b) Piso del Pampeano



c) Piso de la formación Junín

Figura 6-17: Modelo Digital de Elevación de las capas hidrogeológicas



**Figura 6-18:** Corte longitudinal del subsuelo

Según se explicó en la sección 4.4, para caracterizar el comportamiento saturado de un suelo la formulación del modelo requiere un valor de permeabilidad horizontal, considerada isotrópica, y uno de permeabilidad vertical. También se requiere el coeficiente de almacenamiento en caso de estratos a presión o bien el rendimiento específico en caso de acuíferos libres.

Para la permeabilidad de los acuíferos, se adoptaron los valores utilizados en el PMI de la Cuenca del Salado. Igual criterio se utilizó para los valores de rendimiento específico de las capas superiores (Pampeano y Formación Junín), que actúan como acuíferos libres. Los valores para ambos parámetros, junto con un rango posible de incertidumbre, se presentan en la **Tabla 6-7** (Halcrow & Partners, 1999).

Formación	Permeabilidad Horizontal (m/d)		Almacenamiento específico (-)	
	Rango esperado	Valor utilizado	Rango esperado	Valor adoptado
Formación Junín	5 - 10	5	0.1 – 0.15	0.1
Pampeano	0.5 - 5	1	0.05 – 0.1	0.05
Araucano	0.5 - 5	1		
Puelche	10 - 30	20		

**Tabla 6-7:** Permeabilidad horizontal y almacenamiento específico en los distintos estratos del suelo

En cuanto a la permeabilidad vertical, se adoptaron valores un orden menores a los utilizados para la permeabilidad horizontal.

En la **Tabla 6-8** se presentan rangos de valores representativos del coeficiente de almacenamiento para distintos tipos de suelo (Anderson y Woessner, 1992). En el presente modelo se utilizó un valor uniforme para todos los estratos representativo de una arena gruesa. El valor adoptado por calibración es de  $0.0002 \text{ m}^{-1}$ . Cabe destacarse que, no existiendo registros piezométricos de los distintos acuíferos, es muy difícil distinguir si existen o no diferencias en el almacenamiento específico de cada uno. Por lo tanto, el valor adoptado puede considerarse como un valor medio para la columna entera de suelo saturado.

Material	Almacenamiento específico (1/m)
Arcilla plástica	$2,0 \times 10^{-2}$ - $2,6 \times 10^{-3}$
Arcilla dura	$2,6 \times 10^{-3}$ - $1,3 \times 10^{-3}$
Arcilla medio dura	$1,3 \times 10^{-3}$ - $9,2 \times 10^{-4}$
Arena suelta	$1,0 \times 10^{-3}$ - $4,9 \times 10^{-4}$
Arena densa	$2,0 \times 10^{-4}$ - $1,3 \times 10^{-4}$
Grava arenosa densa	$1,0 \times 10^{-4}$ - $4,9 \times 10^{-5}$
Roca, unida con fisuras	$6,9 \times 10^{-5}$ - $3,3 \times 10^{-6}$
Roca sana	$< 3,3 \times 10^{-6}$

**Tabla 6-8:** Almacenamiento específico para distintos tipos de suelo

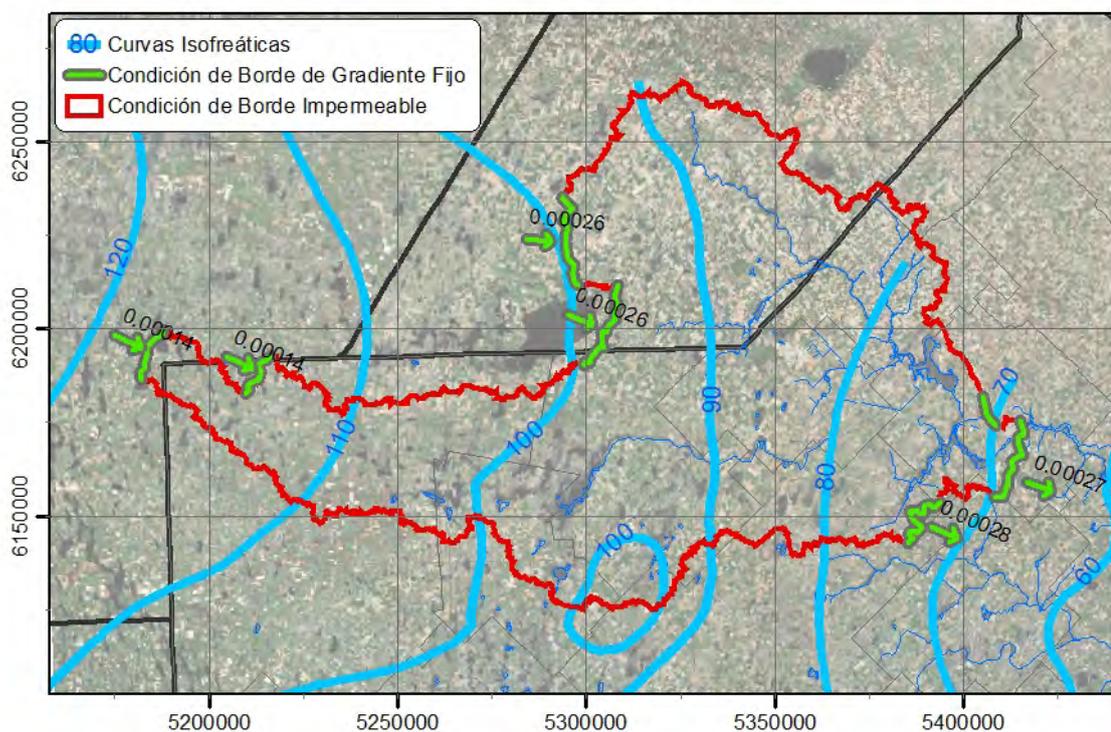
En cuanto a la discretización vertical del subsuelo, se adoptaron tres capas coincidentes con los estratos geológicos. Dado el muy bajo grado de confinamiento existente entre las capas, el modelo evidencia que la altura piezométrica resulta muy aproximadamente igual para las tres capas de suelo. Como consecuencia, el escurrimiento subterráneo resulta mayormente horizontal. La ausencia de patrones de escurrimiento tridimensionales de interés en la zona saturada hace innecesaria una mayor discretización vertical del subsuelo.

Un problema que requiere cierta atención en la implementación de un modelo de escurrimiento subterráneo es la definición de condiciones de borde para el sistema. En líneas generales, en los casos en que el dominio de modelación coincide con una cuenca de agua subterránea, puede suponerse sin mayor error una condición de borde de flujo cero. Por otro lado, cuando este queda parcialmente delimitado por un cuerpo de agua extenso, puede suponerse un nivel piezométrico constante en dicha frontera. En los casos en que el dominio se aparta de estas condiciones ideales es común optar por una de dos alternativas: extender el dominio lo suficiente de modo que la condición de borde simplificada ejerza poca influencia sobre los resultados dentro de la zona de interés o bien adoptar como condición de borde un gradiente fijo o un caudal de intercambio, generalmente estimado a partir de información sobre los patrones generales de escurrimiento en la zona.

El caso específico de cuencas de llanura, no obstante, presenta una ventaja a la hora de estimar las mencionadas condiciones de borde. Dado que la escasa pendiente regional produce muy bajas velocidades de escurrimiento, las condiciones de borde de un modelo extenso producen solo un efecto relativamente menor sobre los resultados del mismo.

En la **Figura 6-19** se presentan las curvas isofreáticas para la región de estudio obtenidas en el PMI de la cuenca (Halcrow & Partners, 1999), superpuestas al dominio de modelación adoptado en este trabajo. Se observa que las mismas resultan aproximadamente perpendiculares a la frontera del dominio a lo largo de gran parte de la misma, con excepción de algunos tramos en que la misma corre en dirección Norte-Sur. En el presente caso de estudio se adoptó una condición de borde de flujo cero en toda la frontera excepto en dichos tramos, en los cuales se utilizó un gradiente fijo, cuyo valor fue estimado para cada uno a partir de la pendiente media de la superficie freática regional. Los valores de los gradientes son muy bajos, oscilando entre 0.14 m/km y 0.28 m/km.

En la sección 10.3 se analiza con mayor detenimiento la sensibilidad de las condiciones de borde adoptadas sobre los resultados del modelo.



**Figura 6-19:** Curvas isofreáticas medias (Halcrow & Partners, 1999) y condiciones de borde adoptadas

En la cuenca del Salado las condiciones iniciales constituyen un condicionante significativo de la evolución del sistema, al menos durante los primeros 2-5 años de la simulación. Esto es especialmente cierto en el caso de las condiciones iniciales subterráneas, dado su relativamente largo tiempo de reacción. Este efecto se describe también en otras cuencas de la bibliografía (Refsgaard, 1997). Si bien los eventos de mayor interés en la zona de estudio ocurrieron a partir de la década de 1990, se desea en este trabajo representar también la situación de relativa sequía ocurrida durante la década del '60 y '70. A fin de generar condiciones iniciales apropiadas para la simulación realizada para el período 1959-2004, se realizó una simulación previa de 20 años de duración para el período 1939-1959, partiendo a su vez de condiciones iniciales estimadas.

Cabe destacarse que no todos los datos de forzantes estuvieron disponibles para este período inicial 1939-1959, sino que debieron estimarse parcialmente. En particular, para construir series plausibles de evapotranspiración potencial, solo disponibles a partir de 1959, se repitió varias veces hacia atrás el período 1959-1964 hasta cubrir el período en cuestión. Dado que el período no pretende representarse en detalle, sino simplemente permitir un estado final estabilizado y con profundidades freáticas aproximadas, las hipótesis adoptadas se consideran apropiadas.

## 6.8 Flujo en cauces

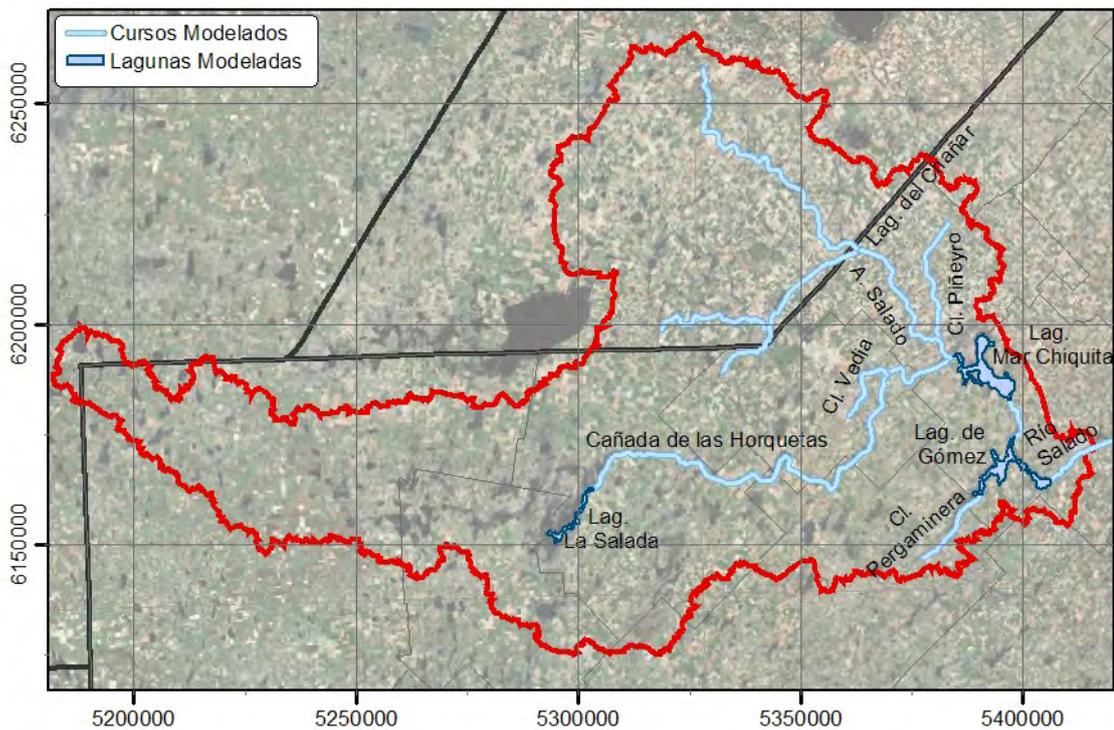
Cómo se explicó en la sección 5.2, en el presente trabajo se representaron explícitamente los cauces principales identificados en la subregión modelada, así como las lagunas de mayor importancia que estos atraviesan. Estos cauces concentran los excedentes hídricos de las zonas linderas, y los conducen eficientemente cuenca abajo. Su introducción en el modelo como cursos unidimensionales es necesaria dado que las secciones de los mismos son de escala demasiado pequeña para ser representadas explícitamente en la grilla del modelo hidrológico.

Dada su importancia, las conducciones representadas en el modelo fueron:

- Río Salado, desde la Laguna de Gómez hasta la Laguna del Carpincho (inmediatamente fuera del dominio de modelación hidrológica).
- Canal de vinculación entre Laguna de Mar Chiquita y Laguna de Gómez
- Cañada de las Horquetas, en dos tramos: desde Mar Chiquita a Laguna La Salada y aguas arriba de la misma hasta la laguna La Salada de Santa Eleodora
- Arroyo Salado, entre Mar Chiquita y la Laguna del Chañar
- Canal Pergaminera, que desemboca en la Laguna de Gómez
- Canal Piñeyro, que desemboca en el Arroyo Salado
- Tres cursos de agua en la provincia de Santa Fe, aguas arriba del Chañar, sin nombre conocido

También se modelaron explícitamente, mediante la especificación de una serie de secciones transversales, las lagunas La Salada, Mar Chiquita y de Gómez. También se modelaron implícitamente algunas otras lagunas de menor envergadura, cuyos volúmenes de almacenamiento están incorporados dentro de las secciones transversales relevadas de los cursos, por hallarse las mismas a lo largo de las trazas de estos.

En la **Figura 6-20** se presentan las trazas de los cursos y lagunas simulados.



**Figura 6-20:** Cursos de Agua y Lagunas Modelados

De los cursos modelados, solo el río Salado, el canal de vinculación entre las lagunas de Gómez y Mar Chiquita, la Cañada de las Horquetas hasta La Salada y el Arroyo Salado poseen secciones transversales relevadas, recopiladas por el PMI (Halcrow & Partners, 1999) y el PDIRS (UTN-FRA, 2007). La longitud de cada tramo y la cantidad de secciones relevadas disponibles se presentan en la **Tabla 6-9**.

Tramo	Longitud Aproximada (km)	Cantidad de Secciones
Río Salado entre lagunas de Gómez y del Carpincho	18.0	131
Vinculación entre lagunas de Gómez y Mar Chiquita	6.4	30
Cañada de las Horquetas entre Mar Chiquita y La Salada	120.5	523
Arroyo Salado	36.4	4

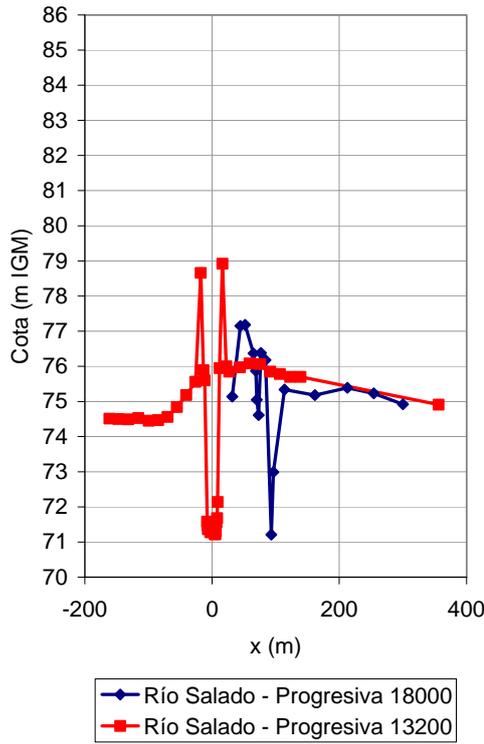
**Tabla 6-9:** Secciones transversales relevadas

Puede verse en la tabla precedente que existen muy numerosas secciones transversales en algunos tramos. Esto se debe a que los mismos fueron canalizados recientemente. Dado el reducido paso de tiempo necesario para resolver el escurrimiento en los cauces, una importante proporción del tiempo de simulación del modelo hidrológico-hidráulico se consume en esta resolución. Por lo tanto, por razones de eficiencia computacional, se seleccionaron para la simulación en los tramos relevados secciones separadas

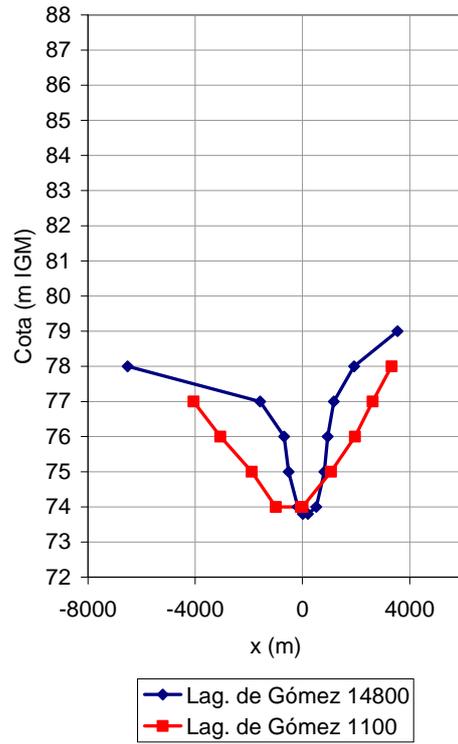
aproximadamente 1 km. Por el contrario, en el caso del Arroyo Salado, las secciones existentes se interpolaron para obtener secciones intermedias.

En el caso de las lagunas, estas fueron representadas a través de secciones transversales. Se utilizaron las secciones obtenidas en el PDIRS (UTN-FRA, 2007), construidas a partir de curvas de nivel del terreno relevadas alrededor de las lagunas en época de sequía.

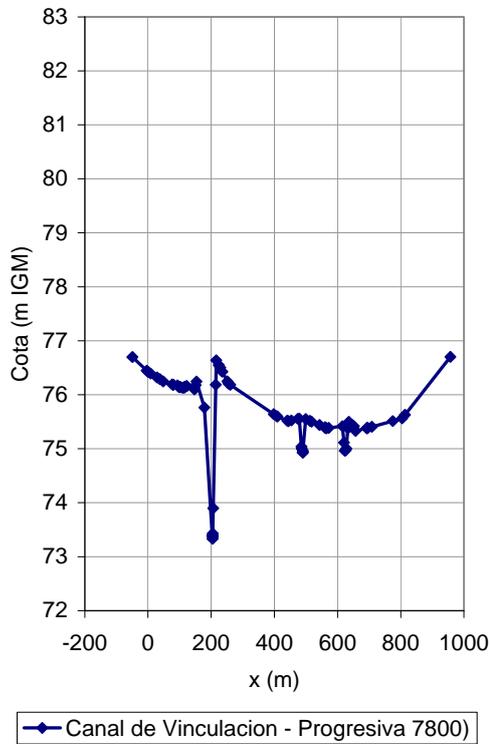
En la **Figura 6-21** se presentan secciones típicas de los tramos relevados, así como de las tres grandes lagunas modeladas.



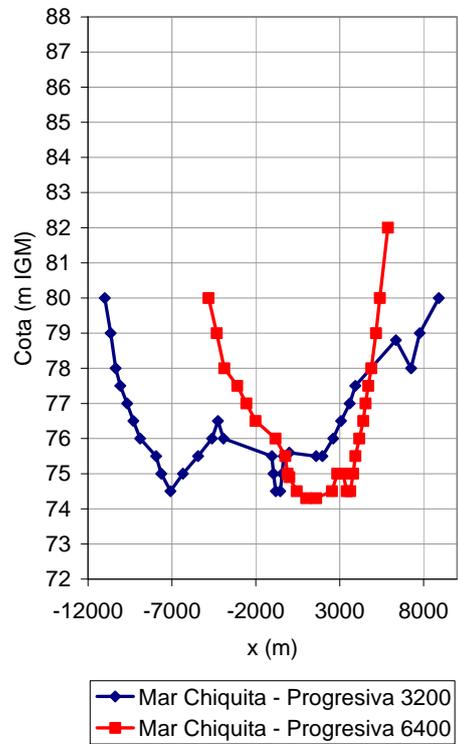
a) Río Salado



b) Laguna de Gómez

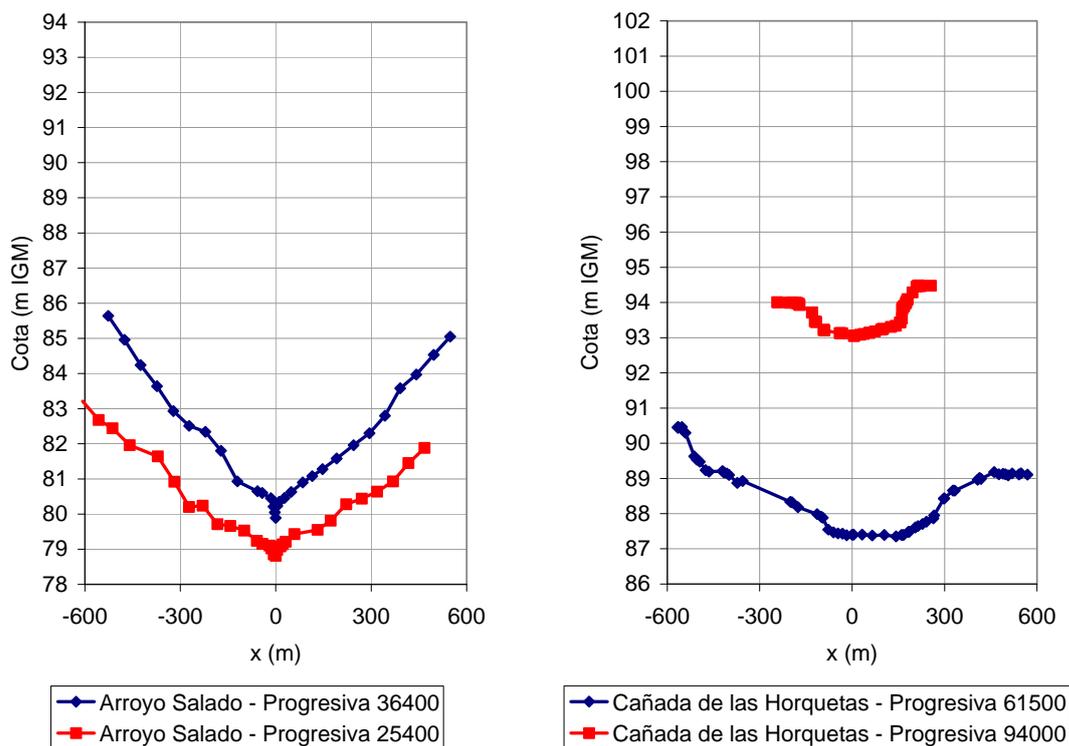


c) Vinculación Mar Chiquita – Laguna de Gómez



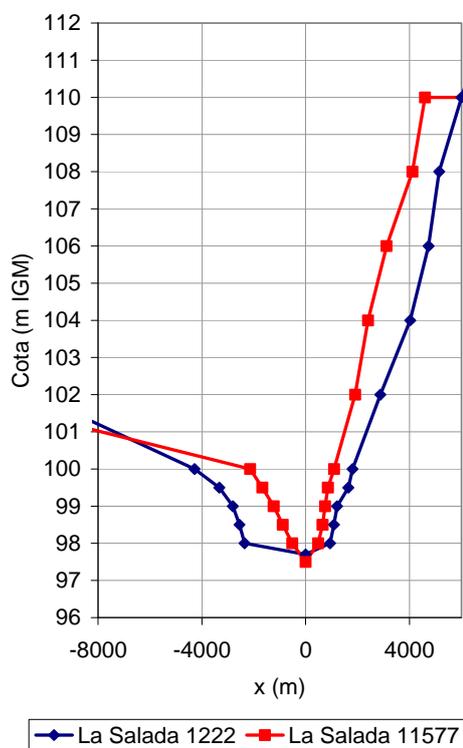
d) Laguna de Mar Chiquita

**Figura 6-21:** Secciones transversales típicas



e) Arroyo Salado

f) Cañada de las Horquetas



g) Laguna La Salada

Figura 6-21: Secciones transversales típicas (continuación)

En el caso de los cursos para los que no se cuenta con secciones relevadas, estas debieron ser inferidas a partir de datos del modelo digital del terreno e imágenes satelitales. Utilizando imágenes satelitales, pudo determinarse con razonable precisión la traza de las mayores conducciones, especialmente la de los arroyos que desembocan en el arroyo Salado. También pudieron medirse en ellas aproximadamente el ancho superficial de estas conducciones, que resultaron aproximadamente de entre 10 y 20 metros. En función de las observaciones se adoptaron valores uniformes típicos de ancho superficial para cada arroyo.

Una vez determinadas las trazas de las conducciones, se obtuvo del MDT de detalle el perfil altimétrico registrado por el SRTM a lo largo de las mismas. Estos niveles pueden considerarse representativos del terreno que circunda a los cursos, ya que las secciones de los cursos son de escala sustancialmente menor al tamaño de píxel del SRTM disponible (90x90m).

Utilizando la altimetría se estimó para cada curso un perfil altimétrico plausible de su talweg. A ese fin se estimaron profundidades medias respecto del terreno circundante de alrededor de 1.5 metros. Los perfiles de talweg se trazaron adoptando pendientes uniformes por tramos, de modo que las profundidades en cada sección se mantuvieran cercanas a la media estimada. Cada curso se dividió en entre 2 y 5 tramos de pendiente uniforme en función de las pendientes características de los perfiles obtenidos del MDT

Utilizando la cota de terreno, la cota de talweg estimada y el ancho superficial medido se construyeron para estos cursos secciones trapeciales, utilizando para las mismas un ancho de fondo de 2 metros. De esta manera pudo obtenerse una geometría razonable para los cursos sin relevamientos.

Cabe destacarse que el objetivo principal de introducir estas conducciones en el modelo es representar su efecto de trasladar los excedentes. La capacidad de traslado de un curso depende de su sección transversal, su pendiente y su rugosidad. Contando con ancho superficial razonablemente estimado y una pendiente representativa (que en definitiva es muy cercana a la pendiente regional del terreno) se considera que la estimación de la capacidad de conducción realizada con esta metodología resulta adecuada.

Como se explicó en la sección 4.6.1, para permitir el flujo de agua desde los cursos desbordados a las zonas vecinas, se acoplaron en este trabajo las celdas aledañas a los cursos con el modelo unidimensional, formando un volumen de almacenamiento compartido. A fin de garantizar la máxima compatibilidad entre el volumen compartido representado en el modelo hidrológico y en las secciones del modelo unidimensional las secciones de los cursos fueron extendidas 1 km hacia cada margen, de manera de cubrir el mismo área que las celdas acopladas.

Se asociaron también a los niveles en el modelo unidimensional las celdas pertenecientes a las lagunas principales, Mar Chiquita, Laguna de Gómez y La Salada, que cubren áreas representadas también en las secciones transversales de las lagunas.

En la **Figura 6-22** se presentan en color azul las celdas acopladas entre ambos módulos del modelo. Se observa también en la figura varios grupos de celdas acopladas alejadas de los cursos representados. Estas celdas son las acopladas a los tramos unidimensionales que conectan ambos lados de las zonas de flujo separadas por las rutas consideradas como obstrucciones, según se explicó en las secciones 5.2.3 y 6.3.

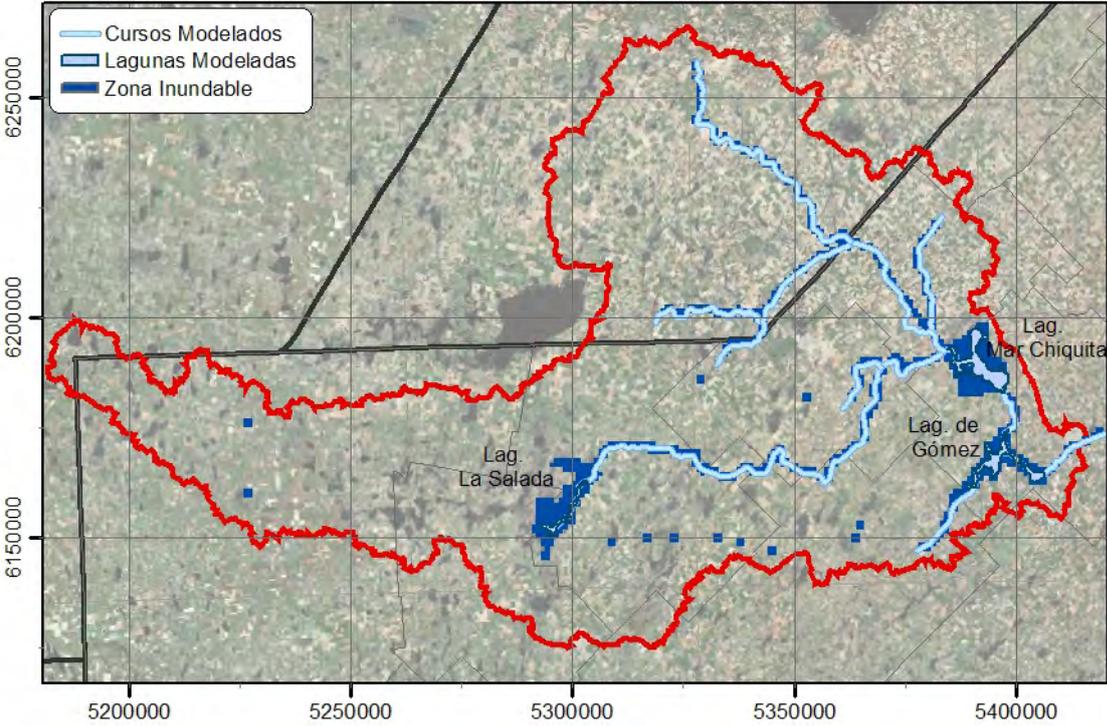


Figura 6-22: Celdas inundables acopladas al modelo unidimensional

## Capítulo 7: Calibración y validación del modelo hidrológico

---

Tradicionalmente, el proceso de calibración de un modelo hidrológico consiste en determinar el valor correspondiente a un juego de parámetros de entrada, de modo que los resultados calculados para una única variable de salida se ajusten de manera óptima a cierto conjunto de datos registrados. A fin de verificar si el modelo es capaz de reproducir situaciones para las que no fue específicamente calibrado, suele validarse la calibración contrastando la respuesta del modelo con otro juego de datos registrados, excluidos previamente del proceso de calibración. Esta es una práctica bien conocida y ampliamente utilizada (Refsgaard, 1997), a menudo llamada *split-sampling*.

La calibración y validación de modelos distribuidos en los que se resuelven varios procesos integradamente presenta algunas particularidades, que introducen variantes en la metodología esquematizada previamente. Por un lado, siendo distribuidos, las variables de estado calculadas por el modelo presentan una determinada distribución espacial. Idealmente, si los datos registrados fueran igualmente distribuidos, la comparación podría realizarse entre ambos campos. No obstante, existe en general escasez de registros distribuidos suficientes para calibrar de esta manera (Grayson et al., 2002). En este caso se impone la necesidad de contrastar los resultados del modelo en puntos específicos del dominio, interiores al mismo o bien pertenecientes a la su frontera (Rosso, 1994; Refsgaard, 1997). Por ejemplo, pueden encontrarse en la bibliografía muchos casos de modelos distribuidos calibrados a partir de mediciones de caudal en el emisario de la cuenca (Andersen et al., 2001; Thompson et al., 2004; Stisen, 2008). Muchos autores reconocen que esta metodología es pobremente consistente con el paradigma de la modelación distribuida (Rosso, 1994).

Ciertamente, calibrar comparando con estaciones puntuales presenta un grado menor de certidumbre que una calibración distribuida. En este caso, la performance del modelo en

los lugares no contrastados no está garantizada. Esta incertidumbre se reduce en cierta medida cuando los modelos son de base física, ya que la física del proceso agrega una restricción adicional en la respuesta del modelo, limitando la posibilidad de obtener resultados correctos en varios puntos del modelo a costa de obtener otros físicamente imposibles en los restantes puntos.

Por otro lado, en un modelo integrado existen en general varias variables de estado relacionadas entre sí cuya simulación resulta de interés, hecho que obliga a determinar en términos de cuáles variables se validará la calibración. En principio, algunos autores recomiendan que todas las variables cuyo cálculo resulte de interés sean validadas individualmente (Refsgaard, 1997). Esto no siempre es posible.

En particular, la respuesta de distintas variables puede ser más o menos “robusta”, es decir insensible a los errores esperables en los datos de entrada. Por ejemplo, la magnitud del caudal en un curso para un determinado evento de precipitación depende entre otras cosas de que la precipitación correspondiente esté bien representada en el pluviómetro, que su extensión areal se encuentre bien representada, etc. Por lo tanto, existen buenas probabilidades de que, si el modelo se calibra exclusivamente para representar un evento de este tipo, los parámetros resulten distorsionados por estos errores en los datos de entrada. Por el contrario, la evolución histórica de los niveles freáticos es un indicador más “agregado”, ya que depende del total de las precipitaciones a lo largo de un período largo, que presenta una mayor certidumbre. Si se opta por una calibración en función de un único criterio, realizándola en función de este tipo de variables puede obtenerse una mayor robustez en la determinación de los parámetros.

Una calibración multi-objetivo, en la cual la calibración y validación se evalúan en término de diversas variables simultáneamente, también es posible, aunque reviste una mayor complejidad. En particular, ese enfoque requiere elaborar criterios para asignar pesos a las métricas de ajuste de cada variable.

En el caso de la cuenca de estudio, la escasez de datos, especialmente la corta duración de la mayoría de las series existente, unida a la tendencia no estacionaria observada en las series más larga, dificulta la aplicación de una técnica de split-sampling. Como consecuencia, se optó por no realizar una calibración multi-objetivo, ya que la misma, al utilizar todos los datos disponibles, hubiera imposibilitado la realización de una validación independiente.

A fin de resolver estos inconvenientes, en el presente trabajo se realizó la calibración del modelo de modo de aproximar lo más fielmente posible los registros de profundidades freáticas, minimizando un indicador global de ajuste. Esta calibración permitió elegir los parámetros de modo de reproducir la no estacionariedad observada en los registros. Los aforos de caudal existentes en el emisario y en distintos puntos internos de la cuenca fueron reservados para realizar una validación de los resultados en términos de dicha variable.

Los datos de profundidades freáticas y caudales utilizados para el proceso de calibración y validación corresponden a los registros recopilados para la zona de estudio en el PMI de la Cuenca del Salado (Halcrow & Partners, 1999) y en el PDIRS (UTN-FRA, 2007). En la **Tabla 7-1** se presenta un resumen de las distintas estaciones, con la cantidad de registros y la ventana de tiempo sobre la que fueron realizados. En la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se presenta la localización de cada estación de caudal y de registro de profundidades freáticas.

Tipo de Registro	Designación	Cantidad de Datos	Ventana de Registro
Caudal	Río Salado en Ruta 7	708	12/01/1980 – 24/11/2004
Caudal	Arroyo Salado	11	18/08/2001 – 16/12/2001
Caudal	Cañada de Las Horquetas	11	18/08/2001 – 16/12/2001
Caudal	Canal Piñeyro	10	05/11/2001 – 16/12/2001
Caudal	Laguna La Pantanosa	12	05/06/2001 – 15/06/2004
Caudal	Ingreso de Lagunas Encadenadas a El Chañar	12	05/06/2001 – 15/06/2004
Caudal	Ingreso de Alternativa Norte a El Chañar	13	05/06/2001 – 15/06/2004
Caudal	Salida de El Chañar al Arroyo Salado	12	05/06/2001 – 15/06/2004
Nivel Freático	Junín 1	177	01/1963 – 05/1978
Nivel Freático	Junín 2	42	01/1998 – 01/2004
Profundidad Freática	General Pinto	43	01/1998 – 01/2004
Nivel Freático	Alberto Idiart	35	11/2000 – 11/2003
Nivel Freático	Savigliano	48	11/2000 – 12/2004
Nivel Freático	Monte Largo	50	11/2000 – 12/2004
Nivel Freático	Pedro Ratallino	41	11/2000 – 03/2004
Nivel Freático	Fortín Gainza	25	11/2000 – 10/2003
Nivel Freático	Fortín República	24	11/2000 - 10/2002

**Tabla 7-1:** Registros disponibles en la región de estudio

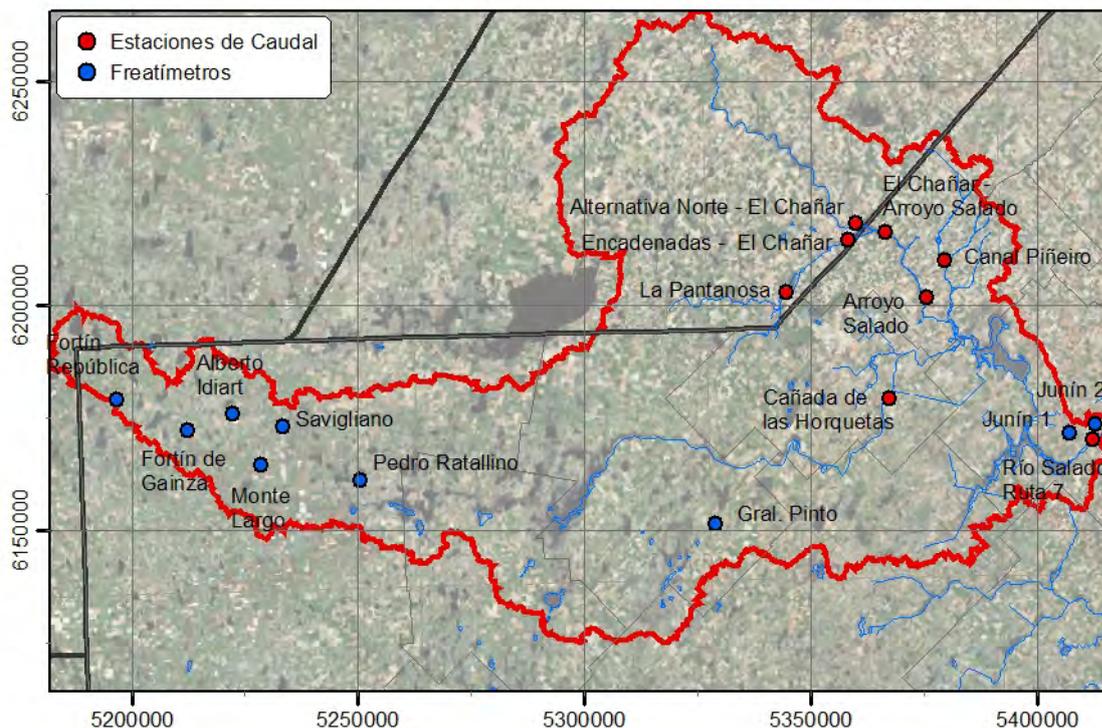
Como se anticipó en el capítulo 5, en el presente trabajo se adoptaron como parámetros de calibración las propiedades del suelo en la zona no saturada, en particular los correspondientes a las curvas de retención y de permeabilidad no saturada. Si bien estos parámetros pueden medirse en campo o en laboratorio, al menos para muestras de suelo puntuales, no se conocen determinaciones realizadas para los suelos en la zona de estudio. Por otro lado, las mencionadas curvas comandan el escurrimiento en la zona no saturada que resulta de suma importancia en el balance hidrológico.

Como se mencionó anteriormente, los parámetros de la zona no saturada fueron calibrados de manera de obtener la mejor representación posible de los niveles freáticos en los puntos en que se cuenta con registros. Se considera que el nivel freático es una variable muy representativa del estado hidrológico del sistema, y como se discutió con anterioridad, presenta cierta robustez. En el capítulo 8 se mostrará la relación existente entre los niveles freáticos existentes y los caudales en el emisario de la cuenca.

Dado que se implementaron en el modelo dos tipos de suelo distintos, debieron calibrarse ambos juegos de parámetros. Estos se calibraron independientemente para las dos zonas, utilizando los registros freáticos disponibles en cada una. Para el tipo de suelo perteneciente

a la formación pampeana se calibró utilizando los frentímetros “Junín 1” y “Junín 2”, mientras que para los parámetros del suelo sobre la formación Junín se utilizaron los restantes frentímetros.

Los parámetros seleccionados por calibración se presentan en la **Tabla 7-2**. Se adoptó como variable principal el parámetro  $\alpha$  de van Genuchten, aunque también se modificó moderadamente la conductividad saturada, la humedad de saturación y el parámetro  $n$  de van Genuchten.



**Figura 7-1:** Estaciones de registro de caudal y frentímetros

El ajuste entre las series simuladas y los niveles registrados se evaluó a través del indicador Raíz del Error Cuadrático Medio, o *RMSE* (de Root Mean Square Error). A fin de obtener el mejor acuerdo medio en los distintos frentímetros de cada zona, se agregaron en un único valor del indicador los registros de todos los frentímetros de la misma.

Suelo	Parámetro	Descripción	Unidad	Valor Medio (Schaap y Leij)	Valor Medio $\pm$ Desvío Estándar (Schaap y Leij)	Valor Adoptado
Formación Pampeana (limo)	$\alpha$	Parámetro de la curva de retención	-	0.0120	0.0036 – 0.0398	0.027
	$K_0$	Conductividad saturada	cm/día	50	12 – 200	250
Formación Junín (arenas finas y limos arenosos)	$\theta_s$	Humedad de saturación	-	Limos: 0.428 Arenas: 0.396	Limos: 0.350 – 0.506 Arenas: 0.340 – 0.452	0.340
	$\alpha$	Parámetro de la curva de retención	-	Limos: 0.0120 Arenas: 0.0263	Limos: 0.0036 – 0.0398 Arenas: 0.0112 – 0.0617	0.0499
	$n$	Parámetro de la curva de retención	-	Limos: 1.377 Arenas: 2.234	Limos: 0.995 – 1.905 Arenas: 1.321 – 3.776	1.754
	$K_0$	Conductividad saturada	cm/día	Limos: 50 Arenas: 174	Limos: 12 – 200 Arenas: 28 – 1070	174

**Tabla 7-2:** Parámetros de la zona no saturada determinados por calibración

Según se explicó en el capítulo 5, los valores finales de los mismos se encuentran en general dentro del intervalo de un desvío estándar según las correlaciones de Schaap y Leij para los tipos de suelo correspondientes, y en la mayor parte de los casos incluso muy cerca del valor medio propuesto.

El único valor adoptado que se encuentra fuera del rango mencionado es la conductividad saturada del sedimento pampeano. No obstante, los valores medios registrados para la permeabilidad saturada horizontal en el pampeano oscilan entre 500 y 1000 cm/día (INA-ETOSS, 2003), por lo que el valor adoptado de 250 cm/día para la conductividad vertical resulta razonable.

En la **Tabla 7-3** se presentan los valores mínimos obtenidos del RMSE para ambos tipos de suelo, junto con la cantidad de registros para los que se calculó cada uno. El ajuste se considera muy bueno dada la escala de la modelación. El modelo, una vez calibrado, es capaz de reproducir la historia freática de la cuenca con un error medio de alrededor de  $\pm 50$  cm.

Tipo de suelo	Cantidad de Registros	RMSE
Formación Pampeana	219	0.624 m
Formación Junín	264	0.428 m

**Tabla 7-3:** Valores mínimos de RMSE obtenidos por calibración

En la **Figura 7-2** se presentan las series de niveles freáticos comparados con los registros disponibles. Se observa que además de que los niveles simulados no solo presentan una pequeña distancia absoluta a los valores registrados, sino que los errores son en muchos

casos debidos a corrimientos rígidos. El modelo reproduce con bastante exactitud la modulación de los registros.

La validación del modelo se realizó principalmente a través de la comparación de los caudales simulados con aforos esporádicos realizados en distintas estaciones de la cuenca. Afortunadamente se cuenta con registros relativamente numerosos en el río Salado en el puente de la Ruta Nacional N° 7, que se encuentra aproximadamente a la salida de la cuenca. Estos fueron la principal fuente para la validación.

En la **Figura 7-3** se presentan los caudales simulados para las distintas estaciones en que se cuenta con aforos. Puede observarse un buen acuerdo para la mayor parte de los aforos. En particular es de destacarse el muy buen acuerdo en las tendencias para la estación del Río Salado, especialmente a partir de 1992. No obstante, durante los años 1981 y 1991 se observan en la estación eventos de crecida no reproducidos por el modelo, probablemente causados por precipitaciones no registradas en los pluviómetros utilizados. En esta estación, el caudal pico máximo registrado para la crecida año 2001 es subestimado por el modelo. No obstante, ese caudal se vio incrementado como consecuencia de una rotura en el terraplén de la Laguna Mar Chiquita, por lo que la subestimación del modelo es esperable.

Para el caudal en la estación del río Salado se realizó también el cálculo de diversos indicadores de ajuste. En la **Tabla 7-4** se presentan los valores correspondientes al RMSE y al Error Absoluto Medio (MAE), que se calculó como el promedio de la diferencia absoluta entre valores observados y simulados. En la tabla se consignan los valores de los indicadores tanto para el período completo de aforo 1980 – 2004 como para el período 1990 – 2004. También se consigna el valor medio de los aforos, así como la relación entre el Error Absoluto Medio y dicho valor medio. Se observa que, para el período completo, el error absoluto medio es del orden del 50% del valor de los aforos, mientras que a partir de la década del '90 dicho error se reduce al 30%.

Período	Media de los Aforos (m <sup>3</sup> /s)	RMSE (m <sup>3</sup> /s)	MAE (m <sup>3</sup> /s)	MAE / Media de los Aforos
1980 – 2004	14.6	14.2	7.6	52%
1990 - 2004	46.6	22.7	14.5	31%

**Tabla 7-4:** Valores de los indicadores de ajuste para los caudales de la estación del Río Salado a la altura de la Ruta Nacional N° 7

Se observa en algunos picos de crecida cierto desfase temporal entre los caudales modelados y los registrados. Esto es un error razonable, ya que en el modelo los picos de caudal se producen al saturarse cierto número de bajos como consecuencia de una serie de eventos de precipitación. Es muy posible que la diferencia en qué evento de precipitación logra finalmente escurrir hasta los cursos justifique el desfase. Como consecuencia del mencionado desfase, los indicadores del ajuste que solo comparan el valor instantáneo simulado, como el RMSE y el MAE resultan en errores mayores a los que se esperarían a simple vista. Para evaluar este efecto, se calculó el indicador MAE para el período 1990 – 2004 comparando el valor de cada aforo con el valor diario simulado más cercano dentro de una ventana de tiempo centrada en el mismo de distintos radios. Los resultados para distintas ventanas de tiempo se presentan en la **Tabla 7-5**. Se observa que el Error

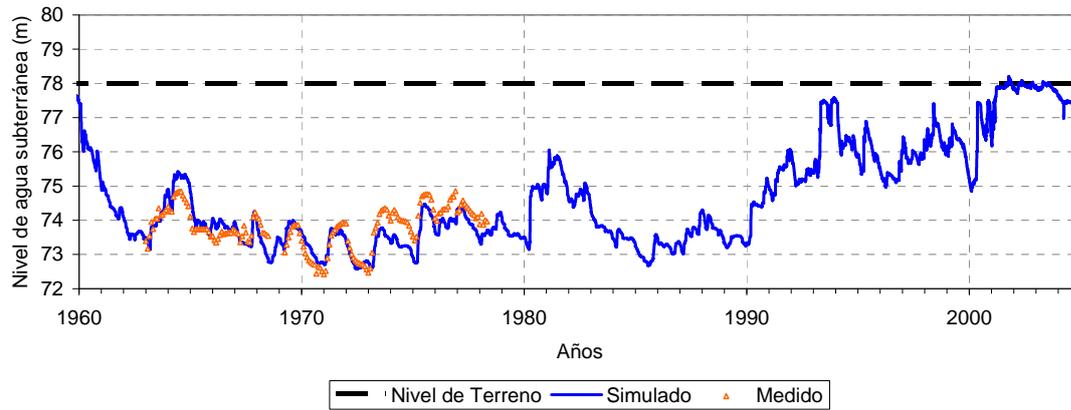
Absoluto Medio disminuye significativamente a medida que se permiten desfasajes de mayor duración. Para desfasajes del orden de una semana el MAE disminuye por debajo del 20% del valor medio de los aforos.

Ventana de Tiempo (días)	Media de los Aforos (m <sup>3</sup> /s)	MAE (m <sup>3</sup> /s)	MAE / Media de los Aforos
0	46.6	14.5	31%
7	46.6	11.3	24%
15	46.6	8.0	17%
31	46.6	5.3	11%

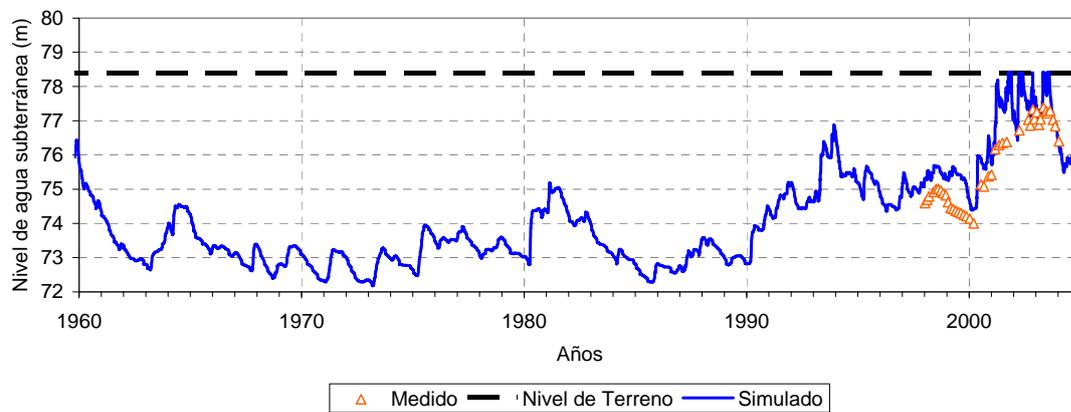
**Tabla 7-5:** Valores de MAE para los caudales de la estación del Río filtrando el desfase sobre distintas ventanas de tiempo para el período 1990 - 2004

Los errores consignados en las tablas anteriores son significativos. No obstante, debe tenerse en cuenta que el caudal fue considerado aquí como una variable de validación, y por lo tanto los parámetros no fueron optimizados a fin de reducir los valores de las métricas de ajuste. Una calibración en término de caudales hubiera resultado, sin lugar a dudas, en valores sensiblemente menores. A pesar de que el caudal en los cursos suele considerarse como el parámetro más importante en la mayor parte de los estudios hidrológicos, cabe destacarse que en cuencas de esta naturaleza representa solo una pequeña proporción dentro del balance de agua a nivel de cuenca. De cualquier manera, la utilización de una metodología de calibración multi-objetivo, unidas a un muestreo diferencial de los datos disponibles para calibración y validación, cuando existen registros suficientes, se considera como una técnica superadora de las limitaciones aquí encontradas.

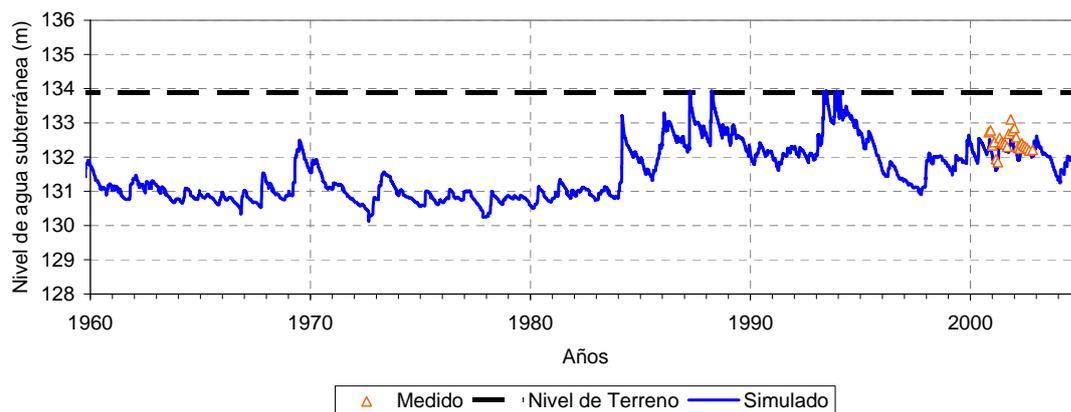
Varios autores destacan que los modelos distribuidos de base física son especialmente buenos a la hora de evaluar los efectos de la no-estacionaridad de un sistema hidrológico (Abbot et al. 1986; Reefsgaard, 1997). Como puede verse en las series freáticas de la **Figura 7-2**, el modelo es capaz de representar las condiciones de humedad variables en el tiempo registradas en la subregión, pasando gradualmente de un período de napa relativamente baja en el período 1960-1990 a uno de napa más alta en 1990-200. A su vez, un fenómeno asociado se observa en los caudales de respuesta de la **Figura 7-3**, que son mucho mayores en el período “húmedo”, efecto que pudo ser reproducido por el modelo sin una calibración específica. Como se verá en el capítulo 8, existe una fuerte relación entre ambos. El hecho de que el modelo sea capaz de representar correctamente la transición de la respuesta del sistema entre condiciones hidrológicas no-estacionarias, como en este caso, es considerado por algunos autores como una verificación de la formulación del modelo (Reefsgaard, 1997).



a) Junín 1

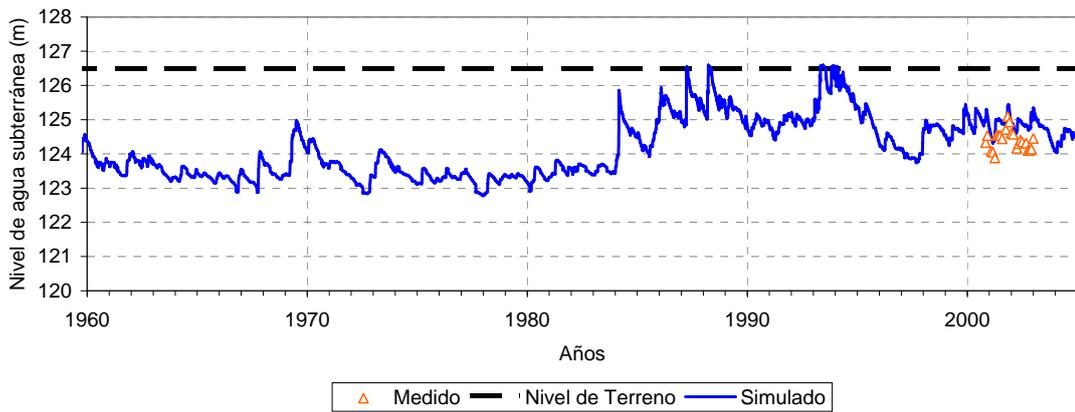


b) Junín 2

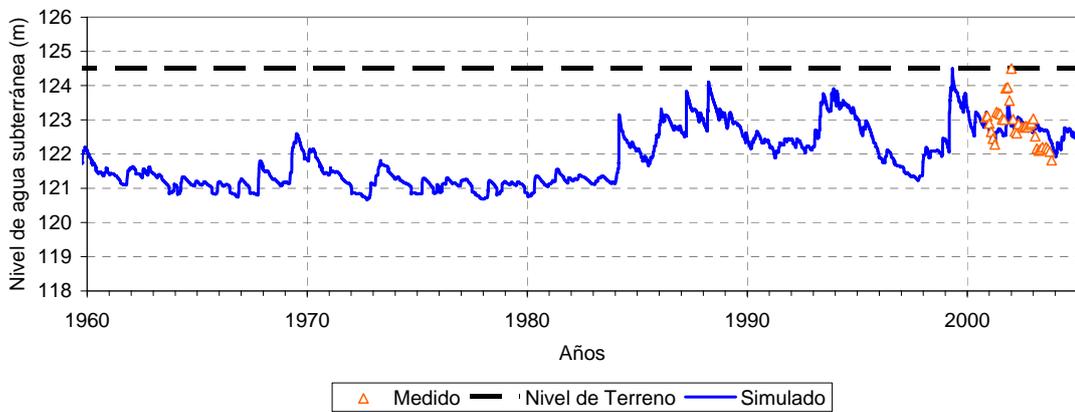


d) Fortín República

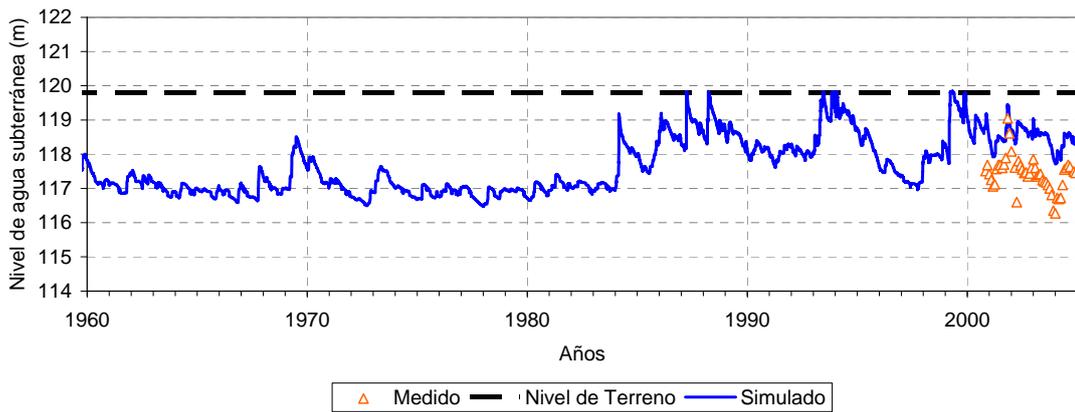
**Figura 7-2:** Comparación de niveles freáticos simulados y registrados



e) Fortín Gainza

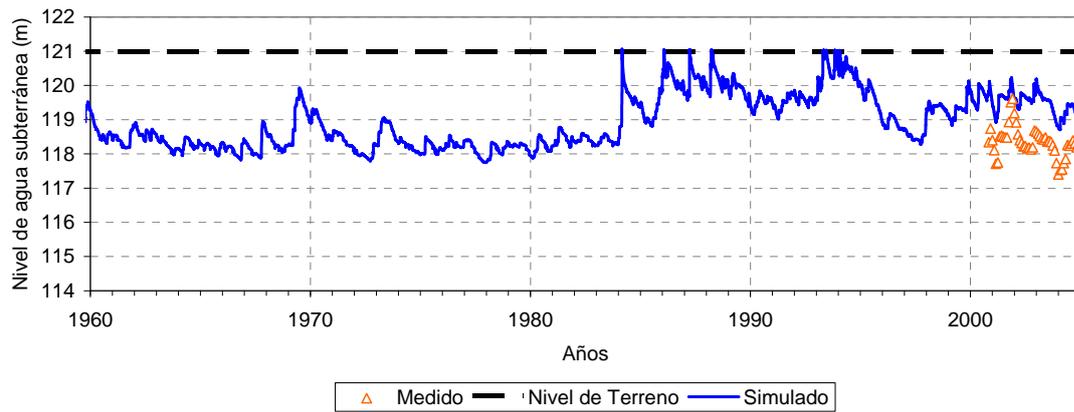


f) Alberto Idiart

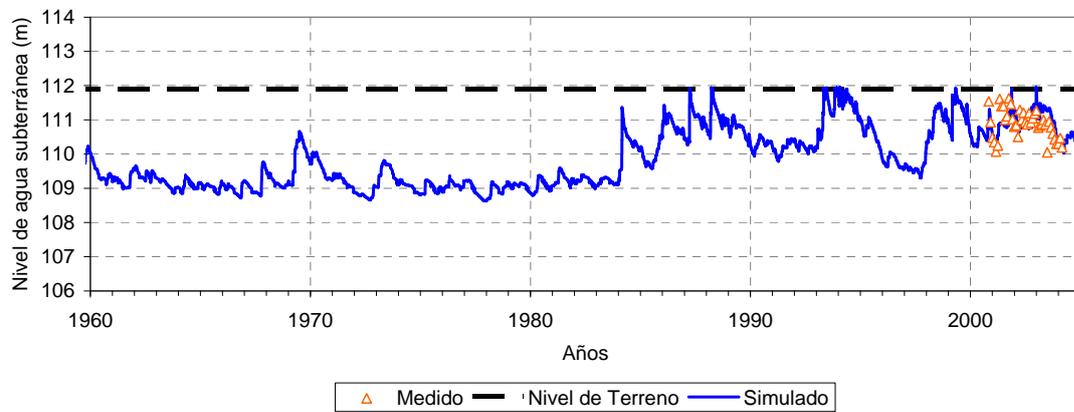


g) Savigliano

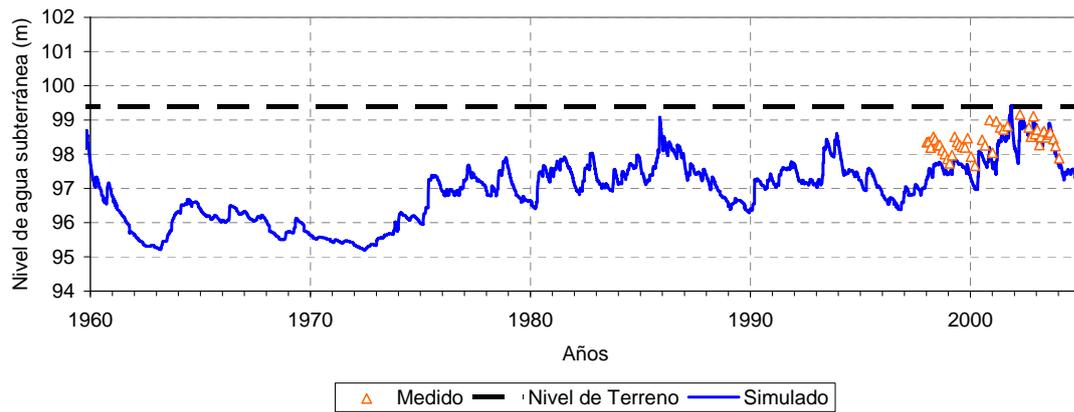
**Figura 7-2:** Comparación de niveles freáticos simulados y registrados (continuación)



h) Monte Largo

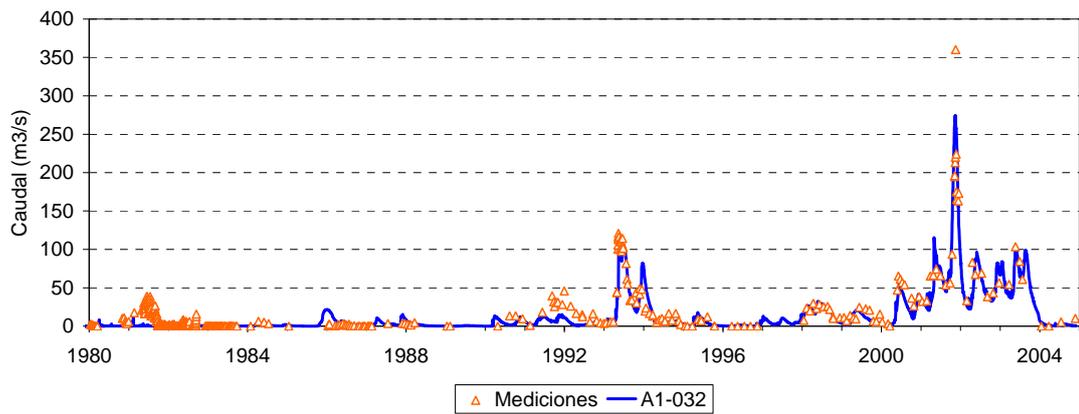


i) Pedro Ratallino

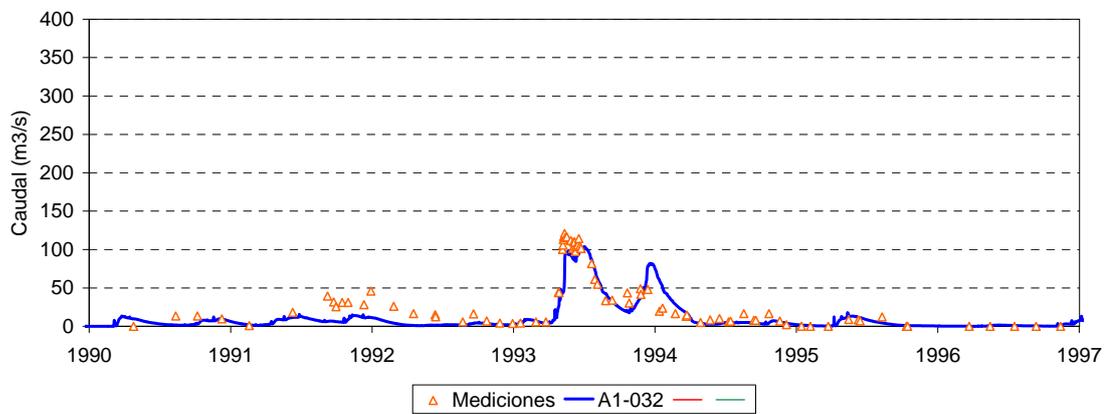


j) General Pinto

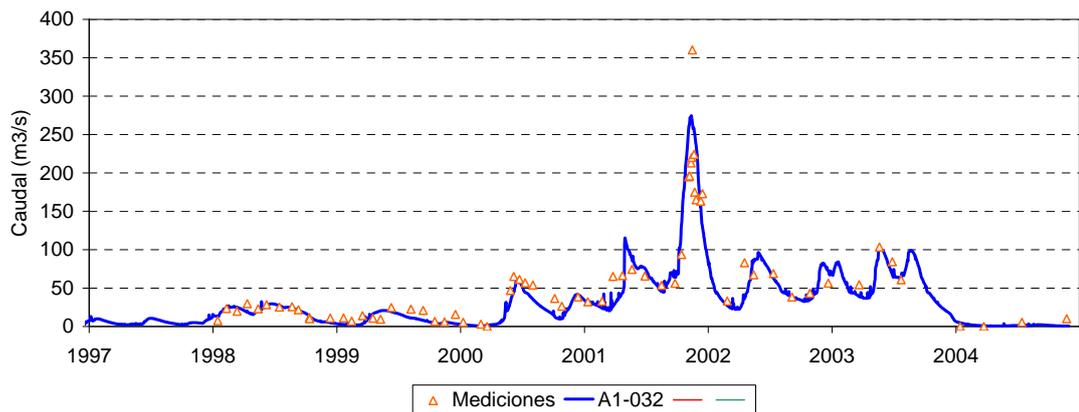
**Figura 7-2:** Comparación de niveles freáticos simulados y registrados (continuación)



a) Río Salado en Ruta 7

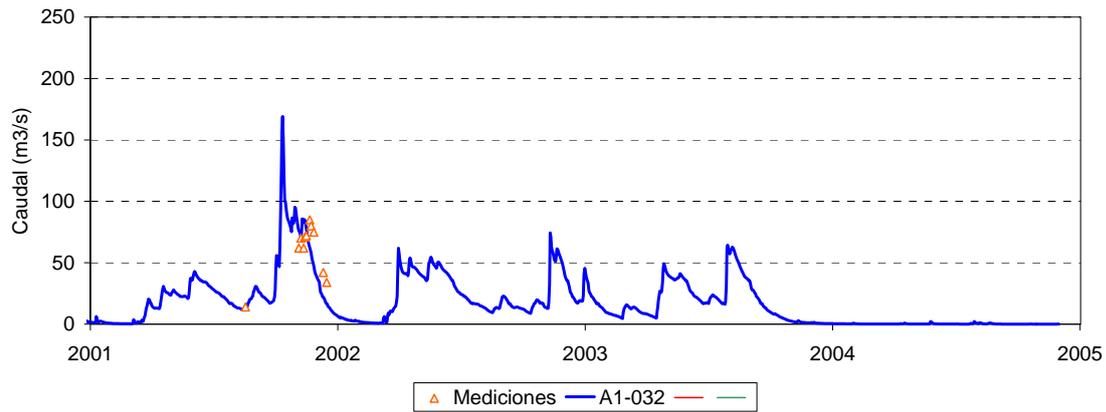


b) Río Salado en Ruta 7 – Detalle 1990/1996

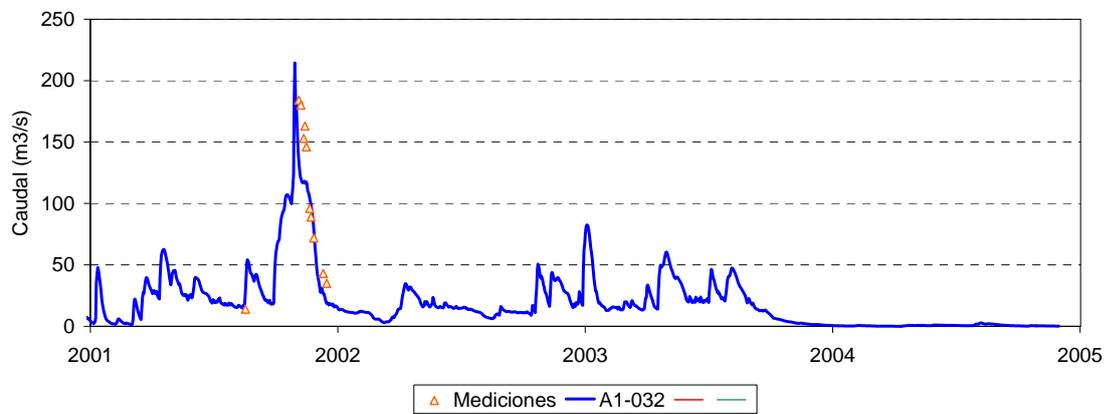


c) Río Salado en Ruta 7 – Detalle 1997/2004

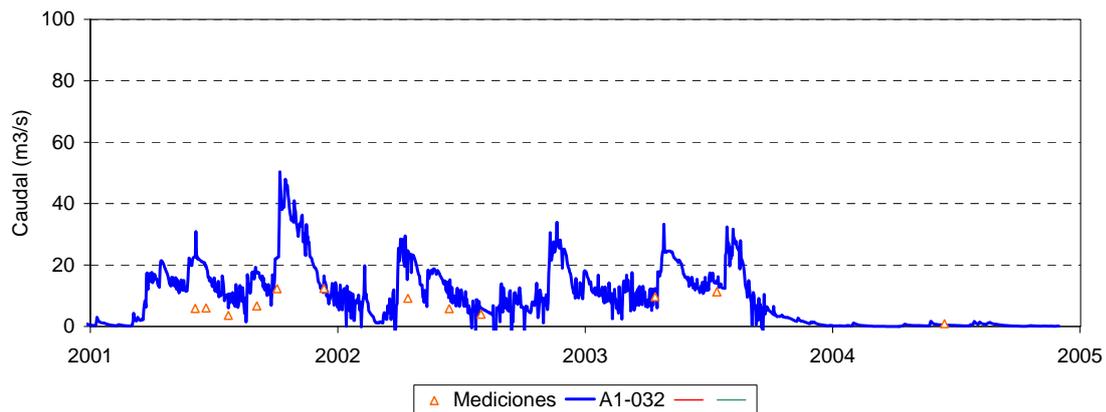
**Figura 7-3:** Comparación de caudales simulados y registrados



d) Cañada de las Horquetas

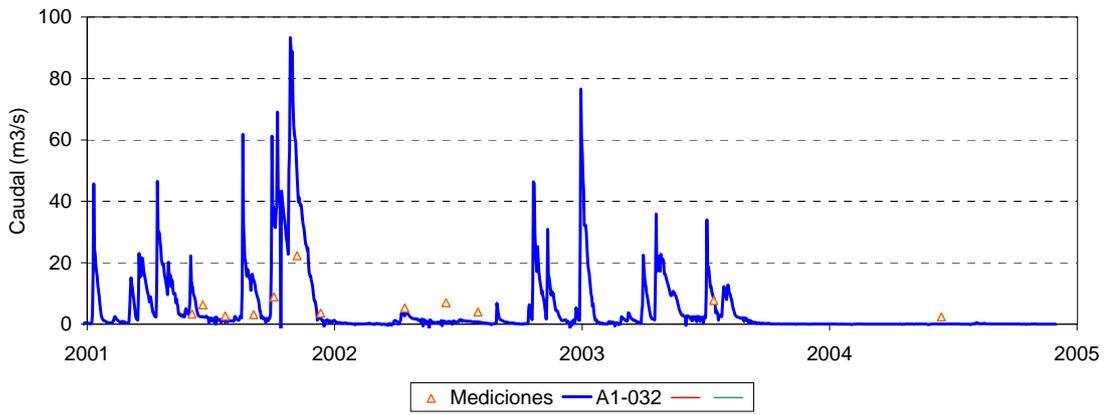


e) Arroyo Salado

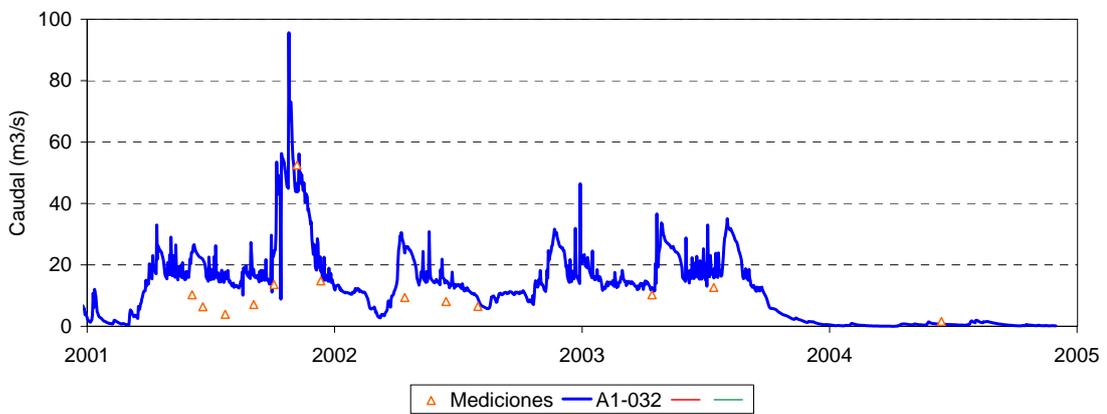


f) Laguna La Pantanosa

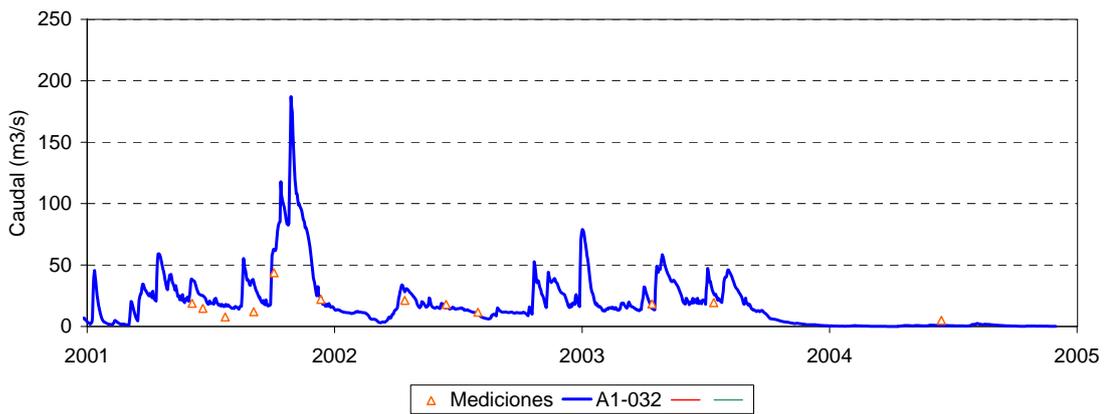
**Figura 7-3:** Comparación de caudales simulados y registrados (continuación)



g) Ingreso de Lagunas Encadenadas a El Chañar

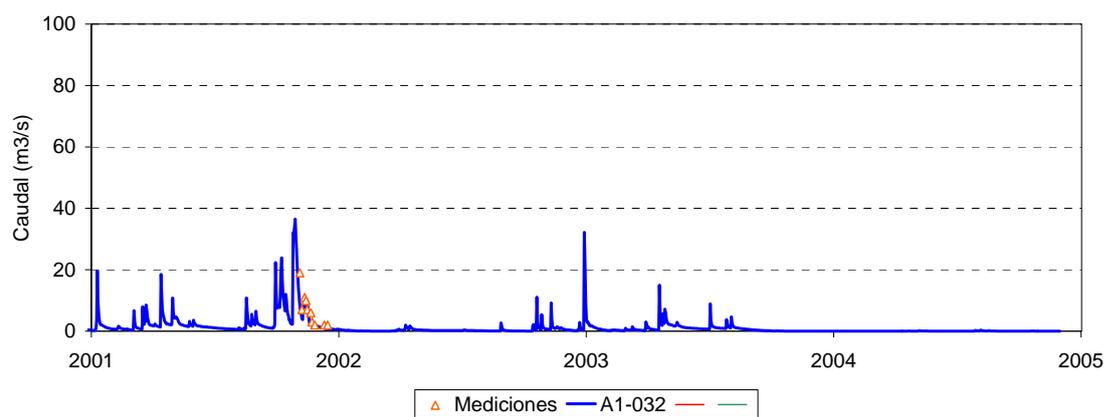


h) Ingreso de Alternativa Norte a El Chañar



i) Salida de El Chañar a Arroyo Salado

**Figura 7-3:** Comparación de caudales simulados y registrados (continuación)



j) Canal Piñeyro

**Figura 7-3:** Comparación de caudales simulados y registrados (continuación)

## Capítulo 8: Metodología de desagregado de información para la confección de mapas de inundación

---

Como se mencionó anteriormente, en el presente trabajo se dio especial énfasis a la utilización de modelos numéricos para la cuantificación de las eventuales inundaciones en cuencas extensas de llanura, en especial en aquellas no completamente desarrolladas, como la cuenca del Río Salado.

A partir de la metodología desarrollada, puede utilizarse el modelo matemático construido para calcular el volumen de agua en superficie presente en cada celda de cálculo en un instante dado. Para alcanzar el objetivo antes mencionado, no obstante, es necesario interpretar dicho volumen en términos de área inundada. Esta interpretación debe ser capaz además, en cuencas como la del Salado, de tener en cuenta la existencia de cubetas de deflación que, como se explicó anteriormente, condicionan fuertemente el almacenamiento superficial.

### 8.1 Antecedentes

Una primera alternativa para cuantificar la magnitud de las inundaciones consiste simplemente en asumir que el área total de una celda se encuentra inundada cuando existe un cierto volumen acumulado en superficie en dicha celda. Así, el área inundada en una zona puede obtenerse de sumar el área de las celdas que la componen en las cuales hay algún volumen de agua en superficie. No obstante, dado que el tamaño de las celdas de cálculo que es posible utilizar actualmente en cuencas extensas es relativamente grande, del orden de kilómetros cuadrados, dicho criterio puede no resultar satisfactorio; en general es deseable poder cuantificar las inundaciones a una escala menor, a fin de permitir una representación más realista.

Una segunda alternativa consiste en asumir alguna ley para relacionar el volumen específico almacenado en superficie dentro de una celda de cálculo y el porcentaje del área de la

misma que resulta inundado. En el PDIRS (UTN-FRA, 2007) se utilizó esta metodología. Dicha ley se construyó en función del tirante medio de agua resultante en cada celda para un instante determinado. En la ecuación se tuvieron en cuenta como parámetros el área específica media de bajos y el volumen específico medio de los mismos, estimados para las distintas subcuencas de análisis. La expresión utilizada fue la siguiente:

$$A_{in} = \begin{cases} \sqrt{\frac{H}{H_a}} \cdot A_{b_{max}} & \text{si } 0 \leq H \leq Ha \\ \frac{(H - H_a)^2}{Ha^2} \cdot (A_t - A_{b_{max}}) + A_{b_{max}} & \text{si } Ha < H \leq 2.Ha \\ A_t & \text{si } 2.Ha < H \end{cases} \quad (8.1.1)$$

En la cual  $A_t$  es el área total de la celda,  $A_{b_{max}}$  es el área máxima de bajos de la misma,  $A_{in}$  es el área inundada resultante,  $H$  es el tirante de agua y  $H_a$  es el volumen específico de abstracción inicial. La ley parabólica que vincula el volumen almacenado dentro de las cubetas con el área inundada se validó a partir de curvas cota-volumen conocidas para la laguna de Bragado, suponiendo que las cubetas de la cuenca presentan formas similares. Esta expresión asume que una celda de cálculo resulta totalmente cubierta de agua cuando el volumen total almacenado en la misma duplica el valor de la abstracción inicial.

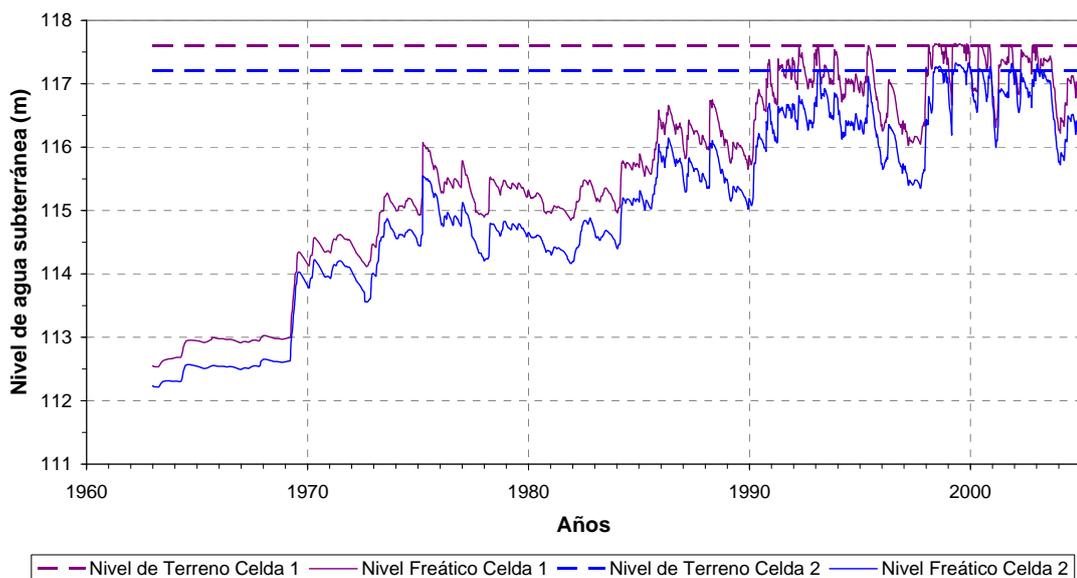
El problema principal de esta metodología consiste en que las leyes de volumen almacenado-área inundada que pueden construirse no ofrecen información acerca de la distribución geométrica de dicho área en la celda. Por lo tanto, si quieren confeccionarse mapas de inundación debe recurrirse a alguna otra metodología a tal efecto, cuyos resultados pueden no coincidir cuando se los compara con los brindados por las leyes. En el mencionado estudio antecedente, a los fines de generar mapas de inundación, se utilizó una metodología consistente en cortar el MDT con una superficie interpolada, cuya cota en cada celda se estimó a partir de la cota media del terreno y el volumen específico acumulado en superficie. Esta metodología presenta varios inconvenientes, el mayor de los cuales es que las áreas resultantes no coinciden con las estimadas mediante la ecuación precedente.

## 8.2 Metodología propuesta

Para superar las limitaciones asociadas al enfoque anterior, se desarrolló una metodología basada en la utilización del modelo digital de terreno para la distribución geográfica de los volúmenes almacenados en superficie resultantes del modelo numérico. La metodología se basa sobre una serie de hipótesis acerca del comportamiento de los excedentes hídricos superficiales que se producen cuando la precipitación supera la capacidad de infiltración del terreno. Dichas hipótesis pueden resumirse de la siguiente manera:

- En primer lugar, se asume que la generación de excedentes ocurre de manera uniforme a lo largo de la superficie de cada celda de cálculo. Dado que en cuencas de llanura la generación de excedentes en superficie, sobre todo cuando son de magnitud considerable, está muy ligada al colapso de la capacidad de infiltración, cabe preguntarse acerca de la validez de esta hipótesis. En efecto, diferentes partes del terreno dentro de una celda de cálculo tienen diferentes cotas y, por lo tanto, podrían perder capacidad de infiltración gradualmente a medida que el nivel freático aumenta, comenzando por los puntos más bajos. No obstante, en cuencas de llanura como las del caso de estudio las diferencias de cota dentro una celda son

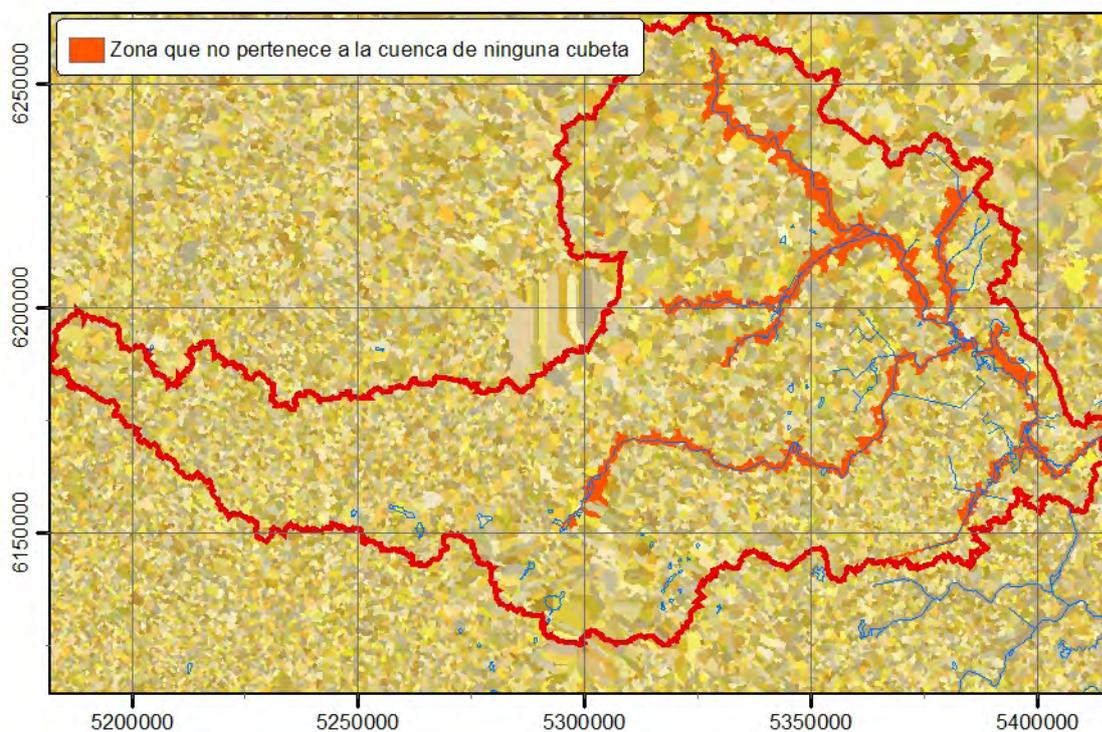
pequeñas. Además, debido a que el nivel freático en cada lugar está determinado principalmente por el equilibrio entre la infiltración y la evapotranspiración (el balance es vertical), en general este sigue las formas del terreno, de manera que la profundidad hasta la napa es aproximadamente uniforme, con su valor dependiente de la historia reciente de precipitaciones y condiciones climáticas de la zona. Este hecho se ilustra en la **Figura 8-1**, en la cual se representa la historia de niveles freáticos según el modelo matemático en dos celdas contiguas con distintas cotas medias de terreno. Se observa que, a pesar de la diferencia absoluta de niveles, la profundidad a la napa freática es similar en ambas series. Por lo tanto, en cuencas de llanura esta hipótesis puede resultar una buena aproximación.



**Figura 8-1:** Serie de profundidades a la napa freática de dos celdas próximas

- Una vez que la precipitación supera la capacidad de infiltrar y se producen los primeros excedentes, estos suelen quedar retenidos en las pequeñas irregularidades del terreno prácticamente en el mismo lugar en que se originan, produciéndose el encharcamiento. Estas irregularidades de pequeña escala están asociadas principalmente al uso del suelo de cada lugar. Dado que en la cuenca del río Salado el suelo está principalmente cubierto de pastizales y cultivos, se adoptó un valor uniforme para esta retención por encharcamiento, de 8 mm, según se describe en la sección 6.3. Si bien este valor es muy inferior al almacenamiento específico debido a las cubetas de la cuenca, que supera a menudo los 100 mm, como se observa en la **Figura 5-8**, cobra importancia en aquellas celdas que no presentan cubetas. Es importante notar que la existencia de un volumen específico de agua en superficie inferior a dicho valor no implica la existencia de inundaciones, ya que el agua en superficie no se concentra sino que permanece distribuida en charcos a lo largo de la superficie del terreno.
- Una vez que los excedentes superan la capacidad de almacenamiento de las pequeñas irregularidades del terreno, comienza el flujo de los mismos siguiendo la pendiente del terreno. En cuencas no desarrolladas como la del río Salado, debido a la escasez de cursos de agua desarrollados y la existencia de numerosas cubetas de deflación, estos flujos suelen dirigirse en primer lugar hacia la cubeta más cercana,

donde queda nuevamente retenido. Para la modelación a nivel de cuenca, este flujo es tan solo local, es decir subgrilla, y por tanto no está resuelto explícitamente en el modelo. En la **Figura 8-2** se presentan en distintos colores las cuencas propias de los distintos bajos de la cuenca, obtenidas a partir del MDT de detalle, suponiendo que ninguna cubeta se encuentra colmatada. El área que, en cambio, drena directamente hacia un curso de agua está marcada en color naranja. Se observa que la gran mayoría de la superficie de la subregión pertenece a la cuenca propia de algún bajo relativamente cercano. Con esta metodología se identifican alrededor de 41.000 puntos de concentración, con sus correspondientes cuencas propias. Esto significa que el escurrimiento cuenca abajo puede producirse generalizadamente solo cuando las cubetas se colman de agua, al menos en alguna zona. Resulta por lo tanto razonable suponer que el volumen de agua en superficie que se origina en una celda de cálculo permanece retenido en los bajos que se encuentran dentro de la misma hasta que su capacidades de almacenamiento se agotan.

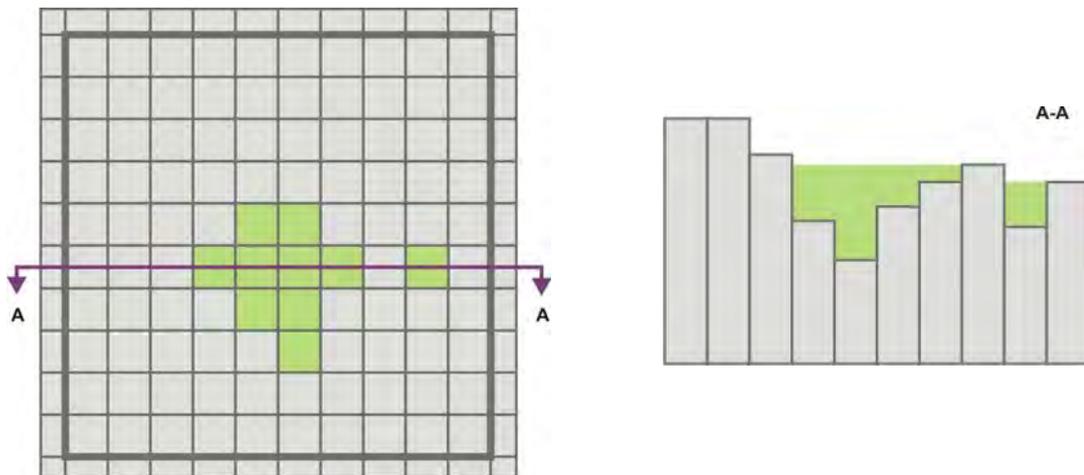


**Figura 8-2:** Cuencas propias de las cubetas de la subregión

Bajo estas hipótesis, se desarrolló un algoritmo para obtener el área inundada a partir de los volúmenes de agua existentes en superficie calculados por el modelo matemático hidrológico. Este algoritmo se basa sobre la idea de distribuir dicho volumen de agua, dentro de cada celda de cálculo, a partir de la información topográfica del MDT de detalle.

Como se mencionó anteriormente, el MDT de detalle está constituido por celdas de 90 m de lado, cada una de las cuales tiene asignada una cota topográfica. En aquellas celdas que son parte de alguna cubeta, la cota topográfica es más baja que la de las zonas circundantes. Estas celdas que constituyen las cubetas se identificaron mediante el algoritmo presentado en la sección 5.2.1, que además da como resultado la profundidad que debe alcanzar el agua en las mismas para poder escurrir fuera del bajo.

A cada celda del modelo hidrológico, que en el caso de referencia tienen una extensión de 1000 m de lado, corresponden una cierta cantidad de celdas del MDT de detalle. De entre esas celdas, se conoce cuales forman las cubetas. En la **Figura 8-3** se presenta un esquema de la relación entre las celdas del modelo hidrológico (en línea gruesa), las celdas del MDT de detalle (en línea fina) y la capacidad de almacenamiento de las celdas que pertenecen a una cubeta (en verde).

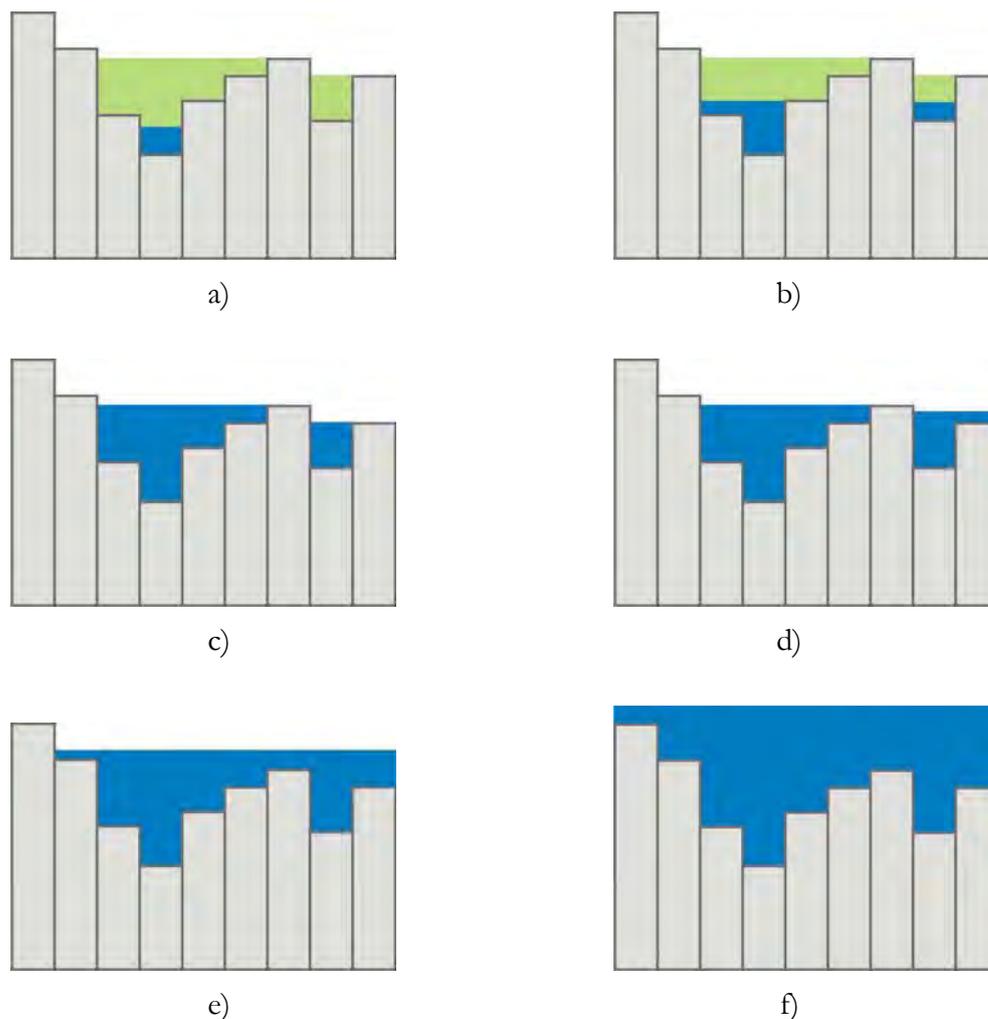


**Figura 8-3:** Representación de las cubetas en el MDT de detalle

Suponiendo que para un cierto instante existe un volumen de agua  $V_a$  en superficie sobre una celda del modelo matemático, se describe a continuación el algoritmo desarrollado para modelar su distribución. Este se esquematiza en la **Figura 8-4**.

1. Mientras  $V_a$  es menor que la abstracción inicial debida a las micro-irregularidades (8 mm), se considera que ningún área dentro de celda está inundada, sino que el agua en superficie se encuentra retenida uniformemente en pequeños charcos.
2. Cuando  $V_a$  supera la abstracción inicial, el excedente por sobre ese valor ( $V_a - 8$  mm) comienza a concentrarse en las zona más bajas de las cubetas dentro de la celda. Se asumió que la primera celda del MDT de detalle inundada es la más baja de entre las que forman bajos (**Figura 8-4a**).
3. A medida que comienza a crecer el volumen acumulado, este se reparte primero en las celdas pertenecientes a las cubetas. El nivel de agua de esta zona de bajos se supone uniforme, y su valor se determina de modo de igualar el volumen de agua acumulada en el MDT de detalle (dentro de una celda de cálculo) con el resultante del modelo hidrológico (**Figura 8-4b**). El algoritmo limita el volumen en superficie en cada celda al máximo que la celda puede almacenar antes de escurrir, resultante del algoritmo presentado en la sección 5.2.1.
4. Una vez que se supera la capacidad de almacenamiento de las celdas pertenecientes a las cubetas (**Figura 8-4c**), el volumen excedente comienza a repartirse entre toda las celdas, pertenezcan o no a una cubeta, comenzando por las más bajas (**Figura 8-4 d y e**).
5. Si el volumen almacenado en superficie resultante del modelo hidrológico sigue creciendo, eventualmente todas las celdas correspondientes del MDT de detalle resultan anegadas (**Figura 8-4f**).

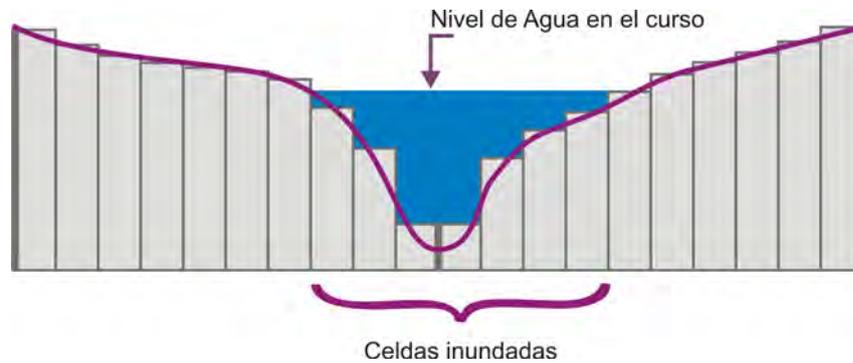
Este algoritmo debe aplicarse al volumen de agua almacenado en superficie resultante del modelo hidrológico en cada celda de cálculo y para cada paso de tiempo. A fin de agilizar el cálculo, que de otra manera requeriría una cantidad muy significativa de tiempo de procesamiento, el modelo digital del terreno fue preprocesado, generando para cada celda del modelo hidrológico una tabla de resultados que indica, en función del volumen almacenado, el área inundada y su disposición. Estas fueron construidas con el algoritmo precedente. Con esta optimización puede calcularse la serie de áreas inundadas para los 40 años de la simulación hidrológica en unos pocos minutos.



**Figura 8-4:** Inundación progresiva de las celdas del MDT de detalle

Además de distribuir los excedentes con los criterios antes mencionados, el algoritmo propuesto realiza también un tratamiento especial en aquellas celdas del modelo hidrológico aledañas a los cursos de agua, o pertenecientes a grandes lagunas resueltas en el modelo unidimensional. Estas son las celdas designadas “inundables” o “de almacenamiento compartido”, descrita en la sección 5.2.4. En efecto, estas celdas están sometidas a inundaciones parciales debidas al nivel de agua en los mismos cursos o lagunas, que se ven acentuadas cuando se producen desbordes.

En estas celdas el algoritmo corta en cada paso de tiempo el MDT de detalle con un nivel de agua representativo del curso para obtener el área anegada. El nivel de agua representativo para cada celda se calcula como un promedio pesado entre los 2 nodos del curso más cercanos a la celda. El procedimiento se esquematiza en la **Figura 8-5**. Esta metodología permite determinar a escala del MDT de detalle las áreas inundadas por los cursos de agua.



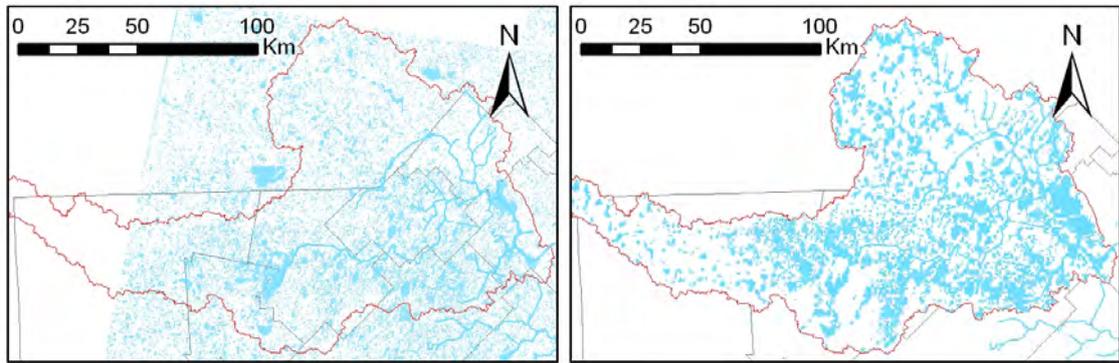
**Figura 8-5:** Área inundada por los cursos de agua

A fin de validar la metodología desarrollada, se confeccionaron mapas de inundación para algunos instantes históricos para los que se cuenta con imágenes satelitales que permiten evaluar el estado de inundación en la subregión modelada de la cuenca del Río Salado. Las imágenes utilizadas para la comparación fueron obtenidas durante el PDIRS a partir del procesamiento de las bandas 3,4 y 5 del Thematic Mapper (TM) del satélite Landsat 5, a fin delimitar las zonas con agua acumulada en superficie (UTN-FRA, 2007). Las zonas inundadas pueden ser determinadas con relativa sencillez a partir de imágenes satelitales, gracias al amplio contraste existente entre el agua y el resto del paisaje en el espectro electromagnético (Jensen et al., 1986).

De las imágenes con que se cuenta, tres son las únicas que cubren al menos parte de la subregión A1:

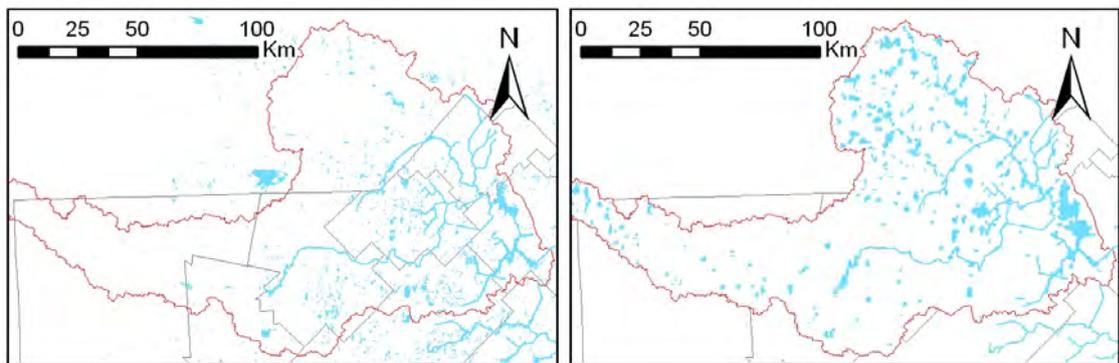
- Mosaico de imágenes tomadas durante distintos momentos de 1993.
- Mosaico de imágenes tomadas el 27 y 28 de noviembre de 1997.
- Mosaico de imágenes tomadas el 5 de marzo de 2001.

En la **Figura 8-6** se presentan los mapas de inundación calculados comparados con las imágenes satelitales. Se observa un buen acuerdo cualitativo y un razonable acuerdo cuantitativo, teniendo en cuenta la complejidad del problema abordado. En cuanto a las imágenes de 1993, cabe destacarse que, dado que no se conoce la fecha exacta en que fueron tomadas las distintas partes del mosaico, se eligió un instante del año en que los resultados representan lo mejor posible la totalidad del área inundada observada.



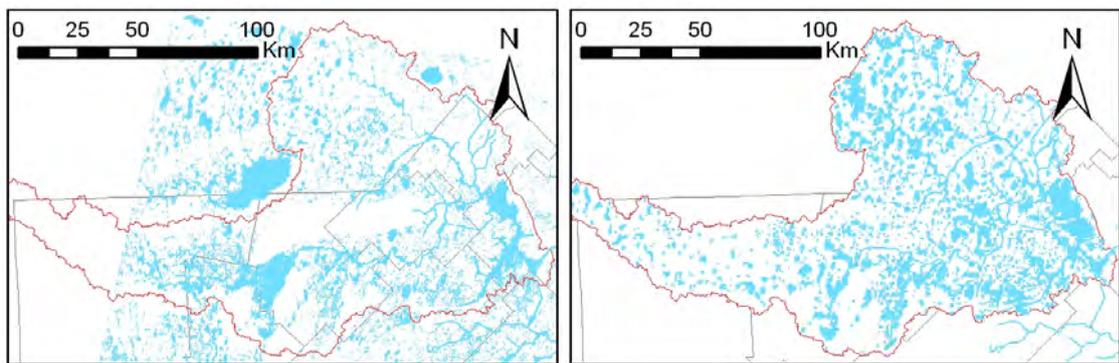
a) Imagen Satelital 1993

b) Resultados de la Metodología 17/12/1993



c) Imagen Satelital 1997 (27-28/nov)

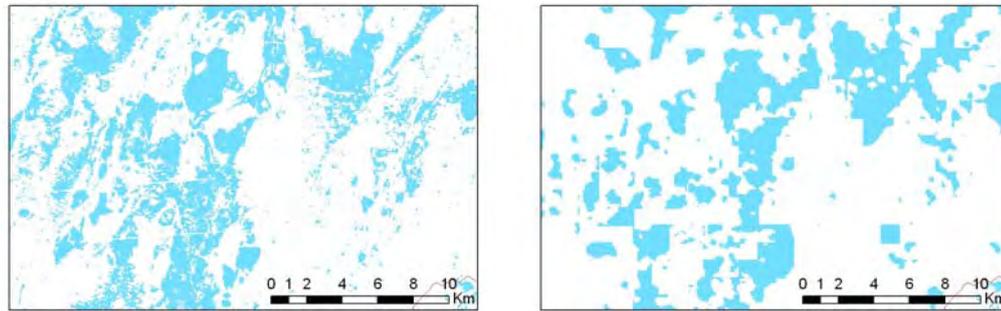
d) Resultados de la Metodología 27/11/1997



e) Imagen Satelital 2001 (05/mar)

f) Resultados de la Metodología 05/03/2001

**Figura 8-6:** Comparación entre zonas inundadas registradas y calculadas



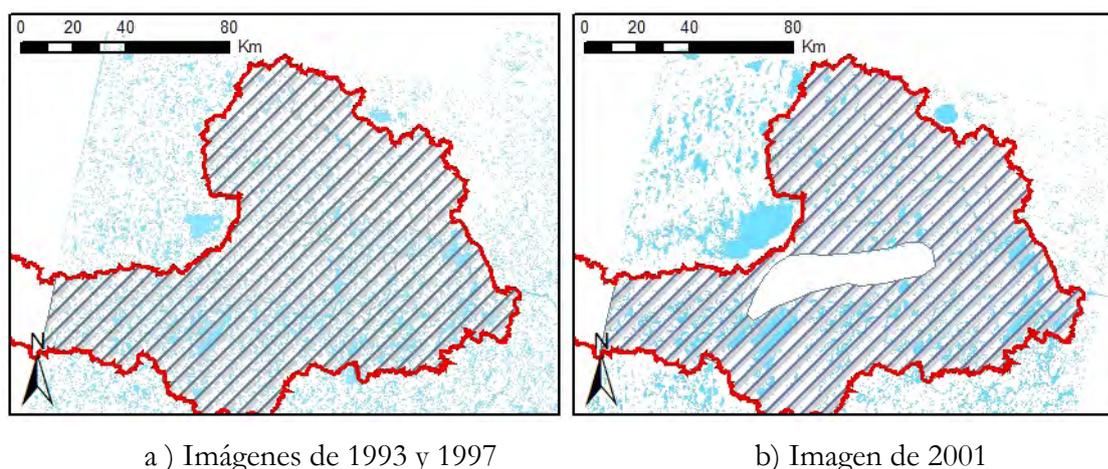
a) Imagen Satelital 2001 (05/mar)      b) Resultados de la Metodología 05/03/2001

**Figura 8-7:** Detalle comparación entre zonas inundadas registradas y calculadas

En la **Figura 8-7** se presenta un detalle de la comparación para marzo de 2001. Se observa que los resultados obtenidos, si bien reproducen las formas y áreas observadas, tienden a resultar en manchas de inundación más compactas, notándose poca cantidad de manchas pequeñas de inundación, las que se observan en cambio en la imagen satelital. Esto puede deberse al filtrado que se aplicó a los datos del MDT de detalle como parte de su confección. Este filtrado consistió en la aplicación sucesiva de un kernel 3x3 y un kernel 5x5 (UTN-FRA, 2007). Dicho filtrado se realizó a fin de disminuir el error aleatorio (ruido blanco) de píxel a píxel existente en los datos SRTM, que para la región de estudio puede superar los 3m en el 10% de los valores (Rodríguez et al., 2005), así como la influencia puntual de accidentes no topográficos, como ser caseríos u arboledas. Otra fuente de incertidumbre asociada al SRTM que puede afectar su capacidad de estimar la forma y capacidad de las cubetas resulta de la sensibilidad de las estimaciones de nivel a la presencia de agua en superficie. En efecto, la refracción de la energía del radar depende de la rugosidad de la superficie de una zona anegada (viento, oleaje, etc.), produciendo errores mayores en las estimaciones a los que se producen en terreno firme (Rodríguez et al., 2005). Afortunadamente, la misión SRTM fue realizada en febrero de 2000, época en la que la cuenca del Salado experimentaba el grado de inundación más bajo en todo el período 1998-2004, como se observa en la **Figura 8-9**.

Debe notarse, por último, que las áreas inundadas determinadas a partir de imágenes satelitales no carecen de cierta incertidumbre, especialmente cuando existe alto contenido de humedad en el suelo.

Se realizó también una comparación cuantitativa de las áreas inundadas simuladas para el modelo y las observadas en las imágenes satelitales para cada período. Dado que las imágenes satelitales no cubren la totalidad del dominio, y que en el caso de la correspondiente a 2001 se observa una zona cubierta de nubosidad, la comparación se realizó en cada caso sobre el área con datos de inundación. La zona comparada para cada período se presenta en la **Figura 8-8**. Los resultados de la comparación cuantitativo se presentan a su vez en la **Tabla 8-1**. Se observa que la diferencia de porcentaje de área inundada entre imagen y modelo es menor a  $\pm 3.5\%$  en la imágenes de 1997 y 2001. En la imagen de 1993, que presenta un patrón de inundación algo distinto al de las otras imágenes, la estimación es inferior a el área observada, con una diferencia de 7.2%. El acuerdo cuantitativo se considera bueno.



**Figura 8-8:** Zonas cubiertas por las imágenes satelitales de inundación

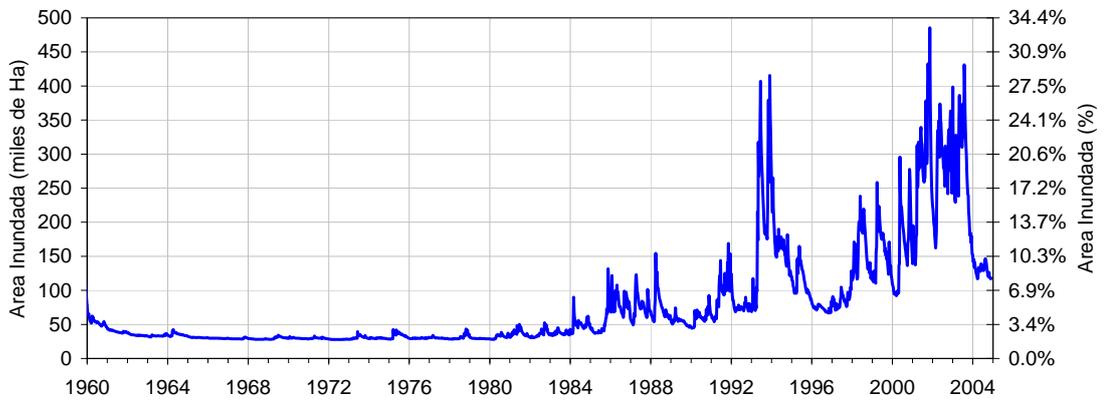
	Área cubierta por la imagen miles de Ha	Área inundada Registrada miles de Ha	Área inundada Modelada miles de Ha
Imagen de 1993	1336	357 (26.7%)	260 (19.5%)
Imagen de 1997	1336	64 (4.8%)	93 (7.0%)
Imagen de 2001	1243	128 (10.3%)	169 (13.6%)

**Tabla 8-1:** Comparación cuantitativa de áreas inundadas para los distintos períodos

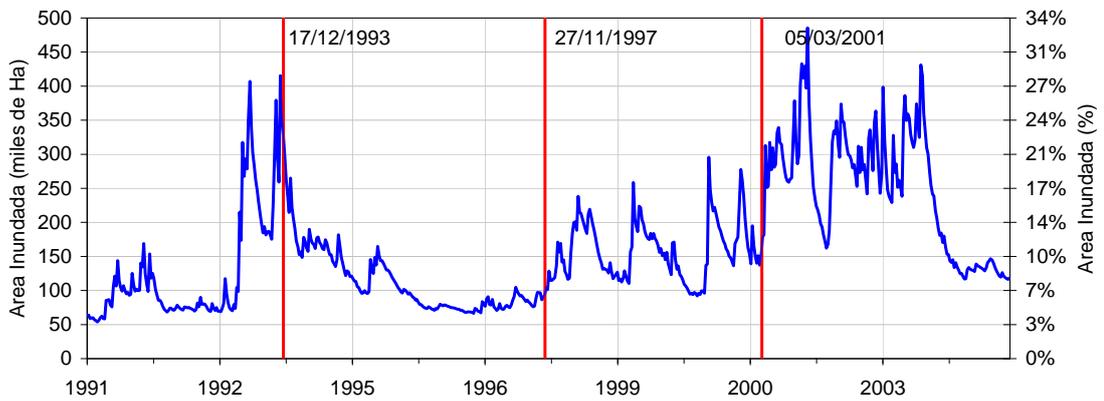
Una vez comparados los resultados para momentos específicos de tiempo, mediante el algoritmo desarrollado se calculó el área inundada para todo el período simulado, construyéndose una serie histórica de áreas anegadas. Esta se presenta en la **Figura 8-9a**, tanto en valores absolutos como en forma porcentual respecto del área total del dominio del modelo, de 1.451 miles de Ha (14.515 Km<sup>2</sup>). Se observa que el pico de inundación en 1993 supera el 22% mientras que en 2001 se alcanza un máximo de 31% del área inundada.

En la figura también puede observarse que entre los años 1963 y 1990, período relativamente seco en esta parte de la cuenca del río Salado, se observa no obstante un área inundada de alrededor de 27.000 Ha. Esta área está en realidad asociada a las distintas lagunas más o menos permanentes que existen en la cuenca, muchas a lo largo de los cursos de agua, entre las cuales se destacan la laguna de Mar Chiquita, la Laguna de Gómez y la Laguna de La Salada, que en condiciones normales ocupan un área de 22.200 Ha. En la **Figura 8-10** se presenta el mapa calculado de zonas anegadas para un instante representativo de este período seco (10 de Julio de 1976), donde pueden observarse estas zonas anegadas semi-permanentes calculadas por el modelo.

En la **Figura 8-9b** se presenta una ampliación de la misma serie para el período 1991 a 2004. En ella se indican la fecha de las imágenes satelitales de la **Figura 8-7**. Se observa en la figura que las imágenes de 1993 y 2001 corresponden a períodos de alto grado de inundación, mientras que la de 1997 representa una momento sustancialmente menos húmedo. Del análisis de ambas figuras se concluye que el modelo hidrológico, en conjunto con la metodología propuesta para la determinación del área inundada, son capaces de representar con relativa precisión tanto la ocurrencia de inundaciones como su gradual disminución.

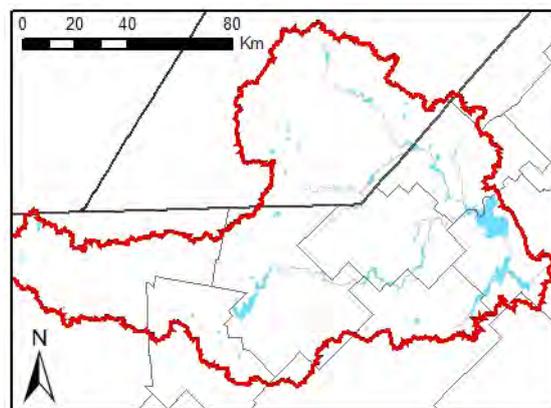


a) Período 1963 - 2004



b) Período 1991 - 2004

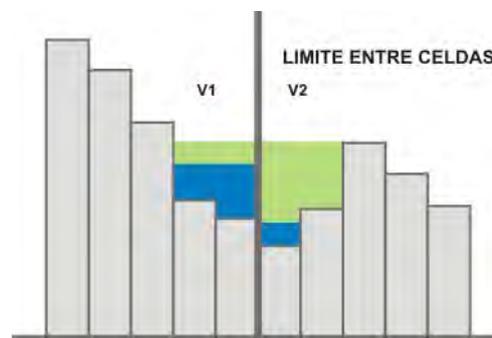
**Figura 8-9:** Áreas inundadas calculada mediante el modelo (1991-2004)



**Figura 8-10:** Zona anegada en tiempo de sequía (10-Jul-1976)

A pesar de que el desempeño de la metodología propuesta se considera satisfactorio en función de los objetivos perseguidos, el algoritmo presentado tiene ciertas limitaciones. Algunas de las principales se presentan a continuación:

- En aquellas celdas del modelo hidrológico en que existen varios bajos inconexos, estos se comportan en el algoritmo como vasos comunicantes, ya que se supone un mismo nivel de la superficie libre para todos ellos. Podría suponerse que el escurrimiento freático horizontal podría actuar como comunicación entre los bajos, aunque en rigor dicho efecto probablemente sea demasiado lento para ser efectivo. La hipótesis de vasos comunicantes se adoptó por simplicidad. Una alternativa más precisa, aunque mucho más laboriosa, podría consistir en distribuir los excedentes entre distintos bajos en función del área de sus cuencas propias, suponiendo luego un nivel independiente de agua en cada uno. Se considera que dicha metodología resultaría excesivamente elaborada teniendo en cuenta el grado de incertidumbre asociado a la modelación hidrológica a nivel de cuencas tan extensas.
- Una segunda limitación del algoritmo es el tratamiento de los bajos que caen en el límite entre dos celdas del modelo hidrológico. En este caso, ambas fracciones del bajo son tratadas independientemente una de otra. El nivel de agua en cada parte estará determinado por los excedentes superficiales existentes en ambas celdas, y por tanto pueden ser distintos para algún instante dado (**Figura 8-11**). Efectivamente este resultado sería equivalente a suponer la existencia de muros en los bajos a lo largo de las líneas divisorias de celda, que independizaran el comportamiento de ambas partes.



**Figura 8-11:** Bajos en el límite entre celdas contiguas

- La limitación más grande de esta metodología está ligada a su dependencia directa de la calidad del modelo digital del terreno de detalle, en el que se basa para distribuir los excedentes superficiales y determinar la capacidad de almacenamiento del terreno. En cuencas de muy baja pendiente, el ruido existente en las estimaciones del SRTM puede tener gran influencia sobre los resultados del procesamiento del MDT para fines hidrológicos, haciendo necesario aplicar un filtrado a los datos a fin de reducir esta característica indeseada. Dicho proceso tiene cierta influencia sobre el volumen y la disposición de los bajos resultantes de dicho modelo, limitando la precisión de los resultados que pueden obtenerse.

## Capítulo 9: Resultados del modelo

---

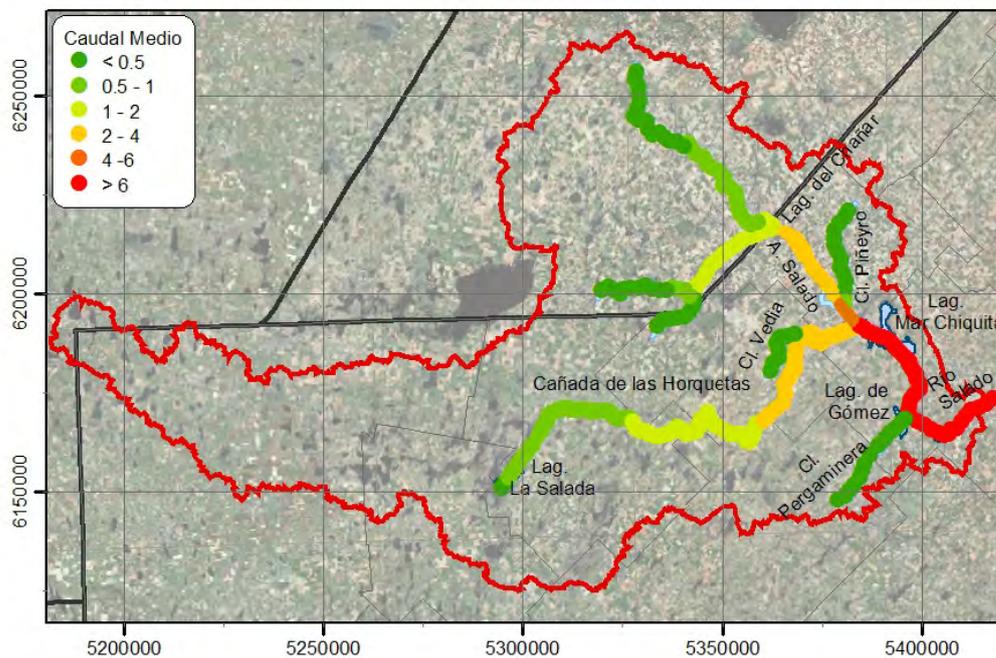
Como se comentó en los capítulos anteriores, el presente modelo hidrológico resuelve todos los procesos del ciclo hidrológico terrestre. Una vez calibrado, el modelo puede ser utilizado para analizar el comportamiento del sistema, permitiendo desarrollar un mejor entendimiento acerca de su funcionamiento. En el presente capítulo se presentan tan solo algunos de los resultados calculados por el modelo en su versión calibrada, a fin de mostrar el potencial de este paradigma de modelación física distribuida.

Los resultados obtenidos correspondientes a procesos que no fueron validados directamente mediante observaciones deben, no obstante, ser tomados con alguna precaución. Algunos autores sugieren que solo los resultados de aquellas variables validadas explícitamente deberían considerarse completamente confiables (Reefsgaard, 1997), dado que puede evaluarse directamente su precisión. No obstante, la formulación física del modelo permite tener razonable certidumbre incluso sobre los resultados de aquellas variables no validadas; si la formulación física es correcta, todos los parámetros están dentro de rangos razonables y el modelo es capaz de reproducir el comportamiento de otras variables validables, esto puede considerarse como una validación indirecta de los resultados de las demás variables. Esto es especialmente cierto en casos en que no se han dejado demasiada cantidad de parámetros libres para la calibración, lo que podría llevar a una sobre-parametrización del problema.

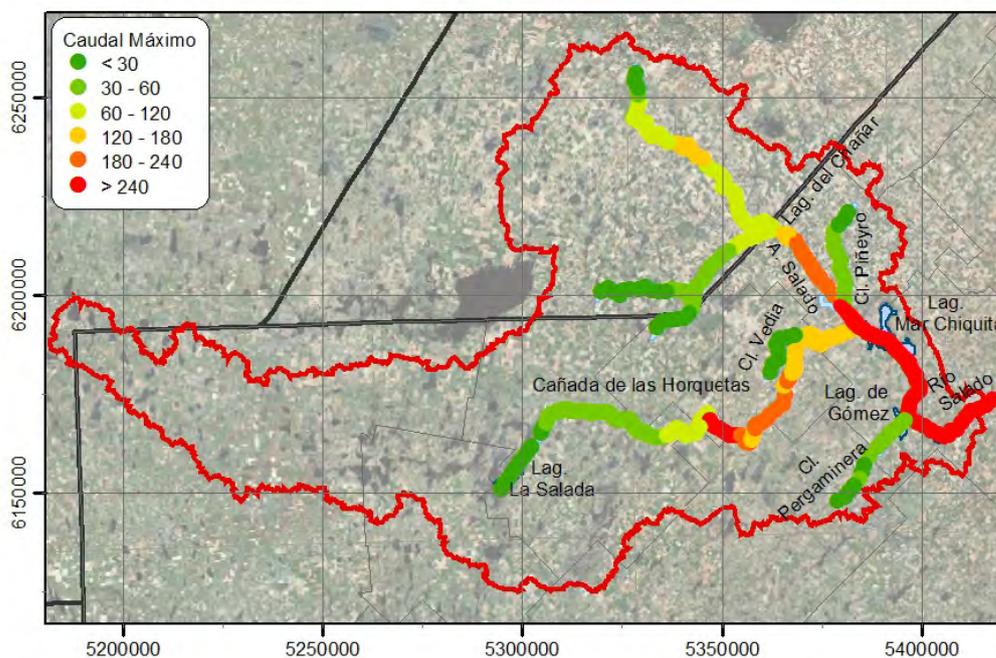
### 9.1 Caudales

El modelo MIKE SHE-MIKE 11 calcula explícitamente los caudales entre cada par de secciones de los cursos de agua representados unidimensionalmente. En el capítulo 6 se presentaron las series calculadas en aquellas estaciones con registros de caudal a fin de validar sus valores. A continuación, en la **Figura 9-2**, se muestra gráficamente la magnitud de los caudales medios y máximos, para el período de simulación 1959-2004, en cada punto de cálculo de los cursos modelados. A fin de ilustrar el comportamiento del sistema en el tiempo, en la **Figura 9-1** se presentan series de caudal en distintos puntos representativos

del sistema, tanto interiores a la cuenca como en su emisario. Por último, en la **Tabla 9-1** se resume la magnitud del caudal en cada uno de estos puntos.

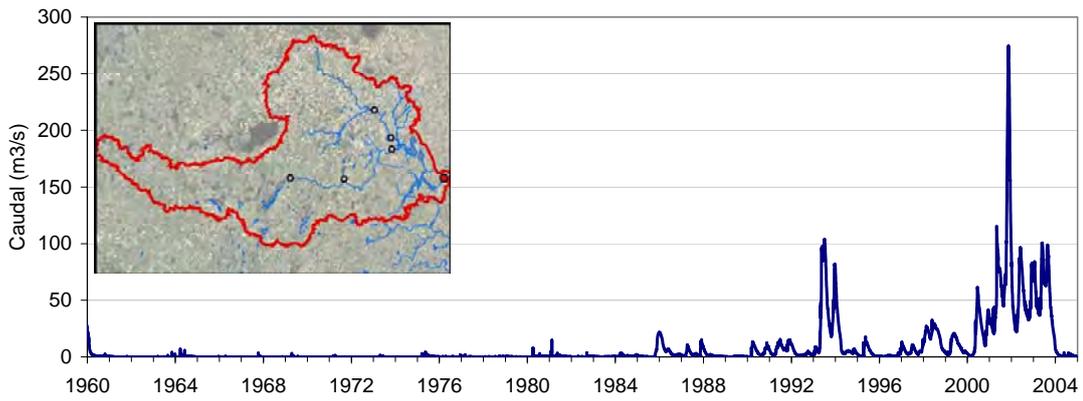


a) Caudal medio

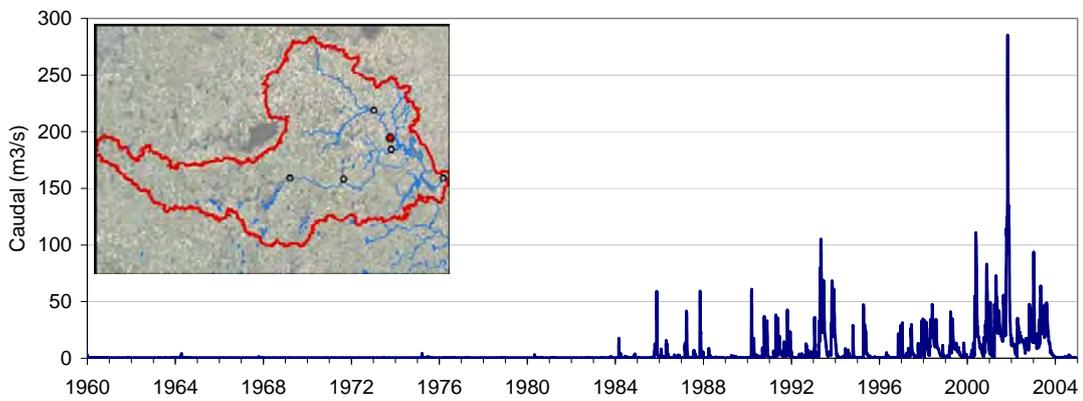


b) Caudal máximo

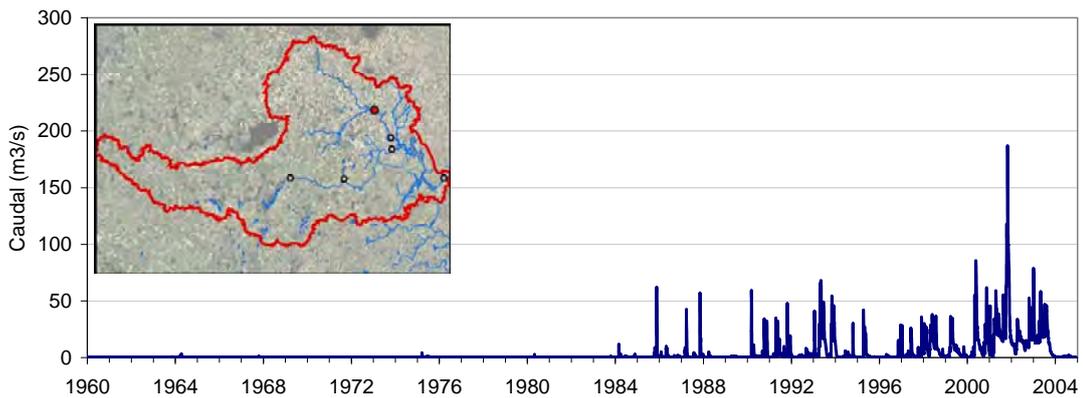
**Figura 9-1:** Caudales medios y máximos en los cursos modelados



a) Río Salado en Ruta N° 7

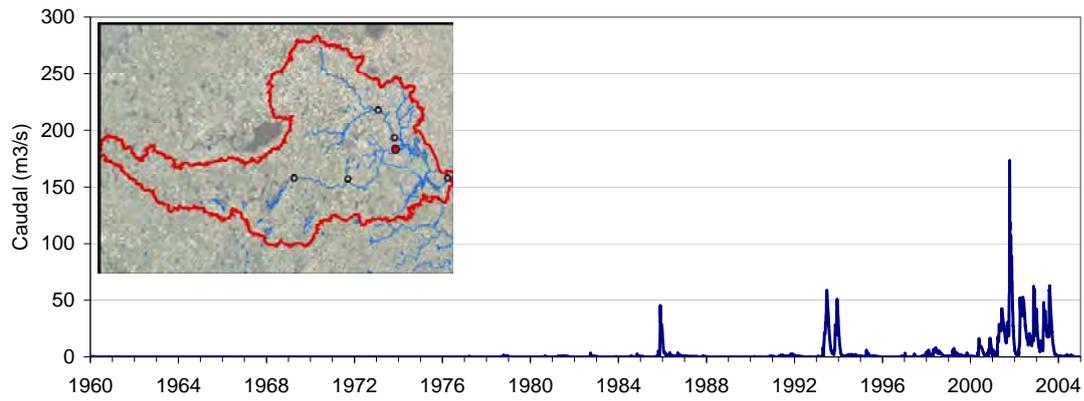


b) Arroyo Salado Bajo

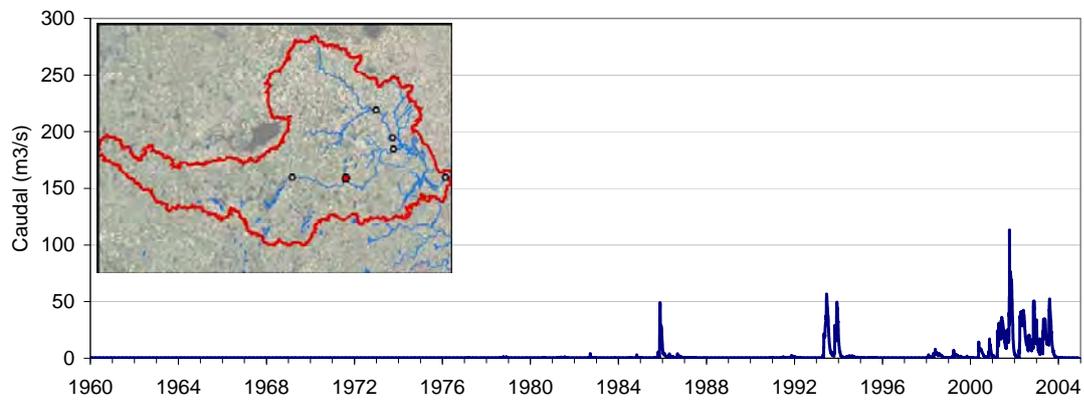


c) Arroyo Salado Alto

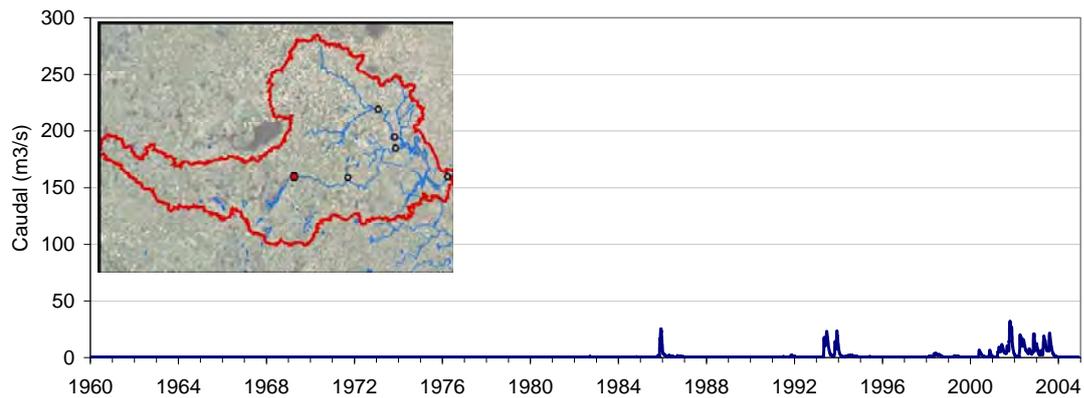
**Figura 9-2:** Caudales en distintos puntos del sistema



d) Cañada de las Horquetas Baja



e) Cañada de las Horquetas Media



f) Cañada de las Horquetas Alta

**Figura 9-2:** Caudales en distintos puntos del sistema (continuación)

Estación	Caudal Medio (m <sup>3</sup> /s)	Caudal Máximo (m <sup>3</sup> /s)
Río Salado en Ruta 7 (Emisario)	7,7	275
Arroyo Salado Bajo	4,2	285
Arroyo Salado Alto	3,3	187
Cañada de las Horquetas Baja	2,4	173
Cañada de las Horquetas Media	1,9	113
Cañada de las Horquetas Alta	0,9	32

**Tabla 9-1:** Caudales medios y máximos simulados en distintos puntos, para el período de 1959-2004

A partir de los datos anteriores, se observa que del caudal medio total que escurre por el emisario de la cuenca, aproximadamente un 54% proviene de la cuenca del arroyo Salado, mientras que un 31% corresponde a la Cañada de las Horquetas. El caudal restante se incorpora a la red de cursos a partir de la Laguna de Mar Chiquita.

Puede notarse que, según se espera, los caudales medios aumentan gradualmente en los cursos a medida que se aproximan al emisario. En cambio, en los caudales máximos, si bien se mantiene esta tendencia general, pueden verse algunos descensos en valor hacia aguas abajo, por ejemplo en la cañada de las Horquetas. Esto se debe a que los cursos atraviesan muchas pequeñas lagunas y bajos, que poseen alguna capacidad de laminación, especialmente de picos cortos.

En cuanto a la forma de los hidrogramas, puede verse que solo a partir de 1984 comienzan a producirse caudales de importancia en todos los cursos. En el período anterior de la simulación, solo existen caudales base muy pequeños y algunos pequeños pulsos de caudal inferiores en general a 5 m<sup>3</sup>/s. Este comportamiento se observa también en los aforos realizados en el río Salado, que fueron presentados en el capítulo 6. El modelo es capaz de representar ambos períodos de comportamiento distintos. En la sección 9.3 se verá la relación entre estos comportamientos y el grado de humedad de la cuenca, representado por las profundidades freáticas y las áreas anegadas.

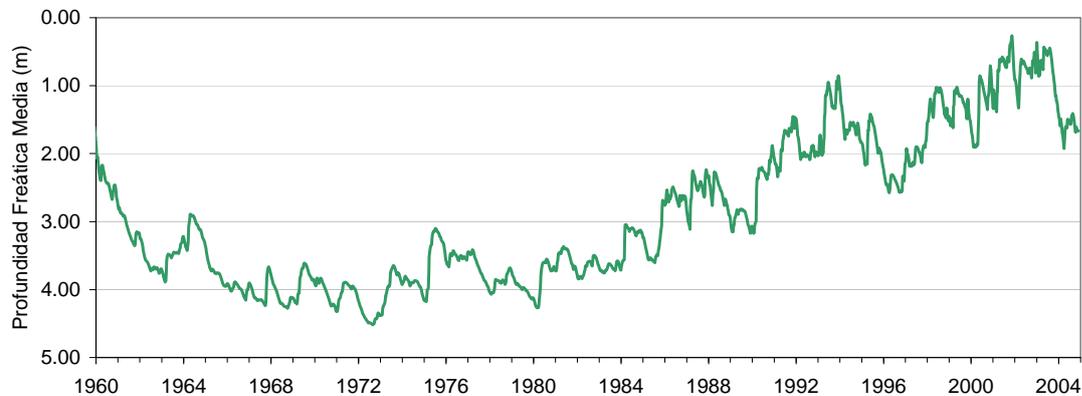
Durante el período 1984 – 2004, los hidrogramas del arroyo Salado presentan numerosos picos de caudal intenso de corta duración. En cambio, los de la cañada de las Horquetas, son menos numerosos pero más duraderos. En el emisario de la cuenca se observa una importante laminación de los picos de caudales más cortos. Esto se debe a que los mismos, antes de dejar la cuenca, atraviesan la laguna de Mar Chiquita y la laguna de Gómez, que poseen importantes volúmenes de almacenamiento.

La laminación de los hidrogramas también se manifiesta en los valores de caudal máximo. En particular puede verse que el arroyo Salado posee un valor pico incluso mayor que el emisario de la cuenca.

## 9.2 Niveles Freáticos

Como se mostró en el capítulo 6, el presente modelo es capaz de simular correctamente la evolución de los niveles freáticos en la cuenca. En dicho capítulo se presentaron las series de profundidades freáticas (distancia entre el terreno y la napa) en coincidencia con los

freatímetros existentes. A continuación, en la **Figura 9-3**, se presenta la serie de profundidades freáticas medias, calculada para cada paso de tiempo como el promedio de la distancia entre el nivel freático y el nivel topográfico en cada columna de suelo.

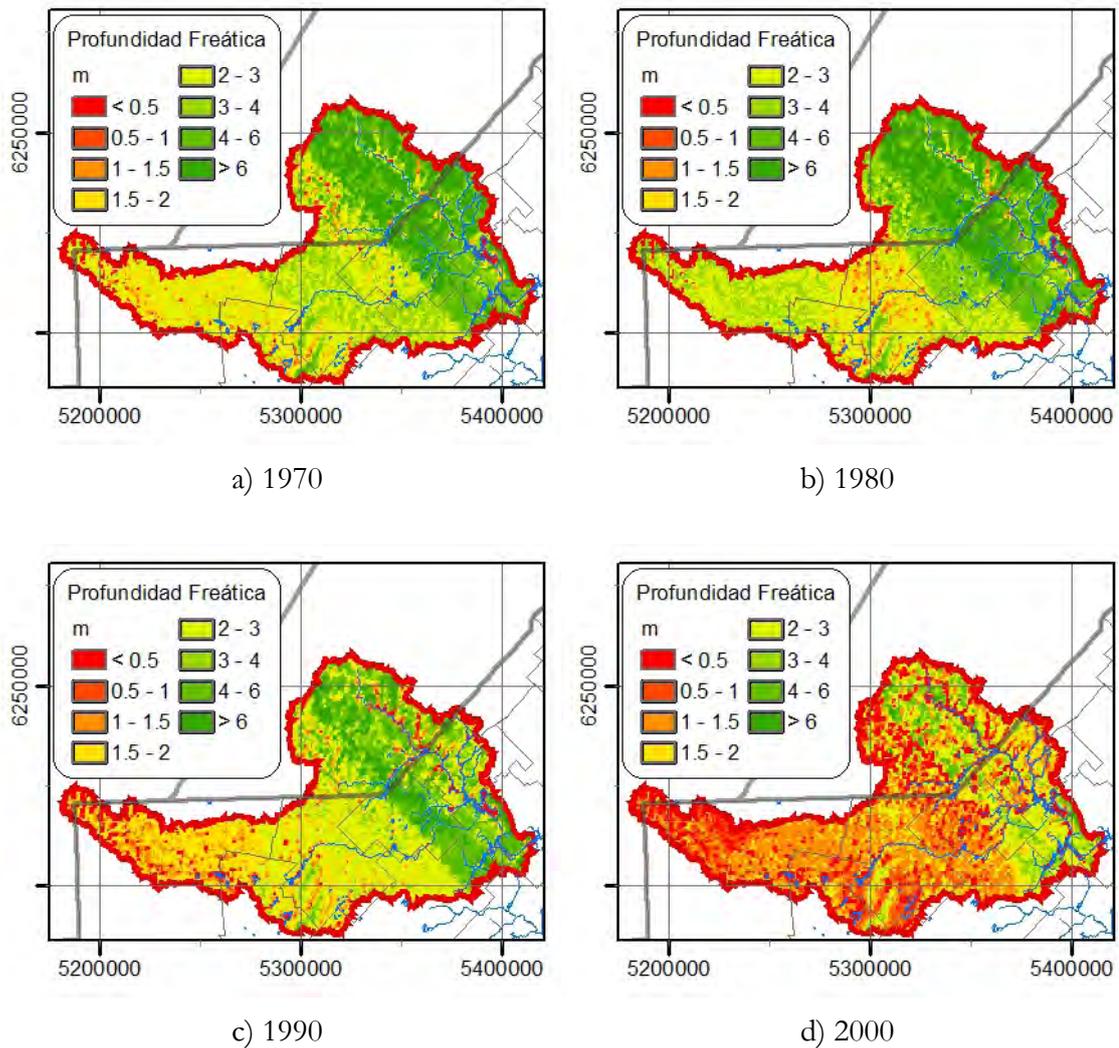


**Figura 9-3:** Serie histórica de Profundidad Freática Media

Puede observarse en la figura que el comportamiento de la napa freática sigue tendencias de larga duración, del orden de quinquenios o décadas. En efecto, a partir de 1960 se ve un descenso del nivel freático hasta una profundidad media aproximada de entre 3 y 4.5 metros, que se mantiene durante más de 20 años hasta mediados de la década del '80. A partir de allí se ve un ascenso paulatino de los niveles hasta 2003. En el medio de ese período pueden verse algunas ventanas de tiempo (1989-1990; 1996-1998) en que se insinúan ciclos de napa más baja, que finalmente no llegan a concretarse.

Como se marcó anteriormente, esta respuesta del sistema de larga duración produce que ante eventos de precipitación individuales, la cuenca presente un comportamiento marcadamente no-estacionario.

En cuanto a la distribución espacial de las profundidades freáticas, se presentan en la **Figura 9-4** mapas para distintos instantes dentro del período de simulación. Puede observarse que las profundidades son generalmente mayores en la zona este de la cuenca, donde el suelo es loessico que en la zona oeste, de suelos constituidos por arenas finas.



**Figura 9-4:** Mapas históricos de Profundidad Freática

### 9.3 Relaciones entre Niveles Freáticos, área inundada y caudal

A partir de los resultados del modelo calibrado puede investigarse la relación existente entre la respuesta de las principales variables del sistema. Con ese objeto, se procesaron en primer lugar los resultados de la simulación de manera de obtener series temporales indicativas. En la **Figura 9-5** se presentan en conjunto las series históricas simuladas de las siguientes variables:

- Caudal Medio en el emisario de la cuenca: Corresponde al río Salado a la altura del puente de la Ruta N° 7. Los valores diarios fueron promediados sobre intervalos de 8 días, a fin de obtener una serie de paso similar al de las variables subsiguientes, que fueron extraídas con esa frecuencia. De esta manera también se filtra al menos parte de la demora que existe entre un determinado impulso en el sistema y la respuesta en término de caudales, producida por el tiempo de traslado de los excedentes.

- **Porcentaje de Saturación de Bajos Medio:** El Porcentaje de Saturación de Bajos se define, para cada celda del modelo hidrológico, como la fracción de la capacidad de almacenamiento de los bajos colmada de agua. La serie presentada corresponde al promedio de este porcentaje sobre todas las celdas del modelo que contienen bajos. Este indicador representa el estado del sistema desde el punto de vista del almacenamiento en depresiones, y del consecuente anegamiento de áreas superficiales.
- **Profundidad Freática Media:** Esta es una media espacial de la profundidad desde el terreno a la napa freática.

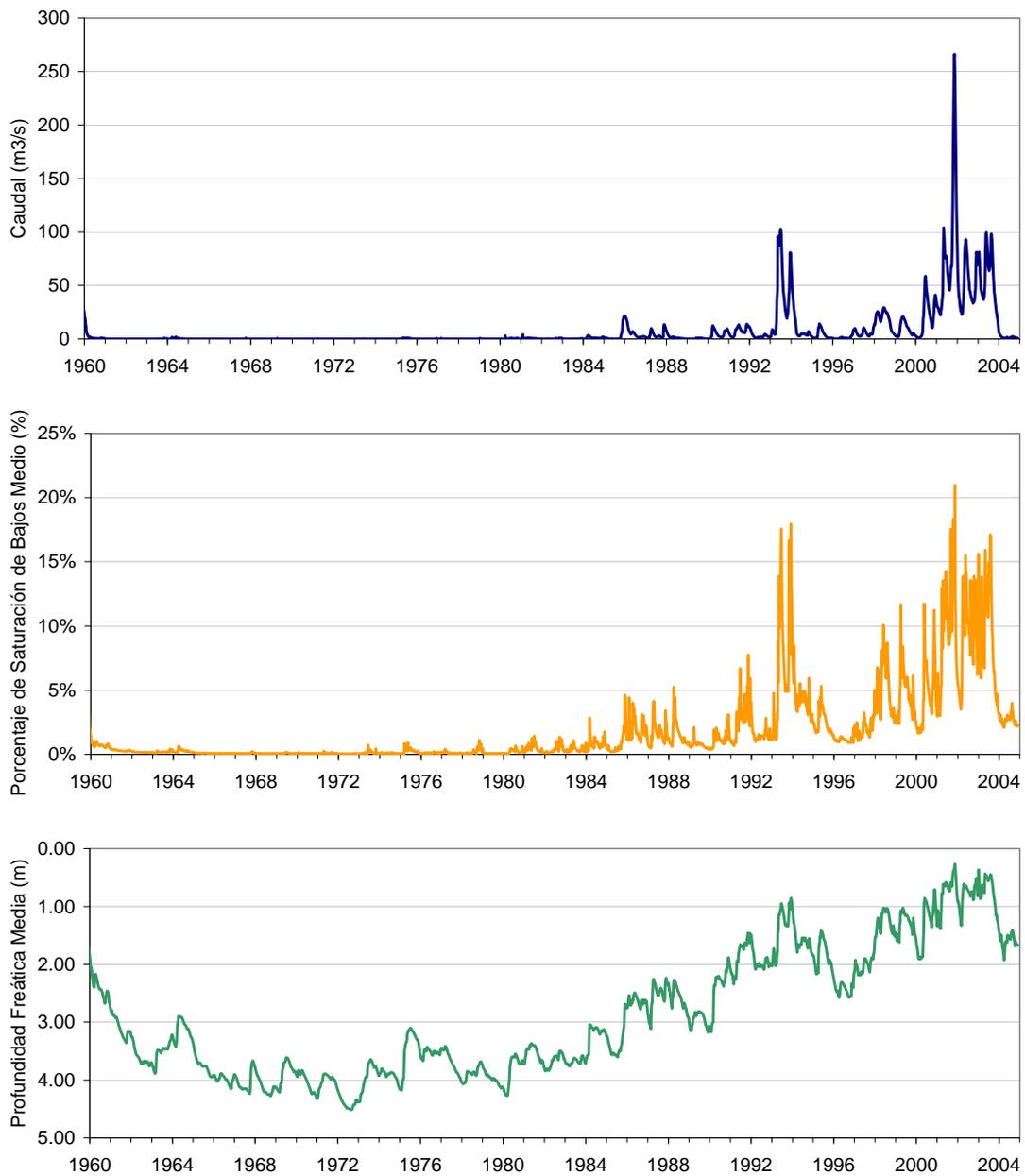
De la inspección de la **Figura 9-5** se desprende que existe una muy fuerte relación entre la respuesta de las tres variables graficadas. Puede verse una gran coincidencia entre los períodos de valores bajos y los picos de valores más altos. Esto es especialmente cierto en el caso del caudal y del porcentaje de saturación medio, que presentan respuestas más impulsivas, es decir más breves y mayores en términos relativos.

No obstante la diferencia entre la escala de tiempo de las variaciones de profundidad freática y de caudal, puede verse que existe una fuerte relación entre los mayores picos de caudal y las bajas profundidades freáticas. Los grandes picos de crecida, en el año 1993 y en el intervalo 2001-2003 coinciden con los momentos en que la profundidad disminuye por debajo de 1 metro respecto del terreno. También se registran en esos períodos porcentajes elevados de saturación de bajos. Esto probablemente indica una relación causal entre el ascenso freático, y el consecuente colapso de la capacidad de infiltración del sistema, el anegamiento superficial y la producción de excedentes en superficie.

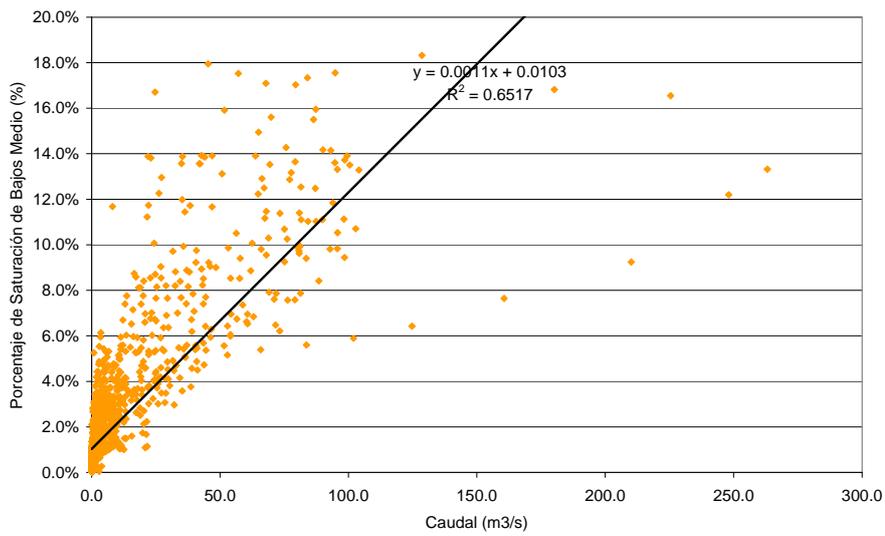
Se realizaron también algunas pruebas para verificar la correlación entre los valores de las variables estudiadas. En el **Figura 9-6** se presentan gráficos de correlación entre el caudal y el porcentaje de saturación medio (a) y entre el caudal y la profundidad freática (b). Pueden observarse en ambos casos muy buenas correlaciones entre los valores a escala semanal. Se estudió también la correlación a escala mensual, que resultó ligeramente mayor.

Nuevamente cabe destacar la fuerte relación detectada entre la profundidad freática y el caudal. Para ilustrar el papel de las precipitaciones sobre esta relación, se trazó en la **Figura 9-7** los pares de puntos de precipitación media sobre la cuenca y caudal, ambos en este caso a escala mensual. En el gráfico los puntos se encuentran separados en grupos de color de acuerdo a la profundidad freática media imperante durante cada mes. Como puede verse, la relación del caudal medio con la profundidad freática es incluso más fuerte que con las precipitaciones medias, lo que se refleja en que los puntos correspondientes a distintas profundidades se hallan dispuestos en estratos distintos pero más o menos horizontales (sin una fuerte relación con la precipitación).

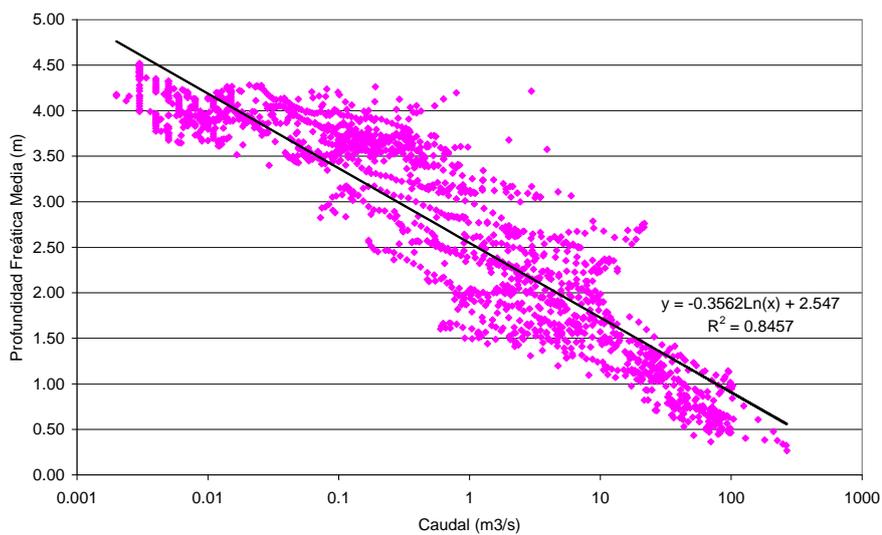
Puede concluirse que la generación de grandes excedentes en el sistema está ligada a la disminución de la capacidad de infiltración provocada por elevados niveles freáticos. Dado que la escala de tiempo de las variaciones en la napa freática es relativamente larga, como puede observarse en la serie histórica de niveles, el colapso del sistema se produce por el efecto acumulativo de períodos largos (varios años) de precipitaciones relativamente elevadas. En cualquier caso, estos períodos son órdenes de magnitud más largos que el tiempo de concentración de la cuenca, al menos cuando este se calcula con los criterios empíricos habituales.



**Figura 9-5:** Series históricas semanales de caudal en el Río Salado, porcentaje de saturación bajos medio y profundidad freática media

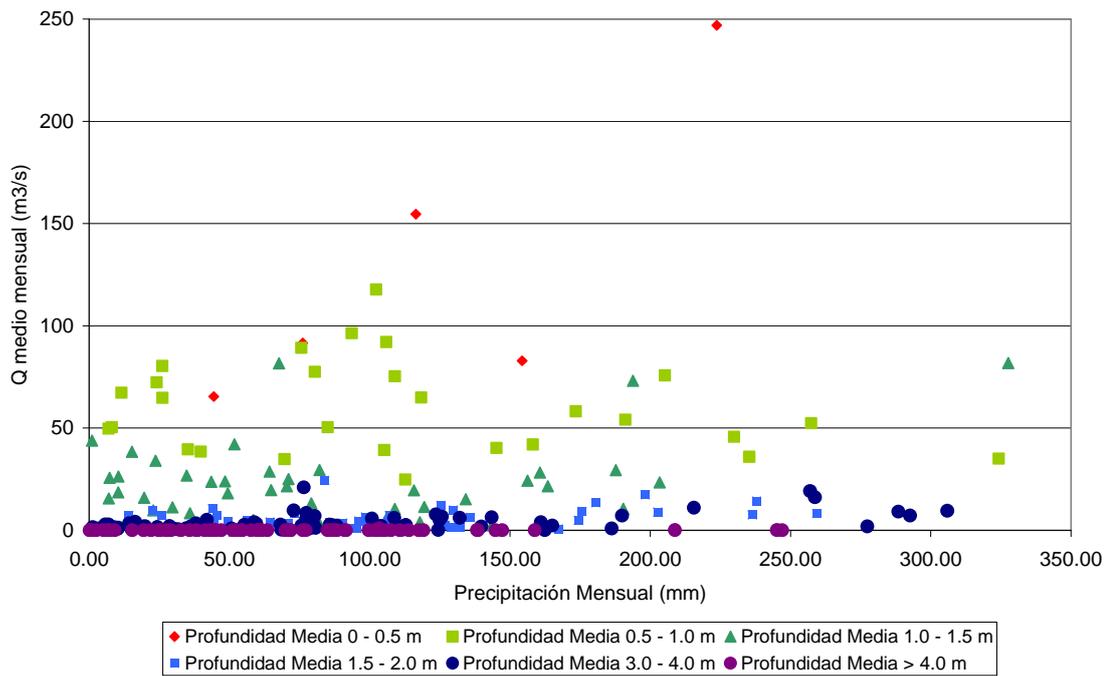


a) Caudal Medio y Porcentaje de Saturación de Bajos Medio



b) Caudal Medio y Profundidad Freática Media

**Figura 9-6:** Correlación entre valores semanales de distintas variables



**Figura 9-7:** Correlación entre el Caudal Medio Mensual y la Precipitación Media Mensual para distintas Profundidades Freáticas Medias



## Capítulo 10: Análisis de sensibilidad

---

Como se explicó en los capítulos 3 y 5, el presente modelo hidrológico integrado requiere para representar todos los procesos del ciclo hidrológico una pequeña multitud de parámetros, que en muchos casos no se conocen directamente, haciendo necesaria su selección mediante determinados criterios.

No obstante, no todos los parámetros presentan igual grado de importancia, entendida en este caso como sensibilidad sobre los resultados finales del modelo. Es por tanto de interés evaluar dicha sensibilidad. Estos ensayos pueden ofrecer una guía para futuros estudios, permitiendo concentrar los esfuerzos sobre los parámetros y procesos más importantes.

En este capítulo se presenta, en primer lugar la sensibilidad de los resultados a los valores de distintos parámetros. En algunos pocos casos, también se presenta la sensibilidad producto de la estimación de los mismos con metodologías simplificadas.

Sobre el final del capítulo, en la sección 10.2, se presentan también la sensibilidad de los resultados a la escala espacial de resolución del modelo. Finalmente, en la sección 10.3 se muestra la sensibilidad a la partición del modelo en subdominios más pequeños, como una forma de estimar el error cometido al resolver la región de estudio separada del resto de la cuenca del Salado y de las cuencas vecinas.

Dado que los resultados del modelo son múltiples, a fin de demostrar la sensibilidad se seleccionaron algunos indicadores, cuyas variaciones se consideran más o menos representativas de la influencia de un determinado parámetro sobre los distintos procesos. Los parámetros seleccionados son:

- El caudal en el Río Salado a la altura del puente de la Ruta Nacional N° 7, cerca de la ciudad Junín. Este es el curso emisario de la cuenca modelada. Se analiza en cada caso la influencia tanto sobre los valores medios temporales del caudal como sobre su valor máximo en la serie. Estos indicadores, así como todos los siguientes, se calcularon para el período 1963-2004, a fin de filtrar la influencia de pequeñas variaciones fortuitas en la condición inicial de las simulaciones.

- La profundidad freática media. Esta es tanto una media temporal como espacial de la profundidad desde el terreno a la napa freática. Como se explicó anteriormente, este es un indicador muy fuerte del estado hidrológico, y tiene una fuerte relación con la capacidad de infiltración y la generación de excedentes.
- Áreas inundadas en la cuenca. Estas fueron calculadas utilizando el algoritmo descrito en el capítulo 7, a partir de los volúmenes almacenados en superficie. Se analizan también en este caso tanto los valores medios temporales y como los máximos.
- Resultados del balance de agua. El modelo incorpora una utilidad para calcular a partir de los campos de resultados almacenados durante el proceso de cálculo, un balance global de agua. Los resultados de este balance se procesaron para discriminar, del porcentaje de agua ingresada al sistema por precipitación (se desprecia aquí la entrada de flujo subterráneo, que es numéricamente muy inferior), qué porcentaje se evapotranspira y qué porcentaje sale del dominio como escorrentía. Esta escorrentía se produce principalmente a través del emisario, aunque pequeños porcentajes son debidos a salidas ocasionales a través de la frontera por escurrimiento mantiforme. El porcentaje restante luego de la evapotranspiración y la escorrentía hasta llegar al 100% de la precipitación (generalmente alrededor de 2%) representa la variación del almacenamiento superficial, subsuperficial y subterráneo en la cuenca entre el instante inicial y el final de la simulación.

Cabe destacarse que la mayor parte de los ensayos de sensibilidad fueron realizados sobre versiones preliminares o no totalmente calibradas del modelo. No obstante, las variaciones informadas entre juegos de ensayos y las conclusiones obtenidas se consideran suficientemente representativas.

## 10.1 Sensibilidad a los valores de los parámetros

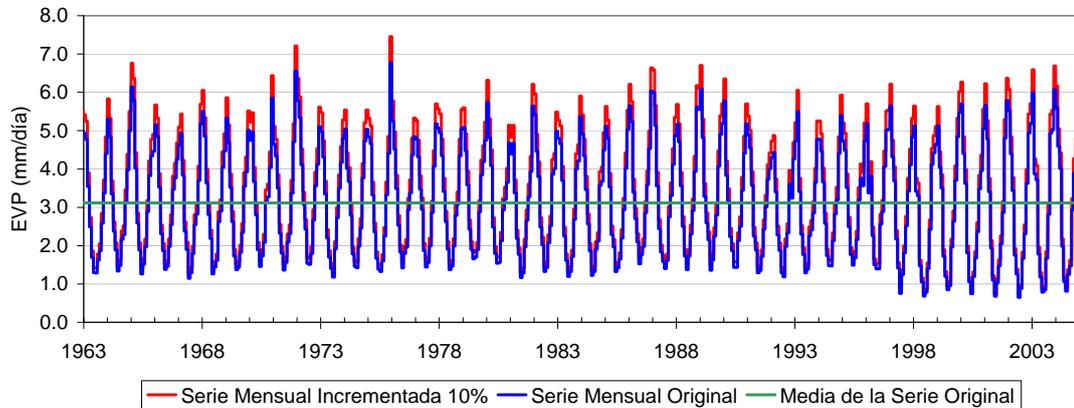
### 10.1.1 Evapotranspiración potencial

Como se mencionó con anterioridad, las series de evapotranspiración potencial (EVP) fueron obtenidas como parte del PDIRS (UTN-FRA, 2007). Estas fueron determinadas por el método de Penman, a partir de datos de temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y radiación solar (Penman, 1948; FAO, 1998). Es importante destacar que dichas estimaciones no carecen de un grado más o menos elevado de incertidumbre, asociada a la calidad de los datos medidos, a su heterogeneidad espacial no considerada (se cuenta con tan solo dos estaciones en la zona modelada) y a los errores inherentes del método.

Por otro lado, se ha registrado a nivel mundial, junto con una variación de las precipitaciones y un aumento del nivel medio del mar, un aumento paulatino de las temperaturas, como parte del fenómeno conocido como Cambio Climático (IPCC, 2007). Si bien dicha variación histórica ya está incorporada en los datos de EVP con que se forzó el modelo, calculados a partir de temperaturas medidas en la cuenca, el mencionado aumento de las temperaturas puede a futuro producir una variación adicional en la evapotranspiración potencial.

Por estas dos razones, resulta interesante evaluar la sensibilidad del modelo hidrológico a los valores de evapotranspiración potencial utilizados como parámetros. Se realizó en primer lugar una serie de ensayos variando los valores de la serie de evapotranspiración en un 10%, como aumento y como disminución. En la **Figura 10-1** se presenta la serie

original de evapotranspiración potencial en Junín, junto con la serie incrementada en un 10%. En la **Tabla 10-1** se presenta un resumen de la sensibilidad del modelo hidrológico a dichas variaciones en la EVP.



**Figura 10-1:** Serie de EVP original e incrementada

		EVP x 90% (-10%)		EVP x 100%	EVP x 110% (+10%)	
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	35	(+96%)	18	9	(-48.1%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	525	(+27.9%)	411	300	(-27%)
Profundidad a la Napa Freática Media	M	2.68	(-19.2%)	3.32	3.88	(+17.1%)
Área Inundada Media	miles de Ha	133	(+65.6%)	80	49	(-38.8%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	556	(+26.2%)	441	357	(-19%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	90.7%	(-3.8%)	94.3%	96.3%	(+2.2%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	7.6%	(+95.1%)	3.9%	2.0%	(-48.2%)

**Tabla 10-1:** Sensibilidad a la variación absoluta de la Evapotranspiración Potencial

A partir del análisis resumido en la **Tabla 10-1**, se concluye que una variación absoluta en la evapotranspiración potencial altera sustancialmente el balance de agua, en especial la escorrentía superficial, al punto que una reducción del 10% alcanza para producir una duplicación en el caudal medio a la salida de la cuenca, mientras que un aumento del 10% produce que dicho caudal se reduzca a la mitad. Este efecto se debe principalmente a que la evapotranspiración influye la evolución del nivel freático, al controlar la cantidad de agua que va perdiéndose desde el suelo hacia la atmósfera a lo largo del tiempo. En la tabla se observa una variación de entre +60 y -50 cm en el nivel freático medio en concordancia con la variación de la evapotranspiración, que si bien no parecen a priori demasiado considerables, alcanzan para modificar la escorrentía que se produce ante determinados eventos de precipitación.

En cuanto a las inundaciones, se observa un aumento muy considerable del área media al disminuir la EVP. Éste fenómeno se debe principalmente a tres factores:

- El nivel freático más alto produce un mayor número de colapsos en la capacidad de infiltración, que ocurren ante precipitaciones relativamente menores. Esto desencadena mayor cantidad de eventos de inundación.
- A mayor nivel freático, iguales precipitaciones producen mayores excedentes superficiales, que inundan áreas mayores. A esto se deben también el aumento en el

pico de áreas inundadas y en el caudal máximo en el emisario que se producen al disminuir la EVP.

- A menor tasa de evapotranspiración, iguales excedentes superficiales necesitan más tiempo para evaporarse, produciendo inundaciones de mayor duración.

En el escenario en que se aumentó la EVP se observa claramente la relación inversa respecto de las áreas inundadas.

Considerando la incertidumbre mencionada en la determinación del valor absoluto de la EVP, y vista la sensibilidad demostrada en el balance global del modelo, se concluye que este puede ser eventualmente un importante parámetro de calibración de un modelo de estas características.

También se realizó un ensayo tendiente a identificar la sensibilidad de la variación estacional de la EVP en los resultados del modelo. Este ejercicio tiene como objetivo determinar la validez de asumir una evapotranspiración constante en el tiempo, lo que podría ser una alternativa tentadora a la hora de implementar un modelo nuevo, sobre todo en zonas en que se carezcan de series de temperaturas y otros parámetros meteorológicos. En ese caso la EVP podría ser evaluada a partir de valores medios. Los resultados de la sensibilidad se presentan en la **Tabla 10-2**.

		<b>EVP mensual</b>	<b>EVP media constante</b>	
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	18	19	(+4.6%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	411	307	(-25.3%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	3.32	3.20	(-3.4%)
Área Inundada Media	miles de Ha	80	83	(+3.3%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	441	386	(-12.5%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	94.3%	94.3%	(+0.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	3.9%	4.1%	(+4.6%)

**Tabla 10-2:** Sensibilidad a la modulación estacional de la Evapotranspiración Potencial

Como se ve en la tabla, la EVP uniforme presenta una relativamente baja sensibilidad en los parámetros medios del comportamiento del modelo, como ser el caudal medio en el emisario, el área media inundada, el volumen medio evaporado y el nivel freático medio. No obstante, se observa una mayor variación en los valores máximos, como el caudal pico en el emisario y el máximo área inundada. Estos valores dependen, en cierta medida, de la capacidad de infiltrar durante los meses anteriores a su ocurrencia, la que, como se vio anteriormente, está condicionada por el valor de EVP durante esos meses.

Más allá de estas variaciones puntuales en las series, se concluye que la adopción de un valor constante de la evapotranspiración potencial puede arrojar resultados medios válidos en cuencas similares a las del presente trabajo.

### 10.1.2 Uso del Suelo

Se realizaron también diversos ensayos de sensibilidad de los parámetros relacionados con el uso del suelo. Esto no solo es interesante en función de evaluar el efecto de la incertidumbre que puede existir en su determinación, sino también permite entrever los posibles efectos de un posible cambio de uso del suelo sobre la hidrología de la cuenca.

En primer lugar se realizaron simulaciones para evaluar el efecto de una variación global en el índice de área foliar (LAI por sus siglas en inglés. *Leaf Area Index*). Estos ensayos se realizaron escalando las series del LAI construidas por una constante. Los resultados se presentan en la **Tabla 10-3**.

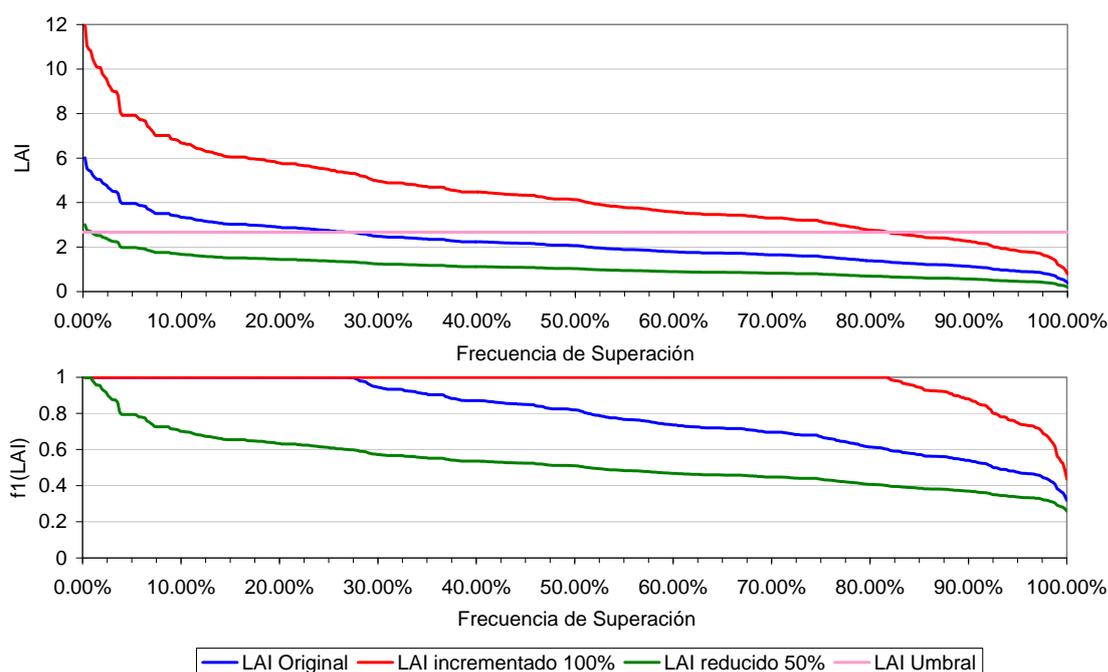
		LAI x 50% (-50%)	LAI x 100%	LAI x 200% (+100%)
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	27 (+51%)	18	15 (-17.5%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	459 (+11.8%)	411	410 (-0.2%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	2.25 (-32.1%)	3.32	3.70 (+11.7%)
Área Inundada Media	miles de Ha	117 (+46.4%)	80	69 (-14.4%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	508 (+15.3%)	441	405 (-8.1%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	92.3% (-2.1%)	94.3%	95.1% (+0.9%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	5.9% (+50.8%)	3.9%	3.2% (-17.4%)

**Tabla 10-3:** Sensibilidad al valor absoluto del Índice de Área Foliar

Según se observa en la **Tabla 10-3**, una variación relativa significativa del LAI produce una variación relativa mucho menor en la proporción de agua que termina evaporándose. Esta disminuye alrededor de 2% al bajar el índice a la mitad; no obstante, dicha variación produce una elevación del nivel freático medio y un subsiguiente aumento aún mayor del caudal medio en el emisario de la cuenca, que supera el 50%. El área media inundada también aumenta considerablemente, casi en idéntica proporción.

Es interesante notar que las consecuencias son sustancialmente menores en el caso de un incremento en el índice de área foliar al doble. En este caso, la variación de la proporción de agua evaporada es menor al 1%, produciendo menores variaciones en la profundidad freática y la escorrentía.

La influencia menor de un aumento en el LAI respecto de una disminución tiene su origen en la formulación de Kristensen y Jensen, según se describe en la sección 4.2. Para valores típicos de  $C1 = 0.3$  y  $C2 = 0.2$ , cualquier valor de LAI mayor a 2.66 produce idénticos valores de evapotranspiración real, al resultar  $f_r(LAI) = 1.00$ . En la **Figura 10-2** se presentan las curvas de frecuencia de los valores de LAI originales y modificados para la estación Junín junto con los valores resultantes de la función  $f_r(LAI)$ . Se observa que las diferencias en los valores de la función respecto del caso de referencia son bastante mayores en el caso de la disminución en el LAI que en el del incremento.



**Figura 10-2:** Curvas de frecuencia del LAI y de  $f_1(\text{LAI})$  para la estación Junín

Se realizaron también diversas simulaciones para determinar la sensibilidad en el sistema hidrológico a la profundidad radicular máxima. Los resultados se presentan en la **Tabla 10-4**. A partir de los resultados se concluye que, si bien existe cierta sensibilidad sobre distintos parámetros, esta es menor a la que se observa respecto del LAI.

		RD x 50% (-50%)	RD x 100%	RD x 200% (+100%)
Caudal Medio en el Emisario	m3/s	21 (+19.1%)	18	14 (-24%)
Caudal Máximo en el Emisario	m3/s	425 (+3.6%)	411	410 (-0.3%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	3.01 (-9.3%)	3.32	3.89 (+17.3%)
Área Inundada Media	miles de Ha	93 (+16.3%)	80	63 (-21.2%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	458 (+4%)	441	411 (-6.8%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	93.5% (-0.9%)	94.3%	95.3% (+1.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	4.7% (+19.2%)	3.9%	3.0% (-23.9%)

**Tabla 10-4:** Sensibilidad al valor absoluto de la Profundidad Radicular Máxima

En un tercer ensayo relacionado con el LAI y la profundidad radicular máxima, se evaluó la sensibilidad del modelo al uso de valores medio temporales, en lugar de series variables en el tiempo. Este ensayo se considera de interés debido a que la metodología utilizada para construir las series de parámetros vegetales, si bien no es demasiado laboriosa, sí requiere de una cantidad importante de información histórica, de la que no siempre se dispone. En este ensayo se evaluaron las repercusiones de evitar ese procedimiento y utilizar simplemente valores constantes. Los resultados se presentan en la **Tabla 10-5**.

		LAI y RD variables	LAI y RD constantes
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	18	18 (+2.9%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	411	413 (+0.6%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	3.32	3.23 (-2.7%)
Área Inundada Media	miles de Ha	80	83 (+3.7%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	441	439 (-0.5%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	94.3%	94.2% (-0.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	3.9%	4.0% (+2.9%)

**Tabla 10-5:** Sensibilidad a la modulación estacional del Índice de Área Foliar y la Profundidad Radicular Máxima

Como se observa en la tabla, los resultados experimentan variaciones solo marginales ante la ausencia de modulación estacional en el LAI y la profundidad radicular. Se aprecia un pequeño ascenso de la napa freática y un ligero aumento del caudal medio y el área inundada.

Puede concluirse, a partir de este ensayo, que la variación estacional de las características de la cobertura en la cuenca es tan solo de importancia secundaria. Esto puede tener relación con el hecho de que ambos parámetros alteran básicamente el balance evaporación-infiltración, influyendo el nivel freático que, sin embargo, responde a una escala de tiempos suficientemente larga como para filtrar hasta cierto punto esta modulación de carácter estacional.

Se realizó también una serie de ensayos destinados a evaluar la sensibilidad al coeficiente de Manning utilizado para representar la resistencia del terreno al escurrimiento superficial. Como se explicó en el capítulo 5, el valor de dicho coeficiente depende, en cierta medida, del uso del suelo (Donigian et al., 1978). Los valores informados por diversos autores para flujo superficial sobre terrenos cubiertos de pasturas y cultivos, destinados a modelar el traslado de excedentes hídricos, caen dentro del rango comprendido entre 0.15 y 0.35 s.m<sup>-1/3</sup> (Donigian et al., 1978; 1983; Engman, 1986). Estos resultan sustancialmente mayores a los informados en la bibliografía para planicies de inundación (Chow, 1959), comprendidos en el rango 0.035 – 0.100. La diferencia se debe a las características del flujo: en caso de planicies de inundación los tirantes y velocidades son elevados, y la vegetación suele resultar total o parcialmente cubierta de agua, mientras que el transporte de excedentes se produce en general con tirantes pequeños.

Los resultados de estos ensayos de sensibilidad se presentan en la **Tabla 10-6**. Se observa en general una muy baja sensibilidad de todos los parámetros para variaciones dentro del rango establecido en la bibliografía. Al aumentar el coeficiente de rugosidad, el caudal en el emisario disminuye, tanto en valor medio como, especialmente, en valor máximo, dado el efecto de laminación sobre los picos de crecidas. El área inundada, también aumenta ligeramente, ya que se requieren mayores tirantes superficiales para evacuar por el mismo caudal. El efecto contrario se observa en el caso de una disminución del coeficiente.

		n = 0.1 (-50%)	n = 0.2	n = 0.3 (+50%)
Caudal Medio en el Emisario	m3/s	8.0 (+4.1%)	7.7	7.4 (-4.5%)
Caudal Máximo en el Emisario	m3/s	309.2 (+12.6%)	274.8	245.9 (-10.5%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	2.7 (+0.2%)	2.7	2.7 (-0.2%)
Área Inundada Media	miles de Ha	79.6 (+1.9%)	78.1	75.5 (-3.4%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	495.6 (+2.1%)	485.4	453.5 (-6.6%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	97.7% (-0.1%)	97.7%	97.8% (+0.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	1.9% (+3.8%)	1.8%	1.7% (-4.7%)

**Tabla 10-6:** Sensibilidad al valor del coeficiente n de Manning

### 10.1.3 Parámetros Hidrogeológicos

Se realizaron ensayos para evaluar la sensibilidad del modelo a los valores de los distintos parámetros utilizados para caracterizar el flujo del agua subterránea en la zona saturada.

En primer lugar se evaluó la sensibilidad al coeficiente de almacenamiento de las capas confinadas del subsuelo. Este coeficiente mide la capacidad de una matriz de suelo saturada de agua de contener un volumen adicional ante una variación unitaria de la carga hidráulica. Se realizaron dos simulaciones, disminuyendo e incrementando un orden el coeficiente. Los resultados se presentan en la **Tabla 10-7**.

		SC x 10% (-90%)	SC x 100%	SC x 1000% (+900%)
Caudal Medio en el Emisario	m3/s	18 (+2.7%)	18	14 (-24.2%)
Caudal Máximo en el Emisario	m3/s	434 (+5.8%)	411	232 (-43.6%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	3.25 (-2.1%)	3.32	4.08 (+23%)
Área Inundada Media	miles de Ha	83 (+3.9%)	80	60 (-24.8%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	456 (+3.5%)	441	373 (-15.5%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	94.4% (+0.2%)	94.3%	92.6% (-1.8%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	4.0% (+2.7%)	3.9%	3.0% (-24.1%)

**Tabla 10-7:** Sensibilidad al valor del Coeficiente de Almacenamiento (Storage Coefficient)

Se observa en la tabla que una variación del coeficiente de almacenamiento produce variaciones en los resultados relativamente menores. Ante una disminución del coeficiente se observa un pequeño aumento del nivel freático, que produce, si bien en pequeña proporción, una mayor generación de excedentes, mayor caudal en el emisario y mayores áreas inundadas. Esto se debe a que, al reducirse la compresibilidad de las capas inferiores del suelo, ese mecanismo de almacenamiento pierde importancia relativa frente al rendimiento específico de la capa superior, que resulta el principal determinante de la evolución freática; la napa freática aumenta entonces su nivel en mayor grado a igual volumen infiltrado.

En el ensayo en que se aumentó el coeficiente de almacenamiento, y por tanto la compresibilidad, la napa freática tuvo un menor ascenso durante la simulación. La mayor profundidad freática produjo mayor capacidad de infiltración y por tanto menores excedentes. En este caso las variaciones en los resultados al incrementar el coeficiente fueron de mayor magnitud respecto del caso anterior, en que este se había disminuido. Esto sugiere que con el valor base adoptado para el coeficiente de almacenamiento de 2.

$10^{-4} \text{ m}^{-1}$ , el mecanismo de compresibilidad resulta de segundo orden respecto del almacenamiento por ascenso freático.

Se realizó también un análisis de la sensibilidad de los resultados a las permeabilidades del suelo. Estos parámetros presentan una considerable incertidumbre. Los resultados correspondientes a la permeabilidad horizontal se presentan en la **Tabla 10-8**.

		<b>Kh x 10% (-90%)</b>	<b>Kh x 100%</b>	<b>Kh x 500% (+400%)</b>
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	9,9 (-44.5%)	17,9	28,7 (+60.9%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	518,8 (+26.4%)	410,8	317,7 (-22.7%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	3,1 (-5.8%)	3,3	3,9 (+16.4%)
Área Inundada Media	miles de Ha	54,4 (-32.2%)	80,3	86,3 (+7.5%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	454,3 (+3.2%)	440,6	374,6 (-15%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	95,7% (+1.6%)	94,3%	92,3% (-2.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	2,2% (-44.5%)	3,9%	6,3% (+61.4%)

**Tabla 10-8:** Sensibilidad al valor de la Permeabilidad Horizontal

Del análisis de los resultados del ensayo puede observarse que un aumento de la permeabilidad horizontal aumenta el escurrimiento subterráneo, dando como resultado un mayor caudal base en los cursos, lo que incrementa notoriamente su caudal medio (60%). A su vez esto contribuye a mantener el nivel freático medio por debajo de su valor normal, disminuyendo el efecto de crecida provocado por las precipitaciones intensas, dando como resultado menores caudales de pico. Esto provoca como resultado menores inundaciones máximas.

La disminución de la permeabilidad horizontal produce el efecto contrario. El balance se torna más vertical, aumentando el agua perdida por evapotranspiración y disminuyendo el escorrentía superficial media. El efecto neto de estos dos fenómenos resulta un aumento del nivel freático medio, que aumenta los caudales e inundaciones máximas.

Estos ensayos indican que, si bien el balance en la cuenca es principalmente vertical, el componente horizontal del mismo no es despreciable.

En la **Tabla 10-9** se presenta el resumen de los resultados de los ensayos de sensibilidad a la permeabilidad saturada del suelo. Cabe destacarse que la misma también afecta la permeabilidad vertical no saturada, en función de la ley usada para la misma (ver sección 4.3).

		<b>Kv = 10% (-90%)</b>	<b>Kv = 100%</b>	<b>Kv = 1000% (+900%)</b>
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	19,2 (+7.7%)	17,9	13,5 (-24.5%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	497,0 (+21.1%)	410,8	368,0 (-10.5%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	3,0 (-8.8%)	3,3	5,5 (+66.1%)
Área Inundada Media	miles de Ha	98,3 (+22.4%)	80,3	57,9 (-27.9%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	543,5 (+23.4%)	440,6	386,8 (-12.2%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	93,6% (-0.7%)	94,3%	95,4% (+1.2%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	4,2% (+8.1%)	3,9%	2,9% (-24.7%)

**Tabla 10-9:** Sensibilidad al valor de la Permeabilidad Vertical

Los resultados muestran que, si bien una disminución de la permeabilidad reduce tanto la capacidad de infiltrar como la de evapotranspirar desde el suelo (según se explicó en la sección 3.2), el efecto neto es un aumento del nivel freático. Como consecuencia de la mayor humedad en el suelo, una mayor proporción de la precipitación escurre en lugar de infiltrarse, por lo que el caudal medio aumenta. El caudal pico también aumenta, producto de la menor capacidad de infiltrar y del nivel freático más alto. Las áreas inundadas siguen igualmente la tendencia del caudal.

Los efectos producidos por un aumento en la permeabilidad son los opuestos. En este caso el descenso freático medio es mucho más importante que en el caso anterior (2,2 metros). Esto indica que la permeabilidad vertical del suelo es una fuerte restricción a la capacidad de evapotranspiración, lo que evita que la napa freática establezca su equilibrio a profundidades más grandes.

#### 10.1.4 Parámetros de la Zona No Saturada

La zona no saturada es, sin duda, el componente del modelo matemático que posee mayores incertidumbres. Su comportamiento no solo es relativamente complejo, sino que además depende de las características locales de cada estrato de suelo, variables tanto de un lugar a otro de la cuenca como a distintas profundidades dentro de la misma columna. Además, no se cuenta por el momento con determinaciones empíricas de las propiedades del suelo con que está parametrizado el presente modelo matemático. Por si todo esto fuera poco, la infiltración a través de la zona no saturada comanda el balance hidrológico, ya que determina qué volumen de agua permanece en superficie y cuál logra recargar el nivel freático. Como hemos visto anteriormente, las características del suelo en la zona vadosa también limitan la evapotranspiración en condiciones de baja humedad en la capa superior de suelo.

A la luz de este panorama, resulta interesante evaluar cuáles de los parámetros de la zona no saturada producen mayor sensibilidad en el comportamiento y en los resultados del modelo hidrológico, y cuáles tienen efectos menos notorios. Estos ensayos pueden ayudar a determinar qué características del subsuelo requieren mayor atención desde el punto de vista experimental con vistas a la modelación hidrológica.

En primer lugar se ensayó la sensibilidad al valor adoptado para la humedad de saturación. Se partió de un valor base de 0.405, correspondiente a un suelo franco arenoso, y se realizaron dos simulaciones variando su valor a 0.355 y 0.455 respectivamente. Cabe destacarse que dicha variación es del orden del desvío estándar determinado para dicho tipo de suelos, de 0.065 (Brakensiek et al., 1981). Los resultados se presentan en la **Tabla 10-10**.

		$\theta_{\text{sat}} = 0.355$ (-12%)	$\theta_{\text{sat}} = 0.405$	$\theta_{\text{sat}} = 0.455$ (+12%)
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	20 (+9.3%)	18	16 (-9.2%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	425 (+3.6%)	411	393 (-4.5%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	3.15 (-5.1%)	3.32	3.49 (+5.2%)
Área Inundada Media	miles de Ha	87 (+7.9%)	80	75 (-7%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	459 (+4.2%)	441	424 (-3.7%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	94.2% (-0.2%)	94.3%	94.4% (+0.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	4.3% (+9.2%)	3.9%	3.6% (-9%)

**Tabla 10-10:** Sensibilidad al valor de la Humedad de Saturación

Se observa en los resultados de la tabla anterior que al aumentar la humedad de saturación un 12% disminuye la escorrentía media un 9.2%, al mismo tiempo que el nivel freático desciende. Al aumentar  $\theta_s$  el suelo tiene una mayor capacidad de contener agua (un mayor rendimiento específico), lo que explica el descenso del nivel freático y por consiguiente la disminución de los excedentes en forma de escorrentía.

En el ensayo en que se redujo la humedad de saturación se evidencia un comportamiento inverso al descrito anteriormente.

Se realizó también una serie de ensayos para evaluar la sensibilidad de los resultados al valor de la humedad residual. Se realizó una primera simulación aumentando el valor base de 0.015 en un 66%, y luego se repitió reduciéndolo en idéntica proporción. Los resultados de este análisis de sensibilidad se presentan en la **Tabla 10-11**.

		$\theta_r = 0.005$ (-66%)	$\theta_r = 0.015$	$\theta_r = 0.025$ (+66%)
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	18 (-1.8%)	18	18 (+2%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	410 (-0.2%)	411	412 (+0.5%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	3.35 (+1%)	3.32	3.28 (-1%)
Área Inundada Media	miles de Ha	79 (-1.4%)	80	82 (+1.6%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	437 (-0.9%)	441	444 (+0.8%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	94.3% (+0.1%)	94.3%	94.3% (-0.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	3.8% (-1.8%)	3.9%	4.0% (+2%)

**Tabla 10-11:** Sensibilidad al valor de la Humedad Residual

Según se observa en la tabla, la variación del valor de la humedad residual produce escasa variación en los resultados. Dichas variaciones son inversas a las observadas en el caso de la humedad de saturación. Esto se debe a que al incrementarse la humedad residual disminuye el rendimiento específico del suelo, al igual que cuando se reduce la humedad de saturación. De cualquier manera, dado que la humedad residual es entre uno o dos órdenes de magnitud más pequeña que la de saturación, el efecto es mucho más reducido.

A continuación se realizaron ensayos para determinar la sensibilidad de los resultados al valor del coeficiente  $\alpha$  de la curva de retención de van Genuchten. En este caso, para los análisis de sensibilidad se fijó el valor del parámetro para ambos suelos igual al valor medio correspondiente más y menos un desvío estándar, ambos según los valores publicados por Schaap y Leij (2000), resumidos en la **Tabla 4-1** y la **Tabla 6-6**.

Dado que los valores adoptados del coeficiente para el modelo calibrado, utilizado como base del análisis de sensibilidad, son superiores a los valores medios publicados, los resultados mostraron mayor sensibilidad en el caso de reducción de los coeficientes. Los mismos se presentan en la **Tabla 10-12**.

En el caso de una disminución del coeficiente las variaciones observadas son muy significativas. El mismo muestra un aumento especialmente considerable de la profundidad freática media, fruto de una mayor evapotranspiración. Como consecuencia, para dicho caso, tanto el caudal en el emisario como el área inundada se reducen notablemente.

En el caso de la reducción del coeficiente, el sentido de todas las variaciones se revierte, si las mismas resultan muy inferiores (un orden de magnitud menos), como se explicó anteriormente.

		Media + DS	Valores Calibrados	Media - DS
Caudal Medio en el Emisario	m3/s	8.1 (+6%)	7.7	4.1 (-47.2%)
Caudal Máximo en el Emisario	m3/s	281.2 (+2.4%)	274.8	210.8 (-23.3%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	2.4 (-11.4%)	2.7	8.2 (+199.9%)
Área Inundada Media	miles de Ha	81.1 (+3.9%)	78.1	47.4 (-39.4%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	492.1 (+1.4%)	485.4	348.4 (-28.3%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	97.6% (-0.2%)	97.7%	99.4% (+1.7%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	1.9% (+5.3%)	1.8%	1.0% (-45.9%)

**Tabla 10-12:** Sensibilidad al valor del parámetro  $\alpha$  de la curva de retención

Se ensayó también la sensibilidad al parámetro  $n$  de la curva de retención. De manera similar a la del caso anterior, en esta prueba se fijó el parámetro  $n$  como el valor medio más un desvío estándar para ambos suelos, según los valores de Schaap y Leij. El límite inferior del intervalo propuesto no fue ensayado, ya que al restar un desvío estándar al valor medio en el caso del loess, el valor resultante produce una curva de retención físicamente imposible (altura de succión creciente con la humedad). Probablemente la distribución obtenida por Schaap y Leij para este caso presente un sesgo marcado hacia los valores más altos, de manera que el valor mínimo posible es mayor que el valor medio menos un desvío estándar

Los resultados de los indicadores para este ensayo de sensibilidad se presentan en la **Tabla 10-13**. Se observa que al aumenta el valor del parámetro  $n$ , la profundidad freática disminuye, como producto de una menor capacidad de evapotranspiración. El caudal en el emisario aumenta por lo tanto sustancialmente, tanto en valor medio como en valor máximo, al igual que el área inundada.

		Valores Calibrados	Media + Desvío E.
Caudal Medio en el Emisario	m3/s	7.7	10.8 (+40.9%)
Caudal Máximo en el Emisario	m3/s	274.8	304.1 (+10.7%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	2.7	1.7 (-39%)
Área Inundada Media	miles de Ha	78.1	101.1 (+29.5%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	485.4	520.0 (+7.2%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	97.7%	96.7% (-1.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	1.8%	2.5% (+38.5%)

**Tabla 10-13:** Sensibilidad al valor del parámetro  $n$  de la curva de retención

Se concluye que tanto los parámetros  $\alpha$  como  $n$  de la curva de retención presentan elevada sensibilidad. Al elevarse cualquiera de esos parámetros, la curva de retención indica menor altura de succión para igual contenido de humedad. Esto reduce la capacidad del agua de ascender en la zona no saturada, reduciendo la evapotranspiración.

Dado que estos últimos parámetros poseen una elevada incertidumbre, unida a su considerable sensibilidad, se consideran apropiados como parámetros de calibración del sistema.

## 10.2 Sensibilidad a la escala de resolución

Existen diversas razones por las que resulta de interés estudiar la sensibilidad de los resultados del modelo a la escala de discretización geográfica. En primer lugar, el esfuerzo de cálculo necesario para resolver un determinado dominio para distintas discretizaciones varía significativamente. Estudiar la sensibilidad de los resultados puede permitir adoptar con criterio una solución de compromiso entre esfuerzo de cálculo y precisión de los resultados (Bathurst, 1986).

Por otro lado, dado que en general existen heterogeneidades en los distintos parámetros del modelo a escala subgrilla, la discretización adoptada suaviza las mismas, al requerir la designación de un valor único por celda (Xevi et al., 1996). Este efecto es cada vez mayor a medida que se utilizan tamaños de malla más gruesos.

Esto refuerza la idea, discutida en la sección 4.1, de que en cierta medida los modelos distribuidos como el presente pueden interpretarse como modelos conceptuales a escala de celda (Beven, 1989), que utilizan las leyes de la física para representar los procesos, pero cuyos parámetros no necesariamente coinciden exactamente con los puntuales de campo, sino más bien con valores “efectivos” de los mismos. Es posible que los valores efectivos de los parámetros no sean independientes de la escala, lo que podría causar un sesgo del modelo a medida que la escala se modifica con utilizando el mismo juego de parámetros.

Otros autores han publicado análisis de sensibilidad a la escala de grilla en modelos implementados usando SHE o MIKE SHE (Bathurst, 1986; Xevi et al., 1996; Refsgaard, 1997), aunque los mismos corresponden a cuencas mucho más pequeñas que la utilizada en este trabajo. Ninguno de las mismas es tampoco una cuenca de llanura. En particular, el análisis de sensibilidad publicado por Refsgaard (1997) incluye escalas del orden de las utilizadas en este trabajo.

En el presente estudio se compararon los resultados del modelo implementado y calibrado con una escala de 1000 m con los obtenidos de utilizar tamaños de celda 2000, 4000 y 8000 m. Los campos de parámetros utilizados en estos modelos surgen de promediar los utilizados para el modelo de 1000 m, excepto para la altura topográfica y el almacenamiento en depresiones, que fueron reconstruidos en cada caso con la metodología descrita en el capítulo 4 utilizando los datos corregidos del SRTM.

A fin de evitar posibles efectos de escala debidos a la forma imperfecta de representar las obstrucciones al flujo provocadas por las rutas, y dado que las mismas tienen solo una influencia secundaria sobre los resultados, en estos ensayos de sensibilidad no se tuvieron en cuenta dichas obstrucciones.

En la **Tabla 10-14** se presenta un resumen de los resultados para cada escala y su variación referida a la situación base. Puede observarse en la misma que la escala de resolución afecta sustancialmente la mayor parte de los resultados.

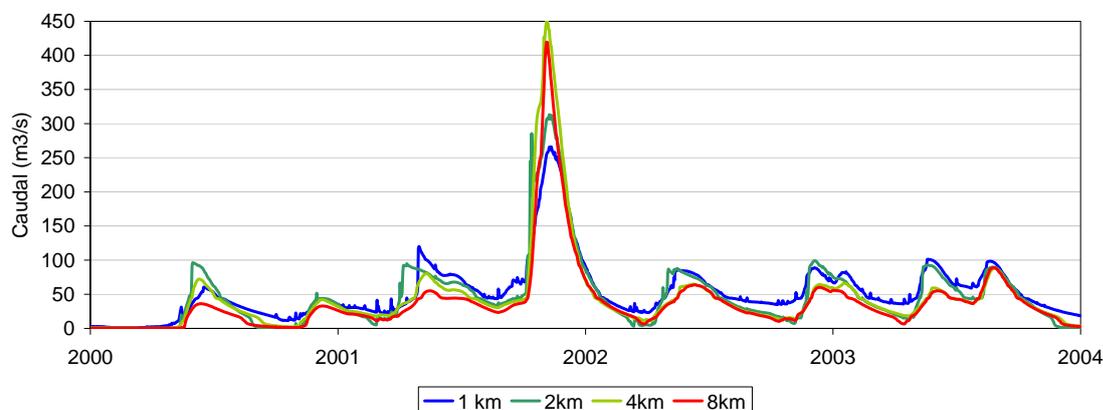
		1 km	2 km	4 km	8 km
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	7.9	6.1 (-23.3%)	5.7 (-28%)	4.6 (-42.4%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	266.0	313.0 (+17.7%)	450.2 (+69.3%)	419.2 (+57.7%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	2.82	2.71 (-4%)	2.61 (-7.6%)	2.49 (-11.8%)
Área Inundada Media	miles de Ha	73.6	59.6 (-19.2%)	42.4 (-42.5%)	39.3 (-46.6%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	487.6	421.3 (-13.7%)	364.9 (-25.2%)	329.0 (-32.6%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	97.9%	98.3% (+0.4%)	98.6% (+0.8%)	98.9% (+1.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	1.7%	1.3% (-24.4%)	1.1% (-34.7%)	1.0% (-42.1%)

**Tabla 10-14:** Sensibilidad al tamaño de malla

En el caso del caudal en el emisario de la cuenca se observa que, al aumentar el tamaño de celda, disminuye en valor medio, pero la respuesta para el pico máximo se incrementa. Esto puede verse claramente en la **Figura 10-3**, en la que se presentan las series de caudal para los distintos casos.

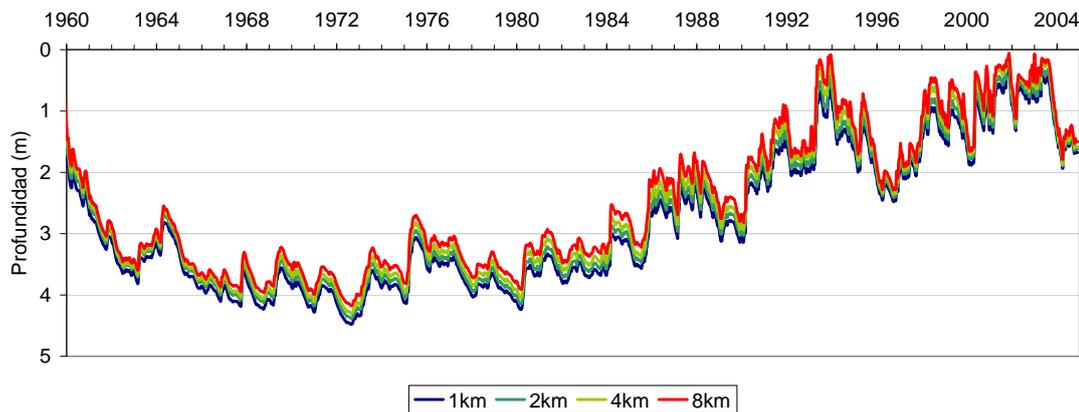
La disminución del caudal medio probablemente tiene que ver con que a medida que la escala aumenta, se promedia la capacidad de infiltrar y retener en superficie de áreas cada vez mayores. Por ejemplo, cuando antes bastaba que se superara la capacidad de almacenamiento de una única celda pequeña para comenzar el escurrimiento, ahora debe superarse la de celdas mucho más grandes, equivalentes a varias de las celdas del modelo original. De hecho, cada celda de los modelos de 2, 4 y 8 km de paso equivalen respectivamente a 4, 16 o 64 celdas del modelo original. Una variación relativa del caudal medio, aproximadamente del mismo orden, fue observada también por Xevi et al. (1996) como producto de la variación de escala.

Al mismo tiempo, cuando en las celdas de mayor tamaño se supera el almacenamiento y los excedentes escurren, estos lo hacen en pulsos de mayor intensidad, por ocurrir simultáneamente en zonas mayores. Esto probablemente explica la mayor intensidad de los picos máximos. En otros picos de caudal menores no se observa este comportamiento. Esto se cree que se debe al hecho que las lagunas introducidas en el modelo unidimensional, especialmente las de Mar Chiquita y de Gómez se encuentran, debido al caudal medio menor, en mejores condiciones de laminar los picos menores de caudal, que no llegan a manifestarse nítidamente a la salida de la cuenca.



**Figura 10-3:** Comparación del caudal en Junín en función del tamaño de grilla

En cuanto a la profundidad freática, se observa que, al menos en términos medios, muestra muy poca sensibilidad a la escala de resolución. Si bien la misma disminuye monótonamente a medida que aumenta el tamaño de celda, aún para las celdas de 8km la diferencia es de solo 30 cm. La series de tiempo de la misma se presentan en la **Figura 10-4**. Puede verse que la mencionada diferencia es prácticamente uniforme a lo largo del tiempo.



**Figura 10-4:** Comparación de la profundidad freática media en función del tamaño de grilla

En cuanto a los resultados de la metodología desarrollada para evaluar el área inundada, se ve que el modelo con paso de 2km ofrece resultados bastante similares a los del original con errores menores al 20% para las áreas inundadas medias y máximas. El error aumenta paulatinamente a medida que crece el tamaño de celda, superando el 40% para la escala más grande.

La evapotranspiración total es mayor a medida que aumenta la escala, lo que complementa la disminución de la escorrentía saliente.

Como conclusión, puede verse que el traspaso de escalas del modelo no es directo, sino que, por los mencionados efectos de escala de los procesos, los resultados se alteran hasta cierto punto. A fin de representar con precisión el efecto de los procesos se hace necesario un reajuste, probablemente moderado, de al menos algunos parámetros del modelo. Esto es similar a lo observado por otros autores (Refsgaard, 1997).

Por otro lado, cabe destacarse que el orden de magnitud de los resultados no varía para los distintos casos. La utilización de modelos de escala mayor para la generación de condiciones de borde o bien condiciones iniciales para modelos de escala menor parecería ser una alternativa válida.

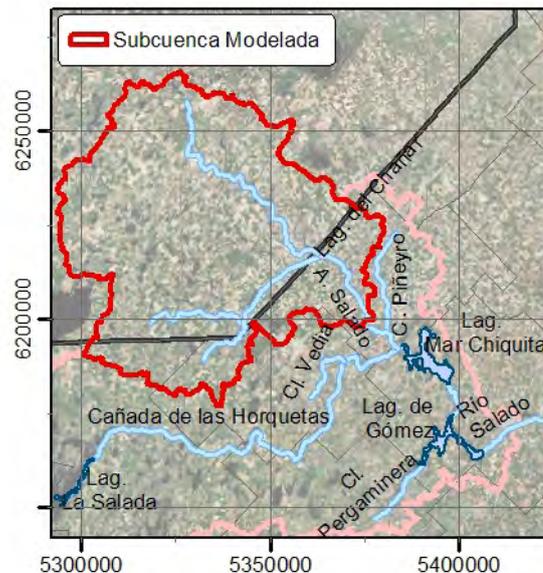
### 10.3 Sensibilidad a la partición en submodelos

Dado que el modelo desarrollado abarca solo una parte de la cuenca del Salado, resulta de interés realizar ensayos a fin de evaluar si los criterios utilizados para seleccionar el dominio son aceptables y qué error introducen en los resultados las condiciones de borde utilizadas. A tal efecto, se realizaron ensayos utilizando una fracción de la cuenca estudiada.

En efecto, se implementó un submodelo abarcando solamente la cuenca del Arroyo Salado, cerrada a la altura de la Ruta Provincial N°50, la que constituye una parte del dominio

original. Este submodelo se implementó de manera idéntica al modelo original (que designado aquí modelo integral, por abarcar la región de estudio entera), de la manera descrita en el capítulo 6.

El dominio de este nuevo submodelo fue determinando calculando con el MDT de detalle la subcuenca superficial que cierra en el punto indicado. Se utilizó la misma metodología explicada en el capítulo 4, utilizada para el modelo integral. El subdominio se presenta en la **Figura 10-5**.



**Figura 10-5:** Dominio del submodelo de la cuenca del Arroyo Salado

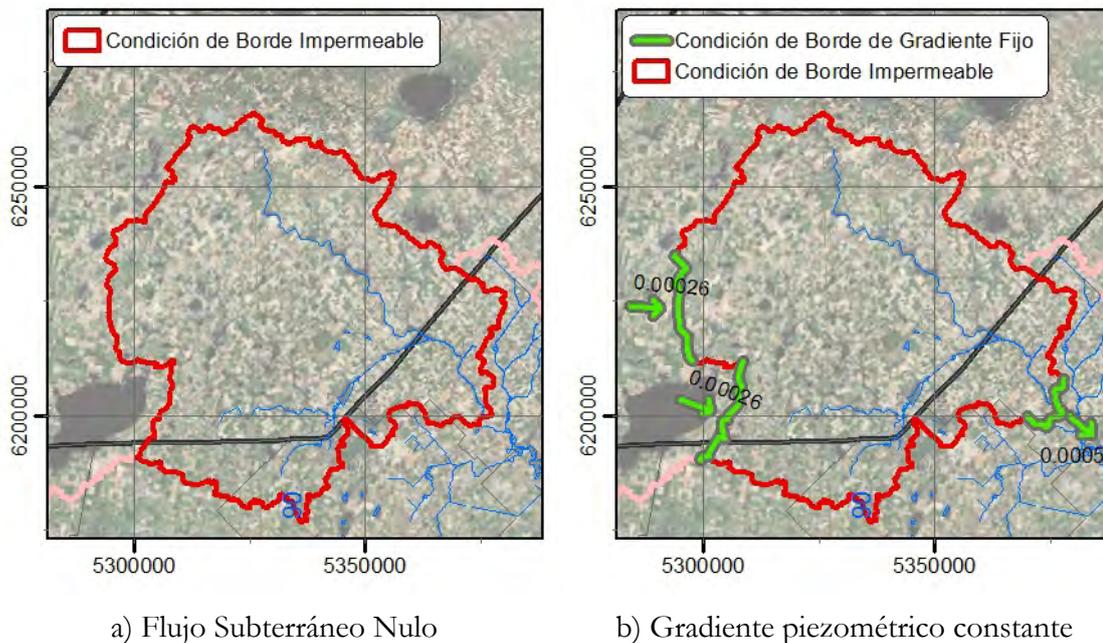
Dado que el modelo fue dividido utilizando por el límite de una subcuenca superficial, la condición de borde para el flujo en el terreno fue impuesta de flujo entrante nulo. Si bien, como se discutió en el capítulo 2, pueden existir trasvases superficiales en regiones de llanura entre subcuencas contiguas, se considera que esta hipótesis es bastante aproximada a la realidad.

Se realizaron para el submodelo distintas simulaciones imponiendo condiciones de borde distintas de flujo subterráneo, a fin de evaluar su influencia y comparar los resultados con los del modelo integral anteriormente desarrollado.

Se ensayaron dos esquemas de condiciones de borde:

1. Considerando un flujo subterráneo nulo en todo el contorno del modelo.
2. Considerando gradientes piezométricos constantes definidos por tramos en la frontera, como se explicó en la sección 6.7 para el modelo principal. Los gradientes en el borde exterior del modelo se conservaron iguales que en el modelo integral, mientras que en los nuevos bordes internos se estimó un valor grosero a partir de los resultados del modelo anterior.

En la **Figura 10-6** se presentan esquemas de las condiciones de borde utilizadas para estos dos ensayos.



**Figura 10-6:** Condiciones de borde utilizadas para el submodelo

En la **Tabla 10-15** se presenta un resumen de los resultados obtenidos para la simulación del modelo integral, y para los dos escenarios ensayados en el submodelo.

		Submodelo - Flujo Nulo	Sin Particionar	Submodelo - Flujo Fijo
Caudal Medio en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	3.9 (-1.2%)	3.9	3.8 (-1.7%)
Caudal Máximo en el Emisario	m <sup>3</sup> /s	230.3 (+7.4%)	214.5	240.5 (+12.2%)
Profundidad a la Napa Freática Media	m	3.7 (-0.8%)	3.7	3.7 (-1.1%)
Área Inundada Media	miles de Ha	20.6 (-2%)	21.0	20.6 (-2.1%)
Área Inundada Máxima	miles de Ha	151.5 (-0.8%)	152.6	151.7 (-0.7%)
Agua Perdida por Evapotranspiración	%	97.1% (+0.1%)	97.0%	97.1% (+0.1%)
Agua Perdida por Escorrentía	%	2.5% (+0.9%)	2.5%	2.5% (+0.6%)

**Tabla 10-15:** Sensibilidad a las condiciones de borde en submodelo

Puede observarse en la tabla de resumen que la sensibilidad de la mayor parte de los parámetros a la partición del modelo es muy baja, independientemente de las condiciones de borde utilizadas para el flujo subterráneo. El parámetro que presenta mayor sensibilidad es el caudal máximo, que aumentó entre 7% y 12% respecto del valor original cuando el modelo se partición. De cualquier manera, el análisis de las series de caudal en el emisario muestra que esta variación es puntual, no observándose variaciones sistemáticas en el resto de los picos de caudal. El caudal medio, por otro lado, presentó una sensibilidad mucho más pequeña a la partición, de entre 1% y 2%

La sensibilidad de la partición y de las condiciones de borde subterráneas se considera muy baja para el resto de los parámetros. De hecho, es muy posible que las variaciones observadas estén comprendidas dentro del error de cálculo, ya sea del modelo como de las metodologías de post-procesamiento utilizadas para calcular dichos indicadores.

A partir de los resultados pueden extraerse principalmente dos conclusiones:

- La sensibilidad a la partición del dominio en submodelos utilizando las cuencas de agua superficial como divisorias presenta baja a muy baja sensibilidad en los resultados. Estos resultados indican, por lo tanto, que la partición en submodelos es una alternativa válida para el cálculo de cuencas muy extensas.
- La influencia sobre los resultados del flujo subterráneo en las fronteras del dominio es muy pequeña para cuencas de muy baja pendiente. Esto está en línea con las características típicas de estas cuencas. Como se explicó en el capítulo 2, las cuencas de muy baja pendiente presentan velocidades de escurrimiento horizontal muy lentas. Esto genera que sean mucho más importantes los flujos verticales, siendo el balance hídrico principalmente vertical.
- Dada dicha baja influencia, no parece haber diferencias significativas en adoptar como condiciones de flujos nulos o gradientes piezométricos estimados. De hecho, si bien los gradientes adoptados en el segundo caso son más compatibles con las condiciones de borde utilizadas en el modelo integral, podría argumentarse que los resultados del submodelo forzado con flujos subterráneos nulos son ligeramente más cercanos a los del modelo integral que los del segundo ensayo.

## Capítulo 11: Conclusiones

---

Se presentan, en forma separada, las conclusiones sobre la metodología de modelación y sobre los resultados de su aplicación a la zona noroeste de la cuenca del Salado.

En relación a la metodología de modelación:

- La modelación hidrológica integrada superficial-subterránea es recomendable para grandes cuencas de llanura, donde el intercambio vertical es muy significativo en el balance de agua.
- La correcta evaluación del escurrimiento en la zona vadosa es clave para la resolución de la dinámica del sistema. Su tratamiento a través de la resolución de la Ecuación de Richards ha mostrado ser posible y eficiente.
- La apropiada representación de los efectos de las geoformas locales es fundamental para determinar el balance hídrico. En este sentido, la metodología original desarrollada para parametrizar el efecto agregado de las cubetas de deflación (cuyas extensión espacial es menor que la dimensiones de la celda de discretización) sobre los procesos de escurrimiento y acumulación de excedentes hídricos superficiales, ha mostrado ser eficiente y precisa.
- La representación de las obstrucciones lineales, debidas a la existencia de obras infraestructura, como contornos impermeables atravesados por tramos unidimensionales de conducciones concentradas que simulan el paso de excedentes a través de las estructuras de alivio (puentes, alcantarillas), resultó satisfactoria.
- La zonificación para la asignación de valores de parámetros, constituye una estrategia ineludible, dada la forma en que se encuentran disponibles los datos de campo. Si bien esta metodología no es ideal para modelos distribuidos, ha resultado ser efectiva.
- La calibración basada en el ajuste de los parámetros que presentan mayor incertidumbre, en este caso las propiedades hidráulicas de los suelos en la zona no

saturada, resultó adecuada por su efectividad y su consistencia, ya que los valores adoptados cayeron dentro de rangos indicados por la bibliografía para los tipos de suelo correspondientes o bien resultaron compatibles con registros de campo. La misma se realizó calibrando de manera de obtener la mejor representación posible de los niveles freáticos en los puntos en que se cuenta con registros.

- La validación del modelo se realizó principalmente a través de la comparación de los caudales simulados con aforos esporádicos realizados en distintas estaciones de la cuenca, especialmente en el emisario de la misma. Se obtuvo un buen acuerdo para la mayor parte de los aforos.
- La capacidad del modelo para simular la transición, de escala decadal, desde un período hidrológico ‘pobre’, con niveles de napa relativamente bajos, a uno ‘rico’, con elevación consistente de la napa y crecimiento explosivo de caudales superficiales, puede considerarse como una validación de su performance a largo plazo.
- La metodología original desarrollada para distribuir superficialmente la inundación en función de la escala topográfica de escala subgrilla (especialmente, las cubetas de deflación), ha mostrado ser relativamente precisa, en el sentido de que puede reproducir las formas y áreas observadas en imágenes de referencia. De todos modos, las manchas de inundación calculadas tienden a ser más compactas, lo cual se adjudica a los errores en la representación topográfica del modelo digital del terreno.
- La metodología propuesta, aplicada a los resultados del modelo hidrológico, es capaz de representar cualitativamente de manera adecuada la evolución temporal de las áreas anegadas en la subregión de estudio. El acuerdo cuantitativo alcanzado en cada caso entre área inundada observada y simulada se considera satisfactorio.
- La escorrentía superficial es sensible a la evapotranspiración potencial. Una reducción del 10% de la evapotranspiración potencial produce una duplicación del caudal medio a la salida de la cuenca, mientras que un aumento del 10% conduce a una reducción de dicho caudal a la mitad.
- La adopción de un valor uniforme y constante de la evapotranspiración potencial conduce a resultados medios válidos, en cuanto a caudal en el emisario, área inundada, volumen evaporado y nivel freático, por lo que puede ser una alternativa útil si no existiera disponibilidad de datos históricos.
- La evapotranspiración real es sensible al Índice de Área Foliar, dependiente del uso del suelo. Una disminución del 50% en el índice produce una disminución de 2% de la evapotranspiración, provocando una elevación del nivel freático de alrededor de 1 metro y un subsiguiente aumento del caudal medio en el emisario de la cuenca, que supera el 50%. El área media inundada también aumenta considerablemente, casi en idéntica proporción. Las consecuencias son sustancialmente menores en el caso de un incremento en el índice, dado que el mismo no contribuye a aumentar la evapotranspiración real más allá de su valor potencial, condicionado por las condiciones meteorológicas.
- La sensibilidad a la profundidad radicular máxima es sustancialmente menor a la que se observa respecto del Índice de Área Foliar.

- La variación estacional de las características de cobertura de la cuenca tiene un efecto secundario en los resultados. Esto puede tener relación con el hecho de que esa variación altera básicamente el balance evaporación-infiltración, influyendo en el nivel freático, el cual de todos modos responde con una escala de tiempos suficientemente larga como para filtrar esa modulación. Como consecuencia, la utilización de valores medios anuales para los parámetros de cobertura puede resultar suficiente en muchas aplicaciones.
- De entre los parámetros hidrogeológicos, el de mayor sensibilidad sobre los resultados es la permeabilidad horizontal del suelo. La misma influye principalmente sobre la magnitud del caudal base de los cursos.
- De entre los parámetros de la zona no saturada, los que producen mayores variaciones sobre los resultados son la permeabilidad vertical del suelo y los parámetros  $\alpha$  y  $n$  de la curva de retención. La permeabilidad vertical influye sobre la capacidad de infiltración y evapotranspiración desde el suelo, afectando el nivel freático. Al aumentar los parámetros de la curva de retención se produce una menor altura de succión para igual contenido de humedad, reduciendo la capacidad del agua de ascender en la zona no saturada y por lo tanto la evapotranspiración.
- Los resultados del modelo son sensibles al tamaño de grilla. Al aumentar el tamaño de celda, los caudales medios en el emisario se reducen, como consecuencia de la reducción en la frecuencia de aparición de pequeños picos (ya que la capacidad de infiltración se promedia sobre zonas más grandes). Los grandes picos de caudal, por el contrario, se incrementan, dado que celdas más grandes causan que la generación de excedentes se produzca simultáneamente sobre áreas más grandes. Esto significa que, al modificar la escala de resolución, puede requerirse, aunque moderado, un reajuste de los parámetros para recalibrar. No obstante, la utilización de modelos de escala mayor para la generación de condiciones de borde a modelos de escala menor puede funcionar adecuadamente.
- Los resultados del modelo son poco sensibles a la partición del dominio en submodelos, utilizando las cuencas de agua superficial como divisorias. En consecuencia, la partición en submodelos es una alternativa válida para la modelación de cuencas muy extendidas.

En relación a la aplicación a la cuenca del Salado sobre el período 1959-2004:

- Del caudal medio total que escurre por el emisario de la cuenca, aproximadamente un 54% proviene de la cuenca del arroyo Salado, mientras que un 31% corresponde a la Cañada de las Horquetas. El caudal restante se incorpora a la red de cursos a partir de la Laguna de Mar Chiquita.
- Los caudales medios aumentan gradualmente en los cursos a medida que se aproximan al emisario. En cambio, para los caudales máximos, si bien se mantiene esta tendencia general, pueden verse algunos descensos en valor hacia aguas abajo. Esto se debe a la capacidad de laminación de las pequeñas lagunas ubicadas a lo largo de los cursos.
- En cuanto a la forma de los hidrogramas, puede verse que solo a partir de 1984 comienzan a producirse caudales de importancia en todos los cursos. En el período anterior, solo existen caudales de base muy pequeños y algunos pulsos de caudal inferiores en general a  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ .

- Durante el período 1984 – 2004, los hidrogramas del arroyo Salado presentan numerosos picos de caudal intenso de corta duración. En cambio, los de la cañada de las Horquetas, son menos numerosos pero más duraderos. En el emisario de la cuenca se observa una importante laminación de los picos de caudales más cortos. Esto se debe a que los mismos, antes de dejar la cuenca, atraviesan la laguna de Mar Chiquita y la laguna de Gómez, que poseen importantes volúmenes de almacenamiento.
- El comportamiento de la napa freática sigue tendencias de larga duración, del orden de quinquenios o décadas. A partir de 1960 se ve un descenso del nivel freático hasta una profundidad media aproximada de entre 3 y 4.5 metros, que se mantiene durante más de 20 años hasta mediados de la década del '80. A partir de allí se ve un ascenso paulatino de los niveles hasta 2003. En el medio de ese período pueden verse algunas ventanas de tiempo (1989-1990; 1996-1998) en que se insinúan ciclos de napa más baja, que finalmente no llegan a concretarse.
- Las profundidades freáticas son generalmente mayores en la zona este de la cuenca, donde el suelo es loessico que en la zona oeste, de suelos constituidos por arenas finas.
- Existe una muy fuerte relación entre la respuesta del caudal en el río Salado, el porcentaje de saturación de bajos medio y la profundidad freática media. En las series de las tres variables coinciden los períodos de valores bajos y los períodos en que se producen picos de valores más altos. Esto es especialmente cierto en el caso del caudal y del porcentaje de saturación medio, que presentan escalas de tiempo de respuesta similares.
- A pesar de la diferencia de escala de tiempo de las variaciones de profundidad freática y de caudal, existe una fuerte relación entre los mayores picos de caudal y las bajas profundidades freáticas. Los grandes picos de crecida, en el año 1993 y en el intervalo 2001-2003, coinciden con los momentos en que la profundidad disminuye por debajo de 1 metro respecto del terreno. También se registran en esos períodos porcentajes elevados de saturación de bajos.
- La generación de grandes excedentes en el sistema está ligada a la disminución de la capacidad de infiltración provocada por elevados niveles freáticos. Dado que la escala de tiempo de las variaciones en la napa freática es relativamente larga, el colapso del sistema se produce por el efecto acumulativo de períodos largos (varios años) de precipitaciones relativamente elevadas.

## Referencias

---

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. and Rasmussen, J., 1986a. An introduction to the European Hydrological System -- Système Hydrologique Européen, SHE, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87: 45-59.
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986b. An introduction to the European Hydrological System—Système Hydrologique Européen, SHE, 2. Structure of a physically based distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87, 61–77.
- Abbott, M.B. and Ionescu, F., 1967: On the numerical computation of nearly-horizontal flows. *J.Hyd.Res.*, 5, pp. 97-117.
- Ajami, N., Gupta, H., Wagener, T., Sorooshian, S., 2004. Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *Journal of Hydrology* 298 (2004) 112–135.
- Al-Khudhairy, D.H.A., Leemhuis, C., Hoffmann, V., Shepherd, I.M., Thompson, J.R., Gavin, H., Gasca-Tucker, D., Zalidis, G., J.R. Thompson et al. / *Journal of Hydrology* 293 (2004) 151–179
176. Bilas, G., Refstrup Sorenson, H., Refsgaard, A., Papadimos, D., Argentieri, A., 2001b. System for HYdrology using Land Observation for model Calibration (SHYLOC): Final Report. EUR 1975 EN, European Commission, Ispra, Italy.
- Ameghino, F., 1884. Las secas y las inundaciones en la provincia de Buenos Aires – Obras de retención y no de desagüe. Ministerio de Asuntos Agrarios de la Provincia de Buenos Aires. Quinta Edición, La Plata, 1984.
- Andersen, J., Refsgaard, J.C., Jensen, K.H., 2001. Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin – model construction and validation. *Journal of Hydrology* 247 (3–4), 200–214.
- Anderson, M.P. and Woessner, W.W., 1992. *Applied Groundwater Modeling*. Academic Press, San Diego.
- Auge, M.P., Francesco, F., 1997. Cátedras de Morfología y Geología del Cuaternario, Facultad de Ciencias Exactas, UBA.
- Auge, M.P., Hernández, M.A., 1983. “Características geohidrológicas de un acuífero semiconfinado (Puelche) en la Llanura Bonaerense”. *Coloquio Internacional Hidrología de Grandes Llanuras*. UNESCO. Actas: Vol. III: 1019-1043. Buenos Aires - París.
- Averjanov, S. F., 1950. About permeability of subsurface soils in case of incomplete saturation. *English Collection*. Vol 7.
- Badano, N. Lecertúa, E., Re, M., Re, F. Menéndez, A., 2008. Modelación hidrológica integrada superficial-subterránea de una cuenca de llanura extensa. XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Cartagena de Indias, Colombia. IAHR, AIIH. Septiembre, 2008.

- Bathurst, J. C., 1986. Sensitivity analysis of the Système Hydrologique Européen for an upland catchment, *J. Hydrology* 37, 103–123.
- Bear J., Verrujit, A., 1987. *Modelling Groundwater Flow and Pollution*. Reidel Publishing Company, Holland.
- Beven, K., 1989. Changing ideas in hydrology – the case of physically based models. *Journal of Hydrology*, Vol 105, 157-172.
- Brakensiek, DL, Engleman, RL, Rawls, WJ, 1981. Variation within Texture Classes of soil Water Parameters. *Transactions of the ASAE* Vol 24 No 2, p 335-339, March-April 1981.
- Carsel, R. F., Parrish, R. S.. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24:755-769.
- Chow, V.T., 1959. *Open-Channel Hydraulics*. McGraw-Hill Book Company.
- Chow, V.T.; Maidment, D.R.; Mays, L.W. 1994. *Hidrología Aplicada*. Editorial McGraw-Hill Interamericana, Santafé de Bogotá, Colombia.
- DHI, 2004. *MIKE-11 Technical Reference Manual*. Danish Hydraulic Institute, Denmark.
- DHI, 2005. *MIKE-SHE v2005 User Guide and Technical Reference Manual*. Danish Hydraulic Institute, Denmark.
- Donigian, A.S., Jr. Davis, H.H., Jr. 1978. *User's Manual for Agricultural Runoff Management (ARM) Model*, U.S. Environmental Protection Agency, EPA- 600/3-78-080.
- Donigian, A.S. Jr., Baker, D.A., Haith, Walter, M.F., 1983. *HSPF Parameter Adjustments to Evaluate the Effects of Agricultural Best Management Practices*, EPA Contract No. 68-03-2895, U.S. EPA Environmental Research Laboratory, Athens, GA, (PB-83-247171).
- Durán, D., 2002. El problema de las inundaciones en la Cuenca del Salado o la cuestión de la alternancia de sequías e inundaciones en la Pampa Deprimida. *Sitio Argentino de Producción Animal*. [http://www.produccion-animal.com.ar/inundacion/06-inundaciones\\_cuenca\\_del\\_salado.htm](http://www.produccion-animal.com.ar/inundacion/06-inundaciones_cuenca_del_salado.htm)
- Engman, E.T., 1986. Roughness Coefficients for Routing Surface Runoff. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol 112, No.1, Feb., 1986.
- FAO, 1998. *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome.
- Farr, T. G., et al., 2007, The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Ferreiro, V., 1983. “El mapa hidromorfológico. Su utilización en el estudio de los recursos hídricos superficiales en regiones con insuficiente información de base. La cuenca hídrica superficial del río Bermejo”. *Actas del Coloquio de Olavarría de Hidrología de las grandes llanuras*. Vol. I, pp. 157-189. Buenos Aires, Argentina
- Fertonani, M. y Prendes, H., 1983. “Hidrología en áreas de llanura. Aspectos conceptuales teóricos y metodológicos”. *Actas del Coloquio de Olavarría de Hidrología de las grandes llanuras*. Vol. I, pp. 118-156. Buenos Aires, Argentina.
- Fidalgo, F., 1983. "Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca del Río Salado y en La pampa Ondulada", *Comité Nacional Para el Programa Hidrológico*

- Internacional, H.G.LL/54/TRA, Coloquio Internacional Sobre Hidrología de Grandes Llanuras, 11-20 Abril, 1983, Olavarría, pp 1045-067.
- Fuschini Mejía, M.C., 1994. "El agua en las llanuras". UNESCO/ORCYT. Montevideo, Uruguay. 54 pp.
- Giraut, M., 2006. Dinámica geomorfológica del humedal fluvial del Río Paraná en la Provincia del Chaco. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo – UNLP.
- Grayson, R.B., Bloschl, G., Western, A.W., McMahon, T.A., 2002. Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Advances in Water Resources* 25 (8–12), 1313–1334.
- Havno, K., Madsen, M. y Dorge, J., MIKE 11 - A generalised river modelling package, in *Computer Models of Watershed Hydrology*, Singh, V.P., Ed., Water Resources Publications, Colorado, USA, 1996.
- Halcrow & Partners, 1999. "Plan Maestro Integral de la Cuenca de Río Salado". Ministerio de Obras y Servicios Públicos de la Provincia de Buenos Aires. La Plata, Argentina.
- Hernández M.A., Fili, M.F, Auge, M.P y Ceci, J.H., 1975. "Geohidrología de los acuíferos profundos de la Provincia de Buenos Aires". VI Congreso Geológico Argentino. Actas. T II: 479-500. Buenos Aires.
- Herzer, H., 2003. Flooding in the Pampean Region of Argentina: The Salado Basin. Chapter 10 of "Building safer cities: the future of disaster risk". Disaster Risk Management Series, No. 3. World Bank, Washington, D.C., 2003.
- Hill, M.C., 1990. Pre-conditioned conjugate gradient 2 (PCG2), a computer program for solving groundwater flow equations: U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 90-4048, 43 p.
- INA-ETOSS, 2003. Estudio para el Diagnostico del Ascenso de las Aguas Subterráneas en el Conurbano Bonaerense y la Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Informe Final de la Etapa I. Convenio Instituto Nacional del Agua – Ente Tripartito de Obras y Servicios Sanitarios.
- INTA-SAGyP. 1990. Atlas de suelos de la República Argentina. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria - Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca, Buenos Aires
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- Iriondo, M., 1986. Modelos sedimentarios de cuencas continentales: las llanuras de agradación, en: Congreso Latinoamericano de hidrocarburos, Buenos Aires, v.1, 81-98.
- Iriondo, M., 1987. Geomorfología y cuaternario de la Provincia de Santa Fe. *D'Orbignyana* N°4., pag. 1-54. Corrientes, Argentina.
- Iriondo, M, Paira, A. 2007. Physical Geography of the Basin. The Middle Paraná River, Limnology of a Subtropical Wetland. Springer Berlin Heidelberg.
- Jensen, W.; E. Hodgson; H. Christiansen; J. Mackey; L. Tinney y R. Sharitz, 1986. Remote Sensing Inland Wetlands: a Multispectral Approach. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. 52(1): 87-100.

- Jobbagy, E.G., Santoni, C., 2006. La (nueva) agricultura y la hidrología en la llanura chaco pampeana: Desafíos para los próximas décadas. XXII Reunión Argentina de Ecología: Hechos y Perspectivas.
- Henriksen H.J., Troldborg, L., Nyegaard, P., Sonnenborg, T.O., Refsgaard, J.C., Madsen, B., 2003. Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *Journal of Hydrology*, Vol. 280, pag. 52– 71.
- Kosugi K. 1999. General model for unsaturated hydraulic conductivity for soils with lognormal pore-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1999;63:270-277.
- Kristensen, K.J. and Jensen, S.E., 1975. A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration. Royal Veterinary and Agricultural University, *Nordic Hydrology* 6, pp. 170-188.
- Laspiur, Roberto Hugo, 2005. Cien días en la inundación de Epecuén: crónica de una criminal inacción. 1ª ed. – Buenos Aires: Dunken, 2005, ISBN 987-02-1515-7.
- Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001. Long term rise in a Sahelian water table: the continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology* 243: 43-54.
- Leij, F.J., Alves, W.J., van Genuchten, M. Th, Williams, J.R.. 1996. The UNSODA unsaturated soil hydraulic database, version 1.0, EPA report EPA/600/R-96/095, EPA National Risk Management Laboratory, G-72, Cincinnati, OH. Disponible en: <http://www.ussl.ars.usda.gov/MODELS/unsoda.htm>; verified January 31, 2000.
- Liu, H-L, Chen, X., Bao, A-M., Wang, L., 2007. Investigation of groundwater response to overland flow and topography using a coupled MIKE SHE/MIKE 11 modeling system for an arid watershed. *Journal of Hydrology* Vol. 347, pag. 448– 459.
- Mark, D. M. 1988. *Network Models in Geomorphology. Modelling in Geomorphological Systems.* John Wiley.
- Mescherikov, Y., 1968. “Plains”. *Encyclopaedia of Geomorphology.* Ed. Fairbridge. Dowden, Hutchinson & Ross. Stroudsboung, USA: 850-855.
- Michaud, J., Sorooshian, S., 1994. Effects of rainfall-sampling errors on simulations of desert flash floods. *Water Resources Research* 30(10), 2765–2775.
- Moore, F., 2003. Comparación de dos modelos digitales de elevación construidos a partir de dos fuentes diferentes (SRTM e IGM). Área Economía, Estadística e Informática, INTA Marcos Juárez. <http://www.inta.gov.ar/mjuarez/info/documentos/Agprecis/comp03.htm>.
- Mualem Y., 1976. A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 1976;12:513-522.
- Niborski, M, 2000. Descripción de los principales suelos de la pradera pampeana ordenados por subregiones. Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos. Facultad de Agronomía, UBA.
- Nirjhar Shah, 2007. *Vadose Zone Processes Affecting Water Fluctuations: Conceptualization and Modeling Considerations.* A dissertation submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. Department of Civil and Environmental Engineering. College of Engineering. University of South Florida.
- Penman, 1948. H.L. Penman , Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A* 193 (1948), pp. 120–146.

- Rawls, W. J., D. L. Brakensiek, and K. E. Saxton, 1982. Estimating soil water properties. *Transactions, ASAE*, 25(5):1316-1320 and 1328.
- Re, M., Badano, N., Lecertúa, E., Re, F., Menéndez, A., 2008. Modelación matemática de una cuenca de llanura extensa. XVII Congreso sobre Métodos Numéricos y sus Aplicaciones, ENIEF, San Luis, Argentina. Noviembre, 2008.
- Refsgaard J.C., Seth, S.M., Bathurst, J.C., Erlich M., Storm B., Jorgensen, G.H., Chandra, S., 1992. Application of the SHE to catchments in India Part 1. General results. *Journal of Hydrology*, Vol. 140, pag. 1–23.
- Refsgaard, J.C., Storm, B., 1995. *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Englewood, USA, pp. 809–846.
- Refsgaard, J.C., 1997. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, Vol. 198, pag. 69–97.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums, *Journal of Applied Physics*, 1(5), 318-333.
- Rodriguez, E., C.S. Morris, J.E. Belz, E.C. Chapin, J.M. Martin, W. Daffer, S. Hensley, 2005, An assessment of the SRTM topographic products, Technical Report JPL D-31639, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 143 pp.
- Rosso, R., 1994. An introduction to spatially distributed modelling of basin response. In: Rosso, R., Peano, A., Becchi, I., Bemporad, G.A. (Eds.), *Advances in Distributed Hydrology*. Water Resources Publications, pp. 3-30.
- Sala, Jose M, Gonzalez, Nilda and Kruse, Eduardo. 1983. "Generalización hidrológica de la Provincia de Buenos Aires", Comité Nacional Para el Programa Hidrológico Internacional, H.G.II/10/TRA, Coloquio Internacional Sobre Hidrología de Grandes Llanuras, 11-20 Abril, 1983, Olavarría, pp 966-1009.
- Sallies, A.R., 1999. Clima e Inundaciones en la Pampa Deprimida. Floodplain Management Assosiation – 17th Semiannual Conference, Sept-Oct 1999. Sacramento, California, U.S.A.
- Schaap, M. G., Leij, F. J., 2000. Improved Prediction of Unsaturated Hydraulic Conductivity with the Mualem-van Genuchten Model. *Soil Science Society of America Journal* 64, 843-851.
- Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación de México, 2004. La evolución económica del sector agrícola de la Argentina. Apoyos y Servicios a la Comercialización Agropecuaria - Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación, México. (<http://www.infoasercar.gob.mx/fichas/Ficha20-Ev-Ec-Sec-Agri-Argentina.pdf>)
- Stisen, S., Jensen, K H., Sandholt, I., Grimes, D.I.F., 2008. A remote sensing driven distributed hydrological model of the Senegal River basin. *Journal of Hydrology* Vol. 354, pag.131– 148.
- Tarboton D. G., R. L. Bras, I. Rodriguez-Iturbe. 1991. On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data. *Hydrological Processes*. Vol. 5, 81-100.
- Thompson, J.R., Sørensen, H.R., Gavin, H., Refsgaard, A., 2004. Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology* 293, 151–179.

- Thornbury, W.D, 1954. Principles of geomorphology. (10th pr. 1966). Wiley, New York. 618 pp.
- Tricart, J. L. 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Colección Científica, Tomo XII. INTA, Buenos Aires.
- UTN-FRA, 2007. Plan de Desarrollo Integral del Río Salado: Estudio de Impacto Ambiental, Social y Territorial.
- van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal 44, 892–898.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Yates, S.R., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. USDA, US Salinity Laboratory, Riverside, CA.
- Vázquez, R.F., Feyen, J., 2002. Effect of potential evapotranspiration estimates on effective parameters and performance of the MIKE SHE-code applied to a medium-size catchment. Journal of Hydrology 270 (2003) 309–327.
- Vázquez, R.F., Feyen, L., Feyen, J., Refsgaard, J.C., 2002. Effect of grid-size on effective parameters and model performance of the MIKE SHE code applied to a medium sized catchment. Hydrological Processes 16 (2), 355–372.
- Vázquez, R.F., Feyen J. y Berlamont, J., 2004. Análisis de sensibilidad con MIKE SHE variando topografía y ET. Ingeniería del Agua. Vol. 11. N° 3. Septiembre 2004.
- Vázquez, R.F., Feyen, J., 2006. Assessment of the effects of DEM gridding on the predictions of basin runoff using MIKE SHE and a modelling resolution of 600 m. Journal of Hydrology Vol. 334, pag. 73– 87.
- Veihmeyer, F.J. and Hendrickson, A.H., 1928. "Soil moisture at permanent wilting of plants". Plant Physiol. 3: 355–357.
- Veihmeyer, F.J. and Hendrickson, A.H., 1931. "The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils". Soil Science 32: 181–193.
- Xevi, E., Christiaens, K., Espino, A., Sewnandan, W., Mallantsm D., Sørensen, H., Feyen, J., 1996. Calibration, Validation and Sensitivity Analysis of the MIKE-SHE Model Using the Neuenkirchen Catchment as Case Study. Water Resources Management 11: 219–242, 1997.
- Winchell, M., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 1998. On the simulation of infiltration- and saturation-excess runoff using radar-based rainfall estimates: effects of algorithm uncertainty and pixel aggregation. Water Resources Research 34(10), 2655–2670.
- Zamolinski, A., Casas, R., Pittaluga, A., 1994. Manejo de los suelos salinos en el noroeste de la provincia de Buenos Aires. Publicación Técnica N° 15 - INTA - Agosto 1994.
- Zhang, Y.K., Schilling, K.E., 2006. Increasing streamflow and baseflow in Mississippi River since the 1940's: Effect of land use change. Journal of Hidrology 324, 412-422..